

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

Факультет Гідрометеорологічний інститут

Кафедра метеорології та кліматології

**Магістерська кваліфікаційна робота**

на тему: Умови утворення туманів і суцільної низької хмарності  
в аеропорту Одеса

Виконав магістр 2 курсу групи МЗК – 19  
спеціальності 103 – Науки про Землю  
Густенко Олексій Сергійович

Керівник к.геогр.н., доцент  
Хоменко Інна Анатоліївна

Рецензент д.геогр.н., професор  
Берлінський Микола Анатолійович

Одеса 2020

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

Інститут, факультет Гідрометеорологічний інститут  
Кафедра метеорології та кліматології  
Освітньо-кваліфікаційний рівень магістр  
Спеціальність 103 – Науки про Землю  
(шифр і назва)  
Освітньо-наукова програма Кліматологія

**ЗАТВЕРДЖУЮ**

Завідувач кафедри \_\_\_\_\_

Прокоф'єв О.М. 

“ 26 ” жовтня 2020 року

**ЗАВДАННЯ**  
**НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ**

Густенку Олексію Сергійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. **Тема роботи:** Умови утворення туманів і суцільної низької хмарності  
в аеропорту Одеса

керівник роботи Хоменко Інна Анатоліївна, к.геогр.н., доц.  
( прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом вищого навчального закладу від “16” жовтня 2020 року № 124-с

2. Строк подання студентом проекту (роботи) 7 грудня 2020 р.

3. Вихідні дані до проекту (роботи) Дані спостережень щоденників погоди за період 2010-2012 рр. і в кодї METAR і SPECI з 2013 по 2017 рр. для аеропорту м. Одеса, приземні карти, супутникові знімки, дані радіозондування для окремих випадків суцільної низької хмарності і туману.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Отримання режимних характеристик туманів і суцільної шаруватовидної хмарності з  $VHMX \leq 1500$  м. Визначення двовимірних ймовірностей появи суцільної шаруватовидної хмарності з  $VHMX \leq 1500$  м і туманів в залежності від місяця і часу доби й в залежності від температури і відносної вологості повітря. Дослідження інформативності локальних наземних спостережень як предикторів низької хмарності і туманів. Визначення синоптичних і аерологічних умов утворення туманів і суцільної низької хмарності на аналізі окремих випадків туманів і низької суцільної хмарності.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)

*Графіки добового ходу повторюваності суцільної низької шаруватої хмарності і туманів в різні сезони і місяці року. Рози вітрів, побудовані для всіх строків спостережень і строків спостережень з туманами і низькою суцільною хмарністю для зимового і літнього сезонів. Гістограми, які відображають розподіл туманів і суцільної шаруватовидної хмарності з  $V_{HMX} \leq 1500$  м в залежності від різних метеорологічних величин (швидкості вітру, метеорологічної дальності видимості, висоти нижньої межі хмарності).*

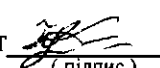
6. Консультанти розділів проекту (роботи)

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

7. Дата видачі завдання 26 жовтня 2020 р.

**КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН**

№ з/п	Назва етапів дипломного проекту (роботи)	Термін Виконання етапів проекту (роботи)	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Вивчення літературних джерел за темою дипломного проекту.	26 – 30 жовтня 2020 р.	99	відмінно
2.	Підготовка даних метеорологічних спостережень до обробки.	31 жовтня - 1 листопада 2020 р.	100	відмінно
3.	Обробка даних метеорологічних спостережень за допомогою графічно-розрахункових пакету «Excel», пакету прикладних програм «Matlab»	2-9 листопада 2020 р.	98	відмінно
4.	Отримання режимно-статистичних характеристик туманів і суцільної шаруватовидної хмарності з $V_{HMX} \leq 1500$ м.	10-12 листопада 2020р.	100	відмінно
5.	Аналіз отриманих результатів.	12-16 листопада 2020 р.	99	відмінно
<b>Атестація</b>		17 листопада 2020 р.	100	відмінно
6	Аналіз отриманих результатів.	18 листопада – 3 грудня 2020р.	100	відмінно
7.	Оформлення магістерської роботи.	4-6 грудня 2020 р.	100	відмінно
8.	Перевірка роботи на плагіат	8-10 грудня 2020 р.		
9.	Підготовка комп'ютерної презентації та доповіді до захисту магістерської роботи.	11-18 грудня 2020 р.		
10.	Попередній захист дипломної роботи.	19 грудня 2020 р.		
<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>				

Студент  (підпис) Густенко О.С. (прізвище та ініціали)

Керівник проекту (роботи)  (підпис) Хоменко І.А. (прізвище та ініціали)

## Анотація

**Тема:** „Умови утворення туманів і суцільної низької хмарності в аеропорту Одеса”  
**Автор:** Густенко О.С.

**Актуальність проблеми.** Прогноз низької хмарності і туманів є однією з найскладніших задач авіаційної метеорології через схожість механізмів утворення цих явищ, складність і недетермінованість процесів в граничному шарі атмосфери, а також сильну залежність появи туманів і низької хмарності від місцевих умов. Через наведені обставини дані аеродромних спостережень є необхідною основою для встановлення локальних залежностей, які дозволять розділяти обидва явища і прогнозувати їх характеристики.

**Метою даної роботи** є отримання режимних характеристик низької суцільної хмарності і туманів для аеропорту Одеса та встановлення локальних залежностей, які дозволили б удосконалити методи прогнозу даних явищ.

Відповідно до поставленої мети було розв'язано такі **задачі**:

- зроблено оцінку інформативності локальних наземних спостережень як предикторів низької хмарності і туманів;
- отримано двовимірні ймовірності появи туманів і низької суцільної хмарності в залежності від місяця року і години доби й в залежності від температури і відносної вологості повітря біля поверхні землі;
- зроблено спробу ідентифікації нижньої межі хмарності з використанням температури і відносної вологості повітря біля поверхні землі;
- зроблено комплексний аналіз метеорологічних, синоптичних і аерологічних даних для окремих випадків туманів і низької хмарності.

**Об'єкт дослідження** – туман, суцільна низька хмарність.

**Предмет дослідження** – фізичні механізми і комплексні умови формування суцільної низької хмарності і туманів

**Методи дослідження** – фізико-статистичний, синоптичний і кліматологічний аналіз.

**Наукова новизна отриманих результатів.**

В даній роботі *вперше* для території України:

- отримано двовимірні ймовірності появи туману і низької суцільної хмарності в залежності від місяця року і години доби й в залежності від температури і відносної вологості повітря біля поверхні землі;
- зроблено спробу розділити різні види туманів і низької хмарності за допомогою доступної метеорологічної і синоптичної інформації.

**Практичне значення отриманих результатів.** Отримані режимні характеристики можуть бути використані для наповнення чисельних моделей прогнозу погоди архівною інформацією й удосконалення існуючих статистичних методів прогнозу туману і низької суцільної хмарності.

Магістерська робота в обсязі 80 сторінок складається з 5 розділів, висновків, переліку посилань з 23 джерел, двох додатків, містить 38 рисунки.

**Ключові слова:** суцільна низька хмарність, туман, висота нижньої межі хмарності, безпека польотів, метеорологічні величини і синоптичні умови

## Summary

**Theme:** „Conditions of formation of fogs low-level stratiform clouds at the airport of Odessa”

**Author:** Hustenko Oleksii S.

**Urgency of the issue.** Fog that limits visibility and low-level stratiform clouds represent a significant hazard to aviation especially during takeoff and landing, and also low-level flying of aircrafts, because accidents often occur in reduced visibility conditions and low clouds. Therefore, forecasting fog and low ceilings is one of the most important, but at the same time the most difficult issue, because both phenomena strongly depend on local conditions and unsteady in both time and space. So, weather observations can be used for statistical dependencies of fog/ low-level stratiform cloud characteristics on numerical model outputs.

**Aim of this study** is to obtain statistical characteristics of low-level stratiform clouds and fogs in Odessa airport and determine local dependencies to improve forecast of these dangerous weather events.

According to aim assigned **such tasks** are solved:

- local weather observations are evaluated as predictors of fog and low-level stratiform clouds at the airport of Odessa;
- frequency distribution of the onset of low-level stratiform cloud and fogs is obtained as a function of the time of the day and the month of the year and also as a function of the temperature and relative humidity near the surface;
- height of low-level stratiform cloud base is identified on the basis of air temperature and relative humidity near the surface;
- meteorological, aerological and synoptic data for various fog types and low-level stratiform clouds are analyzed.

**Objects of scientific research** are fogs, low-level stratiform clouds.

**Subject of scientific research** is physical mechanisms and complex conditions of formation of fogs and low-level stratiform clouds.

**Methods of scientific research** is statistical, synoptic and climatic analysis.

### **Scientific novelty of results obtained.**

In this study for the Ukraine for the first time

- for Odessa airport frequency distribution of the onset of low-level stratiform cloud and fogs is obtained as a function of the time of the day and the month of the year and also as a function of the temperature and relative humidity near the surface;
- fog and low-level stratiform cloud events are classified on the basis of available meteorological and synoptic data.

**Practical importance of results obtained.** The results obtained could be used for providing weather forecast model with archival data and improving forecast of fogs and low-level stratiform clouds.

Master thesis of 80 pages consists of three chapters, conclusions, bibliography of 23 sources, two annexes, contains 38 figures.

**Keywords:** low-level stratiform cloud, fog, height of cloud base, aviation safety, meteorological characteristics and synoptic conditions

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	6
1 ВПЛИВ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ НА БЕЗПЕКУ ПОЛЬОТІВ.....	8
2 ФІЗИЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ.....	11
2.1 Основні процеси.....	11
2.2 Охолодження повітря.....	11
2.3 Роль турбулентного обміну.....	16
2.4 Вплив снігового покриву.....	17
3 МЕХАНІЗМ УТВОРЕННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ І ТУМАНУ В РІЗНИХ СИНОПТИЧНИХ УМОВАХ.....	19
3.1 Шаруваті хмари і туман в теплій повітряній масі.....	19
3.2 Низька хмарність і туман в холодній повітряній масі.....	24
4 РЕЖИМ СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНІВ НА АЕРОДРОМІ «ОДЕСА».....	29
4.1 Особливості річного і добового ходу туманів і суцільної низької хмарності.....	29
4.2 Інформативність відносної вологості і температури як предикторів наявності низької хмарності і туманів.....	36
4.3 Висота нижньої межі низької суцільної хмарності та її ідентифікація за допомогою температури і відносної вологості.....	39
4.4 Метеорологічна дальність видимості при тумані .....	43
4.5 Інформативність локальних наземних спостережень як предикторів низької хмарності і туманів.....	45
4.6 Приклади для двох окремих епізодів туману і суцільної низької хмарності.....	49
5 МЕТЕОРОЛОГІЧНІ Й СИНОПТИЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ТУМАНІВ РІЗНИХ ТИПІВ І СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ.....	50
5.1 Епізод з суцільною низькою хмарністю.....	50
5.2 Епізод з адвективним туманом.....	55
5.3 Епізод з туманом змішаного типу.....	59
5.4 Епізод з туманом, спричиненим опусканням нижньої межі хмарності.....	65
5.5 Епізод з адвективно-радіаційним туманом.....	70
ВИСНОВКИ.....	73
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	75
Додаток А.....	77
Додаток Б.....	79

## ВСТУП

Обмежена видимість, пов'язана з наявністю туману, і низька суцільна хмарність дуже часто є причиною втрати часу, грошей і навіть людських життів під час авіаційних перевезень. Оскільки точний і своєчасний прогноз низької хмарності і туманів практично повністю визначає безпеку польотів, безперервність і вчасність авіаційних перевезень, а також відсутність фінансових втрат, то розуміння фізичних механізмів і комплексного характеру цих явищ, а також вдосконалення існуючих та пошук нових методів їх прогнозу, є однією з основних задач авіаційної метеорології [9, 11, 19 – 21].

Завдання прогнозування висоти нижньої межі хмарності (ВНМХ) і туману є надзвичайно складною з наступних причин. Хоча сучасні моделі з високим розділенням в низці випадків передобчислюють кількість хмарності, наявність туману тощо, але дуже часто якість прогнозу цих параметрів є незадовільною. Окрім того, параметри туманів і низької хмарності, включаючи ВНМХ, надзвичайно мінливі як в просторі, так і в часі, і сильно залежать від місцевих умов. Це веде до необхідності встановлення локальних зв'язків між вихідними даними чисельних моделей і характеристиками низької хмарності.

В силу зазначених обставин, дані аеродромних спостережень є необхідною основою для встановлення локальних залежностей, що дозволяють прогнозувати характеристики низької хмарності і туманів.

Для встановлення надійних статистичних залежностей вкрай важливо залучати не тільки дані стандартних наземних метеорологічних спостережень, але синоптичну, супутникову інформацію, а також дані радіозондування, що дасть змогу якісно розрізнити низьку суцільну хмарність і тумани різних видів і встановити діапазони змін метеорологічних характеристик, притаманні кожному з видів туманів і низькій суцільній хмарності. В даній роботі зроблено спробу на підставі всього доступного

комплексу інформації дослідити метеорологічні і синоптичні умови формування різних видів туманів і низької хмарності з метою вироблення методики розділення цих явищ з метою подальшого удосконалення існуючих методів прогнозу.

В роботі був виконаний статистичний аналіз даних аеродромних спостережень в місті Одеса за період з 2010 по 2018 рр. Дані було отримано з джерела [2] з 2013 по 2018 рр. та щоденників погоди за 2010-2012 рр. В результаті було отримано режимні характеристики суцільної низької хмарності і туманів, які в подальшому можуть бути використані для отримання статистичних залежностей між локальними спостереженнями і появою суцільної низької хмарності і туманів.

В роботі було також зроблено комплексний аналіз одного епізоду низької суцільної хмарності і чотирьох різних видів туману. Для аналізу було використано дані радіозондування, синоптичну інформацію, супутникові знімки і стандартну метеорологічну інформацію, отриману з [1,3,4].

Магістерську кваліфікаційну роботу виконано на кафедрі метеорології та кліматології під керівництвом к.геогр.н., доц. Хоменко І.А.



## 1 ВПЛИВ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ НА БЕЗПЕКУ ПОЛЬОТІВ

Низька хмарність і туман, які обмежують дальність видимості, є основними факторами, що ускладнюють зліт і посадку повітряних суден і їх польоти на малих висотах [11].

Хмарність нижнього ярусу – це хмарність всередині нижнього шару атмосфери від підстильної поверхні до висоти 2000 м над нею. Стосовно до метеорологічного забезпечення авіації прогнозами хмарності, значущої для польотів, вважається хмарність з нижньою межею до 1500 м (або нижче верхньої межі мінімальної висоти в секторі, в залежності від того, яка величина більша) або купчастих, купчасто-дощових або потужних купчастих хмар на будь-якій висоті [11].

Погіршення горизонтальній видимості до значень, що ускладнюють зліт і посадку, обумовлено, як правило, наявністю туману. За визначенням, туманом називається скупчення продуктів конденсації вологи, зважених в повітрі безпосередньо над поверхнею Землі, при горизонтальній видимості менше 1 км (при видимості більше 1 км явище називається серпанком). Крім туманів, значне погіршення видимості може бути обумовлено пиловими бурями, а також опадами.

Складність льотно-метеорологічних умов в основному визначається станом хмарності і видимістю. Польоти в хмарах, між хмарами і за ними (при хмарності більше 7 балів), а також польотами під хмарами при низькій ВНМО і обмеженій видимості відносяться до польотів в складних метеорологічних умовах. В даний час майже кожен політ на тому чи іншому його етапі здійснюється в хмарах, за хмарами або з їх пробиванням. Польоти в хмарах можуть ускладнюватися не тільки поганою видимістю, а й турбулентністю, обледенінням і електричними розрядами [11].

Особливо великий вплив хмарності на зліт і посадку повітряних суден. Зліт проводиться візуально при обов'язковому зберіганні прямолінійності розбігу і дотриманні заходів безпеки. За відсутності умов для візуального зльоту літак повинен бути обладнаним апаратурою, яка дозволяла б бачити ЗПС, закриту туманом або сильними опадами. Ще більший вплив низькі хмари і тумани здійснюють на посадку повітряних суден. Посадка в складних метеорологічних умовах є найбільш важкою ділянкою польоту. Багато льотних катастроф трапляються при посадці в умовах поганої видимості і низької хмарності.

З огляду на те, що на заключному етапі польоту, перед приземленням, положення літака по відношенню до ЗПС оцінюється пілотом візуально, для безпечної посадки літака в складних метеорологічних умовах необхідна деяка мінімальна ВНМО і мінімальна видимість. Поєднання мінімальних значень дальності видимості орієнтирів при заході на посадку і ВНМО, при яких можлива безпечна посадка (зліт) літаків, являє собою мінімум погоди.

З метою забезпечення безпеки польотів встановлюються мінімуми погоди.

Мінімум погоди – це мінімально допустимі значення висоти нижньої межі хмар (ВНМХ) і метеорологічної дальності видимості (МДВ), при яких забезпечується безпека повітряного судна.

Мінімуми погоди встановлюються окремо для зльоту, посадки і польоту за правилами візуального польоту (ПВП) з урахуванням рельєфу місцевості, для кожного типу повітряного судна (ПС), індивідуально для командирів ВС, для кожного аеродрому для зльоту і посадки з урахуванням типу ВС.

По суті для забезпечення безпеки польоту за ПВП і посадки ПС необхідна можливість бачення наземних орієнтирів, в тому числі маркування покриття злітно-посадкової смуги (ЗПС) або вогнів її світло устаткування, з метою візуального виведення ПС на вісь ЗПС. При цьому необхідно мати на увазі, що пілот літака має можливість спостерігати наземні орієнтири тільки під деяким кутом до горизонту.

Отже, істотним фактором є прозорість шару атмосфери в похилому напрямку візування наземних об'єктів з пілотського крісла ПС. Ні горизонтальна МДВ безпосередньо біля земної поверхні, ні ВНМХ окремо не визначають однозначно умови видимості наземних об'єктів з борту ПС, який летить. Ці дві метеорологічні величини (ВНМХ і горизонтальна МДВ) в комплекті можуть допомогти оцінити висоту виявлення пілотом наземних орієнтирів.

Висота виявлення – максимальна висота, з якої пілот здатний встановити надійний зоровий контакт з наземними орієнтирами, в тому числі з маркуванням покриття ЗПС або вогнями її світло устаткування, і може визначити положення повітряного судна у просторі. Висота виявлення зазвичай трохи менше ВНМХ, яка вимірюється приладом.

Найбільш часто зменшення горизонтальної МДВ до меж менше встановлених мінімумів для зльоту і посадки ПС викликають тумани.

## 2 ФІЗИЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ

### 2.1 Основні процеси

Конденсація водяної пари в граничному шарі атмосфери, що викликає утворення низьких хмар і туману, відбувається внаслідок двох основних процесів: охолодження повітря і випаровування вологи з підстильної поверхні або з крапель дощу. При сильних морозах додатковим процесом, що сприяє утворенню туману, може бути збагачення повітря водяною парою при згорянні палива в печах, котельнях електростанцій, в автомобільних і авіаційних двигунах [11].

### 2.2 Охолодження повітря

В утворенні низьких (з висотою нижньої межі менше 300 м) шаруватовидних хмар (St, Sc) і туману велику роль грає охолодження нижніх шарів повітря до стану насичення водяною парою і подальше зниження температури повітря, нижче початкового значення точки роси. Таке охолодження може бути викликано наступними процесами:

- 1) трансформаційною втратою тепла при переміщенні повітряної маси на більш холодну підстильну поверхню (адвективне охолодження);
- 2) втратою тепла внаслідок ефективного випромінювання діяльної поверхні (радіаційне охолодження);
- 3) адіабатичним розширенням повітря при вимушеному підйомі по навітряних схилах пагорбів і гір (адіабатичне охолодження).

Охолодження нижніх шарів повітря внаслідок перших двох причин відбувається в результаті вертикального турбулентного обміну між шаром повітря, безпосередньо стикаються з діяльною поверхнею, і розташованими вище шарами; впорядковані вертикальні рухи в граничному шарі атмосфери грають в цьому процесі менш істотну роль порівняно з турбулентним обміном.

Низькі шаруватовидні хмари (St, Sc) утворюються переважно в теплій повітряній масі, що переміщується на більш холодну підстильну поверхню, тобто під впливом першої із зазначених вище причин охолодження. У передгір'ях утворення цих хмар сприяє також адіабатичне охолодження повітря внаслідок його підйому (орографічні хмари).

Тумани відповідно до трьох зазначених вище процесів охолодження бувають адвективними, радіаційними і орографічними. Адвективний туман, що виникає в теплій і вологій повітряній масі при переміщенні її на більш холодну підстильну поверхню, за своїм походженням і мікроструктурою аналогічний низьким шаруватим хмарам. Різниця між умовами їх виникнення полягає лише в тому, що шаруватовидні хмари формуються при більш розвиненому турбулентному обміні в граничному шарі атмосфери. Ще більше, як правило, розвинений турбулентний обмін у випадках формування шарувато-купчастих, нижня межа яких розташовується зазвичай трохи вище, ніж у шаруватих.

Адвективне або трансформаційне охолодження залежить від індивідуальних змін температури і радіаційного балансу в повітряній масі, що переміщується. Ці зміни зазвичай визначаються різницями зазначених величин в кінцевій і початковій точках 24-годинної траєкторії, причому зі збільшенням швидкості перенесення трансформаційна зміна температури повітряної маси, що рухається, слабшає.

Трансформаційне зниження температури повітря в приземному шарі буває найбільш значним, якщо тепла повітряна маса переміщується восени, взимку або ранньою весною: а) на охолоджений материк з теплої поверхні

моря; б) з вологого незамерзлого ґрунту на замерзлий або на сніговий покрив; в) з півдня на північ, що пов'язане зі зменшенням позитивного радіаційного балансу підстильної поверхні в денний час по мірі збільшення географічної широти.

Вночі адвективне охолодження теплого повітря при переміщенні з моря на ґрунт або на сніговий покрив посилюється завдяки збільшенню ефективного випромінювання.

Радіаційне вихолодження призводить до утворення туману в малорухомих повітряних масах внаслідок нічного радіаційного зниження температури, яке залежить від температури і вологості повітря.

Радіаційне зниження температури малорухомої повітряної маси в приземному шарі обумовлено в першу чергу впливом ефективного випромінювання діяльної поверхні. Ефективне випромінювання залежить від температури випромінювальної поверхні, температури і вологості повітря, наявності хмарних шарів і запиленості атмосфери. При безхмарному небі ефективне випромінювання в  $\text{Вт/м}^2$  визначається за допомогою спеціальних таблиць, вхідними параметрами яких є температура і абсолютна вологість повітря. Ефективне випромінювання тим більше, чим вище температура і менше абсолютна вологість повітря.

Адіабатичне охолодження повітря, внаслідок підйому, відбувається по адіабатичному закону. При цьому до досягнення насичення водяною парою на кожні 100 м підйому температура частинки повітря зменшується на  $0,98^\circ\text{C}$  – сухоадіабатичний градієнт температури. Після досягнення насичення повітря водяною парою (вище рівня конденсації) зміна температури частки повітря, що підіймається, відбувається за вологоадіабатичним законом.

В гірських місцевостях туман часто утворюється на навітряних схилах внаслідок адіабатичного підйому повітря.

Випаровування з поверхні води і крапель дощу в більш холодне повітря викликає його перенасичення водяною паром і утворення туману або низьких розірвано-шаруватих хмар.

Туман, що виник внаслідок випаровування з водної поверхні в більш холодне повітря, називається туманом випаровування. Якщо туман утворюється внаслідок випаровування з крапель теплої дощу, що випадає в більш холодне повітря перед теплим фронтом або за холодним фронтом, то він називається фронтальним туманом. У разі невеликої різниці між температурою холодного повітря і теплих крапель дощу при значній турбулентності в клині холодного повітря під поверхнею теплої фронту виникають розірвано-шаруваті хмари [11].

Випаровування з поверхні талого снігового покриву, в весняні сонячні дні і з зволоженою зливовими дощами ґрунту в теплі літні дні, грає істотну роль в утворенні нічних туманів, а іноді низьких розірвано-шаруватих і шаруватих хмар.

Утворення низької хмарності й туману рідко визначається будь-яким одним фізичним процесом – адвективним або радіаційним охолодженням повітря, або випаровуванням. Найчастіше має місце одночасний вплив декількох процесів. Над сушею низькі шаруваті хмари і туман зазвичай утворюються в результаті спільної дії адвективного і радіаційного охолодження повітря або випаровування і подальшого радіаційного охолодження повітря. Але головна роль у формуванні низької хмарності й туману майже завжди належить якомусь одному процесу. Цей основний процес і слід виявити в першу чергу, а потім оцінити додатковий вплив інших факторів. Наприклад, низька шарувата хмарність утворюється у вологій і теплій повітряних масах при переміщенні на більш холодну поверхню головним чином внаслідок адвективних знижень її температури в граничному шарі атмосфери. Але радіаційне охолодження верхнього шару хмарності в другій половині дня і вночі в осінньо–зимові місяці є додатковим

чинником, що підсилює конденсацію водяної пари і сприяє збільшенню водності і вертикальної протяжності всього хмарного шару.

У малорухомій повітряній масі в квазістаціонарному антициклоні основним процесом в утворенні туману є радіаційне охолодження приземного шару повітря. Однак влітку часто додатковим фактором туманоутворення є денне випаровування з ґрунту, зволоженого попередніми дощами. Взимку при температурі нижче  $-40^{\circ}\text{C}$  додатковим фактором утворення туману в місті і населеному пункті є продукти згоряння палива, з якими надходить в приземний шар повітря водяна пара.

В рухомому антициклоні, відрогу або гребені, сформованому в повітряній масі, що надходить із моря на охолоджену сушу або з оголеного ґрунту на сніговий покрив, поряд з її адвективним охолодженням буде відбуватися більш значне нічне радіаційне вихолоджування в приземному шарі в разі безхмарного неба і слабкий вітер. При цих умовах утворюється, так званий, адвективно–радіаційний туман. Останнім часом деякі дослідники називають такий туман радіаційно–адвективним, щоб підкреслити основну роль в його утворенні нічного радіаційного охолодження приземного шару повітряної маси.

Якщо вологе тепле повітря рухається з рівнини в передгір'я, то його адвективне охолодження доповнюється адіабатичним. Останнє сприяє зниженню висоти нижньої межі хмарності, що утворилася над рівниною, і перетворенню її на навітряних схилах гір на туман.

Можливість виявлення основних і додаткових фізичних процесів утворення низьких хмар і туману визначається характером синоптичного процесу, наявністю або відсутністю опадів, властивостями і станом підстильної поверхні [11].



### 2.3 Роль турбулентного обміну

У рухомій повітряній масі під впливом підстильної поверхні і сили в'язкості безперервно виникають збурення, так звані турбулентні вихори. Турбулентні вихори переносять тепло, водяну пару, дрібні краплі (діаметром від 10 до 100 мкм) і кількість руху, викликаючи зміну вертикального розподілу температури, вологості (значень точки роси) і вітру [11].

Товщина граничного шару атмосфери залежить від швидкості градієнтного вітру і середнього вертикального градієнта температури в цьому шарі. У теплій повітряній масі величина середнього вертикального градієнта температури менше, ніж в холодній повітряній масі. Тому товщина граничного шару атмосфери в разі адвекції теплої повітряної маси на більш холодну підстильну поверхню має бути менше, ніж в разі адвекції холодної повітряної маси на більш теплу підстильну поверхню при однаковій швидкості градієнтного вітру в обох масах. Зі збільшенням швидкості градієнтного вітру зростає, як товщина граничного шару атмосфери, так і ступінь розвитку турбулентності.

Вдень турбулентність стає більша, ніж вночі, внаслідок збільшення вертикального градієнта температури, що викликається підвищенням температури приземного шару повітря над нагрітою сонячною радіацією поверхнею ґрунту.

Вертикальний турбулентний тепло- і вологообмін здійснюється в нижньому шарі повітряних мас, товщиною від 300 до 1000 м.

В хмарному шарі вертикальний турбулентний обмін, як і впорядковані висхідні рухи повітря, створює стратифікацію, що наближується до вологоадіабатичної.

В утворенні туману в зоні атмосферних фронтів істотну роль грає горизонтальне турбулентне перемішування (змішання) повітряних мас з різними термогігрометричними характеристиками. Воно відбувається

практично при постійному тиску, а отже, без адіабатичної зміни температури змішуються маси повітря.

Спільна дія вертикального і горизонтального турбулентного перемішування повітряних мас з різними термогігрометричними властивостями грає істотну роль в утворенні низьких шаруватих хмар і туману поблизу узбережжя морів і водойм в разі великої різниці між температурами водяної поверхні і суші, а також в зоні атмосферних фронтів.

