

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

Бакалаврська кваліфікаційна робота

на тему: Режим низької хмарності і туманів в аеропорту м. Одеси

Виконав студент 3 року навчання
групи МСГ-23а
спеціальності 103 «Науки про Землю»
Густенко Олексій Сергійович

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

Рецензент к. геогр. н., доцент
Монюшко Марина Михайлівна

Одеса 2019

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Гідрометеорологічний інститут

Кафедра Метеорології та кліматології

Рівень вищої освіти бакалавр

Спеціальність 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

В.о. завідувача кафедри

Хохлов В.М.

“26”квітня 2019 року

З А В Д А Н Н Я
НА БАКАЛАВРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Густенку Олексію Сергійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Режим низької хмарності і туманів в аеропорту м. Одеси

керівник роботи Хоменко Інна Анатоліївна, к. геогр. н., доцент

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

затверджені наказом закладу вищої освіти від “07” грудня 2018 року №343-С

2. Строк подання студентом роботи 17 травня 2019 р.

3. Вихідні дані до роботи Дані спостережень в коді METAR і SPECI за період з 2013 по 2017 рр. для аеропорту м. Одеса

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 в залежності від температури і відносної вологості повітря.

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 $VHMX \leq 1500$ м в залежності від різних метеорологічних величин (швидкості вітру, метеорологічної дальності видимості, висоти нижньої межі хмарності).

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 26 квітня 2019 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Вивчення літературних джерел за темою магістерської роботи	29 квітня – 30 квітня 2019 р.	99	відмінно
2.	Підготовка даних метеорологічних спостережень до обробки	1 травня – 3 травня 2019 р.	100	відмінно
3.	Обробка даних метеорологічних спостережень за допомогою графічно-розрахункового пакету «EXCEL»	4 травня – 6 травня 2019 р.	100	відмінно
4.	Отримання режимних характеристик туманів і суцільної шаруватовидної хмарності з $V_{HMX} \leq 1500$ м.	7 травня – 9 травня 2019 р.	100	відмінно
5.	Визначення двовимірних ймовірностей появи суцільної шаруватовидної хмарності з $V_{HMX} \leq 1500$ м в залежності від температури і відносної вологості повітря. Побудова графіків.	10 травня – 12 травня 2019 р.	98	відмінно
6.	Рубіжна атестація	13 травня 2019 р.	98	відмінно
7.	Аналіз отриманих результатів	14 травня – 16 травня 2019 р.	98	відмінно
8.	Оформлення бакалаврської роботи	1 червня - 10 червня 2019 р.	98	відмінно
9.	Підготовка комп'ютерної презентації та доповіді до захисту бакалаврської роботи	11 червня – 17 червня 2019 р.	100	відмінно
10.	Попередній захист бакалаврської роботи	18 червня 2019 р.	99	відмінно
Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)			99	відмінно

Студент

(підпис)

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

(підпис)

(прізвище та ініціали)

ЗМІСТ

ВСТУП.....	4
1 ВПЛИВ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ НА БЕЗПЕКУ ПОЛЬОТІВ.....	6
2 ФІЗИЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ.....	9
2.1 Основні процеси.....	9
2.2 Охолодження повітря.....	9
2.3 Роль турбулентного обміну.....	14
2.4 Вплив снігового покриву.....	15
3 МЕХАНІЗМ УТВОРЕННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ І ТУМАНУ В РІЗНИХ СИНОПТИЧНИХ УМОВАХ.....	17
3.1 Шаруваті хмари і туман в теплій повітряній масі.....	17
3.2 Низька хмарність і туман в холодній повітряній масі.....	22
4 РЕЖИМ СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНІВ НА АЕРОДРОМІ «ОДЕСА».....	27
4.1 Особливості річного і добового ходу туманів і суцільної шаруватовидної хмарності з $V_{НМХ} \leq 1500$ м.....	27
4.2 Інформативність відносної вологості і температури як предикторів наявності суцільної шаруватовидної хмарності з $V_{НМХ} \leq 1500$ м і туманів	39
4.3 Висота нижньої межі низької суцільної хмарності	41
4.4 Метеорологічна дальність видимості при тумані	43
4.5 Напрямок і швидкість вітру	44
ВИСНОВКИ.....	51
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	53

ВСТУП

Метеорологічні спостереження на аеродромах є найціннішим джерелом інформації про погодні умови, включаючи небезпечні і рідкісні явища погоди. Спостереження проводяться з підвищеним тимчасовим розділенням - від 30 хв і 1 год. (на аеродромах з інтенсивним повітряним рухом) до 3 год. Ця обставина, а також наявність інструментальних вимірювань висоти нижньої межі хмарності дозволяють використовувати аеродромні дані не тільки для складання кліматичних описів аеродромів, але і для дослідження режиму небезпечних явищ і розробки локальних прогностичних методик.

Низька хмарність і туман, які обмежують дальність видимості, є основними чинниками, що утруднюють зліт і приземлення повітряних суден, а також їх польоти на малих висотах [3,9]. Незважаючи на те, що сучасні моделі з високим розділенням прогнозують не тільки температуру і вологість, але в ряді випадків також кількість хмар і наявність туманів, тим не менше прогноз низької суцільної хмарності і туманів, лишається однією з найскладніших задач в авіаційній метеорології через сильну залежність появи і розвитку суцільної хмарності і туманів від місцевих умов [1,3]. Це веде до необхідності встановлення локальних зв'язків між вихідними даними чисельних моделей і характеристиками низької хмарності.

В таких умовах авіаційному метеорологу необхідно мати уявлення про точність модельного прогнозу характеристик погоди (температури, вологості, вітру, хмарності, туману) в даному пункті (на даному аеродромі) або за даним маршрутом. В цьому випадку є обов'язковим створення архіву модельних прогнозів, порівняння їх з аеродромними спостереженнями в момент прогнозу та розрахунок похибок прогнозу на їх основі [3].

В силу зазначених обставин детальний кліматологічний аналіз аеродромних даних є необхідною основою для поповнення чисельних

моделей архівною інформацією та встановлення локальних залежностей, що дозволяють прогнозувати характеристики туманів і низької хмарності.

В роботі було виконано фізико-статистичний аналіз даних аеродромних спостережень в місті Одеса за період з 2013 по 2017 рр. Дані було отримано з бази даних [7]. В результаті було отримано режимні характеристики суцільної низької хмарності та туману, які в подальшому можуть бути використані для встановлення залежностей між метеорологічними величинами і висотою нижньої межі хмарності.

Бакалаврську кваліфікаційну роботу виконано на кафедрі метеорології та кліматології під керівництвом доц., к.геогр.н. 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.

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.

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.

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.

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 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.

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°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.

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.

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°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°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°C завдяки незначній різниці тиску насиченої водяної пари над водою і льодом і значного охолодження теплого повітря. В інтервалі температури від -1 до -5°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°C , то сніговий покрив тоне, але температура на його поверхні утримується близько 0°C . Повітря, яке входить в контакт з танучим снігом, також має температуру близько 0°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°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°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°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.

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.

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°C коливається в межах від $0,5$ до $1,0$ г/м³. 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.