## 2.4 Вплив снігового покриву

Утворення низьких шаруватих хмар і туманів, що складаються з крапель води, над сніговим покривом відбувається при менш сприятливих умовах, ніж над вологим ґрунтом, не покритим снігом. Це обумовлено тим, що внаслідок меншого тиску насиченої водяної пари над льодом, ніж над водою, при температурі нижче  $0^{\circ}\text{C}$  сублімація водяної пари на поверхні снігу починається раніше конденсації пари в повітрі.

Різниця тисків насиченої водяної пари над водою і льодом має найбільше значення в інтервалі температури від  $-10$  до  $-15^{\circ}\text{C}$ . Отже, в цьому інтервалі температури повітря низькі шаруваті хмари і тумани, що складаються з водяних крапель, повинні спостерігатися над сніговим покривом рідше, ніж при більш високій температурі.

Найсприятливіші умови для утворення низьких шаруватих хмар і туману над сніговим покривом створюються при температурі близько  $0^{\circ}\text{C}$  завдяки незначній різниці тиску насиченої водяної пари над водою і льодом і значного охолодження теплого повітря. В інтервалі температури від  $-1$  до  $-5^{\circ}\text{C}$  висушуючий вплив снігового покриву, викликаний сублімацією водяної пари, при сильній адвекції теплого повітря, що охолоджується,

перекривається конденсацією пара, необхідною для формування шаруватих хмар і туману.

Якщо температура повітря над сніговим покривом на висоті 2 м буде вищою  $0^{\circ}\text{C}$ , то сніговий покрив тоне, але температура на його поверхні утримується близько  $0^{\circ}\text{C}$ . Повітря, яке входить в контакт з танучим снігом, також має температуру близько  $0^{\circ}\text{C}$  і парціальний тиск насичення, що відповідає цій температурі. При зазначених умовах в разі зменшення парціального тиску водяної пари з висотою, а отже, і точки роси більш ніж на  $0,17^{\circ}\text{C}/100$  м вода буде випаровуватися з поверхні талого снігу, збагачуючи нижній шар повітря водяною парою. Тим самим випаровування сприятиме формуванню шаруватих хмар і туману. У разі ж зростання парціального тиску водяної пари і точки роси з висотою відбуватиметься турбулентний перенос водяної пари з приземного шару повітря вниз і його конденсація на поверхні снігового покриву. Тому для підтримки насичення повітря водяною парою над сніговим покривом повинна бути досить сильна адвекція більш теплого і вологого повітря, щоб компенсувати перенесення водяної пари до снігового покриву. Утворені в таких умовах низькі шаруваті хмари і тумани можуть утримуватися доти, доки зберігається адвекція теплого повітря і його охолодження над сніговим покривом. Коли температура повітря стає набагато нижчою від  $0^{\circ}\text{C}$  через зниження парціального тиску водяної пари шар повітря висушується, сніговий покрив стає значним і туман розсіюється, а низькі шаруваті хмари піднімаються.

При температурі нижче  $-16^{\circ}\text{C}$  часто спостерігається туман, що складається з суміші водяних крапель і льодяних кристалів. Такий туман внаслідок сублімації водяної пари з крапель води як на льодяні кристали, так і на сніговий покрив дуже часто швидко розсіюється.

При температурі нижче від  $-40^{\circ}\text{C}$  туман складається з крижаних кристалів, тому в ньому не здійснюється висушуючого впливу снігового покриву і туман може існувати тривалий час.

### 3 МЕХАНІЗМ УТВОРЕННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ І ТУМАНУ В РІЗНИХ СИНОПТИЧНИХ УМОВАХ

#### 3.1 Шаруваті хмари і туман в теплій повітряній масі

Фізичний механізм утворення і еволюції шаруватих хмар і туману в теплій і вологій повітряній масі, що переміщається над більш холодною підстильною поверхнею, визначається взаємодією наступних факторів: турбулентності, впорядкованості вертикальних рухів повітря, теплоти конденсації, довгохвильової і короткохвильової (сонячної) радіації.

Турбулентність відіграє основну роль в трансформації теплої і вологої повітряної маси, в процесі якої формуються шаруваті хмари і туман. За своїм походженням турбулентність в охолодженій теплій повітряній масі є динамічною, так як її розвиток викликають головним чином значні вертикальні зрушення вітру. За експериментальними даними, на материку в теплій повітряній масі над холодною поверхнею товщина граничного шару атмосфери в більшості випадків не перевищує 600м [5,9].

Вертикальний турбулентний обмін викликає зниження температури повітря до висоти 300-600м. Вище зниження температури теплого повітря при його адвекції над холодною поверхнею буває незначним внаслідок зменшення вертикального зсуву вітру та відповідного ослаблення динамічної турбулентності. В результаті більшого охолодження в нижньому шарі і меншого охолодження в шарі тепла, що перебуває вище, повітряна маса над холодною поверхнею стає стійко стратифікованою. Якщо в цій повітряній масі до приходу на холодну підстильну поверхню температура і точка роси знижувалися з висотою, то при переміщенні над холодною поверхнею і її нижньому шарі, товщиною 300 – 600м, може сформуватися інверсія температури. Її утворення сприяє, як більш сильному охолодженню

нижнього шару теплої повітряної маси, так і збільшенню швидкості її перенесення (адвекції) з висотою. У разі швидкості вітру на висоті 10 м більше 5 м/с і швидкості градієнтного вітру більше 12 м/с нижня межа інверсії зазвичай буває піднятою над підстильною поверхнею.

Внаслідок охолодження теплого повітря над шаром піднятої інверсії дефіцит точки роси зменшується і відповідно знижується рівень конденсації. Якщо рівень конденсації виявляється нижче нижньої межі піднятої інверсії температури, конденсація водяної пари відбувається під шаром інверсії. В результаті цього виникає підінверсійна шарувата хмарність.

Вертикальна швидкість об'ємів повітря, що хаотично піднімаються і опускаються, (турбулентність вихорів) становить в шаруватих хмарах і під ними кілька десятків сантиметрів на секунду (найбільша повторюваність припадає на 25–35 см/с). Внаслідок адіабатичного охолодження об'єми повітря вище рівня конденсації неупорядковано піднімаються, кількість сконденсованої водяної пари зростає з висотою до нижньої межі піднятою інверсії температури. Тому шаруваті хмари мають найбільшу водність в своїй верхній частині.

У разі ослаблення вітру і зменшення дефіциту точки роси в приземному шарі теплої повітряної маси внаслідок її адвективного охолодження низькі шаруваті хмари опускаються, іноді до земної поверхні; в цих випадках утворюється адвективний туман [5-9].

Впорядковані вертикальні рухи повітря в низьких шаруватих хмарах і під ними, як і в адвективному тумані, мають незначну швидкість. Значення її, за даними розрахунків, як правило, не перевищує 0,5-0,7 см/с, а частіше становить 0,1-0,2 см/с.

Впорядковані вертикальні рухи грають менш суттєву роль у формуванні низьких хмар і туману, ніж турбулентність. В більшості випадків вони лише посилюють або послаблюють вплив вертикального турбулентного обміну на зміну стратифікації теплої повітряної маси в процесі її трансформації. Впорядкований низхідний рух повітря вище 600–1000 м в області

антициклону підсилює інверсію температури над шаруватими хмарами і адвективним туманом, перешкоджаючи збільшенню їх вертикальної протяжності. Впорядкований висхідний рух в області циклонічної кривизни ізобар сприяє послабленню інверсії температури або її руйнуванню над хмарою і тим самим створює умови для збільшення вертикальної протяжності шаруватих хмар.

Тепло конденсації водяної пари, підвищуючи температуру повітря в верхній частині шаруватої хмари і в адвективному тумані, з одного боку, зменшує вертикальний градієнт температури під шаром інверсії, а з іншого – посилює довгохвильове випромінювання верхній частині хмари і туману і тим самим впливає на розвиток інверсії температури над ними.

Максимальна водність шаруватих хмар поблизу їх верхньої межі при температурі від  $-5$  до  $0^{\circ}\text{C}$  коливається в межах від  $0,5$  до  $1,0$  г/м<sup>3</sup>. Атмосферний тиск тут становить, в середньому, близько  $920$  гПа. При цих умовах підвищення температури біля верхньої межі, шаруватих хмар, викликане виділенням тепла конденсації, складатиме від  $0,9$  до  $1,8^{\circ}\text{C}$ .

Довгохвильова і короткохвильова радіація відіграє істотну роль в еволюції низьких шаруватих хмар і адвективного туману, якщо над ними немає суцільного покриву шарувато-купчастих, високо-шаруватих або високо-купчастих хмар.

Довгохвильова радіація шаруватих хмар і адвективного туману викликає охолодження їх верхній частині зі швидкістю від  $0,05$  до  $0,08^{\circ}\text{C}$  в годину. Завдяки цьому збільшується водність і відповідно посилюється випромінювання у верхній частині шару хмар і туману. Рівень найбільшого охолодження шаруватих хмар і туману знаходиться трохи нижче їх верхньої межі, внаслідок чого інверсія температури нерідко проникає в верхню частину шару цих хмар і туману на глибину від  $25$  до  $100$  м.

Короткохвильова радіація Сонця більш ніж на  $50\%$  відбивається від верхньої поверхні шаруватих хмар і туману. Деяку частину сонячної радіації поглинають хмари і туман. Наприклад, шаруваті хмари потужністю

500–600 м поглинають від 3 до 7% сонячної радіації, а ті ж хмари потужністю 1000 м – 15-20%. Інша частина розсіяної сонячної радіації досягає земної поверхні, викликаючи її нагрівання. Внаслідок цього вдень підвищується температура повітря в приземному шарі. У той же час у верхній частині шаруватих хмар і адвективного туману, що утворюються в теплій повітряній масі в холодний період року, приплив тепла від короткохвильової радіації при висоті Сонця опівдні менше 40° виявляється менше втрати тепла, що викликається довгохвильовим випромінюванням. Отже, повітря над шаруватими хмарами і адвективним туманом незначно охолоджується навіть близько полудня. В результаті підвищення температури повітря в приземному шарі і зниження її над хмарами і туманом в другій половині дня відбувається збільшення вертикального градієнта температури до максимального значення між 15 та 18 год за місцевим часом.

В середньому вертикальний градієнт температури збільшується вдень і при шаруватій хмарності з ВНМХ 200 м і менше, а близько 6 годин ранку він сягає мінімуму [11].

Збільшення вертикального градієнта температури в другій половині дня призводить до посилення вертикального турбулентного обміну в підінверсійному шарі, а підвищення температури повітря в приземному шарі – до зростання дефіциту точки роси на висоті 2 м і до відповідного підвищення рівня конденсації. Наслідком цього є збільшення висоти нижньої межі шаруватих хмар і розсіювання адвективного туману в приземному шарі в після полудня. В кінці весни під впливом сонячної радіації часто відбувається повне розсіювання низьких шаруватих хмар і адвективних туманів в середині дня. Вночі внаслідок ослаблення вертикального турбулентного обміну, обумовленого зменшенням вертикального градієнта температури і зниженням рівня конденсації, викликаного зменшенням дефіциту точки роси, нижня межа шаруватих хмар знижується, а туман відновлюється. За даними статистичної обробки матеріалів метеорологічних спостережень в аеропортах, найбільша повторюваність висоти нижньої межі

хмар менше 200 м і адвективного туману припадає на період від опівночі до сходу Сонця.

Дещо по-іншому відбувається формування шаруватих хмар і туману в разі адвекції теплою і вологою повітряної маси на холодну підстильну поверхню при швидкості вітру на висоті 10 м не більше 5 м/с і швидкості градієнтного вітру менше 12 м/с. Внаслідок слабого турбулентного обміну в охолодженому теплому вологому повітрі замість початкового падіння температури і точки роси з висотою утворюється приземна інверсія температури і точки роси. В результаті того, що в приземному шарі повітря температура виявляється нижче початкового значення точки роси на 2–3°C, утворюється туман. Потужність його з часом зростає в міру подальшого адвективного зниження температури нижнього шару теплої повітряної маси. Разом з тим зростає і кількість сконденсованої водяної пари, що визначає видимість в тумані.

Внаслідок найбільшого виділення тепла конденсації поблизу земної поверхні і охолодження повітря в верхній частині шару туману руйнується нижня частина приземної інверсії температури. При цьому посилюється вертикальний турбулентний обмін в шарі зруйнованої інверсії, завдяки чому встановлюється вологоадіабатична або близька до неї стратифікація в шарі туману і відбувається зростання вогності його з висотою.

Шаруваті хмари і адвективний туман утворюються в теплій повітряній масі переважно в холодний період року. У цей період еволюція низьких хмар і туману залежить від снігового покриву. Зі зниженням температури приземного шару теплового повітря до  $-10^{\circ}\text{C}$  нижня межа шаруватих хмар повинна підвищуватися, а адвективний туман перетворюватися в низьку шарувату хмарність. При температурі нижче  $-10^{\circ}\text{C}$  і досить розвиненому турбулентному обміні над сніговим покривом шаруваті хмари перетворюються в шарувато–купчасті. За даними літакового зондування над Україною, середня висота нижньої межі шарувато–купчастих хмар восени і взимку більше висоти верхньої межі шаруватих хмар. При середній



температурі повітря в цих хмарах нижче  $-3^{\circ}\text{C}$  їх середня водність над сніговим покривом на Україні помітно менше, ніж над мокрим ґрунтом [5-9].

У холодний період року на Україні середня водність  $S_c$  менше середньої водності  $S_t$  у всьому інтервалі значень середньої температури в шарах цих хмар від  $-15$  до  $10^{\circ}\text{C}$ . Середня водність туману в приземному шарі приблизно в 2 рази менше середньої водності  $S_t$ . Чим вище температура, тим більше середня водність, як  $S_c$  і  $S_t$ , так і туману.

Синоптичні умови утворення шаруватих хмар і адвективного туману в теплій повітряній масі в холодний період року характеризуються такими особливостями. Виникненню цих хмар і туману передують синоптичні положення, що сприяють радіаційному вихолодженню поверхні ґрунту або раніше утвореного снігового покриву. Такі умови створюють антициклони, сформовані в сухому арктичному повітрі, або відроги сибірського антициклону. Подальше повільне зміщення цих баричних утворень на схід або південний схід під впливом циклонічної діяльності призводить до виносу вологого теплого повітря на Україну з Атлантики через Балтійське море або з Середземного, Чорного, Азовського і Каспійського морів.

На Україні низькі шаруваті хмари і адвективний туман, що формуються в теплій повітряній масі, найбільш часто спостерігаються в західній частині антициклонів або в східній частині і в теплом секторі циклонів, рідше в північній частині антициклонів і в розмитих областях зниженого тиску або в баричних сідловинах, а також в слабо виражених гребнях і балках, що переміщаються по периферії антициклонів.

### 3.2 Низька хмарність і туман в холодній повітряній масі

Формування низької хмарності і туману в холодній повітряній масі обумовлено трьома основними процесами:

- 1) випаровуванням з більш теплої підстильної поверхні (з вологого ґрунту, снігового покриву, який тане, або поверхні води);
- 2) турбулентним перенесенням тепла і водяної пари від підстильної поверхні в нижній шар холодної повітряної маси;
- 3) нагріванням підстильної поверхні сонячної радіацією вдень і охолодженням її шляхом ефективного довгохвильового випромінювання вночі.

Внаслідок того, що тиск насиченої водяної пари над відносно теплою випаровуваною поверхнею вище, ніж холодного повітря, останній насичується водяною парою в нижньому шарі. Одночасно нижній шар холодного повітря, прогріваючись над більш теплою підстильною поверхнею, набуває стратифікацію, близьку до волого-нестійкої; динамічний фактор турбулентності грає набагато меншу роль в вертикальному обміні теплом і вологою в порівнянні з термічним фактором турбулентності (конвекцією). Тільки в самому нижньому шарі холодної повітряної маси, товщиною близько 100 м, може спостерігатися значний вертикальний зсув вітру, який буде робити істотний вплив на вертикальний турбулентний обмін.

Утворення низьких хмар і туману в холодній повітряній масі над вологим ґрунтом відбувається дещо інакше, ніж над талим сніговим покривом і водною поверхнею. Різниця визначається тим, що температура поверхні ґрунту помітно підвищується вдень і знижується вночі, а температура талого снігового покриву і поверхневого шару води в водоймах майже не змінюється протягом доби.

Інтенсивність випаровування з поверхні ґрунту залежить від її зволоження дощами, що випали раніше, або талим снігом і від денного нагрівання сонячними променями. Вдень випаровування з поверхні вологого ґрунту буде тим сильніше, чим вище її температура. Ступінь же насичення холодного повітря водяною парою за рахунок випаровування буде тим більший, чим нижчою є температура приземного шару цього повітря

порівняно з температурою поверхні ґрунту. Вночі в міру радіаційного охолодження поверхні ґрунту і зменшення додатної різниці між її температурою і температурою холодного повітря слабшає перенесення водяної пари в шарі повітря, розміщеному вище. Тому, незважаючи на ослаблення випаровування з поверхні ґрунту, збільшується вміст водяної пари в приземному шарі повітря і відповідно зменшується дефіцит точки роси і знижується рівень конденсації.

На поверхні талого снігового покриву температура незначно відхиляється від  $0^{\circ}\text{C}$ . Отже, випаровування з поверхні талого снігового покриву може викликати насичення водяною парою холодного повітря, що має температуру нижче  $0^{\circ}\text{C}$ . Це можливо на півдні країни в кінці зими і на початку весни, якщо перед вторгненням холодного повітря спостерігалось різке потепління, яке зумовило бурхливе танення снігового покриву. У таких випадках в сніговому покриві накопичується тала вода. Вона поглинає сонячну радіацію і тому не замерзає вдень при температурі холодного повітря нижче  $0^{\circ}\text{C}$ . Вночі завдяки довгохвильовому випромінюванню снігового покриву випаровування з його поверхні слабшає, а в разі замерзання поверхні снігового покриву воно практично припиняється.

Швидкість випаровування з поверхні води залежить від додатної різниці температур поверхневого шару води і приземного шару холодного повітря, а також від швидкості вітру в цьому шарі. Вночі ця різниця збільшується внаслідок радіаційного охолодження повітря, що переміщається з суші на водну поверхню, температура яка майже не змінюється. Отже, вночі є більш сприятливі умови для насичення і перенасичення нижнього шару холодного повітря водяною парою над теплішою випаровуваною поверхнею води, ніж вдень [11].

Холодні повітряні маси вторгаються на теплішу підстильну поверхню переважно в тиловій частині циклонів і їх улоговин або в передній частині антициклонів і гребенів. У цих частинах зазначених баричних утворень зазвичай спостерігаються низхідні рухи повітря, в результаті яких

формується інверсія осідання. Безпосередньо за холодним фронтом і на відстані 300–500 км від нього над клином холодного повітря на висоті 400–600 м або вище, як правило, знаходиться нижня межа затримуючого шару у вигляді інверсії температури або ізотермії, характерних для холодного фронту.

Рід низьких хмар і вид туману залежать від різниці температур відносно теплої підстильної поверхні і холодної повітряної маси, яка приходить на неї, від висоти нижньої межі затримуючого шару в цій повітряній масі, дефіциту точки роси на висоті 2 м і його добового ходу, а також від швидкості вітру на висоті 10 м.

Шарувато-купчасті хмари з ВНМХ більше 300 м утворюються в холодній повітряній масі над відносно теплою підстильною поверхнею (вологим ґрунтом або талим сніговим покривом) переважно в тих випадках, коли висота нижньої межі затримуючого шару  $h_{з.ш.} > 900$  м, дефіцит точки роси на висоті 2 м  $(T - T_d) \geq 2,1^\circ\text{C}$  і швидкість вітру на висоті 10 м  $V_{10} \geq 6$  м/с.

Шаруваті хмари з ВНМХ 200 м і менше утворюються в тій же повітряній масі над теплішою підстильною поверхнею при значеннях  $h_{з.ш.} \leq 600$  м,  $(T - T_d) \leq 1,0^\circ\text{C}$  і  $V_{10} \leq 5$  м/с [11].

У випадках проміжних значень трьох зазначених параметрів утворюються, як шарувато-купчасті, так і шаруваті хмари з ВНМХ від 300 до 200 м. Вночі внаслідок радіаційного зниження температури приземного шару повітря, зменшення дефіциту точки роси до  $0^\circ\text{C}$  і ослаблення вітру на висоті 10 м шаруваті хмари перетворюються в туман.

Туман випаровування виникає в холодному повітрі, коли він рухається з невеликою швидкістю над теплішою водною поверхнею і має дуже стійку стратифікацію до переміщення з суші або льодяної на водну поверхню.

Швидкість випаровування з поверхні теплої води залежить від різниці між її температурою і температурою холодного повітря до його переміщення на водну поверхню, а також від швидкості вітру. Насичення нижнього шару

холодного повітря водяною парою досягається тим швидше, чим більше його відносна вологість і відповідно менше дефіцит точки роси до переміщення на теплу водну поверхню.

Фізичний механізм утворення туману випаровування представляється в такий спосіб. Якщо в холодному повітрі до переміщення на водну поверхню була потужна приземна інверсія температури, то над теплою водною поверхнею вона руйнується в самому нижньому шарі.

Під піднятою інверсією прогрівається холодне повітря стає конвективно-нестійким. Тому водяна пара, що надходить з водної поверхні в повітря, повинна нестися конвективними струмами вгору під шар інверсії. При цьому надлишкова водяна пара конденсується. В результаті під інверсією температури утворюється туман.

За експериментальними даними, туман випаровування утворюється у випадках різниці між температурою води і холодного повітря ( $T_e - T_0$ ) не менше  $10^{\circ}\text{C}$  і швидкості вітру на висоті 10 м від 1 до 3 м/с.

За даними вертикального зондування атмосфери, в випадках туману випаровування нижня межа інверсії температури над відносно теплою водою знаходиться на висоті 50–100 м. Якщо ж нижня межа інверсії виявляється на висоті 200–300 м, туман випаровування виникає навіть при великій додатній різниці між температурою води і повітря.

#### 4 РЕЖИМ СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНІВ НА АЕРОДРОМІ «ОДЕСА»

У даному розділі наведено статистичний аналіз наземних даних за 2010-2018 рр. для випадків з туманами і суцільної хмарності з висотою нижньої межі не більше 1500 м для аеродрому Одеси.

За весь розглядуваний період було зареєстровано усього 22383 випадки суцільної низької хмарності та 10980 випадків туманів на аеродромі Одеси. Випадок визначався як строк, в якій спостерігалось явище (суцільна низька хмарність або туман).

##### 4.1 Особливості річного і добового ходу туманів і суцільної низької хмарності

За період 2010-2018 рр. низька суцільна хмарність найчастіше спостерігається взимку (рис. 4.1) з максимумом повторюваності о 22 год. (37,4%) і 6 год. (38,0%), а мінімумом – о 9 год. (30,0%). Добовий хід суцільної хмарності взимку виражений нечітко (в середньому амплітуда коливання на протязі доби складає 8%), що можна пояснити активною циклонічною діяльністю взимку, а також умовами, які сприяють виникненню підінверсійної хмарності (шаруваті і шарувато-купчасті хмари).

Схожій добовий хід суцільної хмарності спостерігається восени (рис. 4.1), найбільша повторюваність суцільної хмарності припадає на нічні і ранкові години і коливається в межах від 17 до 20,5% ранку (максимум повторюваності має місце о 5 год.), а найменші ймовірності появи низької хмарності реєструється від 14 год. (16,4%) до 16 год. (16,1%). Восени повторюваність низької суцільної хмарності є практично однаковою в усі години доби (різниця між максимальним і мінімальним значеннями складає 4,4%). Восени суцільна хмарність може спостерігатись дещо рідше, ніж взимку, оскільки більш послаблена циклонічна діяльність.

Навесні повторюваність суцільної хмарності має мінімум о 13 годині (7,5%), а максимум з повторюваністю 12,6%, припадає на 07 годин . Добовий хід у весняний період виражений більш чітко.

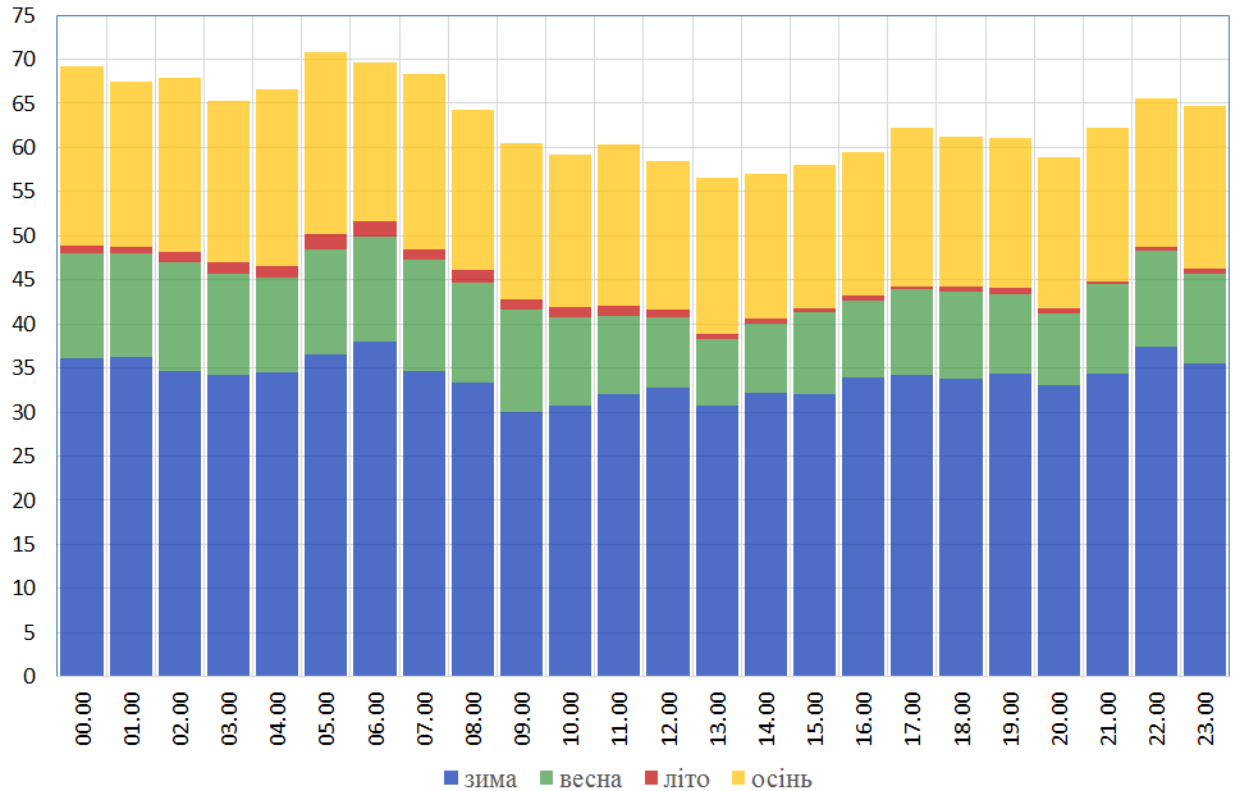


Рисунок 4.1 – Розподіл повторюваності (%) випадків суцільної низької хмарності в залежності від години доби за період 2010-2018 рр. в сезони року. По вісі ОХ відкладено години доби, по вісі ОУ – відсоток

Влітку низька суцільна хмарність реєструється найрідше: її повторюваність коливається в межах від 0,4% о 17 год. до 1,8% о 5-6 год.

Тумани, як і суцільна низька хмарність, найчастіше мають місце взимку (рис. 4.2). На відміну від хмарності, яка найчастіше спостерігається о 22 год., максимум повторюваності туманів припадає на 04 год. вночі (14,8%), а мінімум більш зсунутий до полуденних годин – з 12 до 16 год. (від 4,2 до 4,9%).

У нічні та ранкові години повторюваність туманів вища, ніж в вечірні години, і варіює від 13,2 до 14,8%.

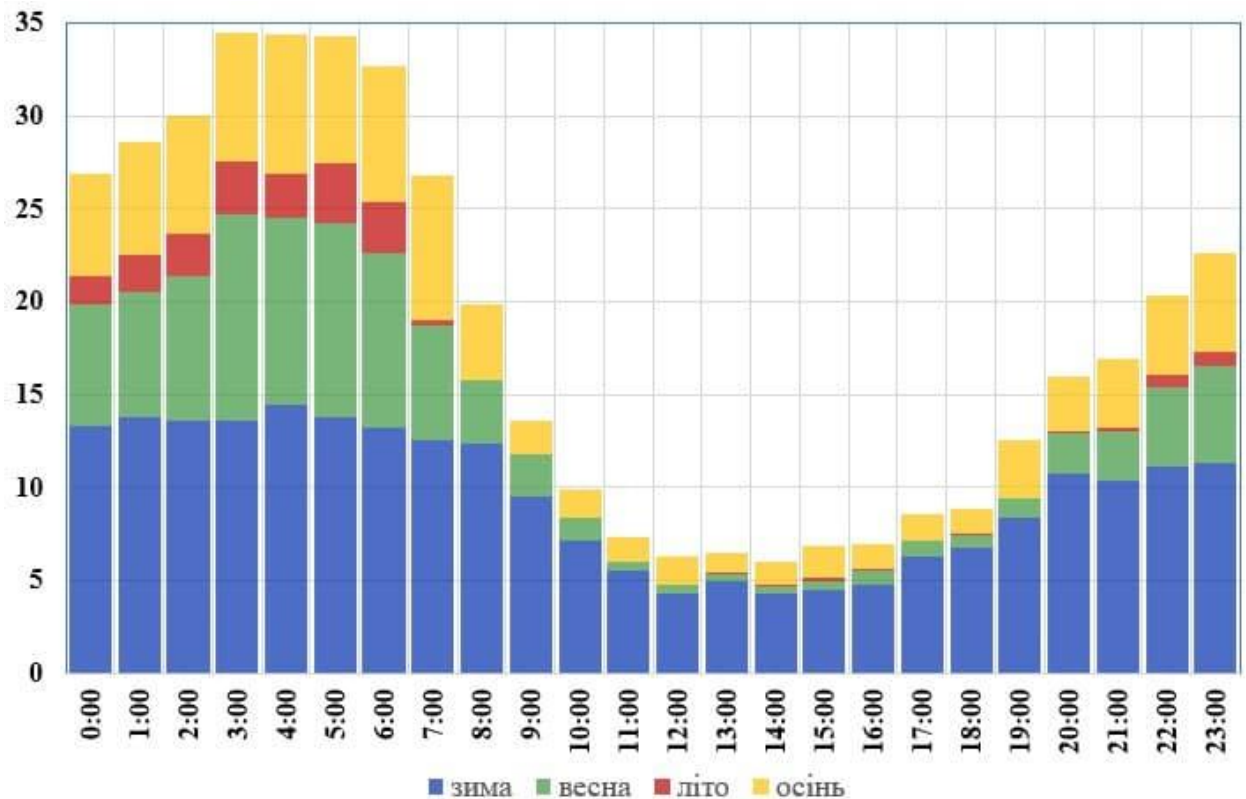


Рисунок 4.2 – Розподіл повторюваності (%) випадків туману в залежності від години доби за період 2010-2018 рр. в сезони року. По вісі ОХ відкладено години доби, по вісі ОУ – відсоток.

Схожий добовий хід туманів спостерігається і в інші сезони року (рис. 4.2), хоча влітку тумани, як і суцільна низька хмарність, реєструється рідше, ніж взимку. Туман влітку спостерігається у нічні години і на сході сонця частіше (повторюваність коливається від 1,8 до 3,7%), а з 8 по 12 годину, а також о 16 і 18 год., туман взагалі відсутній. Слід відзначити, що добовий хід туманів чітко виражений на протязі усіх сезонів року.

Ймовірність появи туману найчастіше припадає на ранкові години доби, а в полудневі години їх ймовірність мінімальна. Найбільша повторюваність туманів у всі сезони року припадає на години перед сходом Сонця, що вказує на те, що найбільшу роль при формуванні туманів відіграє радіаційне вихолодження. Ймовірність появи туману є менша у післяполудневі та вечірні часи, а більшою – у нічні та ранкові часи.

На рис. 4.3 і 4.4 представлено розподіл повторюваності низької суцільної хмарності і туманів як функції години доби і місяця року.



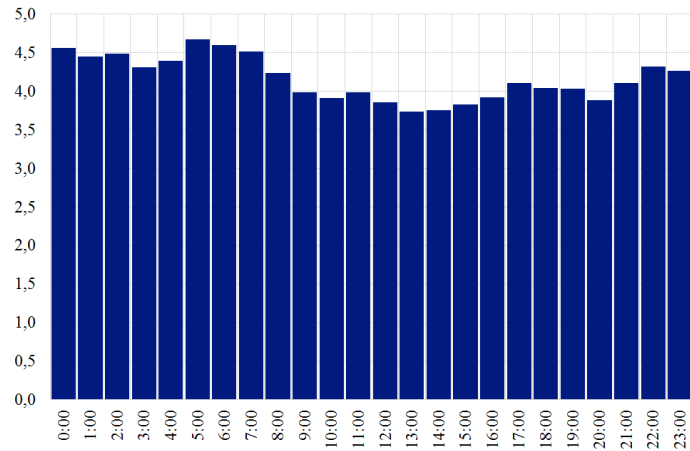
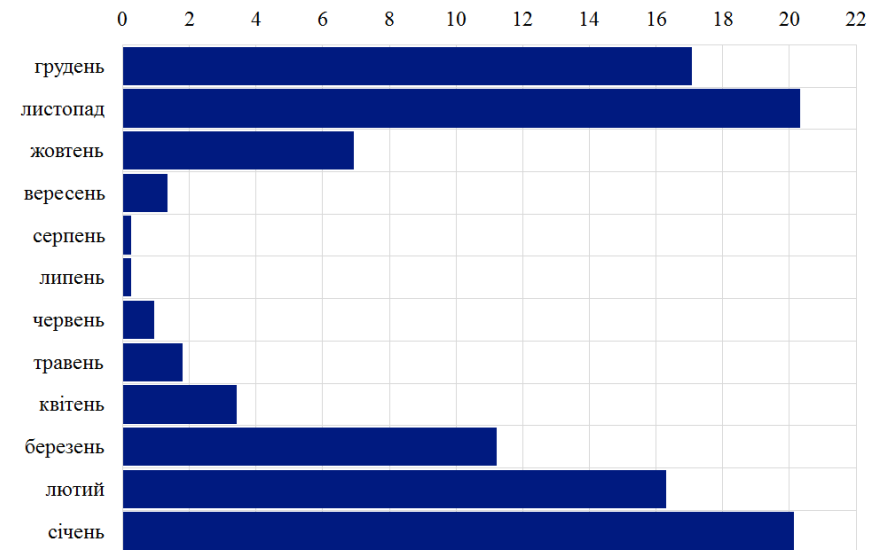
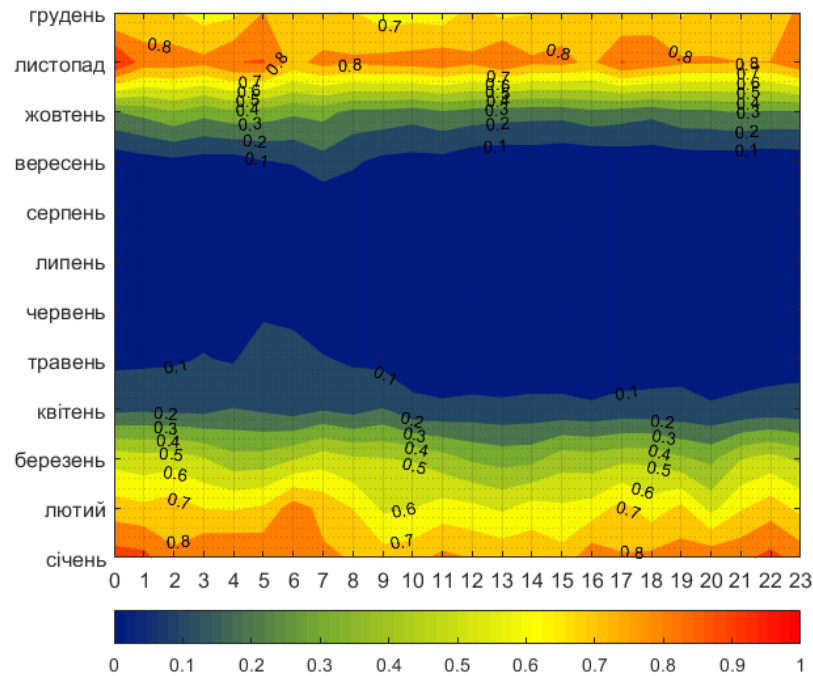


Рисунок 4.3 – Розподіл повторюваності суцільної хмарності з  $V_{NMX} \leq 1500$  м як функції часу доби і місяця року. Відповідний розподіл суцільної низької хмарності за місяцем показано праворуч, а розподіл повторюваності за часом надано у верхній частині рисунку. Розглядуваний період 2010-2018 рр.



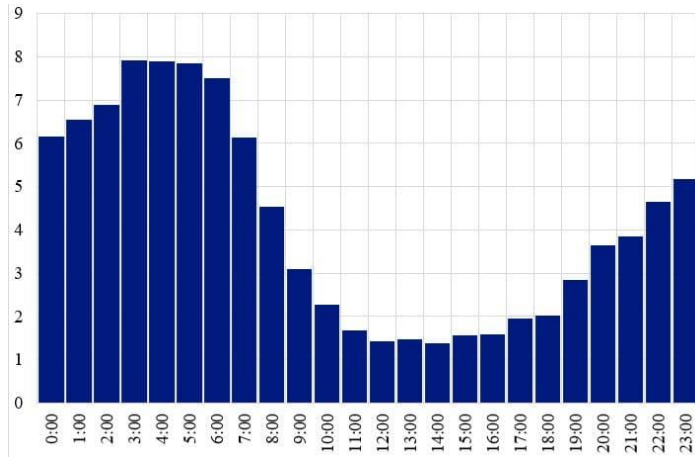
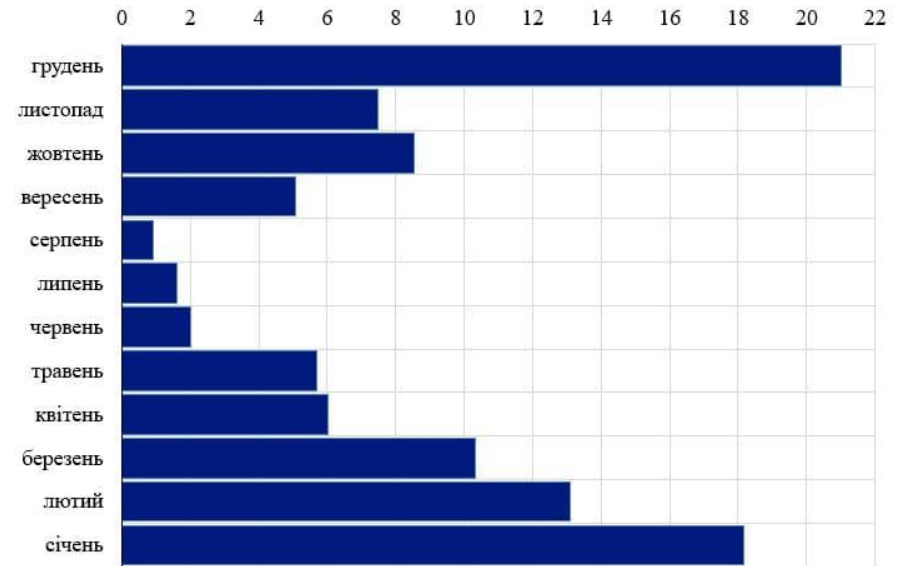
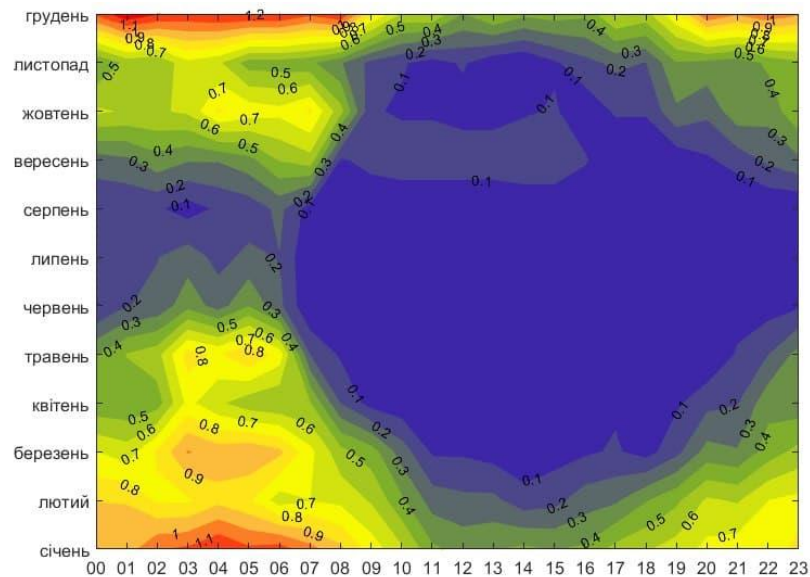


Рисунок 4.4 – Розподіл повторюваності туманів як функції часу доби і місяця року. Відповідний розподіл суцільної низької хмарності за місяцем показано праворуч, а розподіл повторюваності за часом надано у верхній частині рисунку. Розглядуваний період 2010-2018 рр.



З рис. 4.3 можна бачити, що суцільна низька хмарність найчастіше реєструється з жовтня по березень – на цей період припадає 92% всіх випадків, а максимальна повторюваність низької хмарності 20,3% і 20,1% має місце в листопаді і січні, відповідно. Протягом всієї доби частота появи низької хмарності зберігається практично однаковою для всіх місяців, що відбивається в паралельності ізоліній двовимірної ймовірності, яка порушується взимку, а також в листопаді і березні, коли характер розподілу має осередковий характер.

Тумани мають найбільшу повторюваність в зимові місяці – 53% усіх випадків (рис. 4.4). Порівнюючи розподіли туманів і низької суцільної хмарності, можна бачити, що в місяці, на які припадає 92% випадків низької хмарності, тумани реєструються усього в 77% випадків, що можна пояснити різними фізичними механізмами утворення туманів, а також їх великою залежністю від місцевих умов. Добовий хід туманів є вираженим досить чітко з максимумом ймовірності у передранкові години і з мінімумом – у денні.

Двовимірні ймовірності появи туманів мають чіткий осередковий розподіл, де найвищі повторюваності, завдяки вузьким межам, в яких вони змінюються, виділяються досить помітно, що може бути використано з прогностичною метою.

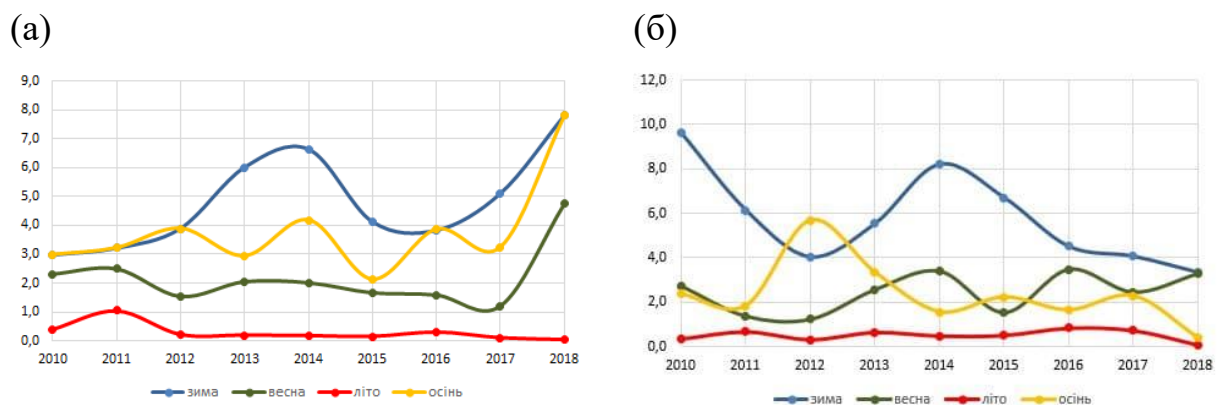


Рисунок 4.5 – Розподіл повторюваності низької суцільної хмарності (а) і туманів по роках в різні сезони (б). Розглядуваний період 2010-2018 рр. для суцільної низької хмарності, 2010-2018 рр. для туманів.

Протягом усього розглядуваного періоду низька суцільна хмарність спостерігалась в найбільшій кількості випадків у 2018 і 2014 рр. (рис. 4.5 а), а тумани – у 2010 і 2014 рр. (рис. 4.5 б).

Восени повторюваність низької суцільної хмарності має досить мінливий характер зміни з роками, на відміну від інших сезонів, в які або зміни не відбуваються протягом розглядуваного періоду, або мають більш плавний характер з вираженими максимумами і мінімумами.

Розподіл повторюваності туманів за різними сезонами, на відміну від повторюваності низької суцільної хмарності, має кожного року своєрідний характер: максимуми можуть припадати на різні сезони, виключаючи літо, коли спостерігається незмінний мінімум.

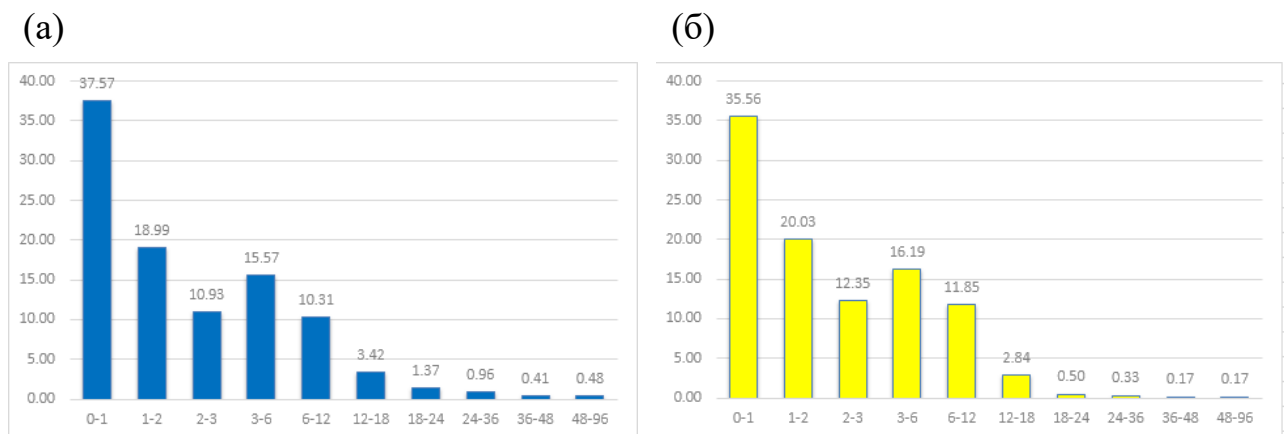


Рисунок 4.6 – Повторюваність епізодів суцільної низької хмарності (а) і туманів (б) за їх тривалістю. Розглядуваний період 2013-2018 рр.

Однією з найважливіших характеристик суцільної низької хмарності і туманів є їх тривалість, яка визначає інтенсивність явища [22, 23]. Слід зазначити, що розподіл епізодів за тривалістю є практично однаковим для обох явищ (рис. 4.6). Найбільша кількість епізодів (37,6% для суцільної хмарності і 35,6% для туманів) триває не більше 1 год. Більше половини всіх випадків (55% і туманів, і суцільної хмарності) спостерігаються не більше двох год., а 84% від обох явищ мають місце впродовж не більше 6 год.

В середньому, найбільш тривалі епізоди туманів і суцільної хмарності реєструються в січні і грудні, саме в ці місяці тривалість цих явищ може сягати 96 год.

## 4.2 Інформативність відносної вологості і температури як предикторів наявності низької хмарності і туманів

На рис. 4.7 надано двовимірні ймовірності появи суцільної низької хмарності в залежності від температури та відносної вологості повітря біля поверхні землі.

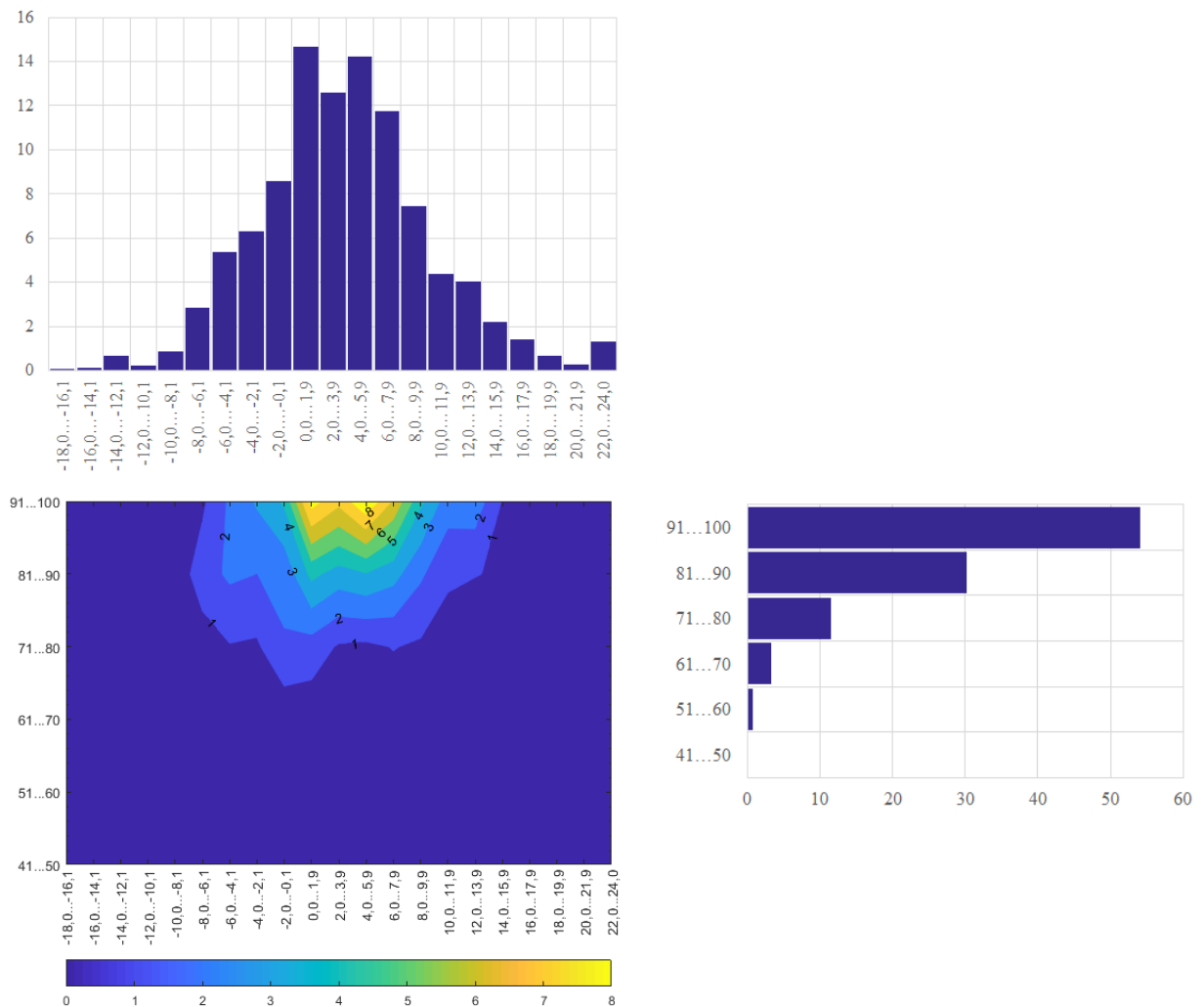


Рисунок 4.7 – Розподіл повторюваності низької суцільної хмарності як функції температури і відносної вологості, вимірених на висоті 2 м. Відповідний розподіл суцільної низької хмарності за відсною вологістю показано праворуч, а розподіл повторюваності за температурою надано у верхній частині рисунку. Розглядуваний період 2010-2018 рр.

Формування суцільної низької хмарності не відбувається при відносній вологості меншій за 40% та температурах вищих за 24 та нижчих за  $-18^{\circ}\text{C}$  (рис. 4.7). При відносній вологості 41–60% суцільна низька хмарність реєструється вкрай рідко – менше, ніж в одному відсотку випадків (0,83%). Найчастіше при такій вологості суцільна низька хмарність має місце при температурах від 6 до  $12^{\circ}\text{C}$ .

Більше, ніж в половині всіх випадків (54,0%) суцільна низька хмарність спостерігається при вологості повітря від 91 до 100%.

Найбільш високі двовимірні ймовірності припадають на область, окреслену ізотермами  $0,0$  та  $7,9^{\circ}\text{C}$  і ізолініями відносної вологості 81 та 100% з максимумом повторюваності (4,8%) в градаціях 91-95% за відносною вологістю та  $4-5,9^{\circ}\text{C}$  за температурою повітря (Додаток А, табл. А.1). Слід зауважити, що при високій відносній вологості 91-100% суцільна низька хмарність не спостерігається при досить низьких та високих температурах. Наприклад при відносній вологості 96-100% суцільна низька хмарність не реєструється при температурах повітря нижчих за  $-12$  та вищих за  $22^{\circ}\text{C}$ .

Такі результати добре узгоджуються зі статистичними характеристиками хмар, наведеними у роботі [6], в якій було показано, що зі зниженням температури до  $-7,5^{\circ}\text{C}$  навіть у хмарах в середньому відносна вологість зменшується до 90% (табл. 4.1). В інтервалі від  $-7,5$  до  $-12,5^{\circ}\text{C}$  спостерігається перенасичення крапельних Sc, St і Ns з дощем.

Таблиця 4.1 – Середня відносна вологість повітря (%) в хмарах різних форм (за матеріалами експедиційних польотів) [6]

Температура	Sc	St	St fr.	Ns	Ns, Frnb	Ns	Ns-As	Ns-As
	крапельні			крапельні, дощ	крапельні	змішані		кристалічні
12,5...7,6		99,5	95,8	99,5	97,8			
7,5...2,6	93,8	101,2	91,9	102,0	98,2			
2,5...0,0	97,6	99,2	89,3	99,6	99,1	99,1		
-0,1...-2,5	96,9	92,3	88,2	97,0	101,1	100,0	93,6	94,6
-2,6...-7,5	96,5	90,8	98,6	95,0	94,5	94,6	88,9	96,4
-7,6...-12,5	102,3	102,0		102,0	93,0	92,9	89,3	95,1
-12,6...-17,5					96,2	107,0	87,6	97,7
-17,6...-22,5							99,0	98,2
-22,6...-27,5							90,0	98,4

\* кольором відмічено діапазони з вологістю близькою до 100%.

Порівнюючи дані таблиць Б.1 і 4.1 можна побачити, що зв'язок між відносною вологістю у хмарі і біля поверхні землі.

Для діапазонів температур, в яких має місце перенасичення у хмарі або відносна вологість близька до 100% (в табл. 4.1 такі діапазони виділено кольором), біля поверхні землі спостерігається відносна вологість 91-100% у більшості випадків суцільної низької хмарності.

На рис. 4.8 представлено двовимірні повторюваності появи туманів в залежності від приземної температури та відносної вологості біля поверхні землі.

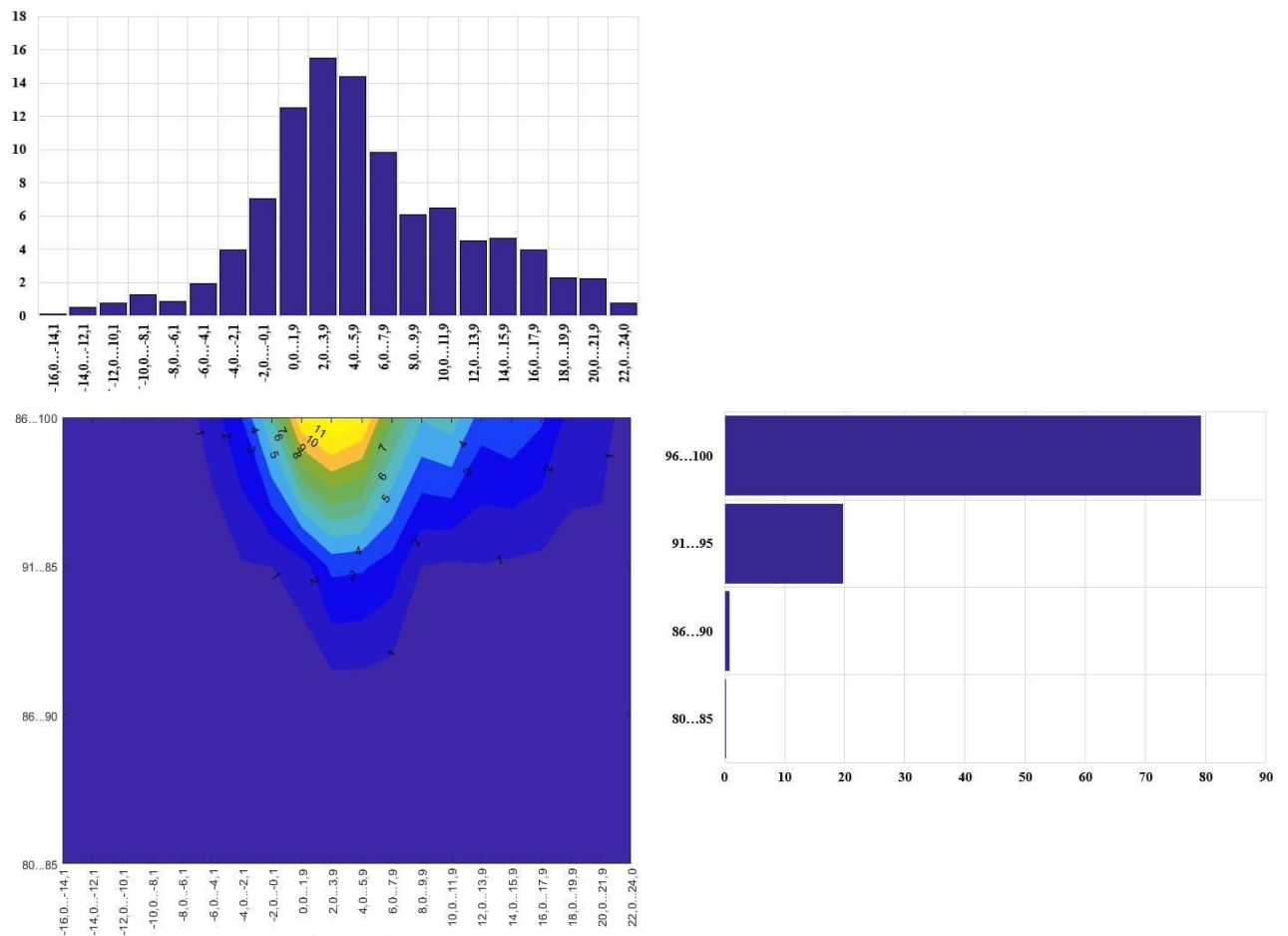


Рисунок 4.8 – Розподіл повторюваності туманів як функції температури і відносної вологості, виміряних на висоті 2 м. Відповідний розподіл туманів за відносною вологістю показано праворуч, а розподіл повторюваності за температурою надано у верхній частині рисунку. Розглядуваний період 2010-2018 рр.