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 слабкого 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°C нижня межа шаруватих хмар повинна підвищуватися, а адвективний туман перетворюватися в низьку шарувату хмарність. При температурі нижче -10°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°C їх середня водність над сніговим покривом на Україні помітно менше, ніж над мокрим ґрунтом.

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°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 переміщуються 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, прогриваючись 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°C . Отже, випаровування з поверхні талого снігового покриву може викликати насичення водяною парою холодного повітря, що має температуру нижче 0°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°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.

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.

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°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°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 2013-2017 рр. для випадків з туманами і суцільною хмарністю з висотою нижньої межі не більше 1500 м для аеродрому Одеси, а також туману.

За весь розглядуваний період було зареєстровано усього 11 222 випадки суцільної низької хмарності та 7116 випадків туману на аеродромі Одеси. Випадок визначався як строк, в якій спостерігалась суцільна низька хмарність та туман.

4.1 Особливості річного і добового ходу туманів і суцільної низької хмарності

За період 2013-2017 рр. низька суцільна хмарність найчастіше спостерігається взимку (рис. 4.1,а) з максимумом повторюваності о 22 год. (27,3%) і мінімумом – о 14 год. (21,5%). Добовий хід суцільної хмарності взимку виражений нечітко (в середньому амплітуда коливання на протязі доби складає 5,8%), що можна пояснити активною циклонічною діяльністю взимку, а також умовами, які сприяють виникненню під інверсійної хмарності (шаруваті і шарувато-купчасті хмари).

Схожій добовий хід суцільної хмарності спостерігається восени (рис. 4.1, г), хоча восени суцільна хмарність реєструється приблизно на 10% рідше, ніж взимку. Ймовірність появи суцільної хмарності є практично однаковою в усі години доби (різниця між максимальним і мінімальним значеннями складає 5,1%). Найрідше (12,7%) суцільна хмарність має місце о 10 год., а найчастіше (17,8%) – о 2 год. Восени суцільна хмарність може спостерігатись рідше, ніж взимку, оскільки більш послаблена циклонічна діяльність.

Навесні повторюваність суцільної хмарності є значно меншою (рис. 4.1, б), ніж взимку і восени. Порівняно з зимовим періодом навесні повторюваність суцільної хмарності втричі менше, а порівняно з осіннім періодом – вдвічі. Добовий хід у весняний період виражений більш чітко.

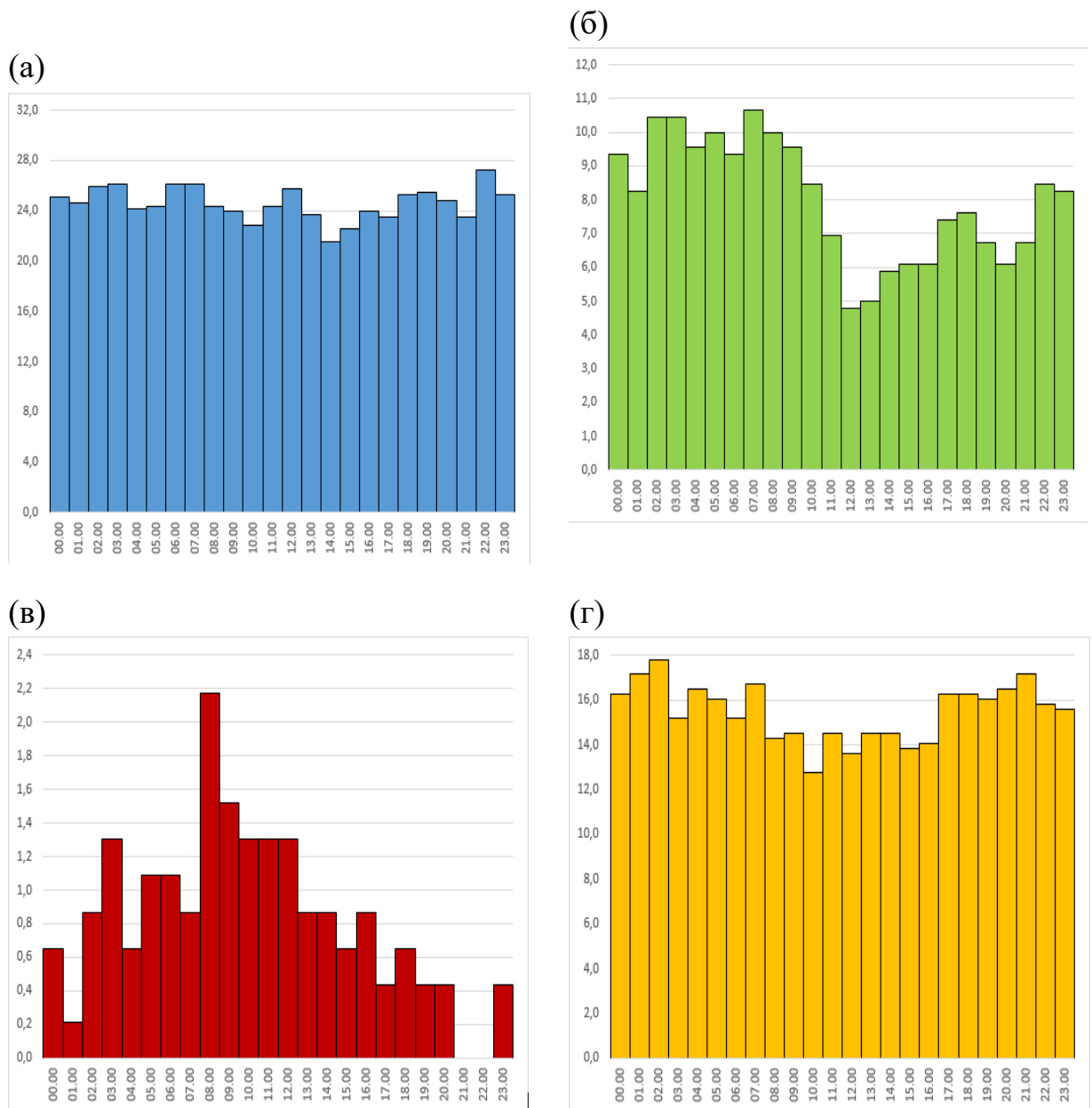


Рисунок 4.1 – Розподіл повторюваності (%) випадків суцільної низької хмарності в залежності від години доби за період 2013-2017 рр. для зими (а), весни (б), літа (в), осені (г). По вісі ОХ відкладено години доби, по вісі ОУ – відсоток