Між відносною вологістю та появою туманів спостерігається більш тісний зв'язок: відносна вологість змінюється в межах 80-100%, причому 98% всіх випадків реєструються в діапазоні 91–100%, з яких 81% припадає на інтервал 96-100%.

Зміна приземної температури під час туманів відбувається в тих самих межах, що і для низької суцільної хмарності. Найбільші двовимірні ймовірності виникнення туманів спостерігаються в межах від 0 до 5,9°C, як і у випадку низької хмарності, але значення в два рази більші: 11,0-11,3% (Додаток А, табл. А.2).

Такий розподіл повторюваності туманів і низької хмарності в залежності від температури і відносної вологості вказує на спорідненість цих явищ і може викликати деякі складності з ідентифікацією цих явищ при прогнозуванні, особливо при високих значеннях відносної вологості [8,11].

#### 4.3 Висота нижньої межі низької суцільної хмарності та її ідентифікація за допомогою температури і відносної вологості

Найбільшу повторюваність шарувато видні хмари мають при висоті нижньої межі хмарності 300 – 600 м (рис. 4.9), враховуючи зміну температури з висотою, можна припустити, що температура біля поверхні буде приблизно на 5°C більша від температури у хмарі.

За визначенням суцільна низька хмарність не спостерігається при нижній межі вищій за 1500 м. Найбільша кількість випадків такої хмарності в аеропорту Одеси для всіх пір року припадає на градацію 300-600 м (рис. 4.3). Особливо часто суцільна низька хмарність з нижньою межею 300-600 м реєструється влітку (47,6%) і восени (36,0%).

Проте сам розподіл випадків суцільної низької хмарності в залежності від висоти нижньої межі влітку і восени є схожими. Влітку цей розподіл має правосторонню асиметрію, яка вказує на те, що в більшості випадків висота нижньої границі в діапазоні 200 – 1000 м має місце набагато частіше, ніж взимку і навесні.



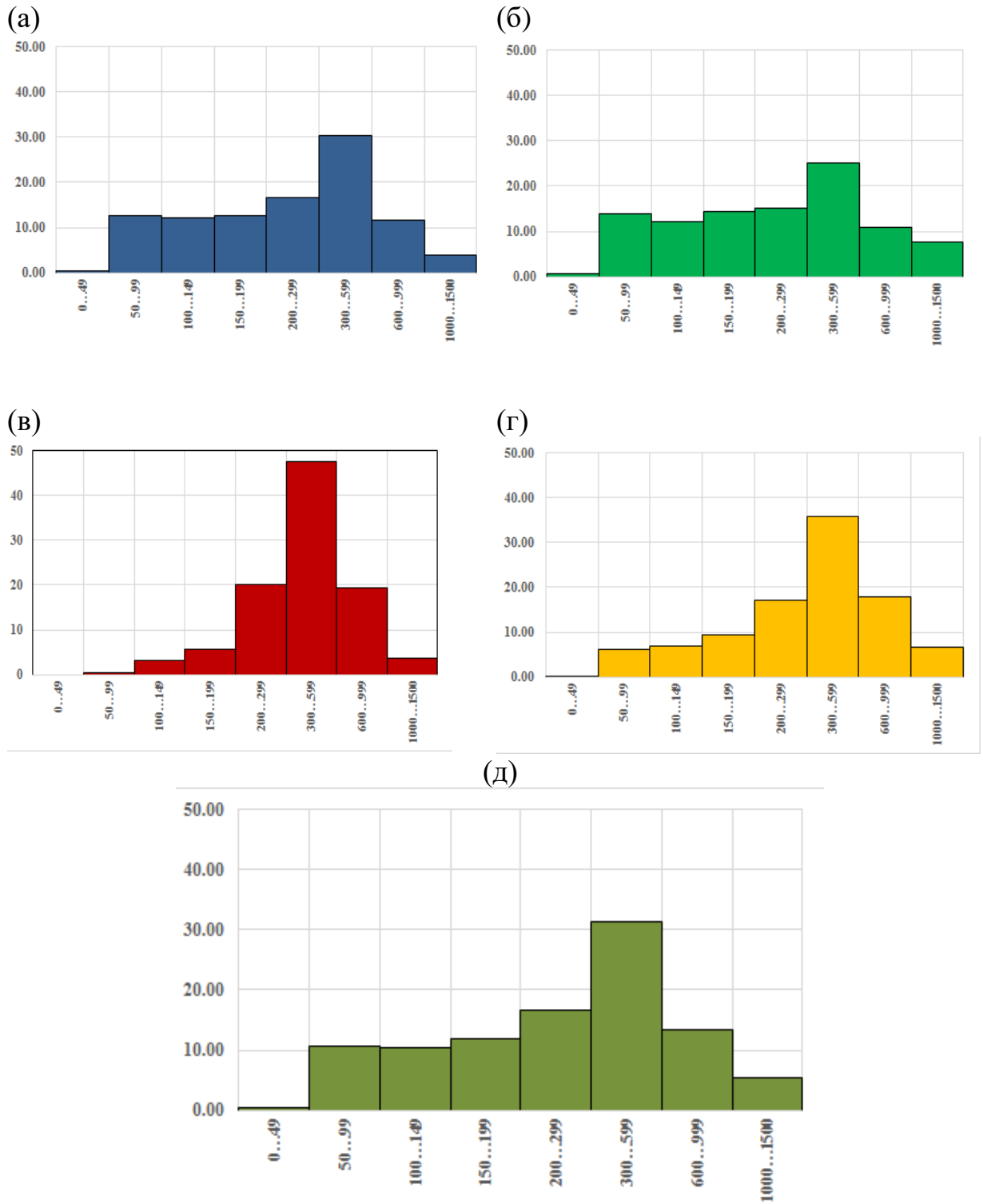


Рисунок 4.9 – Розподіл повторюваності (%) випадків суцільної низької хмарності в залежності від висоти нижньої межі хмарності за період 2010-2018 рр. для (а) зими, (б) весни, (в) літа, (г) осені, (д) в середньому за рік. По вісі ОХ відкладено градації висоти нижньої межі хмарності, по вісі ОУ – відсоток.

Навесні і взимку, навпаки, набагато частіше реєструються хмари з нижньою межею нижче за 300 м, ніж вищою за 600 м.

Взимку серед випадків з висотою нижньої межі нижчою за 300 м найбільшу ймовірність має градація 50...99 м (12,6%), а навесні випадки розподілились з практично однаковою ймовірністю між градаціями 50...99, 150...199, 200...299 м (13,9 – 15,2%).

Впродовж року найчастіше суцільна низька хмарність спостерігається при висоті нижньої межі нижче 600 м.

Розглянемо інформативність локальних вимірювань на аеродромі як предикторів висоти нижньої межі хмар (ВНМХ). Будемо оцінювати правильність діагнозу їх висоти, за умови, що наявність хмар з ВНМХ  $\leq 1500$  м передбачене будь-яким іншим способом.

Більш корисними для наших цілей представляються результати робіт, присвячених пошуку діагностичних зв'язків між ВНМХ і наземними значеннями температури і вологості. Найпростіша залежність такого роду отримана Феррелєм [9] в припущенні адіабатичного підйому частки під дією турбулентного перемішування в нижньому шарі до рівня конденсації:

$$\text{ВНМХ} = 123 (T - \tau), \quad (1.1)$$

де  $T$  – температура,  $\tau$  – точка роси.

Формула (1.1) піддавалася неодноразовим удосконаленням на основі аерологічних вимірювань. Так, А. Н. Іпполітова [9] запропоновано вираз:

$$\text{ВНМХ} = 22 (100 - RH) \quad (1.2)$$

Згодом автор знайшов, що при  $RH < 50\%$  більш точним значенням коефіцієнта є 24-25, а не 22.

На основі великого обсягу аерологічних даних Е. С. Селезньова [9,10] в 1956 р. отримав вираз:

$$\text{ВНМХ} = 100 (\gamma - \gamma\tau) - 1(T - \tau) \quad (1.3)$$

де  $\gamma$  – рівноважний вертикальний градієнт температури повітря,  $\gamma\tau = \partial\tau/\partial z$  – вертикальний градієнт точки роси. Рівноважний

вертикальний градієнт температури – це вертикальний градієнт температури, який встановлюється при квазістатичних умовах в турбулентному потоці в приземному шарі, введений М. І. Будико та М. І. Юдіна [9]. Середні значення зазначених градієнтів складають

$$\gamma = 0,65^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}, \quad \gamma_{\tau} = 0,17^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$$

В цьому випадку вираз (1.3) приймає вигляд

$$ВНМХ = 208 (T - \tau) \quad (1.4)$$

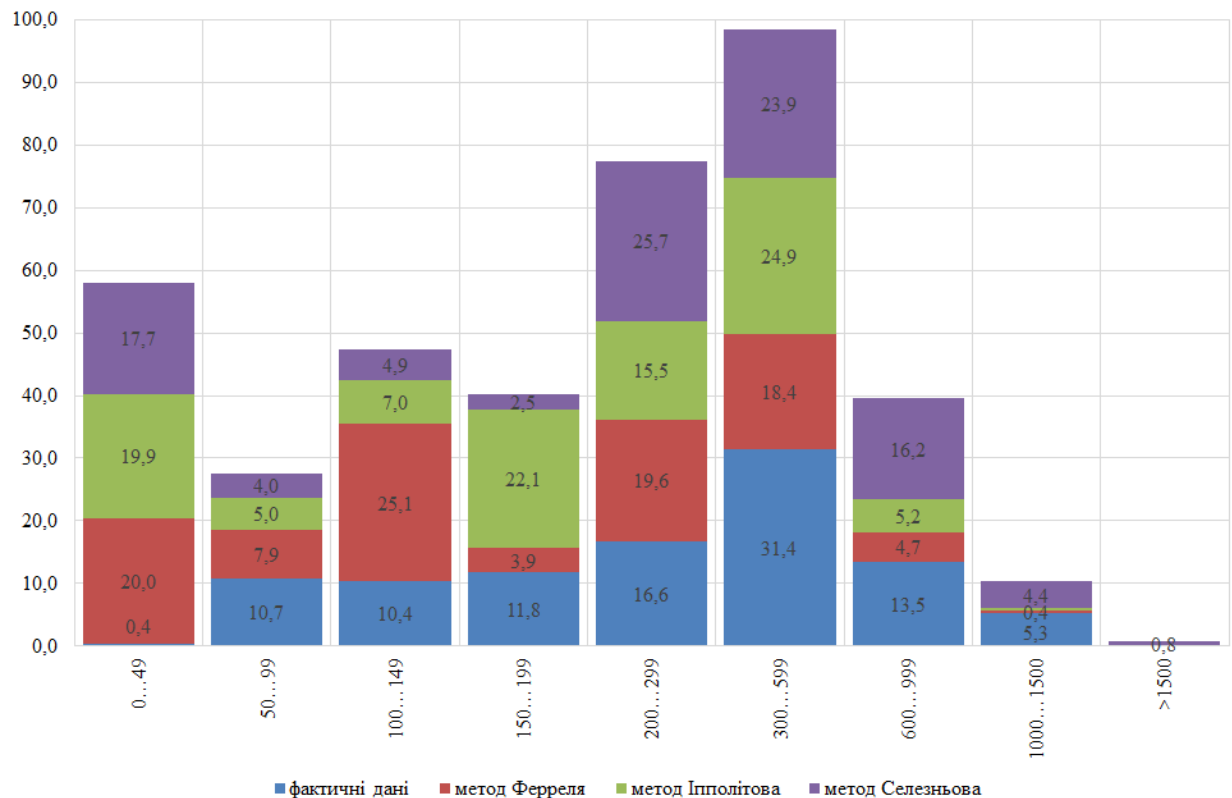


Рисунок 4.10 – Розподіл висоти нижньої межі хмарності за фактичними даними та розрахованої за різними методами визначення

Аналізуючи рис 4.10, можна побачити, що в градації 0...49 значно завищені розрахункові данні, від фактичних: за фактичними даними низька суцільна хмарність спостерігається з ймовірністю 0,4%, а за розрахунками за всіма методами практично 20% всіх випадків припадає на цю градацію.

Такий результат можна пояснити тим, що в багатьох випадках низької хмарності температура повітря і температура точки роси співпадають, а вологість дорівнює 100%, тобто за розрахунками висота нижньої межі в цих випадках дорівнює 0, що ще раз підтверджує складність в ідентифіковані туманів і низької суцільної хмарності при високій вологості.

Для різних градацій різні методи надають біль-менш прийнятні результати: для градацій 100...149 і 200...299 м метод Іпполітова дає найкращий результат, для градацій 600...999 і 1000...1500 м результат, ВНМХ за методом Селезньова є більш наближена до реальних даних, в градації 50...99 м з фактичними даними найкраще узгоджується результати за методом Ферреля.

Також слід відмітити, що за розрахунковими методами спостерігається ВНМХ більша від 1500 метрів, якщо в методах Ферреля і Іпполітова це поодинокі випадки, то за методом Селезньова повторюваність цих випадків становить 0,8%.

#### 4.4 Метеорологічна дальність видимості при тумані

Інтенсивність туману визначається його тривалістю і ступенем щільності туману. За метеорологічною дальністю видимості, яка визначає ступінь щільності туману, тумани можна поділити на слабкі (видимість 500 – 1000 м), помірні (видимість 200–500 м), сильні (видимість складає 50 – 100 м) і дуже сильні (видимість менша від 50 м) [5].

Максимум повторюваності туману за рік і в усі сезони року припадає на градацію 0-100 метрів, тобто найчастіше спостерігаються сильні і дуже сильні тумани: ймовірність появи таких туманів найменша влітку (35 %), а найбільша – восени (51 %). Так само варто відзначити, що горизонтальна видимість має лівосторонню асиметрію.

В усі сезони, виключаючи літо, в 75% і більше усіх випадків туманів, реєструється мінімум видимості 400 м або нижче, що відповідає помірним, сильним і дуже сильним туманам. Влітку на тумани з таким мінімумом видимості припадає приблизно 70%.

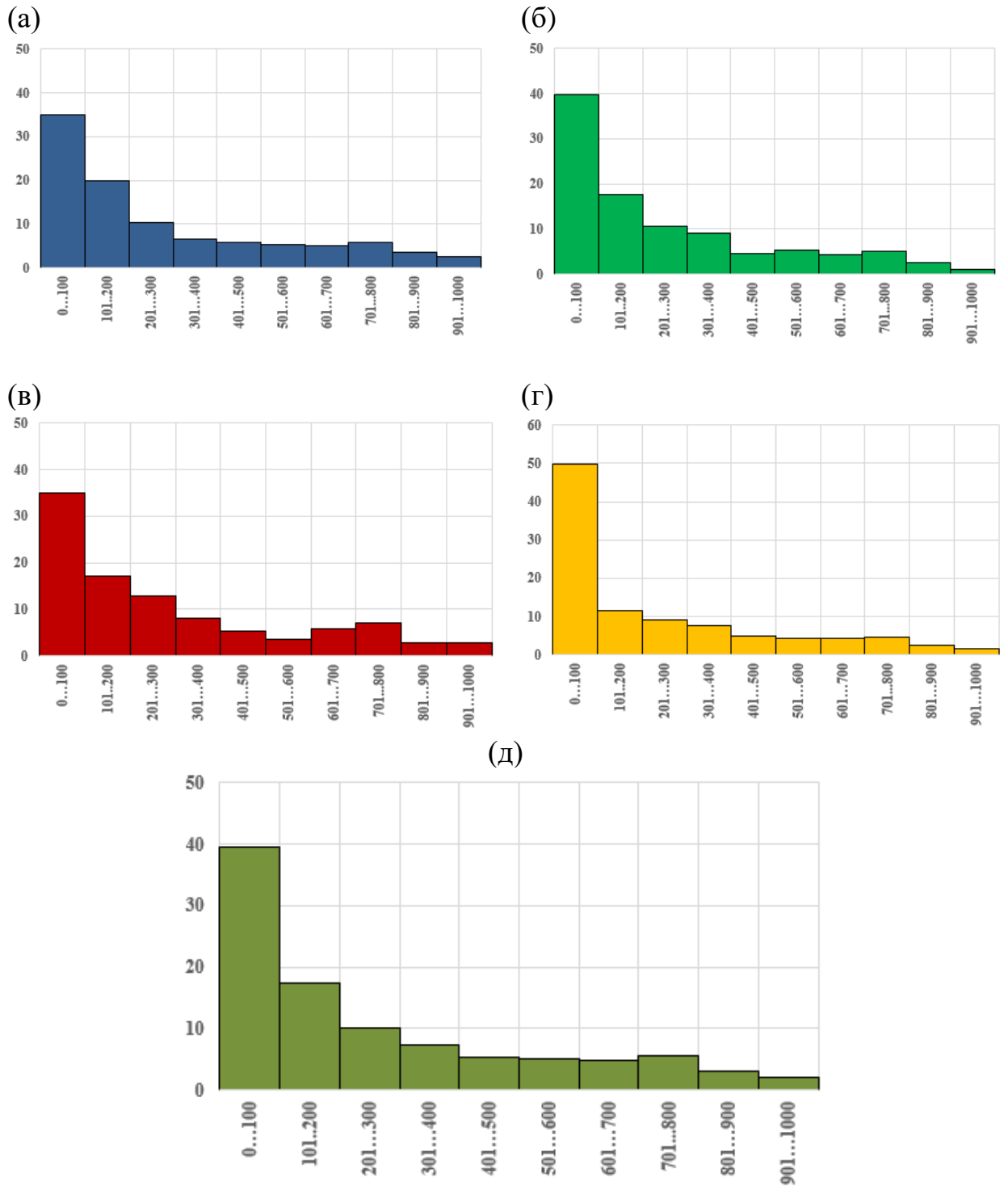


Рисунок 4.11 – Розподіл повторюваності метеорологічної дальності видимості (МДВ) під час туману, за період 2010-2018 рр.

Слід зазначити, що отримані результати є досить важливими, оскільки демонструють серйозність проблеми в аеропорту Одеси, оскільки незважаючи на сезон і тип туману, тумани, які спостерігаються, зазвичай, є дуже щільними.

#### 4.5 Інформативність локальних наземних спостережень як предикторів низької хмарності і туманів

Залежність повторюваності шарувато видимої хмарності з  $V_{НМХ} \leq 1500$  м від швидкості вітру в більшості випадків суттєво змінюється в залежності від сезону року (рис. 4.12).

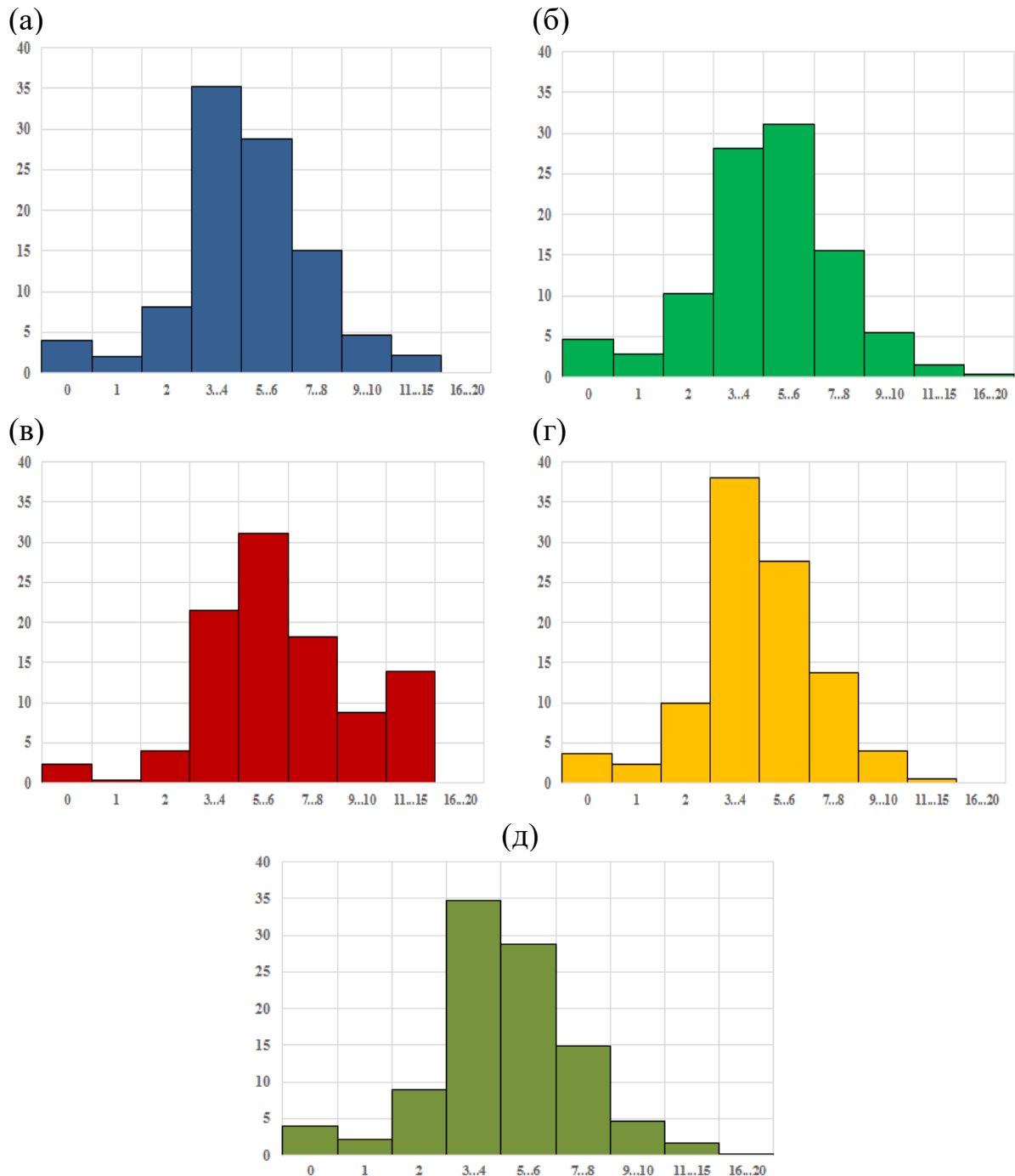


Рисунок 4.12 – Розподіл повторюваності (%) випадків суцільної низької хмарності в залежності від швидкості вітру за період 2010-2018 рр. для (а) зими, (б) весни, (в) літа, (г) осені, (д) в середньому за рік. По вісі ОХ відкладено градації швидкості вітру, по вісі ОУ – відсоток.

Взимку і восени найбільша повторюваність низької хмарності з  $V_{НМХ} \leq 1500$  м припадає на градацію 3...4 м/с. Навесні і влітку найчастіше суцільна низька хмарність реєструється при більш високих швидкостях з максимумом випадків в градації 5...6 м/с.

У зимовий, весняний і осінній час розподіли мають правосторонню асиметрію, що свідчить про більшу повторюваність суцільної низької хмарності при швидкості вітру 3 м/с і вище. При штилях і швидкостях вітру  $\leq 2$  м/с суцільна низька хмарність спостерігається значно рідше, особливо влітку. Проте слід зазначити, що на відміну від багатьох аеродромів, для яких є характерним висока повторюваність низької хмарності з  $V_{НМХ} \leq 1500$  м для швидкостей вітру  $> 8$  м/с [11], в Одесі, навпаки, при цих швидкостях спостерігається суттєве зниження повторюваності, виключаючи літо. Взагалі, в Одесі більшість випадків припадає на градації, які не є типовими для суцільної низької хмарності (3...8 м/с).

Зовсім інший характер має розподіл повторюваності швидкості вітру при туманах (рис. 4.13). Тумани формуються при менших швидкостях вітру: швидкість вітру не перевищує 12 м/с. В усі сезони року, виключаючи зиму, найчастіше при туманах реєструються штилі з максимумом повторюваності влітку – 70,2% і мінімумом повторюваності навесні – 45,1%. Взимку тумани найчастіше фіксуються при швидкості вітру 3...4 м/с, хоча повторюваність штилів лишається досить високою – 26,4% (рис. 4.13 а).

Навесні і восени також мають місце два локальних максимуми повторюваності туманів: при швидкостях 2 і 3...4 м/с (рис. 4.13 б,г). Локальний максимум повторюваності 2 м/с також є вираженим влітку.

Слід зазначити, що більше 80% всіх випадків туманів в усі сезони року реєструються при швидкостях вітру не більших за 4 м/с, мінімум в цьому діапазоні припадає на швидкість 1 м/с – не більше 10% від усіх випадків (рис. 4.13 д).