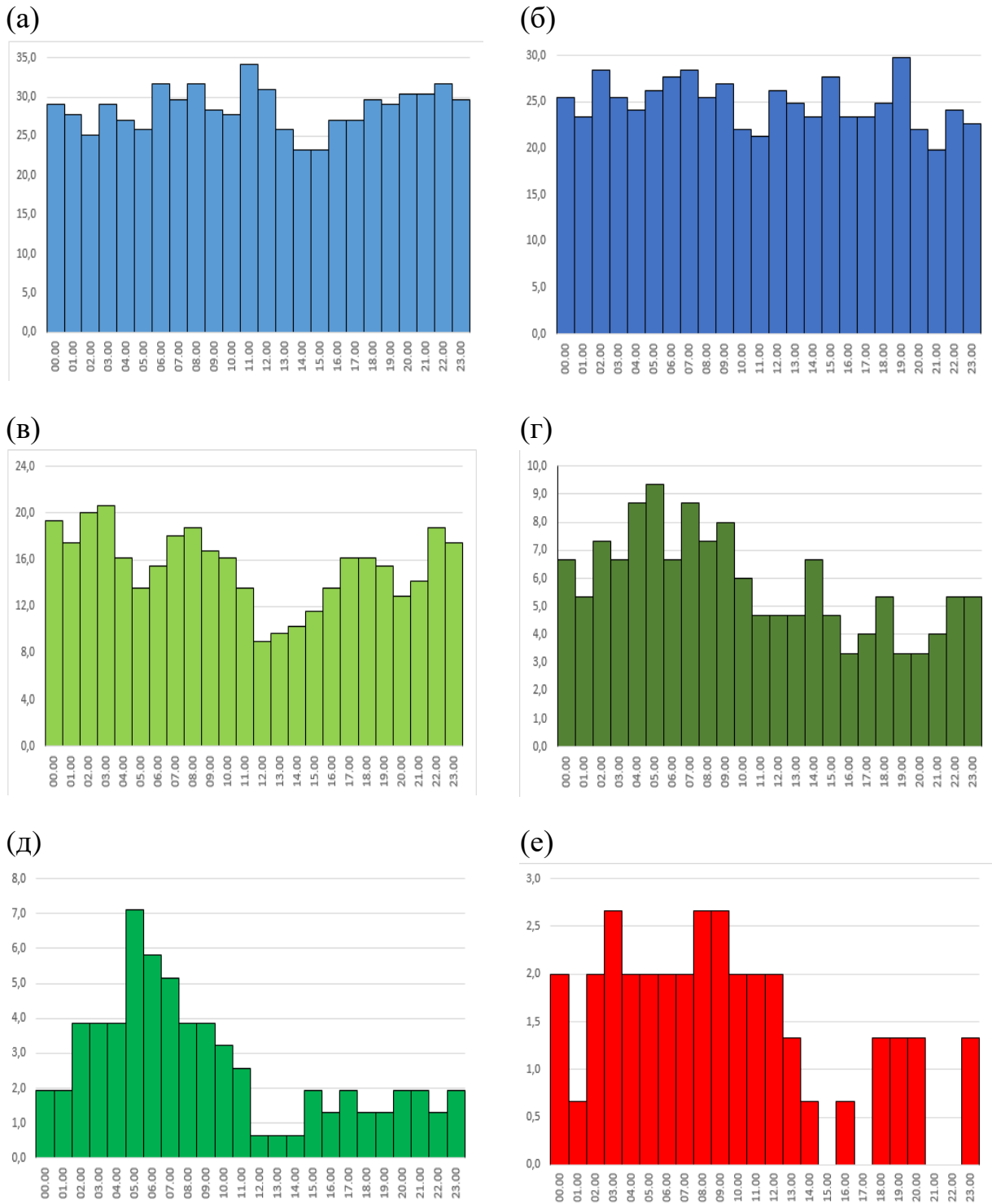
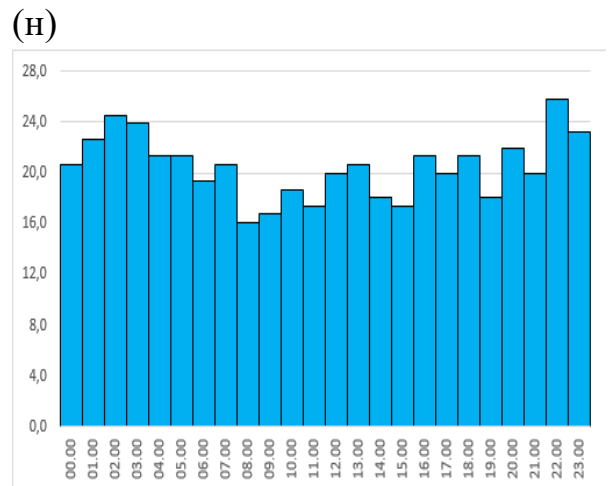
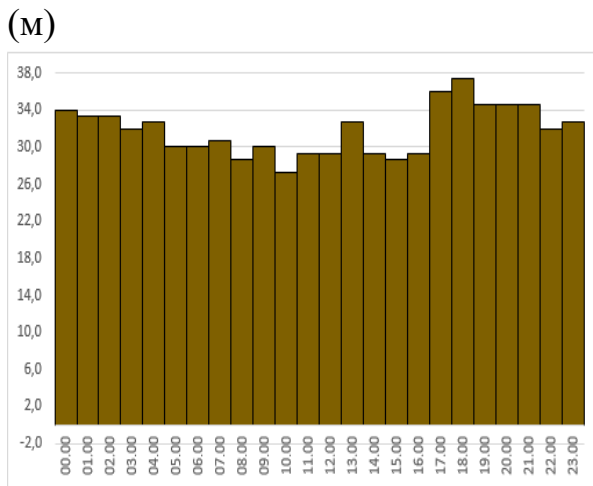
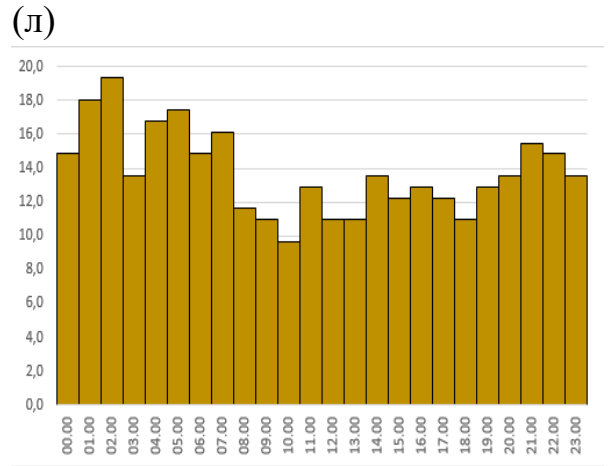
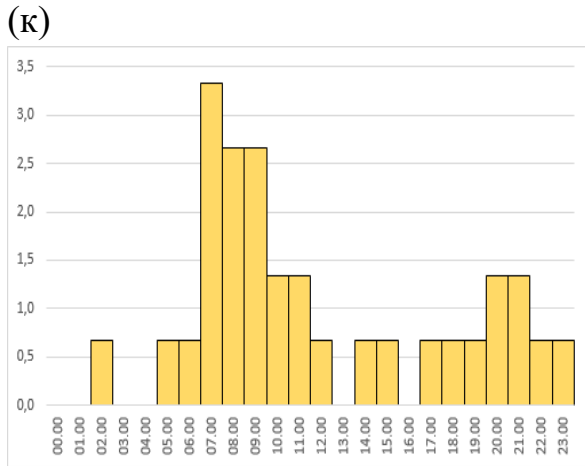
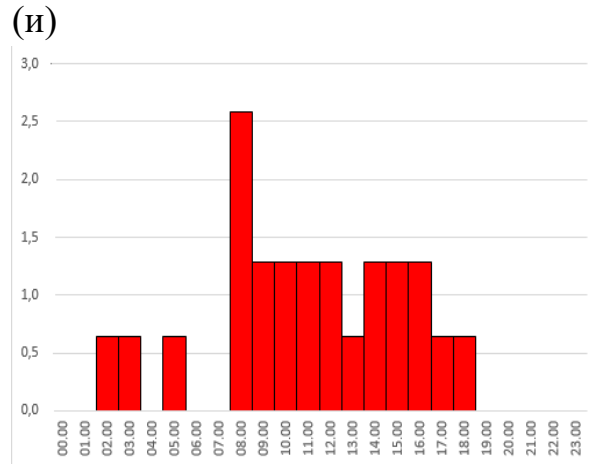
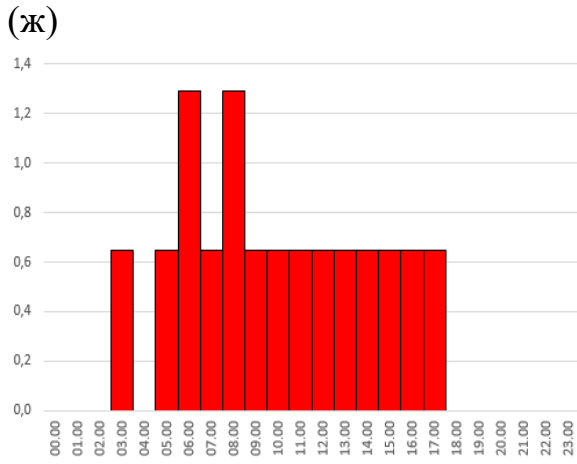