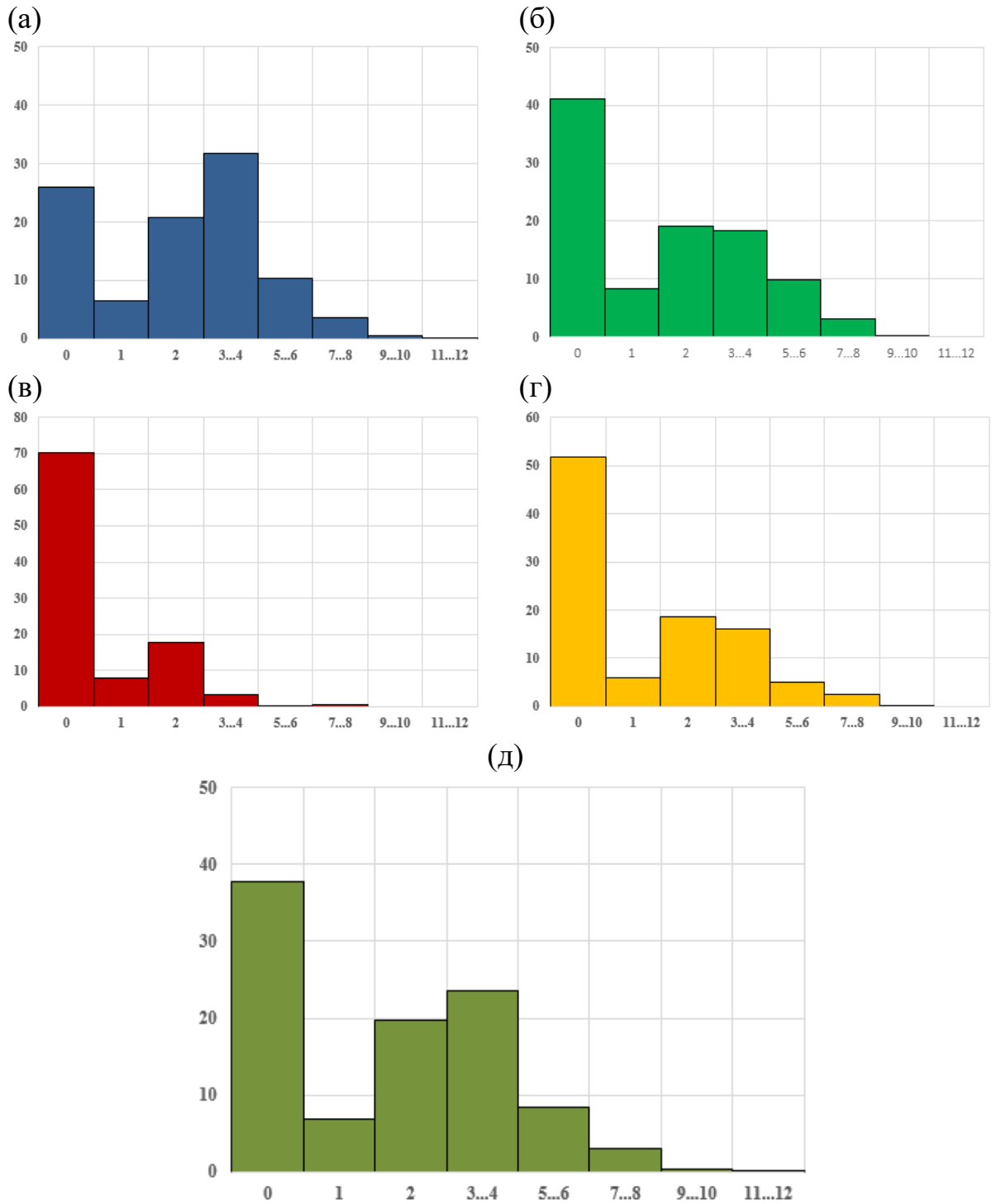
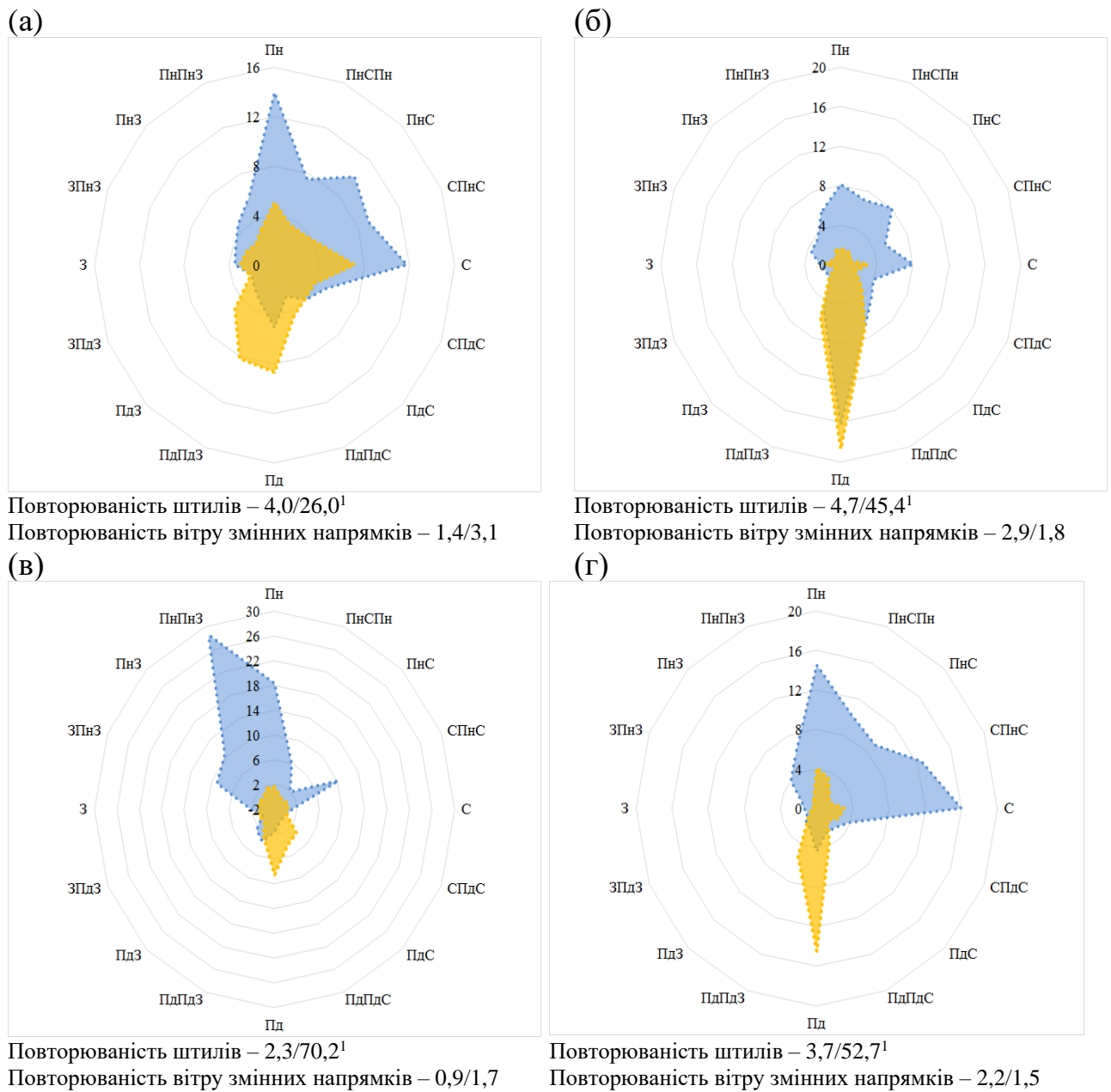


Рисунок 4.13 – Розподіл повторюваності (%) випадків туманів в залежності від швидкості вітру за період 2010-2018 рр. для (а) зими, (б) весни, (в) літа, (г) осені. По вісі ОХ відкладено градації швидкості вітру, по вісі ОУ – відсоток.

На рис. 4.14 – рози вітрів для всіх сезонів для випадків з суцільною низькою хмарністю і туманів.





❄️ суцільна хмарність    🌫️ тумани

<sup>1</sup> Число у чисельнику характеризує повторюваність штилів і вітру змінних напрямків для суцільної хмарності, а у знаменнику – для туманів

Рисунок 4.15 – Рози вітрів для випадків з суцільною низькою хмарністю за період 2010-2018 рр. і туманів за період 2010–2018 рр. для (а) зими, (б) весни, (в) літа, (г) осені.

Взимку при суцільній низькій хмарності високу повторюваність мають не тільки вітри північного напрямку (14,0% випадків), а також і

східного (11.7% випадків). Південний вітер реєструється у 5,0% випадків. Взагалі 57,0% випадків припадають на вітри північних і східних напрямків (рис. 4.15 а).

Влітку спостерігається досить цікава ситуація: при багатьох напрямках вітру від СПдС до З за часовою стрілкою суцільна низька хмарність не спостерігається (рис. 4.15 в). Найбільша кількість випадків суцільної низької хмарності розподілилась між напрямками вітру від ЗПнЗ до Пн, які мають місце у 68% всіх випадків. Велику повторюваність має східно-північно-східний вітер (10,2% випадків).

У перехідні сезони року спостерігається, як і влітку, специфічний розподіл напрямків вітру (рис. 4.15 б,г). Практично є відсутніми вітри західних напрямків в обидва сезони. У весняний період найбільшу повторюваність має південний вітер, а восени – східний вітер.

У зимовий час тумани найчастіше спостерігаються при південному і південно-південно-західному напрямках – 17% всіх випадків (рис. 4.15 а). Висока повторюваність туманів має місце також при східному напрямку – 7%.

В інші сезони року переважає південний напрямок вітру з максимумом повторюваності навесні (18,6%) і мінімумом повторюваності влітку (8,5%), а вторинний максимум припадає на напрямки від південно-східного до південно-західного. Восени починає зростати повторюваність північного вітру.

## 5 МЕТЕОРОЛОГІЧНІ Й СИНОПТИЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ ТУМАНІВ РІЗНИХ ТИПІВ І СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ

### 5.1. Епізод з суцільною низькою хмарністю

Епізод суцільної хмарності, якій розглядається у роботі, тривав більше доби: з 8 год. 8 хв. 27 до 20 год. 2 хв. 28 листопада 2017 р.

Утворення суцільної низької хмарності пов'язано з перенесенням вологого теплового повітря з акваторії Чорного моря (рис. 5.1), що підтверджується приземними даними (рис. 5.2), оскільки адвекція повітря зазвичай має місце при значних швидкостях вітру [5]. Впродовж всього часу існування шаруватої хмарності на південні райони України відбувається переміщенням оклюдованого південного циклону, який утворився в улоговині, яка розповсюджується від глибокого циклоні з центром над Північним морем.

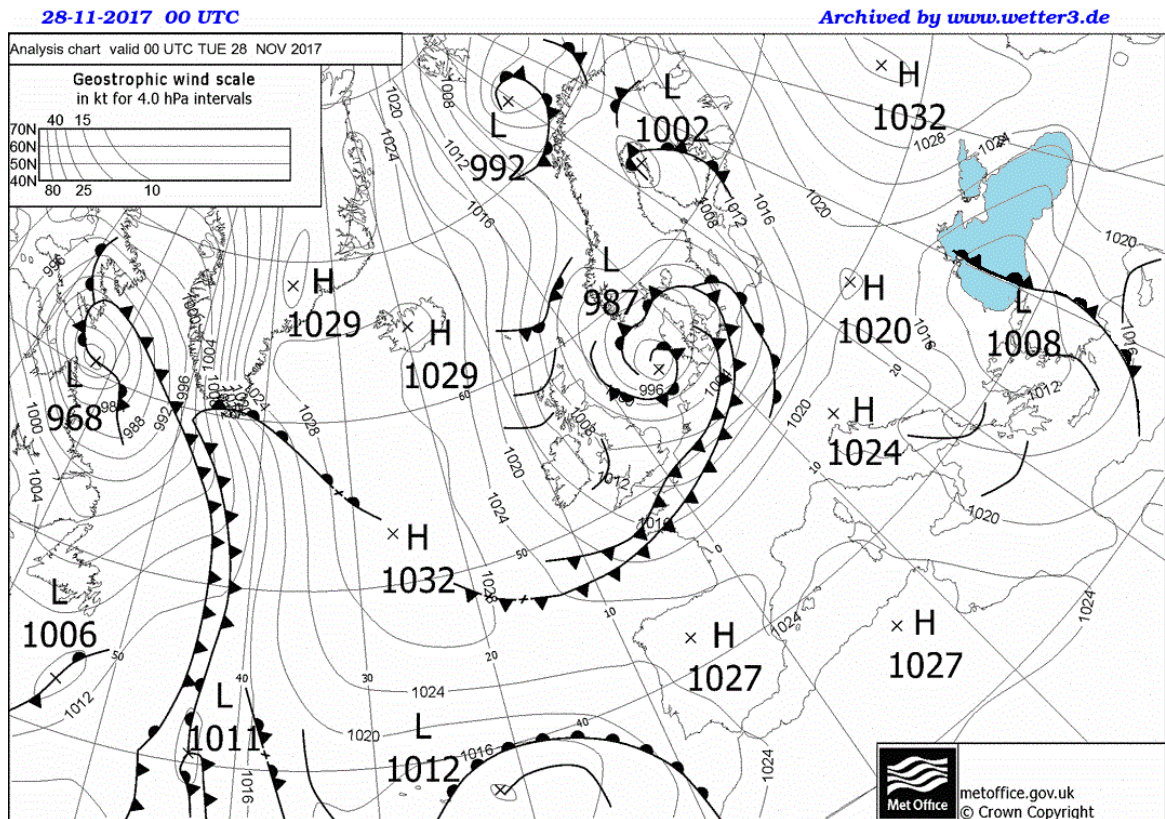


Рисунок 5.1 – Приземна карта за 00 UTC 27 листопада 2017р. з проходженням фронту оклюзії на території України, жовтою стрілкою позначено аеропорт міста Одеса [3]

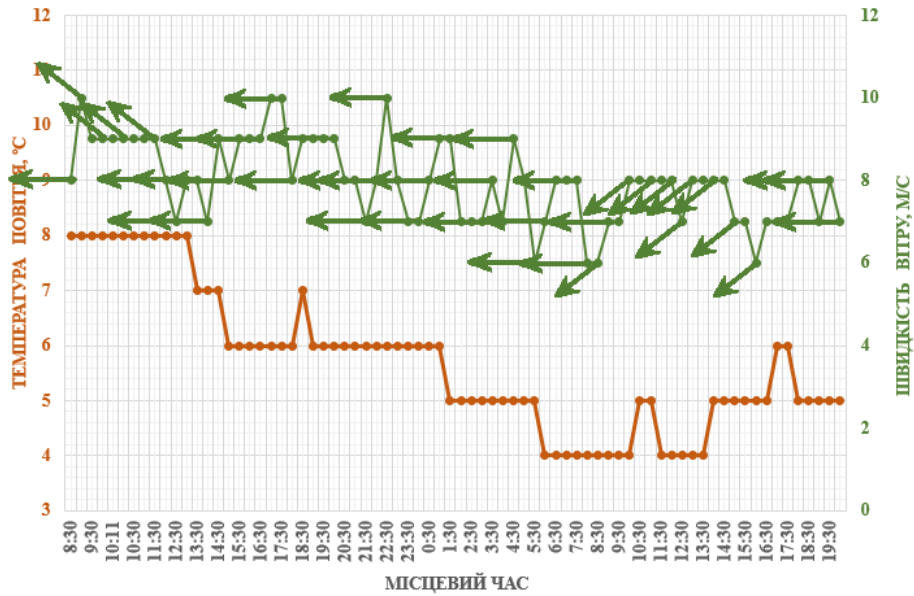
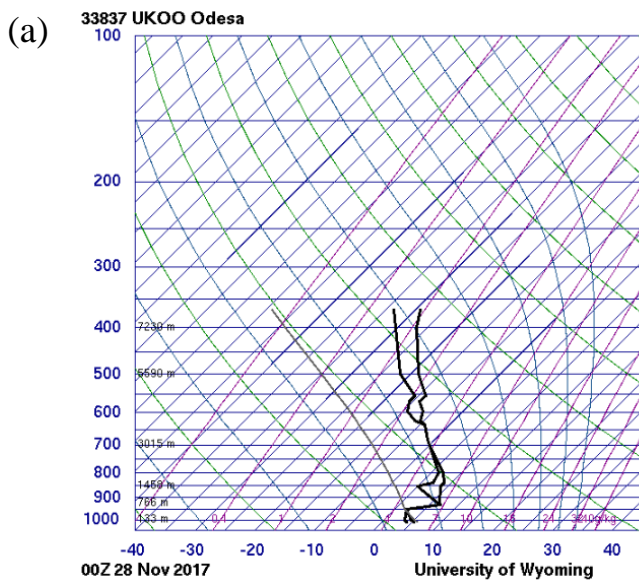


Рисунок 5.2 – Зміна температури (суцільна лінія коричневого кольору), швидкості (суцільна лінія зеленого кольору) і напрямку (зелені стрілки) вітру біля поверхні землі впродовж існування шаруватої хмарності

Досліджуючи вертикальну структуру атмосфери (рис. 5.3), можна побачити, що утворення суцільної низької хмарності було пов'язано з інверсією (її товщина становить 174 м, а перепад температур на нижній і верхній межах інверсії – 4,8°C). Високі значення відносної вологості над шаром інверсії і всередині нього вказує, що шар інверсії може міститись в хмарі. Саме такий профіль відносної вологості і температури є характерним для формування шаруватої хмарності.



PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %
1011.0	42	5.4	4.2	92
1000.0	133	4.6	3.4	92
949.0	557	2.0	2.0	100
929.0	731	6.8	6.8	100
925.0	766	6.6	6.4	99
910.0	900	6.0	5.1	94
853.0	1429	3.8	0.0	76
850.0	1458	3.8	0.3	78
837.0	1583	3.8	2.0	88
800.0	1950	2.0	1.3	95
700.0	3015	-4.9	-5.0	99
684.0	3196	-6.1	-6.1	100
637.0	3751	-9.1	-9.1	100
624.0	3910	-10.5	-11.4	93
597.0	4249	-11.7	-14.3	81
569.0	4616	-13.9	-15.7	86
554.0	4819	-13.9	-15.6	87
540.0	5011	-15.1	-17.1	85
500.0	5590	-18.7	-21.7	77
443.0	6480	-23.1	-26.4	75
400.0	7230	-26.9	-30.3	73

Рисунок 5.3 – Дані радіозондування за 00 UTC 28 листопада 2017 р. для м. Одеса. Шар інверсії виділено жовтим кольором [1]

Оскільки мають місце високі швидкості вітру, то турбулентність в нижньому шарі руйнує нижню частину інверсії, вона стає піднятою, а охолодження повітря і турбулентне перенесення водяної пари від підстильної поверхні приводять до хмароутворення на деякій висоті. Такий механізм є типовим для утворення низької суцільної хмарності [5,6]. Руйнування шаруватої хмарності відбувається через насування хмарності фронту оклюзії, що можна побачити на супутникових знімках, представлених на рис. 5.4 і 5.5.

На інфрачервоних знімках шестигодинної дискретності (рис. 5.4) можна бачити, що з фронтом оклюзії пов'язана досить потужна хмарність (про потужність свідчать сині і жовті кольори, які вказують на температури нижчі від  $-30^{\circ}$ ). На знімках, зроблених в розширеному інфрачервоному каналі IR10.8, добре виявляються конвективні хмари, тому можна припустити, що з фронтом оклюзії пов'язана конвективна хмарність. Можна бачити, що на початку формування шаруватою хмарності в районах південної України спостерігається низька непотужна хмарність (рис. 5.3 б): на знімках їй відповідають області світло-сірого кольору. Впродовж доби шар низької хмарності приховується потужною хмарністю фронту оклюзії (рис. 5.3 в). Розмивання хмарності відбувається разом з послабленням інтенсивності фронту оклюзії, що можна побачити на знімках (рис. 5.3 г,д).

На (рис.5.5) представлені RGB-знімок 24-hour microphysics з використанням каналів IR 12 - 10.8, IR 10.8 - 3.9/8.7 і від IR 10. На таких знімках можна виділити низьку шарувату хмарність і тумани за зеленуватим, жовтуватим або помаранчевим кольором. Області насиченого червоного кольору відповідають потужним, високим і холодним кристалічним хмарам, які під час даного епізоду пов'язані з фронтом оклюзії.

На (рис. 5.4 а,б,в) представлена шарувата хмарність нижнього ярусу зеленуватими кольорами, а більш потужну хмарність (рис. 5.4 г) можна побачити низьку суцільну хмарність, якій відповідають помаранчеві кольори (рис. 5.4 д) на денних знімках і червоні – на нічних.



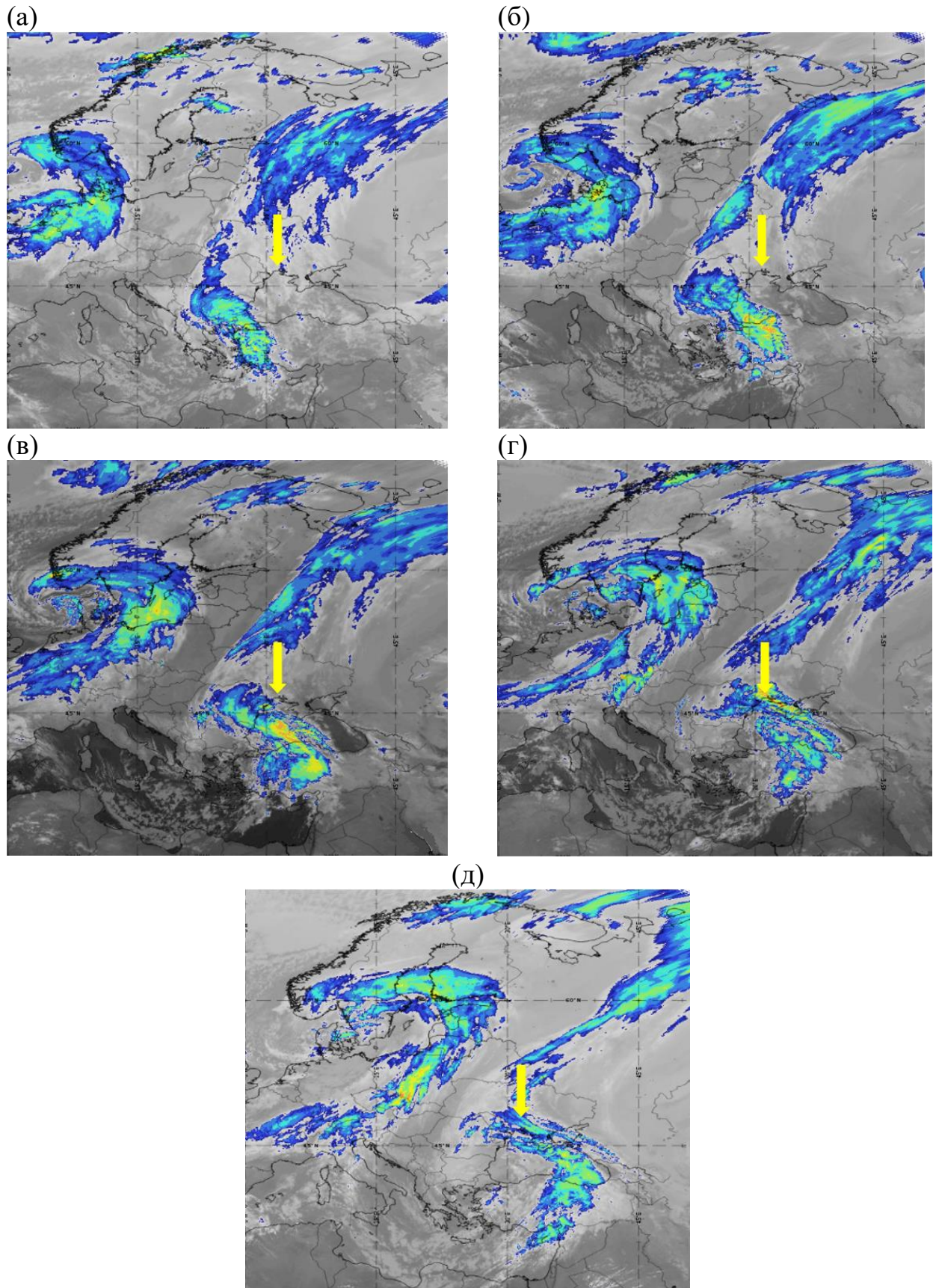


Рисунок 5.4 – RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 і Enhanced IR 10.8 за 12 UTC 27.11 (а), 18 UTC 27.11 (б), 00 UTC 28.11 (в), 06 UTC 28.11 (г) і 12 UTC 28.11 (д) [4]



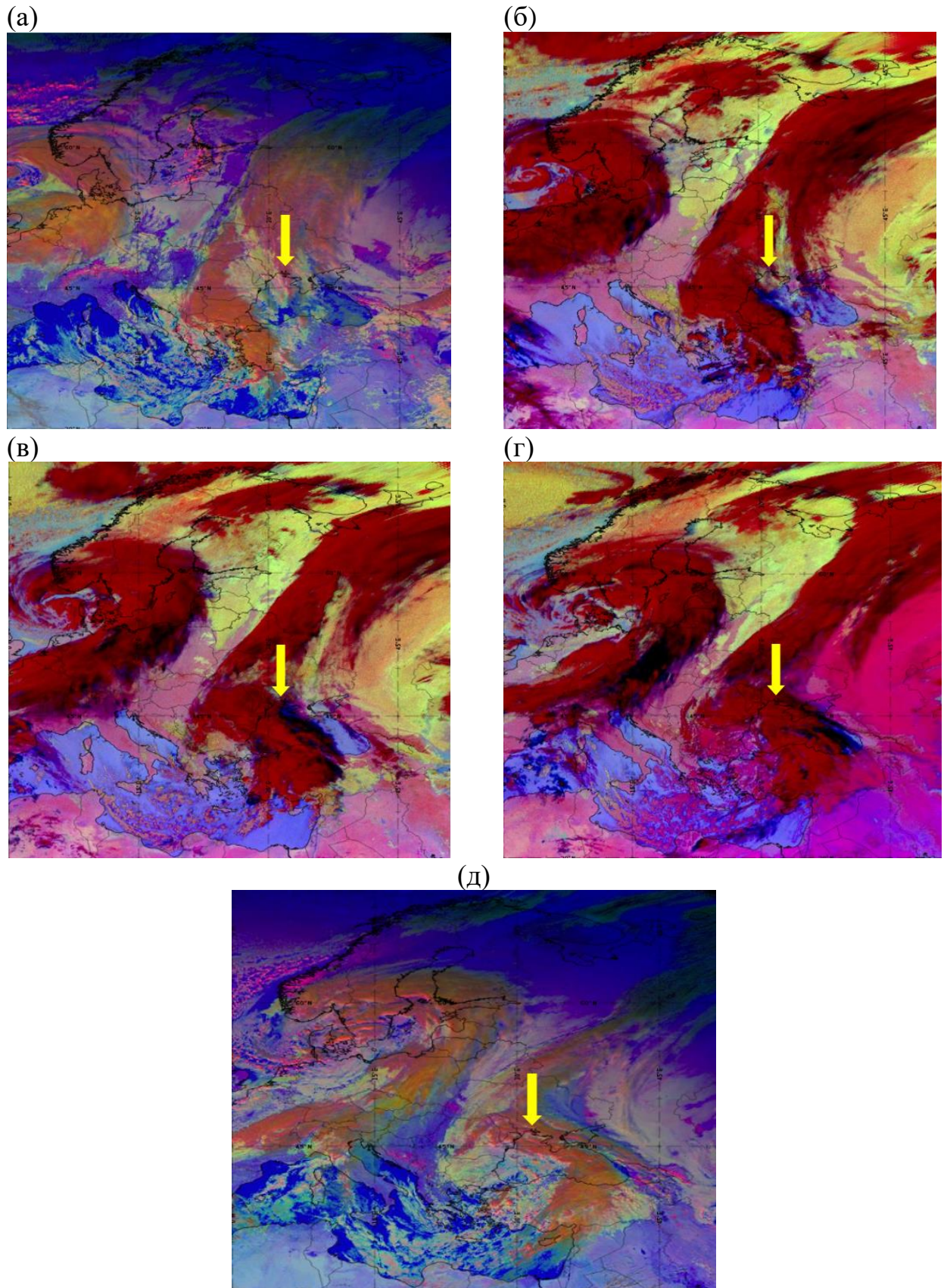


Рисунок 5.5 – RGB-знімки 24-hour microphysics з використанням каналів IR 12 - 10.8 (червоний), IR 10.8 - 3.9/8.7 (зелений) і IR 10.8 (блакитний) за 12 UTC 27.11 (а), 18 UTC 27.11 (б), 00 UTC 28.11 (в), 06 UTC 28.11 (г) і 12 UTC 28.11 (д) [4]

## 5.2. Епізод з адвективним туманом

Епізод, якій тривав з 18:11 по 23:43 місцевого часу 16 січня 2018 р., є прикладом адвективного туману. На рис. 5.6 показано хід метеорологічних величин до початку туману і впродовж його існування. Можна бачити, що під час туману і за декілька годин до його формування спостерігається переважно південний (винесення повітря з морської поверхні) вітер швидкістю 2 м/с і вище, що свідчить про адвективний механізм формування туману. Формується туман ввечері, коли відбувається зниження температури повітря, проте можна виключити радіаційне вихолодження, оскільки формуванню туману передувала низька шарувата хмарність. Окрім того, біля моря досить часто можуть мати місце тумани, викликані тільки адвекцією, оскільки добовий хід іноді є малим [8]. Вони дуже часто утворюються уздовж берегової лінії саме вночі, оскільки зниження температури над сушею сприяє вихолодженню нижнього шару повітря. Впродовж туману температура суттєво знижується, але не внаслідок радіаційного охолодження а через турбулентний обмін між теплим повітрям і холодною підстильною поверхнею.

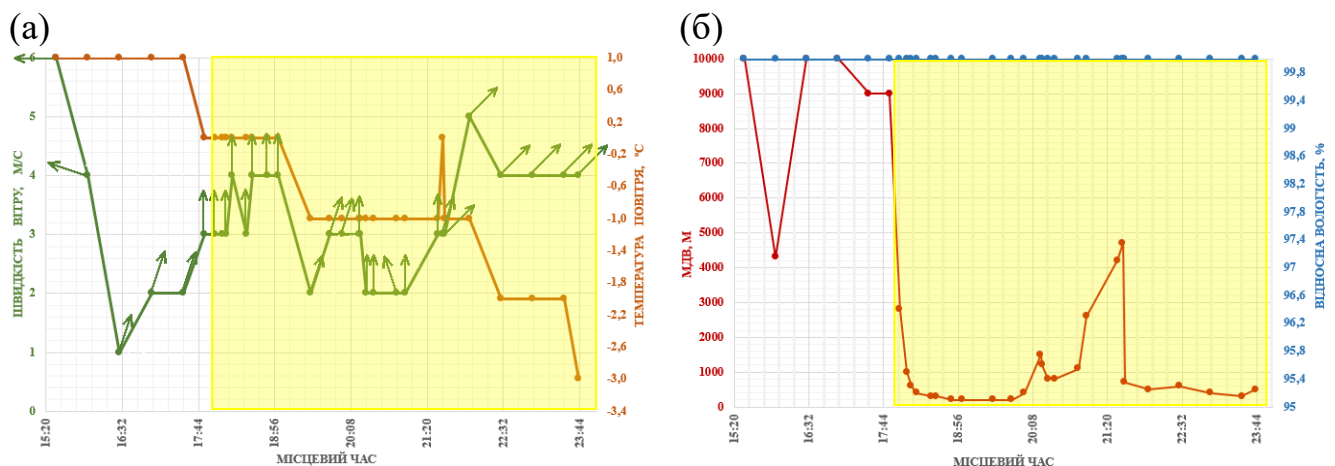


Рисунок 5.6 – Зміна температури (суцільна лінія коричневого кольору), швидкості (суцільна лінія зеленого кольору) і напрямку (зелені стрілки) вітру (а) й зміна відносної вологості (синя суцільна лінія) і дальності видимості (червона суцільна лінія) біля поверхні землі (б) впродовж формування й існування туману. Жовтим кольором виділено час існування туману



На рис. 5.7 представлено аналіз синоптичної ситуації за 00 UTC 17 січня 2018 р., з якого можна побачити, що територія південної України знаходиться під передньою частиною улоговини, яка розповсюджується від глибокого циклону з центром над Північним морем. В передній частині улоговини спостерігаються південні і південно-східні вітри, які сприяють надходженню теплого волого повітря з акваторії моря. Синоптична ситуація для адвективного туману є схожою з синоптичною ситуацією, що має місце при утворенні низької суцільної хмарності.

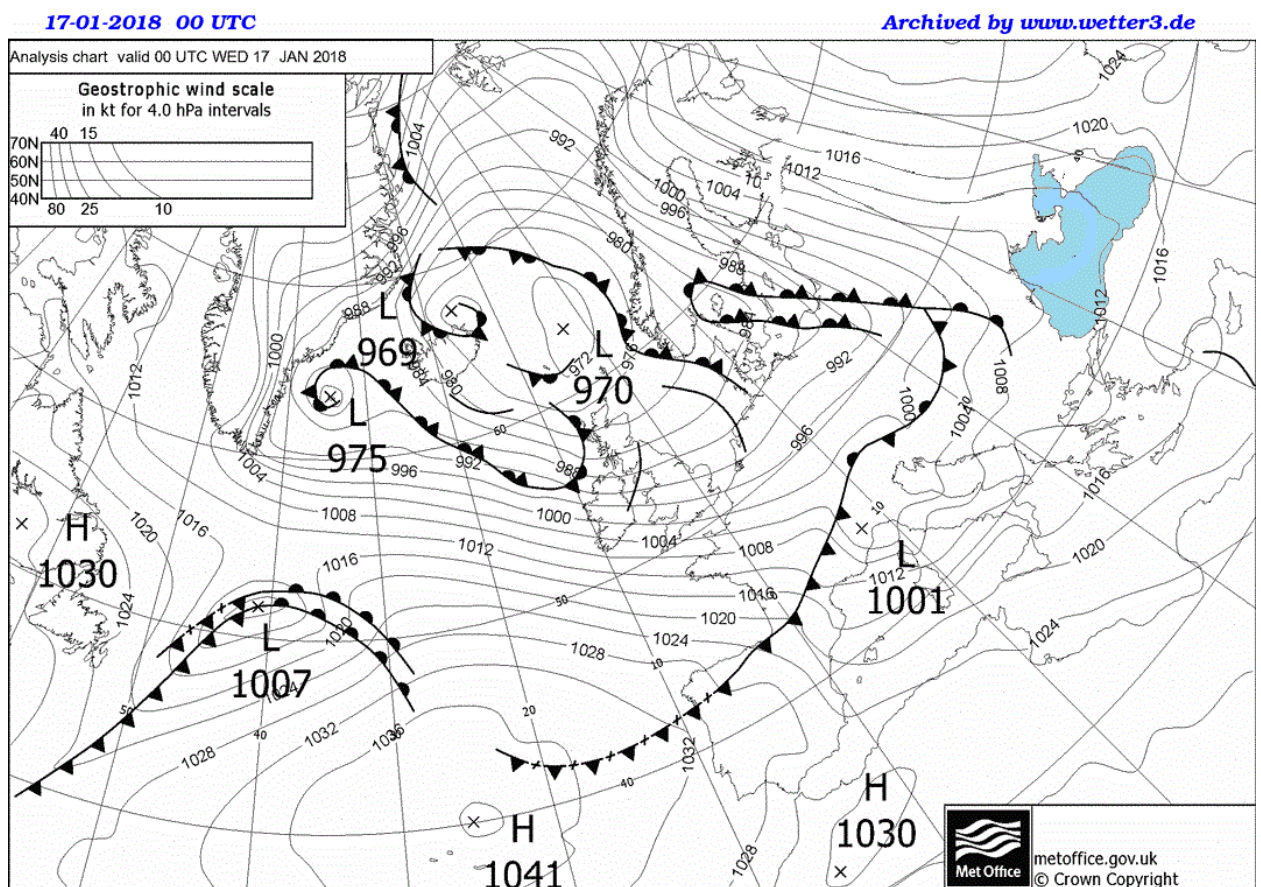


Рисунок 5.7 – Приземна карта за 00 UTC 17 січня 2018 р. [3]

Туман вертикальною протяжністю 156 м сформувався під потужним шаром інверсії, товщина якої сягає 797 м, а перепад температур не перевищує 3.0°C, а формування туману обумовлено низькою висотою нижньої межі інверсії на відміну від випадку з шаруватою хмарністю, де інверсія сформувалась на висоті 515 м. В інверсії і над нею спостерігається досить

низька вологість повітря, що вказує на те, що вона утворена не тільки внаслідок охолодження шару повітря біля поверхні землі, але й також завдяки осадженню повітря вище граничного шару. Вітер на висотах у граничному шарі мав східний-південно-східний напрям, що свідчить про переміщення теплого волого повітря в усьому граничному шарі.

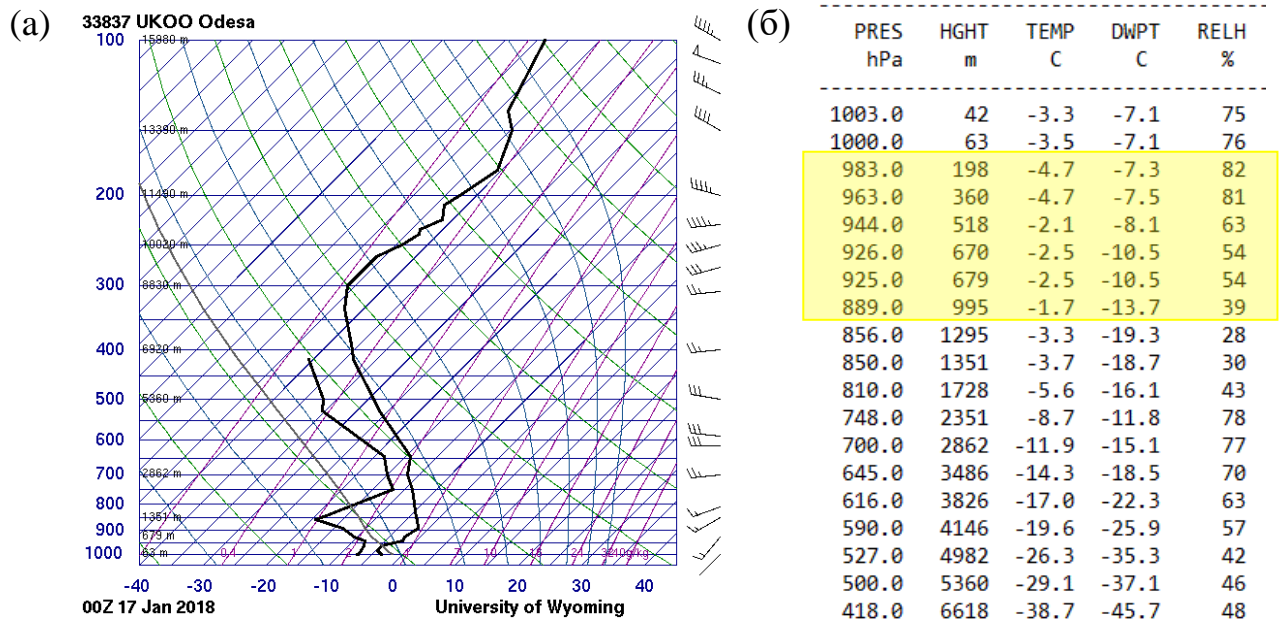


Рисунок 3.8 – Дані радіозондування за 00 UTC 17 січня 2018 р. для м. Одеса. Шар інверсії виділено жовтим кольором [1]

На рис. 5.9 надано супутникові знімки хмарності на початку та наприкінці існування туману. RGB зображень Night\_Microphysics використовуються для виявлення зон туманів й низької хмарності вночі. Зонам теплих тонких туманів/низьких хмар з дрібними краплями на цих знімках відповідає голубий колір. Області з голубувато-зеленим кольором мають місце у випадках холодних потужних туманів/низьких хмар, більш зеленуваті відтінки відповідають дрібним краплям, але рожеві – крупним. На зображеннях Night\_Microphysics тумани і низька хмарність виявляються краще, ніж на знімках 24h\_Microphysics. Проте найбільшою перевагою знімка 24h\_Microphysics є те, що їх можна залучати для аналізу як денної, так і нічної хмарності. Окрім того, на таких знімках тумани і низькі шаруваті

хмари можна виділити взимку легше, ніж на зображеннях Night\_Microphysics.

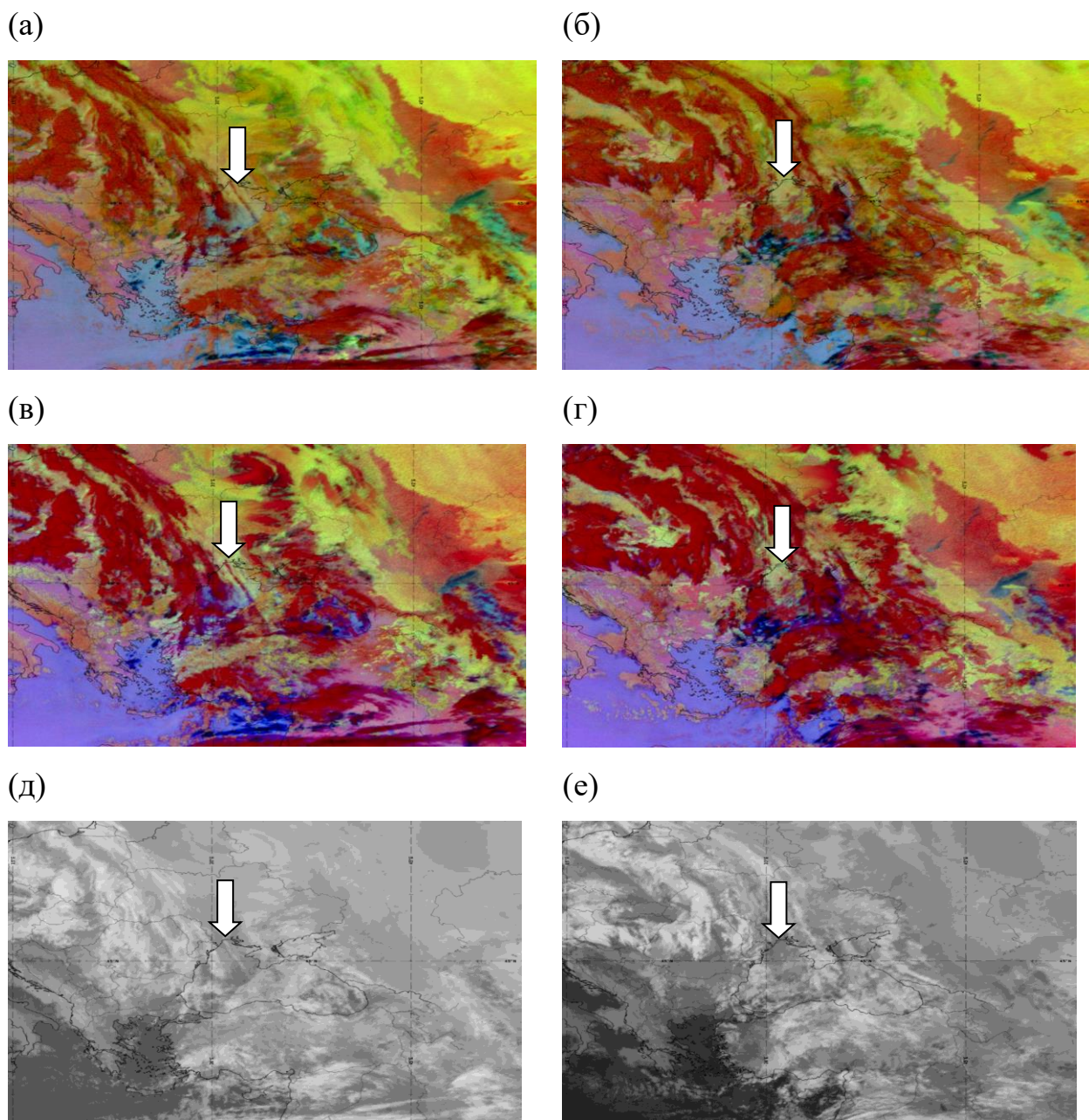


Рисунок 5.9 – RGB-знімки 24-hour microphysics за 18 UTC 16.01 (a) і 00 UTC 17.01 (б), RGB-знімки night microphysics 18 UTC 16.01 (v) і 00 UTC 17.01 (г), RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 18 UTC 16.01 (д) і 00 UTC 17.01 (e). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса [4]



На обох типах знімків у випадку адвективного туману можна легко виявити області, які відповідають туману. Туман є досить тонкий з дрібними краплями.

На знімках з використанням каналу IR 10.8 досить важко іноді відрізнити тумани від навколишнього середовища, оскільки дуже часто їх температури не набагато нижчі за температуру підстильної поверхні.

### 5.3. Епізод з туманом, спричиненим радіаційним вихолодженням і опадами

Розглянемо випадок зі складним туманом, який мав місце з 22 год. 30 хв. 9 грудня до 11 год. 10 хв. 11 грудня 2018 р.

З огляду на хід метеорологічних величин (рис. 5.10 а,б) за декілька годин до початку туману і під час існування туману можна побачити, що формування туману розпочиналось як туману радіаційного типу: швидкість вітру не перевищувала 2 м/с, а до початку туману мав місце штиль, за годину до початку туману спостерігалось ясне небо, що сприяло додатковому вихолодженню, внаслідок якого температура повітря знижується протягом 3 год. на 3°C. Протягом всього туману відносна вологість повітря була незмінною і сягала 100%. Формується туман в улоговині глибокого циклону з центром над Балтійським морем (рис. 5.10 в), але над півднем України спостерігається малоградієнтне поле тиску, яке і сприяє встановленню безвітряної погоди. Циклон з центром над Балтійським морем знаходиться в стадії оклюдування і починає заповнюватись: з 00 UTC 10 грудня по 00 UTC 11 грудня 2018 р. тиск в центрі циклона зріс на 11 гПа (рис. 5.10 г), в улоговині, яка від нього поширюється, формується над західною частиною Чорного моря циклон, стає самостійним центром, якій входить в систему “старого” циклону, і швидко оклюдується. Над південною частиною України знаходиться малоградієнтне поле між цими двома циклонами, проте “молодий” циклон разом з фронтальною системою пересувається на південні райони.

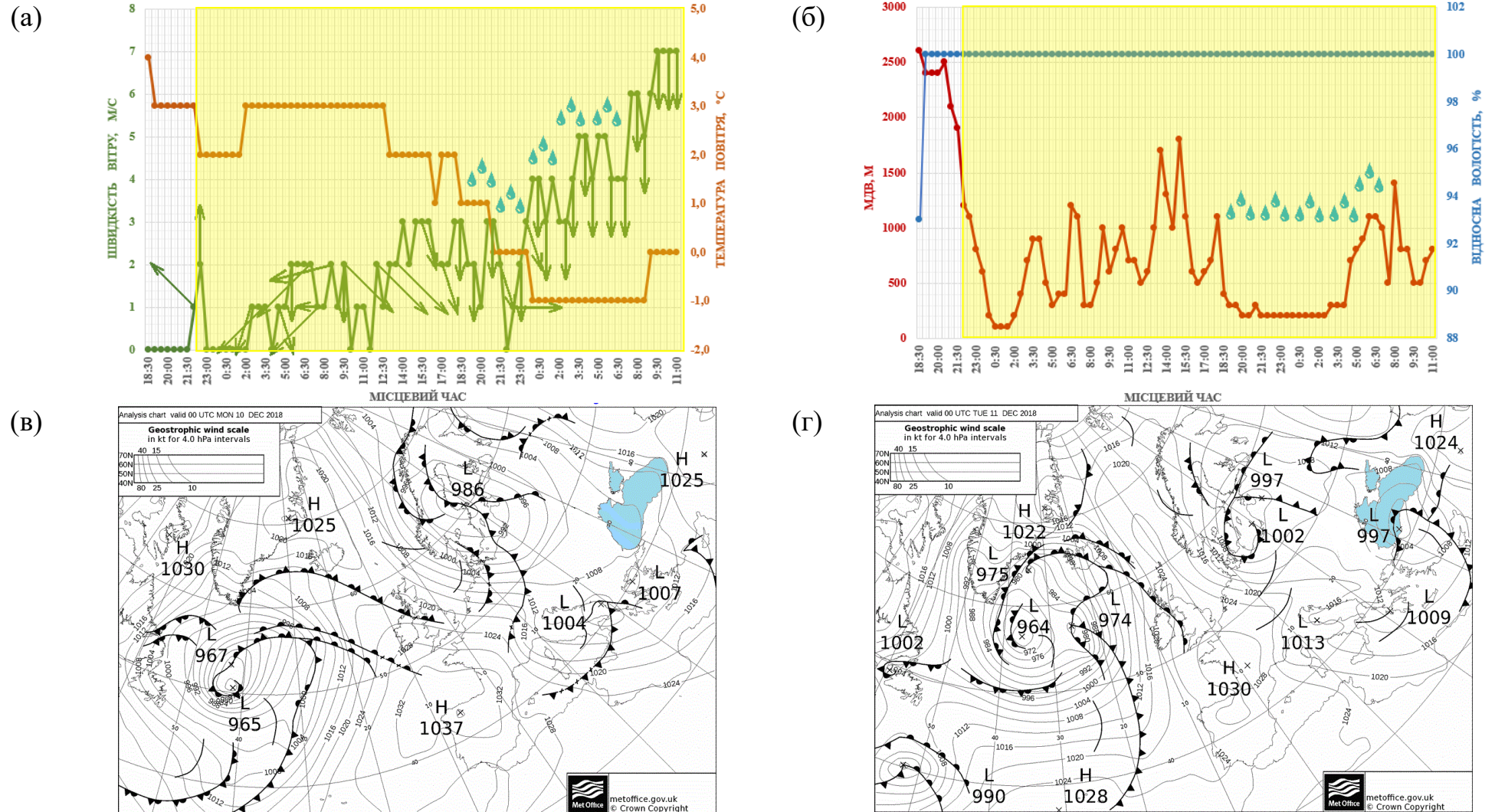


Рисунок 5.10 – Зміна температури (суцільна лінія коричневого кольору), швидкості (суцільна лінія зеленого кольору) і напрямку (зелені стрілки) вітру (а), зміна відносної вологості (синя суцільна лінія) і дальності видимості (червона суцільна лінія) біля поверхні землі (б) впродовж формування й існування туману. Приземні карти за 00 UTC 10 (в) і 11 (г) грудня 2018 р

Таким чином туман, який сформувався внаслідок дії радіаційного вихолодження, посилюється вночі, але вдень починає розсіюватись, оскільки температура підвищується і зростає швидкість вітру, через що з 13 год. 30 хв. до 15 год. 30 хв. туман практично зникає, але знову посилюється через інтенсивну адвекцію холоду (рис. 5.10 а) і поширення хмарності від фронту оклюзії туман. Хмарність фронту оклюзії підживлюється вологою з акваторії моря і, поширюючись на південні райони України, стикається з холодним повітрям, що сприяє розвитку хмар нижнього ярусу.

Ці висновки також підтверджуються не тільки ходом метеорологічних величин і гідрометеврів впродовж існування туману (рис. 5.10 а,б), але й даними радіозондування (рис.5.11) і супутниковими знімками (рис. 5.12-5.14)

Дані радіозондування вказують на потужну інверсію товщиною 730 м, нижня межа якої знаходиться на висоті 183 м, а перепад температур становить 2,9°C. Вище 700 гПа спостерігається вітер південно-західного напрямку, а нижче північні і північно-східні вітри. Тип інверсії не характеризується яскраво вираженою сухістю і вказує на те, що повітряна маса зазнала впливу приземного охолодження і переміщення.

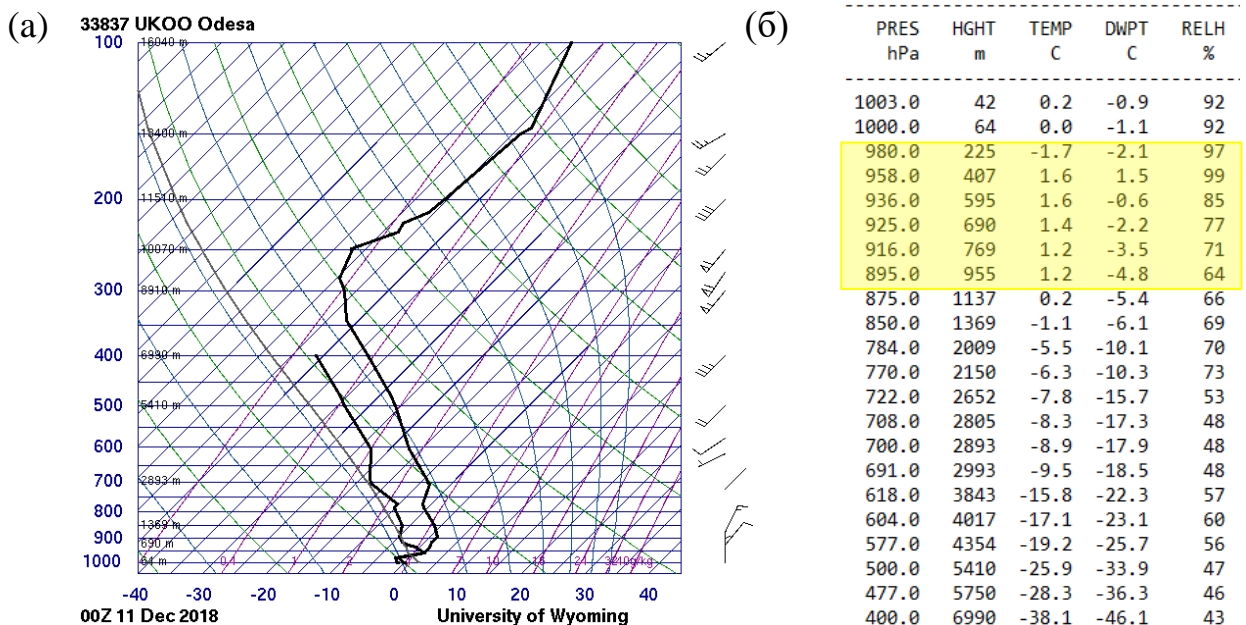


Рисунок 5.11 – Дані радіозондування за 00 UTC 11 грудня 2018 р. для м. Одеса. Шар інверсії виділено жовтим кольором



На зображеннях хмарності 24-hour microphysics (рис. 5.12) можна побачити область зеленого кольору, яка відповідає холодному тонкому туману з дрібними краплями на початку формування туману (рис. 5.12 а) і за 12 год (рис. 5.12 б). В другій половині існування туману можна побачити насування потужної кристалічної хмарності.

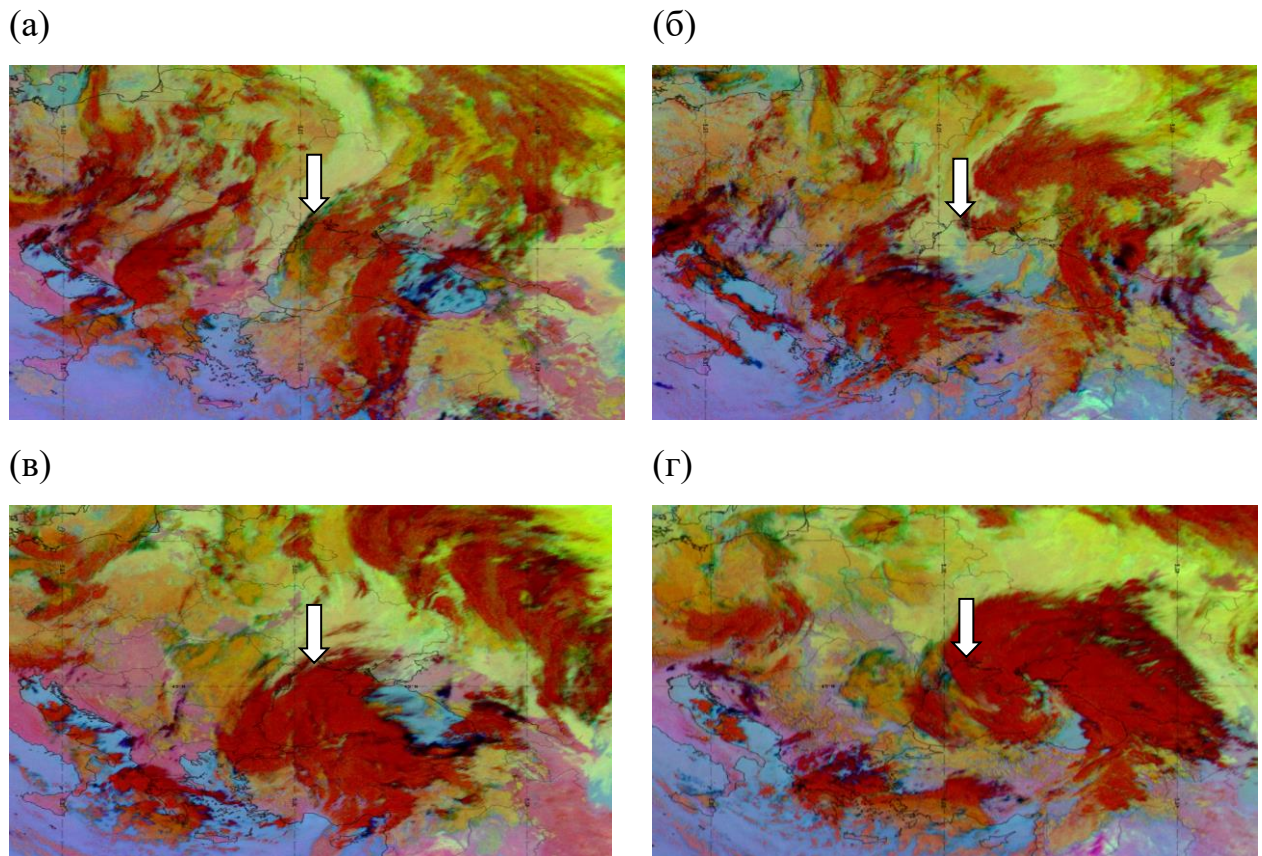


Рисунок 5.12 – RGB-знімки 24-hour microphysics за 00 UTC 10.12 (а), 12 UTC 10.12 (б), 00 UTC 11.12 (в), 12 UTC 11.12 (г). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса

На рис. 5.13 представлені супутникові знімки night microphysics і Natural Colours. RGB знімки Natural Colours надають найкраще уявлення про хмарність в денні години і туман/низьку хмарність на них виявляється областями сірого кольору, якщо вони містять краплі води. Потужним кристалічним хмарам на цих знімках відповідають області зелено-голубого кольору. З 00 год до 12 год. 10 грудня на цих знімках можна побачити зону туману (рис. 5.13 а,б).

А вже в наступну добу насувається потужна хмарність з кристалічною структурою.