Рисунок 4.2 – Розподіл повторюваності (%) випадків суцільної низької хмарності в залежності від години доби за період 2013-2017 рр. для (а) січень, (б) лютий, (в) березень, (г) квітень, (д) травень, (е) червень, (є) липень, (ж) серпень, (з) вересень, (и) жовтень, (і) листопад, (і) грудень. По вісі ОХ відкладено години доби, по вісі ОУ – відсоток, аркуш 1.



Продовження рис 4.2

Ймовірність появи суцільної хмарності є менша у післяполудневі та вечірні часи, а більшою – у нічні та ранкові часи. Розкид значень

повторюваності суцільної хмарності навесні є значно більшим, ніж взимку і восени.

Ймовірність появи суцільної хмарності є набагато меншою у весняний період порівняно з зимовим та осіннім, через те, що збільшується прогрів підстильної поверхні, що руйнує інверсії та підінверсійну хмарність. Тому є більш яскраво вираженим добовий хід хмарності: через найбільш інтенсивну руйнацію інверсій саме у післяполудневі години.

Найрідше суцільна хмарність реєструється влітку (рис. 4.1,в): максимум повторюваності складає 2,2 %, що пов'язане з істотним послабленням циклонічної діяльності та інтенсифікацією розвитку конвективної хмарності.

На рис. 4.2 представлено добовий хід суцільної хмарності на аеродромі Одеси в місяці року за період 2013-2017 рр.

В грудні, січні та лютому (рис. 4.2,а,б,і) добовий розподіл суцільної хмарності має такий саме характер, що і взимку. Найбільшу повторюваність суцільна хмарність має в січні (23,2 – 34,2%), а найменшу – у грудні (16,1 - 25,8%).

В березні та квітні, а також у жовтні та листопаді добовий хід хмарності має характер схожий з характером розподілу навесні і восени, відповідно. А у перехідні місяці між весною і літом (травень), літом і осінню (вересень) та влітку простежується приблизно однаковий хід суцільної хмарності впродовж доби (рис. 4.2, д,е,ж,и,к).

В табл. 4.1 представлено розподіл повторюваності туманів в залежності від їх виду.

Половина випадків (50,59%) усіх туманів припадає на туман, який спостерігається у відсутності інших гідрометеорів, та охоплює весь аеродром. До цих випадків можна також віднести переохолоджені тумани, відсоток яких складає 15,69% усіх випадків.

У 9,93% випадків має місце низовий туман, якій досить часто супроводжується серпанком (79,6% усіх випадків з низовим туманом).

Тумани, зареєстровані в опадах, спостерігаються в 7,09% усіх випадків з туманами. Опади, які супроводжують тумани, це, в основному, дощ та мряка, лише в 4 випадках мав місце слабкий сніг.

Тумани в рідких опадах виникають при різниці між парціальним тиском насичення і фактичним парціальним тиском, тобто, якщо повітря є ненасиченим водяною парою і відбувається випаровування з крапель дощу. З цього можна припустити, що у випадках туманів зі слабким снігом фактичний парціальний є меншим за парціальний тиск насичення над водою.

Проте, оскільки парціальний тиск над водою є більшим за парціальний тиск над кригою, то в цих випадках має туман дуже швидко зникати через те, що водяна пара випаровується з крапель води в тумані і кристалізується на кристалах льоду. Цим можна пояснити невелику кількість випадків туманів зі снігом.

В 16,68% випадків туман охоплює лише частину аеродрому (частковий туман). За розподілом випадків (розподіл випадків часткових туманів має такий самий характер, що і звичайних туманів) можна припустити, що механізми утворення часткових туманів є такими самими як і туманів, що охоплюють увесь аеродром.

Найчастіше частковий туман реєструється у відсутності гідрометеорів - 94,4% усіх випадків часткового туману. Найчастіше часткові тумани з гідрометеорами супроводжуються слабким дощем.

Тумани, як і суцільна низька хмарність, найчастіше мають місце взимку (рис. 4.3, а). На відміну від хмарності, яка найчастіше спостерігається о 22 год., максимум повторюваності туманів припадає на 7 год. ранку (15,8%), а мінімум як і для суцільної хмарності на денні години – з 14 до 16 год. (3,55% випадків припадає на кожну годину). В межах з 7 год. строки – 4-6 год. і 8 год. – тумани мають також доволі високу повторюваність, яка коливається в межах від 13,97 до 14,41%. У вечірні та нічні години повторюваність туманів нижча, ніж в передранкові та ранкові години, і складає від 10,64 до 13,08%.

Схожий добовий хід туманів спостерігається і в інші сезони року (рис. 4.3,б,в,г), хоча влітку тумани, як і суцільна низька хмарність, реєструється приблизно на 10% рідше, ніж взимку. Слід відзначити, що добовий хід туманів чітко виражений на протязі усіх сезонів року.

Таблиця 4.1 – Повторюваність різних видів туманів (кількість випадків, відсоток)

Вид туману	Кількість випадків	Відсоток
Поблизу гроза, низовий туман	4	0,06
Поблизу гроза, низовий туман, серпанок	1	0,01
Дощ, частковий (охоплює частину аеродрома) туман	1	0,01
Замерзаючий туман	1116	15,68
Мряка, туман	8	0,11
Низовий туман	140	1,97
Низовий туман, серпанок	561	7,89
Сильна мряка, туман	2	0,03
Сильна мряка, частковий (охоплює частину аеродрома) туман	1	0,01
Слабкий дощ, туман	105	1,48
Слабкий дощ, частковий (охоплює частину аеродрома) туман	20	0,28
Слабкий замерзаючий дощ, замерзаючий туман	14	0,20
Слабка замерзаюча мряка, замерзаючий туман	33	0,46
Слабкий замерзаючий туман	1	0,01
Слабка злива, дощ, туман	5	0,07
Слабка мряка, туман	334	4,69
Слабка мряка, частковий (охоплює частину аеродрома) туман	42	0,59
Слабкий сніг, туман	1	0,01
Слабкий сніг, замерзаючий туман	3	0,04
Слабкий сніг, частковий (охоплює частину аеродрома) туман	1	0,01
Туман	3600	50,59
Частковий (охоплює частину аеродрома) туман	1122	15,77
Частковий (охоплює частину аеродрома) туман, серпанок	1	0,01
Всього	7116	100

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. Добовий хід виражений чітко.

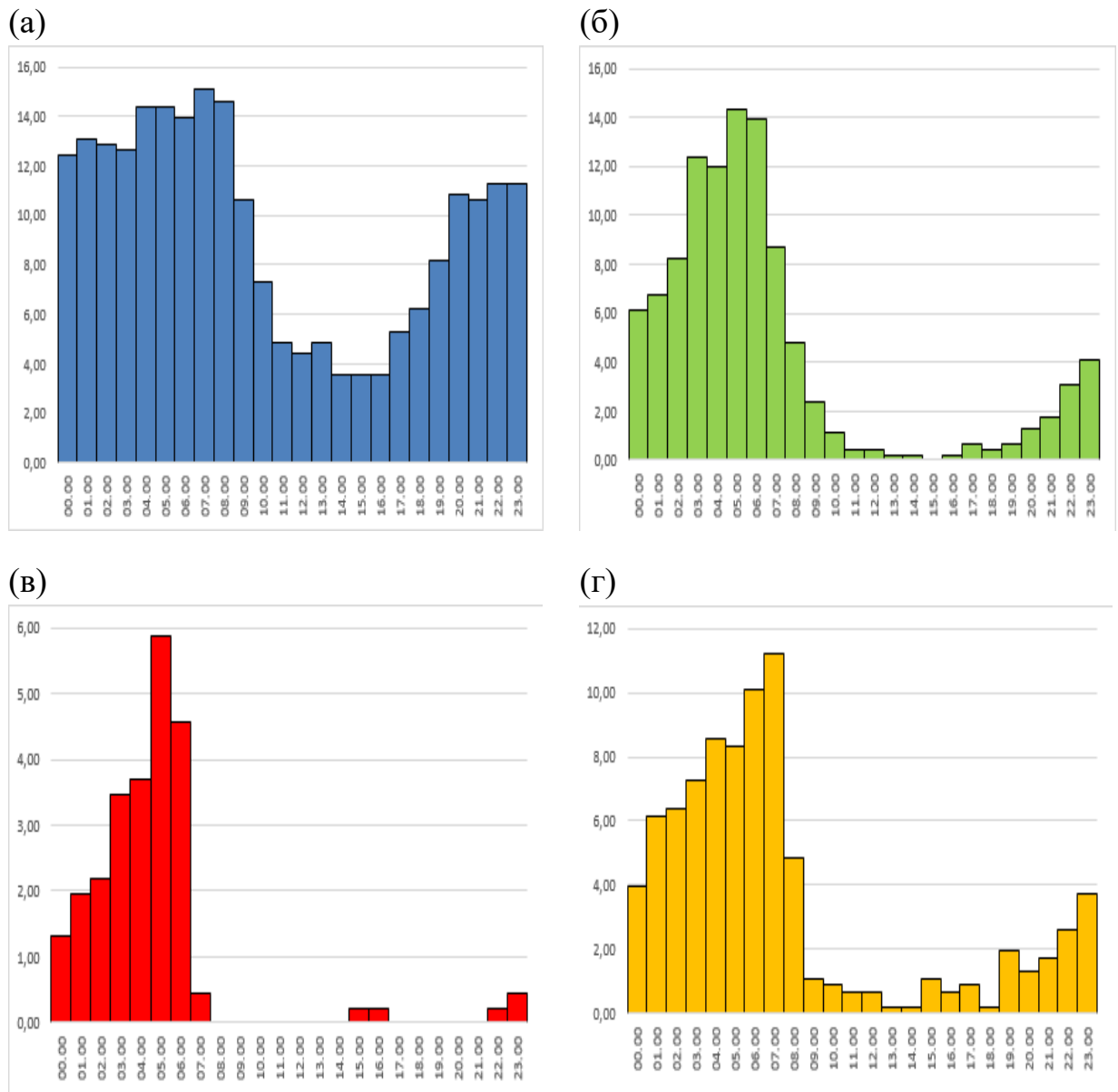


Рисунок 4.3 – Розподіл повторюваності (%) випадків туману в залежності від години доби за період 2013-2017 рр. для зими (а), весни (б), літа (в), осіні (г). По вісі ОХ відкладено години доби, по вісі ОУ – відсоток.