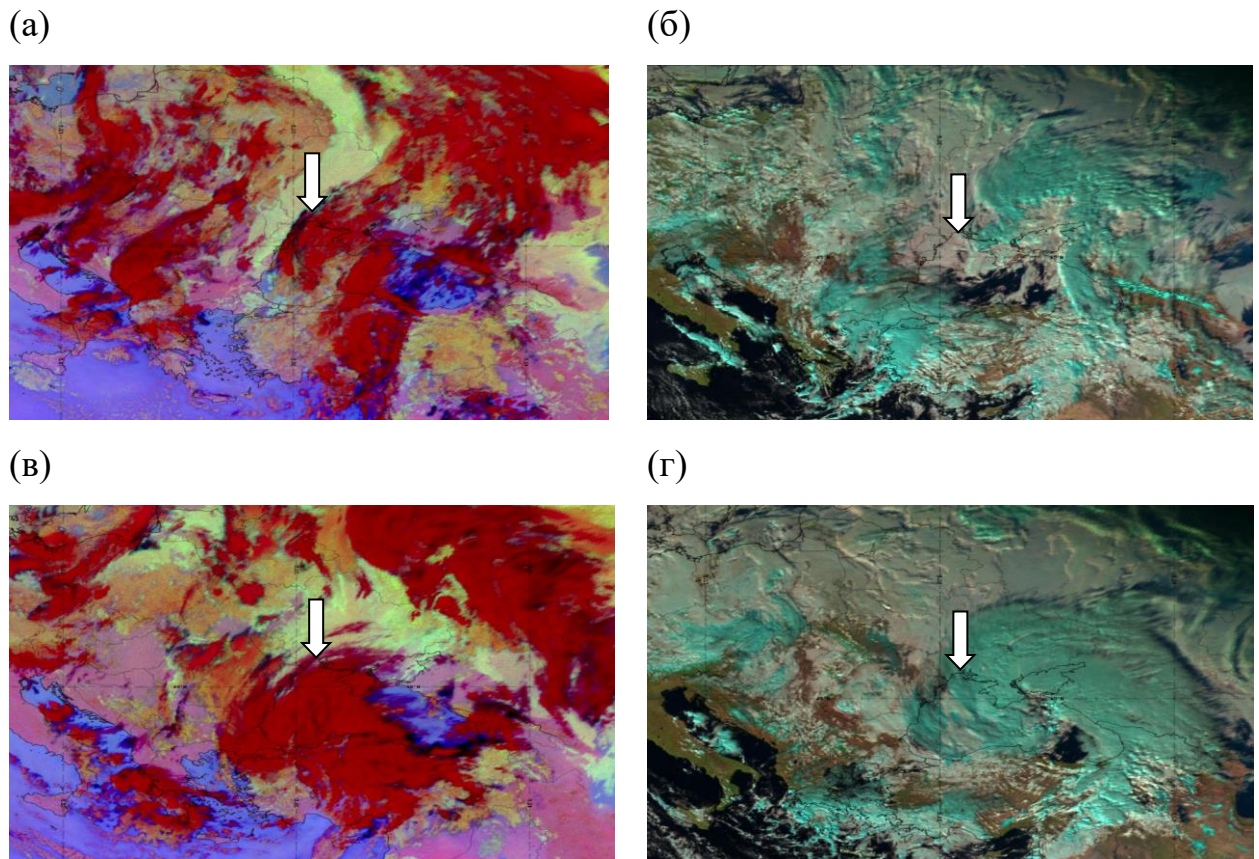


Рисунок 5.13 – RGB-знімки night microphysics за 00 UTC 10 (а) і 11 грудня (в), знімки Natural Colours за 12 UTC 10 (б) і 11 грудня (г). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса

Знімки RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 і Enhanced IR 10.8 вказують на туман о 12 год. 10 грудня (рис. 5.14 б) і на формування хмарності нижнього і середнього ярусу в шарі інверсії (рис. 5.14 в) впродовж наступного періоду, з якої починає випадати мряка. Завдяки випадінню мряки туман також підсилюється (на рис. 5.10 б) можна побачити, що саме в період, коли випадає мряка спостерігається найгірша видимість, тобто туман стає дощовим. Найчастіше туман утворюється в опадах, які випадають з більш теплого повітря вгорі через шар більш холодного повітря більш поверхні землі (рис. 5.11). Таким чином, краплі, що випадають будуть трохи тепліше за навколишнє повітря, крізь яке вони падають. За деякий час повітря досягне стану насичення і водяна пара почне конденсуватись на



ядрах конденсації, внаслідок чого нижня межа хмарності переміщуватиметься донизу.

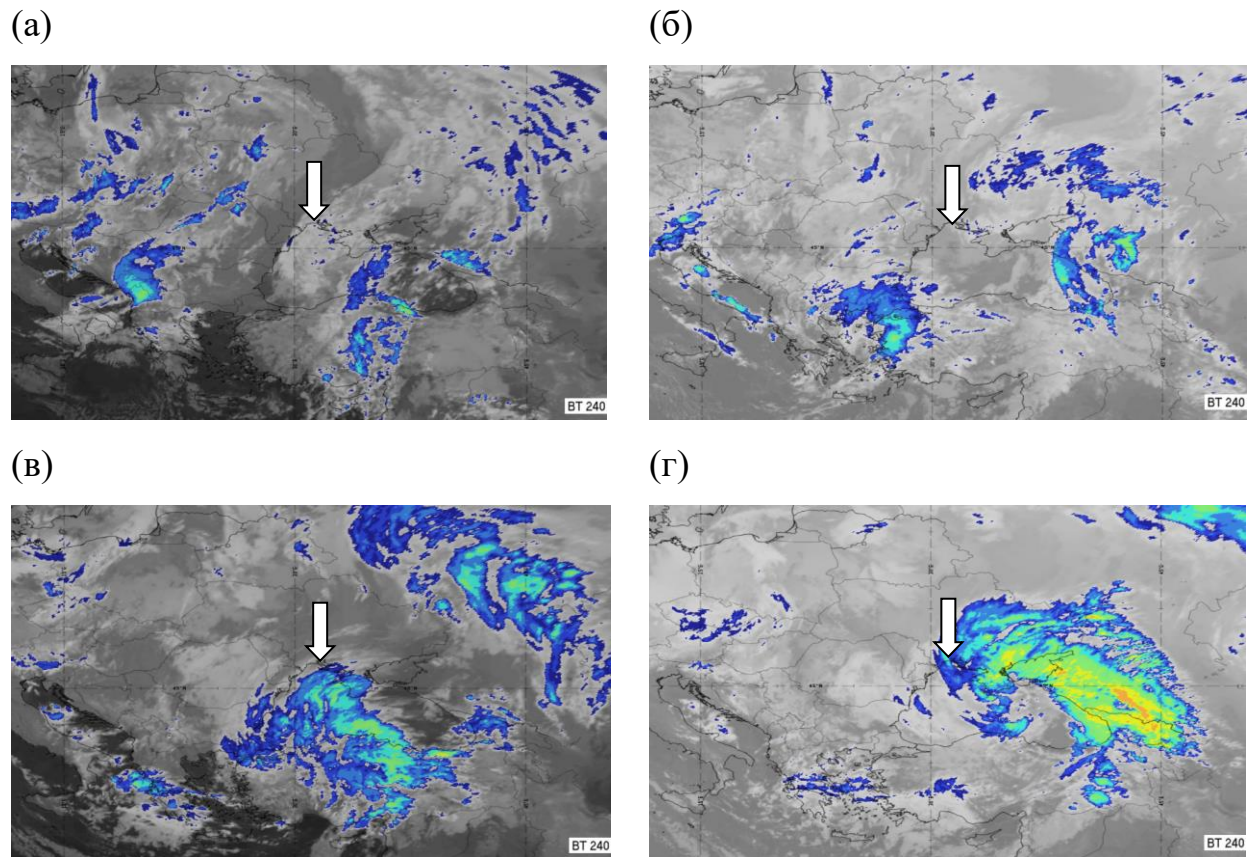


Рисунок 5.14 – RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 і Enhanced IR 10.8 за 00 UTC 10.12 (а), 12 UTC 10.12 (б), 00 UTC 11.12 (в), 12 UTC 11.12 (г). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса

Хмарність фронту оклюзії продовжує пересуватись на південні райони України, підсилюючись вологістю з акваторії Чорного моря. І на RGB-знімку з використанням каналу IR 10.8 і Enhanced IR 10.8 за 12 UTC 11 грудня (рис. 5.14 г) можна побачити над м. Одеса потужну хмарність з вершиною, температура якої становить  $-30\dots-35^{\circ}\text{C}$ . Насування щільної і потужної хмарності фронту оклюзії і підвищення швидкості вітру до 7 м/с розсіюють туман.

#### 5.4. Епізод з туманом, спричиненим опусканням нижньої межі хмарності

Розглянемо епізод з туманом, спричиненим опусканням нижньої межі хмарності, якій тривав з 19 год. 30 хв. 15 лютого до 10 год. 30 хв. 16 лютого 2018 р.

Такі тумани виникають досить часто внаслідок поширення вниз шару шаруватих хмар, які розташовані під нижньою межею температурної інверсії, такі тумани іноді називають також інверсійними.

Головною відмінністю від всіх інших типів туманів – це наявність потужного шару інверсії і шаруватих хмар, які передують утворенню туману і нижня межа яких розташована нижче 1 км і поступово знижується.

На рис. 5.15 б можна побачити, що розподіл відносної вологості коливається для цього туману досить в широких межах від 93 до 100%, що є нехарактерним для туманів інших видів. Це пов'язане з тим що нижня межа хмарності розповсюджується через ненасичений шар повітря, що знаходиться нижче.

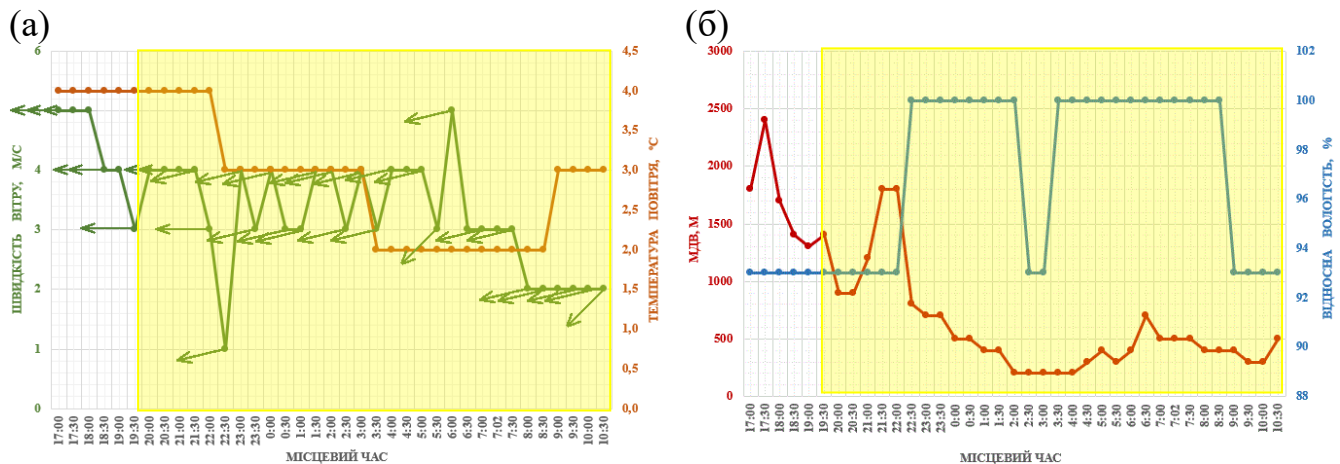


Рисунок 5.15 – Зміна температури (суцільна лінія коричневого кольору), швидкості (суцільна лінія зеленого кольору) і напрямку (зелені стрілки) вітру (а) й зміна відносної вологості (синя суцільна лінія) і дальності видимості (червона суцільна лінія) біля поверхні землі (б) впродовж формування й існування туману. Жовтим кольором виділено час існування туману

Швидкість вітру під час такого туману зазвичай вища за 2 м/с для інтенсифікації турбулентного перемішування, а температура хоча і знижується, але під час формування вона практично не знижувалась, що виключає радіаційний фактор формування. Північно-східні і східні вітри не є типовими для розвитку адвективних туманів в м. Одеса, тому адвективний фактор також не впливає на утворення цього туману.

Радіозонд також є нетиповим для всіх інших видів туману. Дуже потужна і глибока інверсія, товщина якої становить 841 м, а перепад температур на її межах сягає 5.2°C, розташована на висоті 2015 м, що не є характерним при формування інших видів туману. Зазвичай тумани формуються у нижньому шарі товщиною 200 м. В даному випадку під шаром інверсії розташована шарувата хмарність і тому шар інверсії знаходиться на такій висоті. Нетиповим є не тільки потужний шар інверсії, а й потужний теплий шар, якій постягається вище верхньої межі граничного шару (аж до 2015 м). Що свідчить про великому дефіциті водяної пари на висотах про інверсію опускання і тривале нагрівання повітря внаслідок адіабатичного нагрівання.

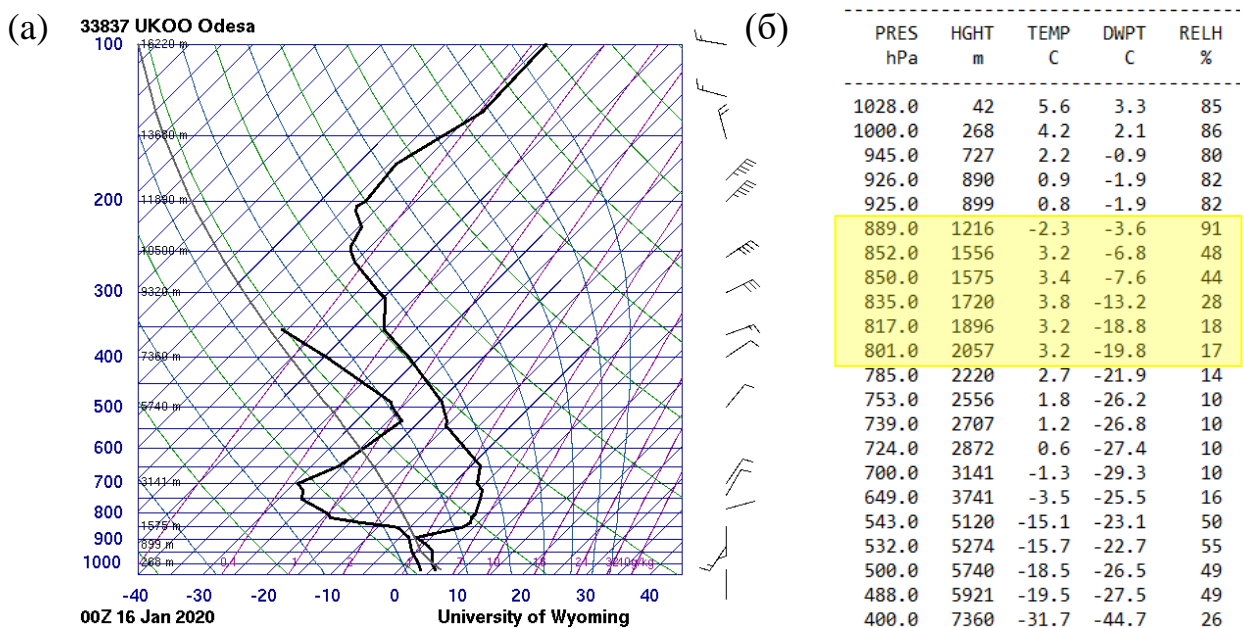


Рисунок 3.16 – Дані радіозондування за 00 UTC 16 лютого 2018 р. для м. Одеса. Шар інверсії виділено жовтим кольором



Ці міркування підтверджуються синоптичною ситуацією, аналіз якої можна побачити на рис. 5.17. Можна побачити, південні регіони України знаходяться під впливом гребеня, якій поширюється зі сходу на захід від дуже інтенсивного антициклону, тиск в центрі якого сягає більше 1040 гПа. Це свідчить про інтенсивні низхідні рухи, які пов'язані з цією областю підвищеного тиску. Ситуація, яка розглядається, є досить типовою. Тумани, спричинені опусканням нижньої межі хмарності, найчастіше спостерігаються саме в розвинених антициклонах при напівпостійній інверсії опускання.

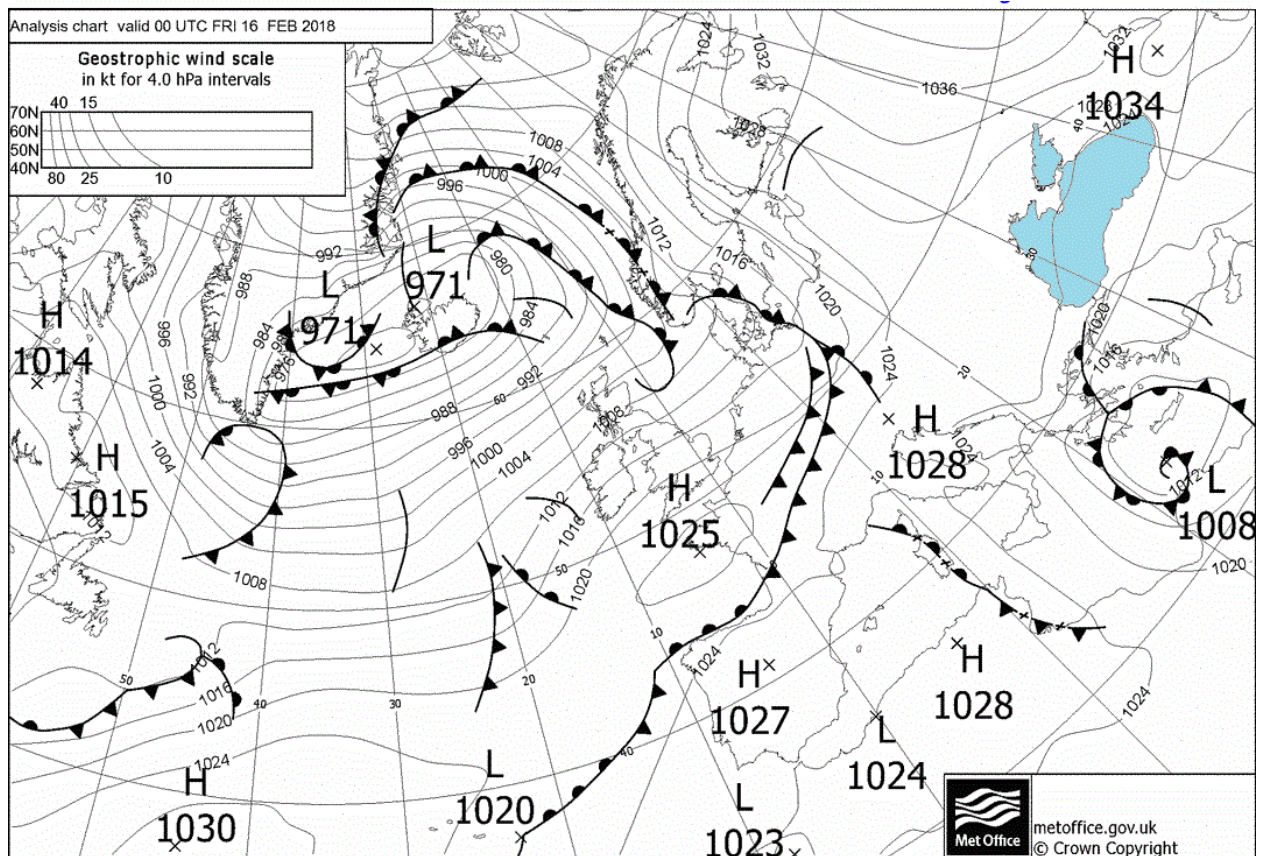


Рисунок 3.17 – Приземна карта за 00 UTC 16 лютого 2018 р.

На всіх супутникових знімках туман, якій розглядається, досить добре виявляється. На RGB-знімках 24-hour microphysics можна побачити досить велику область зеленувато-жовтого кольору, що відповідає туману. Такий великий розмір області можна пояснити мабуть великою площею, охопленою низхідними рухами.

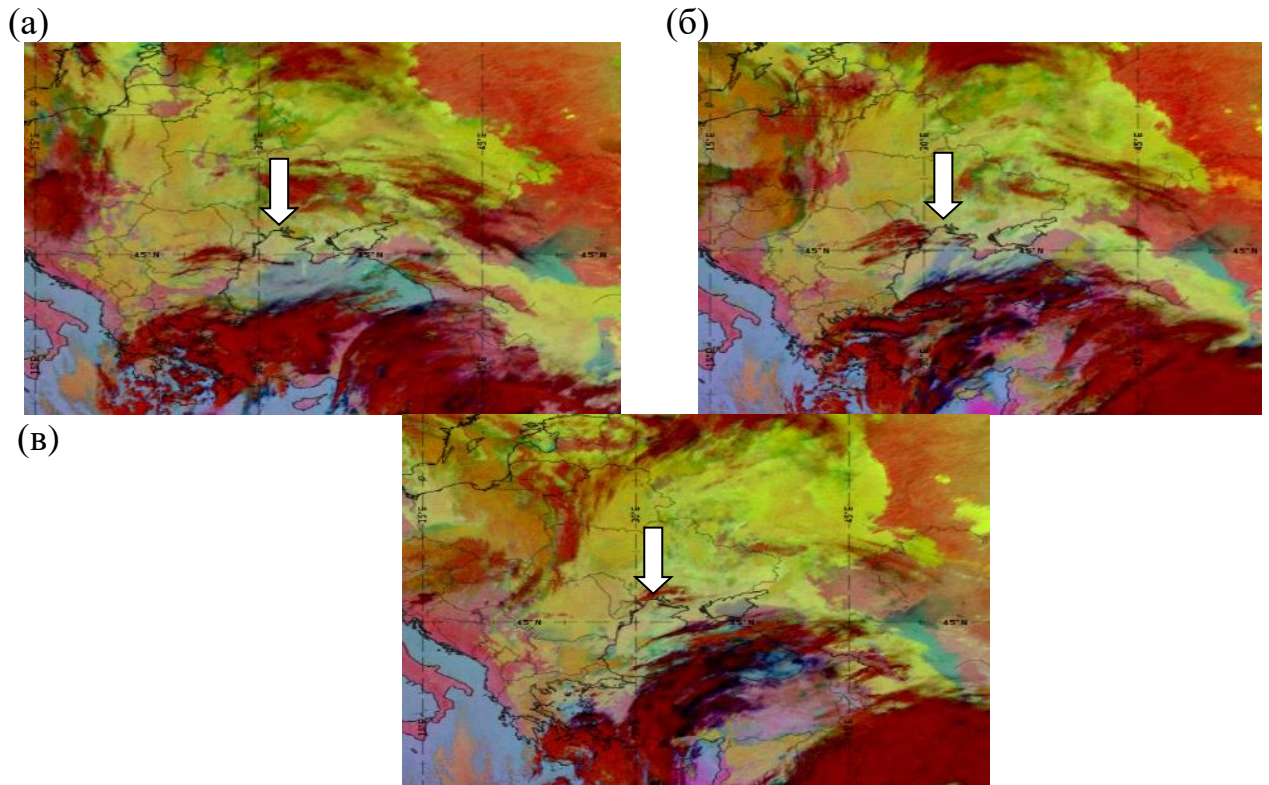


Рисунок 5.18 – RGB-знімки 24-hour microphysics за 18 UTC 15.02 (а), 00 UTC 16.02 (б), 06 UTC 16.02 (в). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса [4]

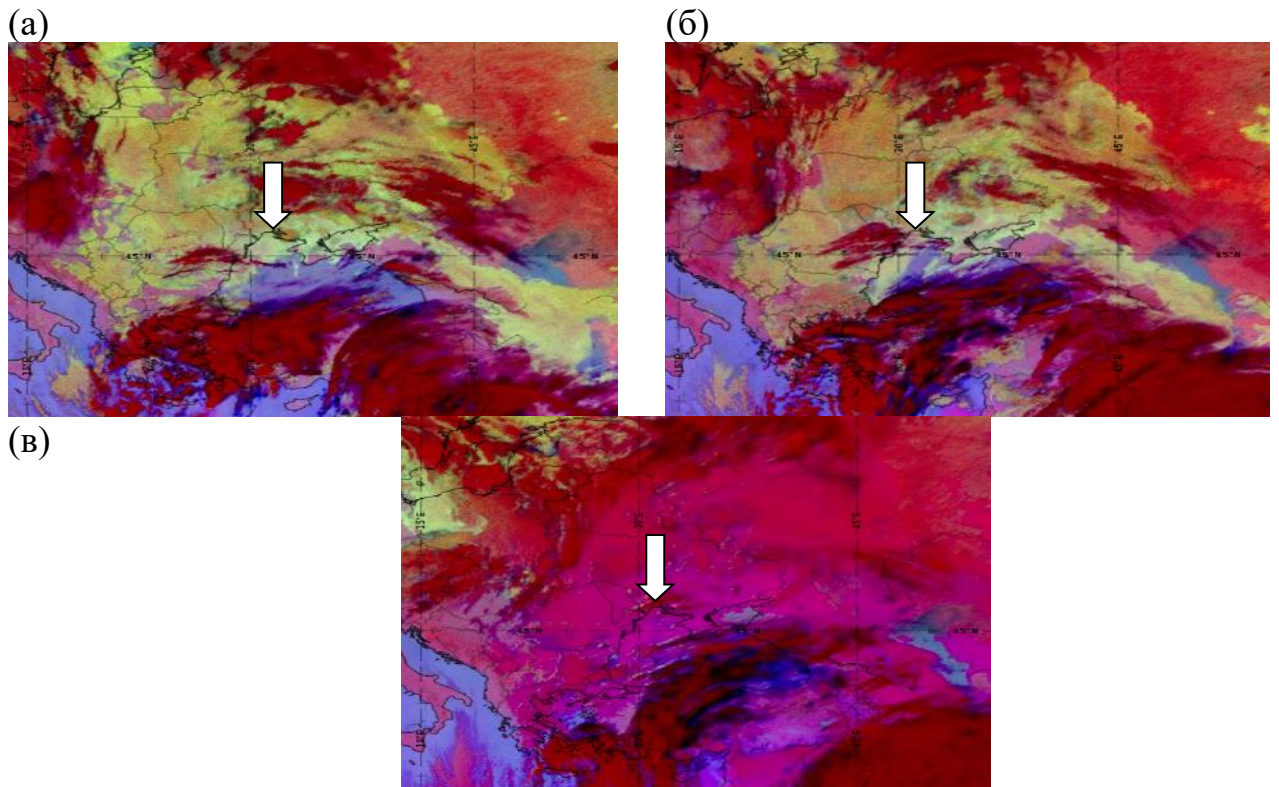


Рисунок 5.19 – RGB-знімки night microphysics за 18 UTC 15.02 (а), 00 UTC 16.02 (б), 06 UTC 16.02 (в). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса [4]

На RGB-знімках night microphysics область туманів виділена зеленуватим кольором, якій свідчить про потужний туман, якій містить дрібні краплі. Але надалі туман починає ставати більш щільним і містить вже не тільки дрібні, але і крупні краплі, про що свідчить рожевий колір, якій з'являється на рис. 5.19 б. На останньому знімку (рис. 5.19 в) виявити туман неможливо, оскільки туман затягнуло запоною перистих хмар, яким на RGB-знімках night microphysics відповідає насичений фіолетовий колір, що підтверджується і RGB-знімом з використанням каналу IR 10.8 (рис. 5.20 в), на якому можна бачити білу запону, яка свідчить про тонкі високі хмари, в південних областях України.

За допомогою RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 досить важко виділити області туманів, оскільки температура низької шаруватої хмарності і туманів практично не відрізняється від температури підстильної поверхні вільної від хмар (рис. 5.20).