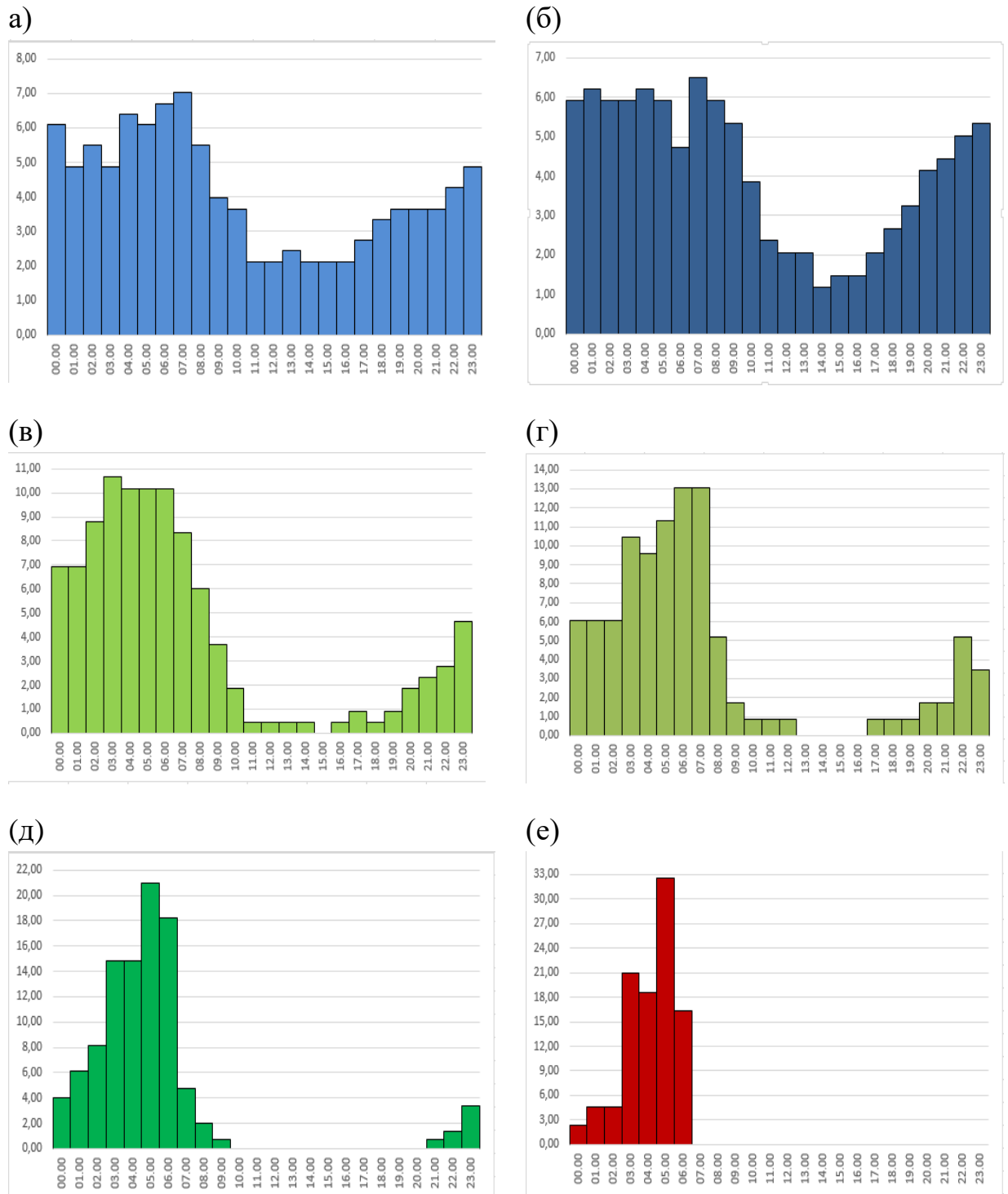
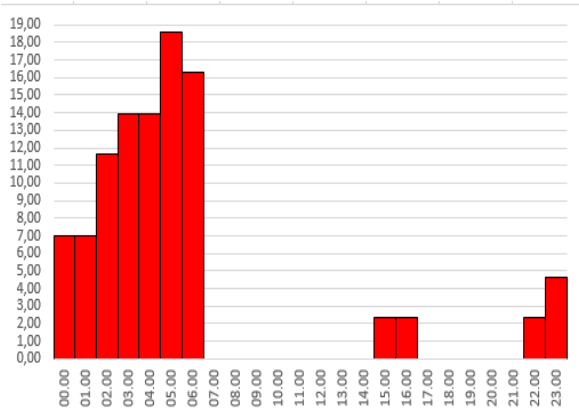
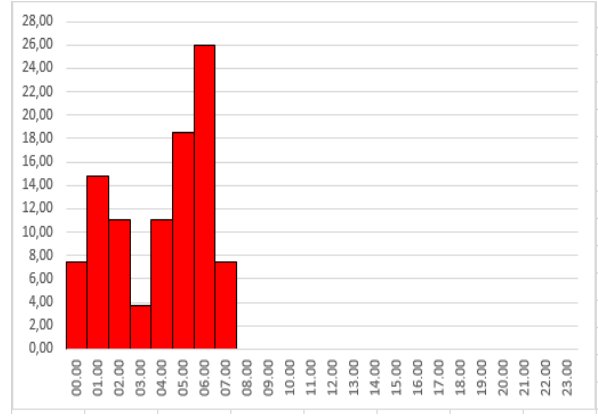


Рисунок 4.4 – Розподіл повторюваності (%) випадків туману в залежності від години доби за період 2013-2017 рр. для (а) січень, (б) лютий, (в) березень, (г) квітень, (д) травень, (е) червень, (є) липень, (ж) серпень, (з) вересень, (и) жовтень, (і) листопад, (ї) грудень. По вісі ОХ відкладено години доби, по вісі ОУ – відсоток, аркуш 1.

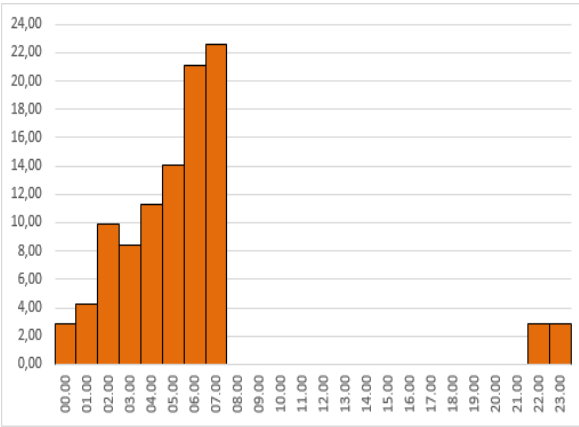
(Ж)



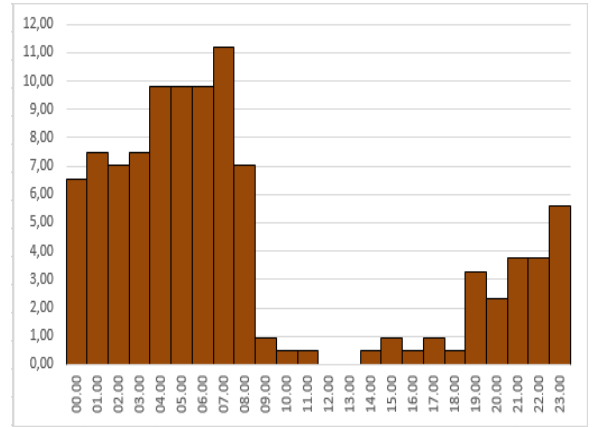
(И)



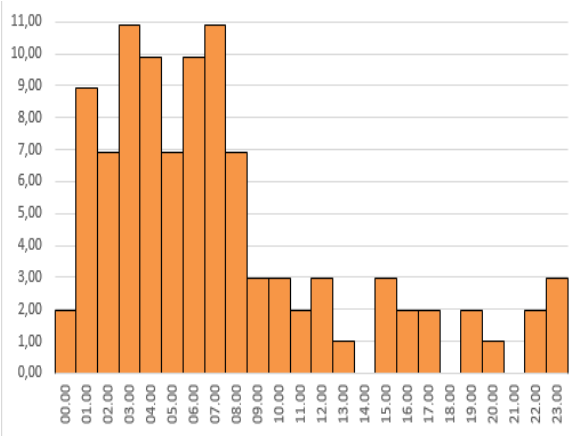
(К)



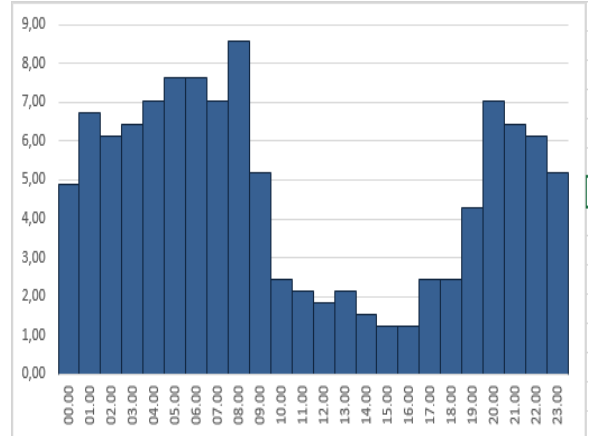
(Л)



(М)



(Н)



Продовження рис. 4.4

На рис. 4.4 представлено добовий хід туманів на аеродромі Одеси в залежності від місяців року за період 2013-2017 рр. В грудні, січні та лютому (рис. 4.4,а,б,і) добовий розподіл туманів має такий саме характер, що і

взимку. Найбільшу повторюваність туману має у грудні (1,2 – 8,6%), а найменшу – в січні (2,1 – 7,0 %).

В березні та квітні, а також у жовтні та листопаді добовий хід туманів має характер схожий з характером розподілу навесні і восени, відповідно. А у перехідні місяці між весною і літом (травень), восени (вересень) і влітку простежується приблизно однаковий хід туману впродовж доби: тумани мають найбільшу повторюваність в нічні години і практично відсутні – у денні (рис. 4.4, д,е,ж,и,к).

На рис.4.5 представлено багаторічну середньомісячну кількість днів з туманами. Максимум припадає на зимовий період 10 днів – грудень), а мінімум на літній сезон (серпень – 1,6 днів). Весна і осінь мають схожий характер розподілів.

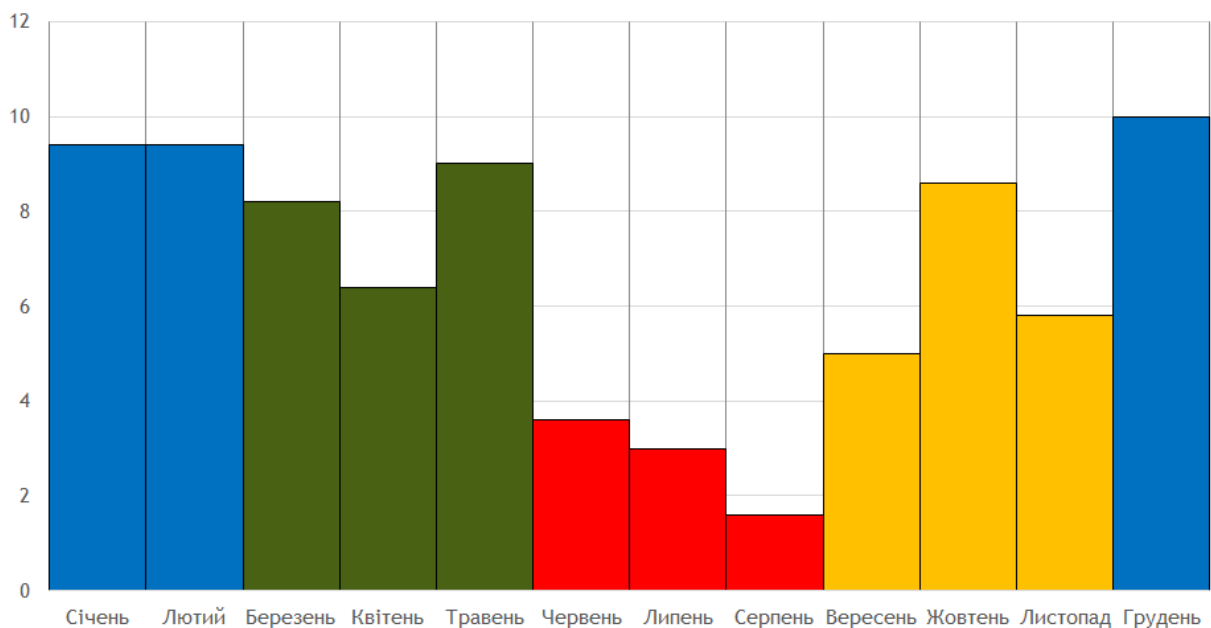


Рисунок 4.4 – багаторічна середньомісячна кількість днів з туманами, за період 2013-2017 рр.

В табл. 4.2 наведено розподіл повторюваності для тривалості епізодів суцільної хмарності в залежності від місяця року. Епізод з суцільною хмарністю або туманом визначався як кількість послідовних випадків, в які розглядуване явище мало місце.

Виходячи із загальної кількості випадків і епізодів можна визначити середню тривалість епізоду із суцільною низькою хмарністю, яка становить 9,2 год., а середня тривалість туманів - 14,3 год.

Найбільш тривалі епізоди суцільної низької хмарності (до 4 діб) спостерігаються з листопада по січень, а туманів тільки в січні.

Таблиця 4.2 – Розподіл повторюваності тривалості епізодів туманів і низької суцільної хмарності за період 2013-2017 рр. в залежності від місяця року. Верхнє число відповідає кількості туманів, а нижнє число – кількості епізодів з суцільною низькою хмарністю

	Тривалість епізодів										Всього
	0-1	2	3	4-6	7-12	13-18	19-24	25-36	37-48	49-96	
Січень	$\frac{19}{84}$	$\frac{6}{45}$	$\frac{6}{22}$	$\frac{6}{37}$	$\frac{10}{23}$	8	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{5}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{51}{230}$
Лютий	$\frac{16}{71}$	$\frac{3}{36}$	$\frac{12}{15}$	$\frac{7}{32}$	$\frac{14}{26}$	$\frac{5}{6}$	$\frac{2}{4}$	3			$\frac{59}{193}$
Березень	$\frac{20}{60}$	$\frac{9}{34}$	$\frac{6}{16}$	$\frac{8}{31}$	$\frac{11}{19}$	$\frac{1}{4}$	1				$\frac{55}{165}$
Квітень	$\frac{16}{33}$	$\frac{4}{9}$	$\frac{6}{9}$	$\frac{7}{16}$	$\frac{3}{3}$	$\frac{1}{1}$	1				$\frac{37}{72}$
Травень	$\frac{21}{13}$	$\frac{14}{6}$	$\frac{2}{6}$	$\frac{13}{5}$	$\frac{4}{3}$						$\frac{54}{33}$
Червень	$\frac{8}{5}$	$\frac{5}{3}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{3}{3}$	2						$\frac{19}{15}$
Липень	$\frac{5}{4}$	$\frac{7}{0}$	1	$\frac{5}{5}$	1						$\frac{17}{6}$
Серпень	$\frac{1}{6}$	$\frac{5}{1}$	$\frac{3}{1}$	1	$\frac{1}{11}$						$\frac{10}{19}$
Вересень	$\frac{14}{14}$	$\frac{5}{1}$	$\frac{5}{1}$	$\frac{5}{3}$	$\frac{1}{1}$						$\frac{30}{19}$
Жовтень	$\frac{27}{42}$	$\frac{8}{18}$	$\frac{1}{9}$	$\frac{10}{14}$	$\frac{8}{16}$	$\frac{3}{10}$	2				$\frac{57}{111}$
Листопад	$\frac{9}{50}$	$\frac{10}{36}$	$\frac{4}{17}$	$\frac{3}{36}$	$\frac{5}{18}$	13	2	5	3	2	$\frac{31}{182}$
Грудень	$\frac{16}{64}$	$\frac{20}{30}$	$\frac{10}{26}$	$\frac{15}{25}$	$\frac{9}{15}$	$\frac{7}{4}$	4	1	1	1	$\frac{78}{171}$
Всього	$\frac{172}{446}$	$\frac{96}{219}$	$\frac{58}{124}$	$\frac{82}{203}$	$\frac{66}{137}$	$\frac{17}{46}$	$\frac{3}{18}$	$\frac{2}{14}$	$\frac{1}{5}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{498}{1216}$

Суцільна низька хмарність триває найменше у вересні – не більше 6 годин, найменш тривалі тумани (не більше за 6 год.) мають місце в червні-липні.