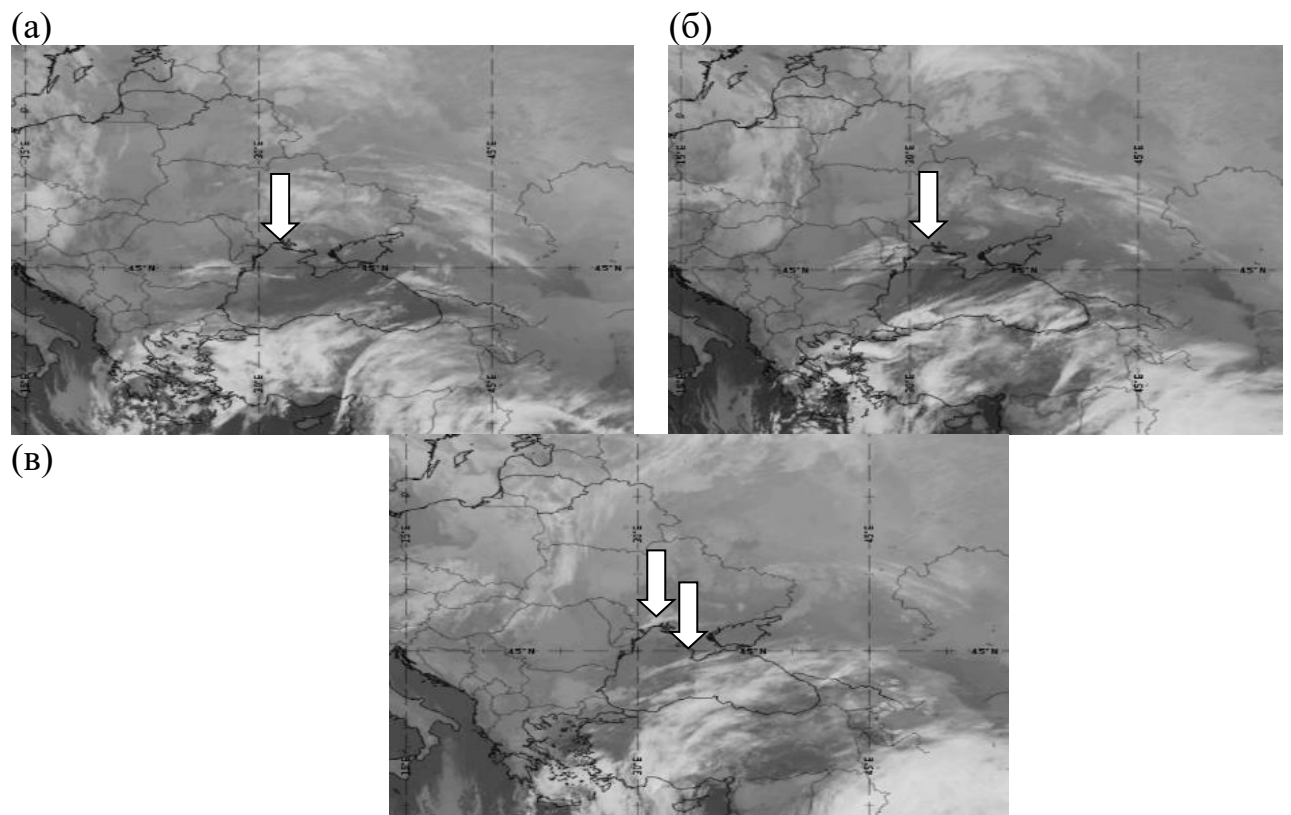


Рисунок 5. 20 – RGB-знімки з використанням каналу IR 10.8 за 18 UTC 15.02 (а), 00 UTC 16.02 (б), 06 UTC 16.02 (в). Білою стрілкою на знімках вказано місцеположення м. Одеса [4]



### 5.5. Епізод з адвективно-радіаційним туманом

Даний туман спостерігався вночі 12 листопада 2017 р. і його тривалість становила 6 год. 15 хв.

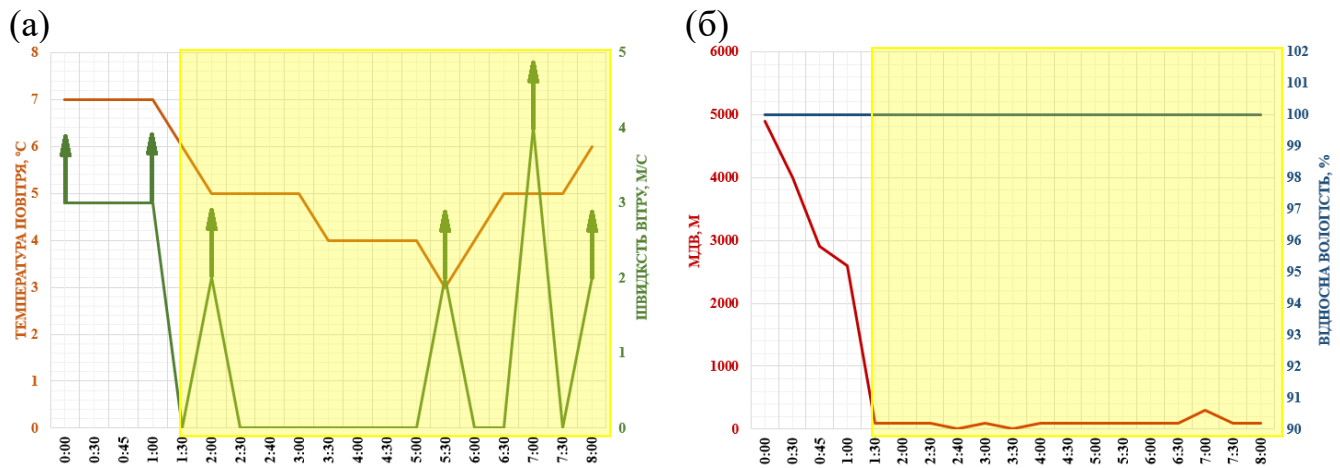


Рисунок 5.21 – Зміна температури (суцільна лінія коричневого кольору), швидкості (суцільна лінія зеленого кольору) і напрямку (зелені стрілки) вітру (а) й зміна відносної вологості (синя суцільна лінія) і дальності видимості (червона суцільна лінія) біля поверхні землі (б) впродовж формування й існування туману. Жовтим кольором виділено час існування туману

Туман може бути віднесений до адвективно-радіаційного типу, оскільки, як можна бачити з (рис. 5.21 а,б), на якому показано хід температури повітря і швидкості вітру до і під час явища, маючи всі ознаки радіаційного туману: формування вночі, швидкість вітру менша за 2 м/с, зниження температури до і під час туману на декілька градусів, сформувався він перед холодним фронтом, де спостерігалась інтенсивна адвекція теплого вологого повітря з Чорного моря.

Радіаційний характер туману підтверджується також вертикальним розподілом температури, на якому можна бачити (рис. 5.22) потужний інверсійний шар, що сприяє формуванню радіаційних туманів.

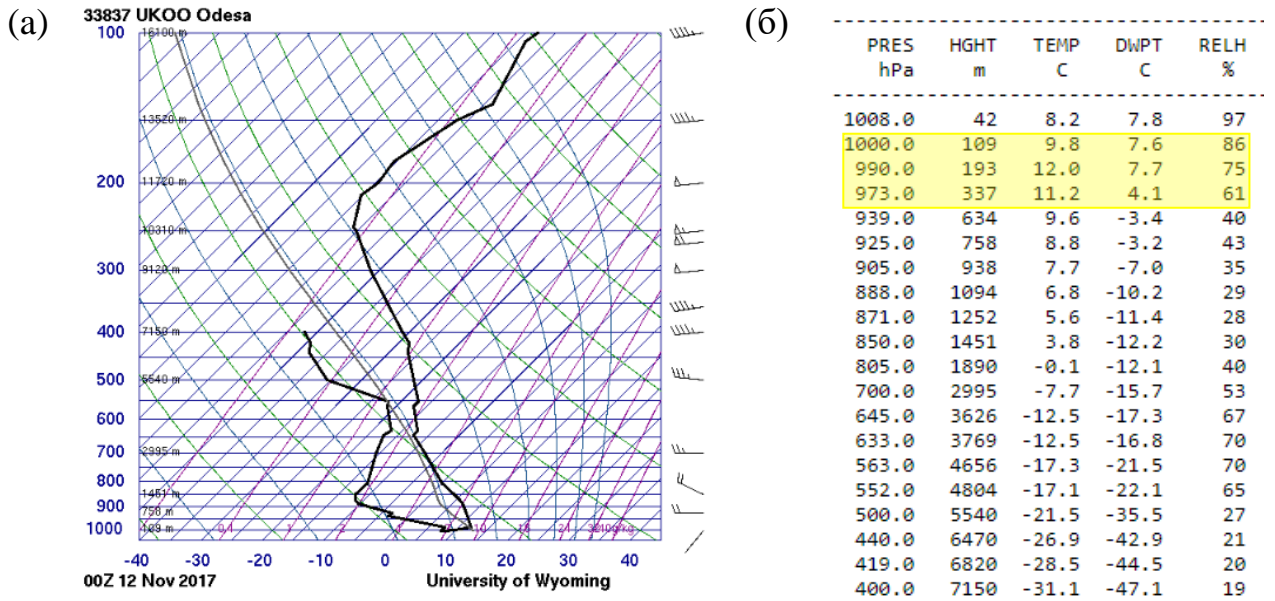


Рисунок 5.22 – Дані радіозондування за 00 UTC 12 листопада 2017 р. [1]

Як можна бачити з інфрачервоних знімків (рис. 5.23 а), на яких район зародження туману показаний жовтою стрілкою, через незначну різницю температури туману і підстильної поверхні вночі і через, туман важко виділити на знімку.

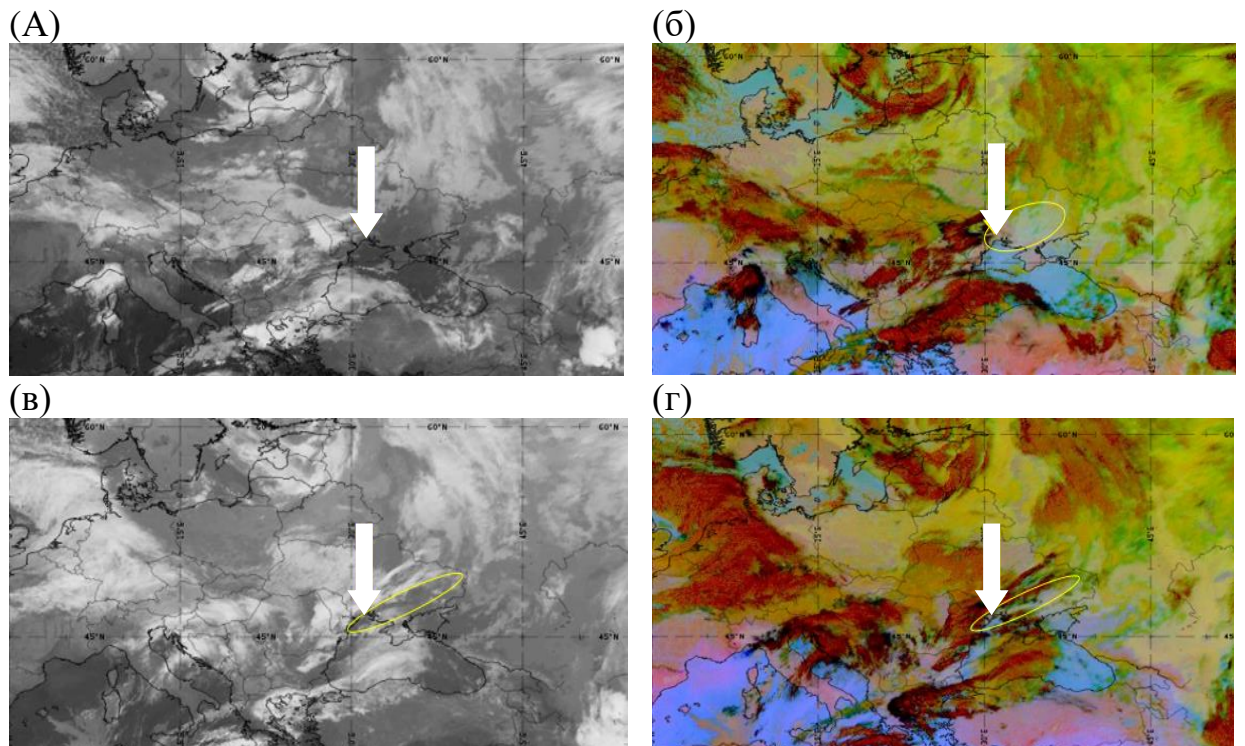


Рисунок 5.23 – Інфрачервоні знімки на початку (а, б) та наприкінці (в, г) туману за 00 та 06 UTC відповідно, 12 листопада 2017 р. [4]



З цієї причини досить часто залучають супутникові знімки з використанням інших каналів (рис. 5.23 б). На якому, можна побачити зону туману виділену сірувато-зеленуватим кольором.

Наприкінці явища потужна фронтальна хмарність зсувається на захід і розсіює туман, що простежується на (рис. 5.23 в,г).

## ВИСНОВКИ

Особливості річного та добового ходу низької хмарності в аеропорту м. Одеса виявили найбільшу повторюваність низької хмарності в листопаді, а також в зимові місяці з максимумом повторюваності в усі сезони, крім літа, у вечірні або нічні години, і мінімумом - в післяполудневі години. Влітку суцільна низька хмарність реєструється вкрай рідко: максимум повторюваності становить 2% і доводиться на ранкові години. Річний хід туманів показав найбільшу повторюваність в грудні і січні і яскраво виражений добовий хід, характерний у всі сезони, з максимальною появою туману в нічні і передранкові години.

Найбільша кількість епізодів з низькою хмарністю і туманами в усі сезони триває не більше однієї години. Тривалі епізоди низької хмарності і туманів найбільш характерні для зими, потім – для осені. Влітку, як правило, такі епізоди короткочасні і нечисленні.

З ростом відносної вологості при температурах 0–10°C виділяються області високої повторюваності низькою суцільної хмарності, що вказує на тісний статистичний зв'язок повторюваність відносної вологості, температури і хмарності. Особливо тісний зв'язок простежується між відотною вологістю і появою туманів: більше 50% всіх випадків туманів спостерігаються при відносній вологості 95% і вище в діапазоні температур від -2 до +12°C, з яких 60% припадають на діапазон 0...+6°C.

Більше, ніж у 75% усіх випадків туманів, реєструється мінімум видимості 400 м або нижче, що свідчить про серйозність проблеми, оскільки незважаючи на сезон і тип туману, вони, зазвичай, є досить інтенсивні і щільні.

Аналіз виявляє наявність статистичних зв'язків низької хмарності і туманів з напрямком і швидкістю вітру. У всі сезони року найбільша повторюваність низької хмарності припадає на градацію 3 ... 4 м/с, виключаючи літо, коли найбільш часто така хмарність реєструється при більш високих швидкостях. Найбільша кількість випадків суцільний низької

хмарності влітку і взимку доводиться на північні і східні напрямки. Тумани, навпаки, найчастіше в усі сезони, виключаючи зиму, утворюються при штилях. Найбільш часто спостерігаються тумани взимку при північних і східних напрямках вітру, в усі інші сезони тумани найчастіше реєструються при південному напрямку.

В роботі було зроблено спробу розділити явища і надати комплексну оцінку метеорологічних, аерологічних і синоптичних умов, які спричиняють формування низької шаруватої хмарності і різних видів туманів.

На основі метеорологічної інформації було зроблено первинне розділення різних видів туманів.

Стандартна метеорологічна інформація дає змогу отримати досить надійні характеристики для розділення видів туманів і низької шаруватої хмарності такі як швидкість і напрямок вітру, температура і вологість повітря, вид хмарності, що передує явищу.

Тумани і низька хмарність досить добре виявляються за допомогою RGB супутникових знімків в яких використовуються канали IR 12 - 10.8 (червоний), IR 10.8 - 3.9/8.7 (зелений) і IR 10.8 (блакитний). Для висновків щодо можливості розділення видів туманів за допомогою супутникової інформації необхідно накопичення статистично значущої вибірки.

Дослідження вертикальної структури атмосфери показало, що всі епізоди туману і низької хмарності супроводжувались інверсіями двох типів: інверсією опускання і інверсією, для якої є характерним охолодження від підстильної поверхні і турбулентне перемішування. Для розділення туманів можна використовувати не тільки тип стратифікації, але й статистичні характеристики шарів інверсії, підінверсійних шарів, теплих і холодних шарів.

Синоптичний аналіз допомагає в розділенні явищ, але для отримання об'єктивних і надійних оцінок предикторів на підставі синоптичного аналізу його необхідно доповнити гідродинамічним аналізом.

**ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ**

1. Архів даних радіозондування Вайомінгського університету <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> Дата звернення 12.12.20
2. Архів метеорологічних даних спостережень в кодах METAR і SPECI <http://rp5.ua/> Дата звернення 12.11.19 (8)
3. Архів синоптичних карт [http://www1.wetter3.de/archiv\\_gfs\\_dt.html](http://www1.wetter3.de/archiv_gfs_dt.html) Дата звернення 12.12.20
4. Архів супутникових знімків і синоптичних карт [http://eumetrain.org/ePort\\_MapViewer/index.html](http://eumetrain.org/ePort_MapViewer/index.html) Дата звернення 12.12.20
5. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 612 с.
6. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 312 с.
7. Міжнародний освітній портал Eumetsat <http://www.eumetrain.org/> Дата звернення 12.12.20
8. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 652 с.
9. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации, Л., Гидрометеиздат, 1985, 301 с.
10. Селезнева Е. С. О высоте нижней границы внутримассовых облаков, Труды ГГО, вып. 63(125), 1956, с. 22 – 31.
11. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. – Научно-методическое пособие. М., 2016. -310 с.
12. ICAO environmental report 2016. Aviation and climate change. <https://www.icao.int/environmental-protection/Pages/ENV2016.aspx>. (5)
13. Lamb, D., J. Verlinde, 2011: Physics and Chemistry of Clouds 1st Edition. Cambridge University Press, 570 pp.
14. Eastman, R., Warren S., 2014: Diurnal Cycles of Cumulus, Cumulonimbus, Stratus, Stratocumulus, and Fog from Surface Observations over Land and Ocean. Journal of Climate, 27, pp. 2386-2404. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00352.1>

15. Stubenrauch, C. J., A. Chédin, G. Rädcl, N. A. Scott, and S. Serrar, 2006: Cloud properties and their seasonal and diurnal variability from TOVS Path-B. *J. Climate*, 19, 5531–5553, doi:10.1175/JCLI3929.1
16. Technical Regulations. Basic documents No 2. Volume II – Meteorological Service for International Air Navigation – WMO-No.49, 2013 edition
17. Warren, S. G., R. Eastman, and C. J. Hahn, 2007: A survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surface observations, 1971–1996. *J. Climate*, 20, 717–738, doi:10.1175/JCLI4031.1
18. Warren, S. G., C. J. Hahn, J. London, R. M. Chervin, and R. L. Jenne, 1986: Global distribution of total cloud cover and cloud types over land. NCAR Tech. Note NCAR/TN2731STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, 29 pp. + 200 maps
19. Wood, R., 2012: Stratocumulus Clouds. *Monthly Weather Review*, 140, pp. 2373-2423, DOI: 10.1175/MWR-D-11-00121.1
20. Wylie, D., 2008: Diurnal cycles of clouds and how they affect polar-orbiting satellite data. *J. Climate*, 21, 3989–3996, doi:10.1175/2007JCLI2027.1.
21. Michaelides, S. and Gultepe, I. (Eds.): Short range forecasting methods for fog, visibility and low clouds, Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburg, 2008.
22. Stolaki S.N., S. A. Kazadzis, D. V. Foris, and Th. S. Karacostas Fog characteristics at the airport of Thessaloniki, Greece. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1541–1549, 2009.
23. Tardif, R., & Rasmussen, R. M. (2007). Event-based climatology and typology of fog in the New York City region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 1141-1168. doi:10.1175/JAM2516.1

## Додаток А

Таблиця А.1 – Список конференцій та публікацій

Вид наукової роботи (теми наукових робіт, автор, керівник роботи)	Кількість кредитів
Призове друге місце у I етапі Всеукраїнського конкурсу наукових студентських робіт зі спеціальності «Науки про Землю (гідрометеорологія)» 2018-2019 н.р.	0,75
Призове третє місце у II етапі Всеукраїнського конкурсу наукових студентських робіт зі спеціальності «Науки про Землю (гідрометеорологія)» 2018-2019 н.р.	1,50
Призове друге місце у I етапі Всеукраїнського конкурсу наукових студентських робіт зі спеціальності «Науки про Землю (гідрометеорологія)» 2019-2020 н.р.	0,75
Призове перше місце у II етапі Всеукраїнського конкурсу наукових студентських робіт зі спеціальності «Науки про Землю (гідрометеорологія)» 2019-2020 н.р.	2,00
Призове перше місце у I етапі Всеукраїнського конкурсу наукових студентських робіт зі спеціальності «Науки про Землю (гідрометеорологія)» 2020-2021 н.р.	1,25
<b>Університетські конференції, семінари, гуртки (інші):</b>	
Конференції молодих вчених ОДЕКУ, 25-29 травня 2020 р., м. Одеса. Доповідь на тему: «Інформативність локальних наземних спостережень як предикторів низької хмарності і туманів».	0,25
Студентська наукова конференція ОДЕКУ – 15-18 квітня 2019 р., м. Одеса. Доповідь на тему: «Режимні характеристики суцільний низької хмарності і туманів в аеропорту міста Одеси».	0,25
<b>Всеукраїнські конференції</b>	
Науково-практична конференція за результатами Всеукраїнського конкурсу студентських наукових робіт з географії. – 20 березня – 2 квітня 2020 р., Одеський державний екологічний університет, м. Одеса Тема доповіді: «Режимні характеристики суцільної низької хмарності і туманів в аеропорту міста Одеса»	0,50
Науково-практична конференція за результатами Всеукраїнського конкурсу студентських наукових робіт з географії. – 20 – 23 березня 2019 р., Одеський державний екологічний університет, м. Одеса Тема доповіді: «Режимні характеристики суцільної низької хмарності в аеропорту міста Одеса»	0,50
<b>Міжнародні конференції</b>	
Khomenko I., Hustenko O. Evaluation of local weather observations as predictors of fog and low-level stratiform clouds at the airport of Odessa EGU2020-878	0,75

Вид наукової роботи (теми наукових робіт, автор, керівник роботи)	Кількість кредитів
<b>Опубліковані тези конференцій:</b>	
Густенко О.С. Інформативність локальних наземних спостережень як предикторів низької хмарності і туманів. Матеріали ХІХ наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. 25-29 травня 2020 р. Одеса: ОДЕКУ. 2020. 285-286 с.	0,25
Khomenko I., Hustenko O. Evaluation of local weather observations as predictors of fog and low-level stratiform clouds at the airport of Odessa EGU2020-878	0,25
Густенко О.С., Хоменко І.А. Режимні характеристики суцільної низької хмарності і туманів в аеропорту міста Одеса. Матеріали науково-практичної конференції за результатами ІІ туру Всеукраїнського конкурсу студентських наукових робіт зі спеціальності „Науки про землю (гідрометеорологія)” 20 березня – 2 квітня 2020 р.	0,25
Густенко О.С., Хоменко І.А. Режимні характеристики суцільної низької хмарності в аеропорту міста Одеса. Матеріали науково-практичної конференції за результатами ІІ туру Всеукраїнського конкурсу студентських наукових робіт зі спеціальності „Науки про землю (гідрометеорологія)” 20 - 23 березня 2019 р.	0,25
<b>Опубліковані статті</b>	
Густенко О.С. Режимні характеристики суцільний низької хмарності і туманів в аеропорту міста Одеси. Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції Одеського державного екологічного університету (15-18 квітня 2019р.). – Одеса – 2019 – С. 203-207	0,25
<b>Всього</b>	<b>9,75</b>

## Додаток Б

Таблиця Б.1 – Розподіл повторюваності (кількість випадків, у дужках - відсоток) в залежності від температури та відносної вологості повітря, виміряних на рівні 2 м для суцільної низької хмарності

Температура	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-95	96-100	Всього
-18,0...-16,1				2 (0,01)	2 (0,01)			4 (0,02)
-16,0...-14,1				16 (0,07)	12 (0,05)	3 (0,01)		31 (0,14)
-14,0...-12,1				41 (0,18)	96 (0,43)	13 (0,06)		150 (0,67)
-12,0...10,1				8 (0,04)	31 (0,14)	5 (0,02)	8 (0,04)	52 (0,23)
-10,0...-8,1	1 (0,005)		2 (0,01)	49 (0,22)	75 (0,34)	41 (0,18)	23 (0,10)	191 (0,85)
-8,0...-6,1		1 (0,005)	4 (0,02)	108 (0,48)	344 (1,54)	139 (0,62)	38 (0,17)	634 (2,83)
-6,0...-4,1	3 (0,01)	1 (0,005)	19 (0,08)	211 (0,94)	486 (2,17)	370 (1,65)	113 (0,50)	1203 (5,37)
-4,0...-2,1		5 (0,02)	67 (0,30)	191 (0,85)	446 (1,99)	409 (1,83)	290 (1,30)	1408 (6,29)
-2,0...-0,1		6 (0,03)	53 (0,24)	426 (1,90)	509 (2,27)	441 (1,97)	490 (2,19)	1925 (8,60)
0,0...1,9	1 (0,005)	17 (0,08)	78 (0,35)	346 (1,55)	955 (4,27)	1004 (4,49)	878 (3,92)	3279 (14,65)
2,0...3,9	4 (0,02)	5 (0,02)	183 (0,82)	199 (0,89)	795 (3,55)	910 (4,07)	717 (3,20)	2813 (12,57)
4,0...5,9	1 (0,005)	29 (0,13)	102 (0,46)	176 (0,79)	880 (3,93)	1074 (4,80)	925 (4,13)	3187 (14,24)
6,0...7,9	11 (0,05)	26 (0,12)	73 (0,33)	233 (1,04)	754 (3,37)	843 (3,77)	693 <sup>1</sup> (3,10)	2633 (11,76)
8,0...9,9		11 (0,05)	36 (0,16)	190 (0,85)	483 (2,16)	423 (1,89)	520 (2,32)	1663 (7,43)
10,0...11,9	5 (0,02)	26 (0,12)	25 (0,11)	111 (0,50)	262 (1,17)	256 (1,14)	300 (1,34)	985 (4,40)
12,0...13,9	2 (0,01)	14 (0,06)	22 (0,10)	57 (0,25)	232 (1,04)	289(1,29)	289 (1,29)	905 (4,04)
14,0...15,9	2 (0,01)	3 (0,01)	19 (0,08)	66 (0,29)	197 (0,88)	117 (0,52)	93 (0,42)	497 (2,22)
16,0...17,9		3 (0,01)	11 (0,05)	48 (0,21)	80 (0,36)	80 (0,36)	92 (0,41)	314 (1,40)
18,0...19,9		3 (0,01)	13 (0,06)	37 (0,17)	35 (0,16)	36 (0,16)	30 (0,13)	154 (0,69)
20,0...21,9		1 (0,005)	6 (0,03)	14 (0,06)	16 (0,07)	6 (0,03)	14 (0,06)	57 (0,25)
22,0...24,0	2 (0,01)	2 (0,01)	36 (0,16)	49 (0,22)	82 (0,37)	71 (0,32)	56 (0,25)	298 (1,33)
Всього	32 (0,14)	153 (0,68)	749 (3,35)	2578 (11,52)	6772 (30,26)	6530 (29,17)	5569 (24,88)	22383 (100,0)

<sup>1</sup>Кольором відмічено області, на які припадають найбільші двовимірні ймовірності появи суцільної низької хмарності. Більша насиченість кольору відповідає більшій ймовірності.



Таблиця Б.2 – Розподіл повторюваності (кількість випадків, у дужках - відсоток) в залежності від температури та відносної вологості повітря, виміряних на рівні 2 м для туманів

Температура	80...85	86...90	91...95	96...100	Всього
-18,0...-16,1					
-16,0...-14,1	1 (0,01)	3 (0,03)	2 (0,02)	8 (0,07)	14 (0,13)
-14,0...-12,1		1 (0,01)	25 (0,23)	31 (0,28)	57 (0,52)
-12,0...-10,1			23 (0,21)	63 (0,57)	86 (0,78)
-10,0...-8,1	1 (0,01)	4 (0,04)	32 (0,29)	103 (0,94)	140 (1,28)
-8,0...-6,1	3 (0,03)	4 (0,04)	42 (0,38)	49 (0,45)	98 (0,89)
-6,0...-4,1		9 (0,08)	41 (0,37)	166 (1,51)	216 (1,97)
-4,0...-2,1		8 (0,07)	101 (0,92)	329 (3,00)	438 (3,99)
-2,0...-0,1	1 (0,01)	2 (0,02)	109 (0,99)	661 (6,02)	773 (7,04)
0,0...1,9	3 (0,03)	3 (0,03)	162 (1,48)	1208 (11,00)	1376 (12,53)
2,0...3,9	1 (0,01)	2 (0,02)	355 (3,23)	1348 (12,28)	1706 (15,54)
4,0...5,9		2 (0,02)	345 (3,14)	1235 (11,25)	1582 (14,41)
6,0...7,9		2 (0,02)	276 (2,51)	802 <sup>2</sup> (7,30)	1080 (9,84)
8,0...9,9		5 (0,05)	107 (0,97)	556 (5,06)	668 (6,08)
10,0...11,9		13 (0,12)	90 (0,82)	612 (5,57)	715 (6,51)
12,0...13,9	1 (0,01)	11 (0,10)	105 (0,96)	380 (3,46)	497 (4,53)
14,0...15,9		1 (0,01)	90 (0,82)	421 (3,83)	512 (4,66)
16,0...17,9	1 (0,01)	4 (0,04)	82 (0,75)	347 (3,16)	434 (3,95)
18,0...19,9	3 (0,03)	4 (0,04)	70 (0,64)	174 (1,58)	251 (2,29)
20,0...21,9	9 (0,08)	10 (0,09)	84 (0,77)	146 (1,33)	249 (2,27)
22,0...24,0	1 (0,01)	1 (0,01)	23 (0,21)	63 (0,57)	88 (0,80)
Всього	25 (0,23)	89 (0,81)	2164 (19,71)	8702 (79,25)	10980 (100,0)

<sup>2</sup>Кольором відмічено області, на які припадають найбільші двовимірні ймовірності появи туману. Більша насиченість кольору відповідає більшій ймовірності.