Найбільша кількість епізодів і для суцільної хмарності, і туманів (в середньому 36%) триває не більше однієї години, а в 55% всіх епізодів явища спостерігаються не більше 2 год.

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

В табл. 4.3 надано двовимірні ймовірності появи суцільної низької хмарності в залежності від температури та відносної вологості повітря біля поверхні землі.

Формування суцільної низької хмарності не відбувається при відносній вологості меншій за 40% та температурах вищих за 24 та нижчих за -18°C . 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°C .

Більше, ніж в половині всіх випадків (56,5%) суцільна низька хмарність спостерігається при вологості повітря від 91 до 100%.

Найбільш високі двовимірні ймовірності припадають на область, окреслену ізотермами 0,0 та $9,9^{\circ}\text{C}$ і ізолініями відносної вологості 81 та 100% з максимумом повторюваності (6,17%) в градаціях 91-95% за відносною вологістю та $4-6^{\circ}\text{C}$ за температурою повітря. 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°C .

Такі результати добре узгоджуються зі статистичними характеристиками хмар, наведеними у роботі [3], 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. 4.3). В інтервалі від -7,5 до -12,5°C спостерігається перенасичення крапельних Sc, St, Ns з дощем.

Порівнюючи дані таблиць 4.3 і 4.4 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. 4.3 такі діапазони виділено кольором), біля поверхні землі спостерігається відносна вологість 91-100% у більшості випадків суцільної низької хмарності.

Таблиця 4.4 – Середня відносна вологість повітря (%) в хмарах різних форм (за матеріалами експедиційних польотів)[3]

Температура	<i>Sc</i>	<i>St</i>	<i>St fr.</i>	<i>Ns</i>	<i>Ns, Frnb</i>	<i>Ns</i>	<i>Ns-As</i>	<i>Ns-As</i>
	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%.

Екстремально низька відносна вологість (50% і нижче) має місце при додатних температурах в 20 випадках. Можна припустити, що ці випадки можуть бути не пов'язані з суцільною низькою хмарністю, оскільки у вибірці для 22 випадків було відсутнє значення нижньої межі хмарності і вони потребують перевірки.

Для туманів такого тісного зв'язку не виявлено. У зв'язку с тим що туман, як правило формується при 100% вологості.

Таблиця 4.3 – Розподіл повторюваності (кількість випадків, у дужках - відсоток) в залежності від температури та відносної вологості повітря, виміряних на рівні 2 м

Температура	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-95	96-100	Всього
-18,0...-16,1				2 (0,02)	1 (0,01)			3 (0,03)
-16,0...-14,1				13 (0,12)	1 (0,01)			14 (0,12)
-14,0...-12,1				40 (0,36)	86 (0,77)	8 (0,07)		134 (1,19)
-12,0...-8,1				26 (0,23)	35 (0,31)	9 (0,08)	10 (0,09)	80 (0,71)
-8,0...-6,1			2 (0,02)	42 (0,37)	72 (0,64)	40 (0,36)	2 (0,02)	158 (1,41)
-6,0...-4,1			12 (0,11)	118 (1,05)	71 (0,63)	74 (0,66)	37 (0,33)	312 (2,78)
-4,0...-2,1		4 (0,04)	27 (0,24)	66 (0,59)	108 (0,96)	127 (1,13)	164 (1,46)	496 (4,42)
-2,0...-0,1		5 (0,04)	24 (0,21)	256 (2,28)	198 (1,76)	246 (2,19)	230 (2,05)	959 (8,55)
0,0...1,9		1 (0,01)	40 (0,36)	153 (1,36)	437 (3,89)	601 (5,36)	337 (3,00)	1569 (13,98)
2,0...3,9	1 (0,01)	4 (0,04)	63 (0,56)	62 (0,55)	475 (4,23)	527 (4,70)	341 (3,04)	1473 (13,13)
4,0...5,9	1 (0,01)	12 (0,11)	48 (0,43)	59 (0,53)	501 (4,46)	692 (6,17)	518 (4,62)	1831 (16,32)
6,0...7,9	11 (0,10)	18 (0,16)	20 (0,18)	140 (1,25)	464 (4,14)	558 (4,97)	428 (3,81)	1639 (14,61)
8,0...9,9		8 (0,07)	16 (0,14)	133 (1,19)	344 (3,07)	252 (2,25)	343 (3,06) ¹	1096 (9,77)
10,0...11,9	5 (0,04)	16 (0,14)	10 (0,09)	58 (0,52)	110 (0,98)	138 (1,23)	113 (1,01)	450 (4,01)
12,0...13,9		2 (0,2)	7 (0,06)	33 (0,29)	73 (0,65)	217 (1,93)	150 (1,34)	482 (4,30)
14,0...15,9			13 (0,12)	32 (0,29)	105 (0,94)	74 (0,66)	19 (0,17)	243 (2,17)
16,0...17,9		1 (0,01)	8 (0,07)	37 (0,33)	44 (0,39)	41 (0,37)	20 (0,18)	151 (1,35)
18,0...19,9		2 (0,02)	12 (0,11)	33 (0,29)	25 (0,22)	19 (0,17)	3 (0,03)	94 (0,84)
20,0...21,9			4 (0,04)	10 (0,09)	12 (0,11)	1 (0,01)	1 (0,01)	28 (0,25)
22,0...24,0	2 (0,02)			3 (0,03)	2 (0,02)	2 (0,02)		9 (0,08)
Немає даних								1 (0,01)
Всього	20 (0,18)	73 (0,65)	306 (2,73)	1316 (11,73)	3164 (28,20)	3626 (32,31)	2716 (24,20)	11222 (100,00)

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

4.3 Висота нижньої межі низької суцільної хмарності

Найбільшу повторюваність шарувато видні хмари мають при висоті нижньої межі хмарності 300 – 600 м (рис. 4.6), 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 (39,7%) і восени (34,4%).

Проте сам розподіл випадків суцільної низької хмарності в залежності від висоти нижньої межі влітку і восени відрізняються. Влітку цей розподіл має правосторонню асиметрію, яка вказує на те, що в більшості випадків висота нижньої границі в діапазоні 600 – 1500 м має місце набагато частіше, ніж восени, взимку і навесні.

Навесні, взимку і восени, 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 (17,1%), а навесні випадки розподілились з практично однаковою ймовірністю між градаціями 50...99, 150...199, 200...299 м (13,6 – 14,5%).

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

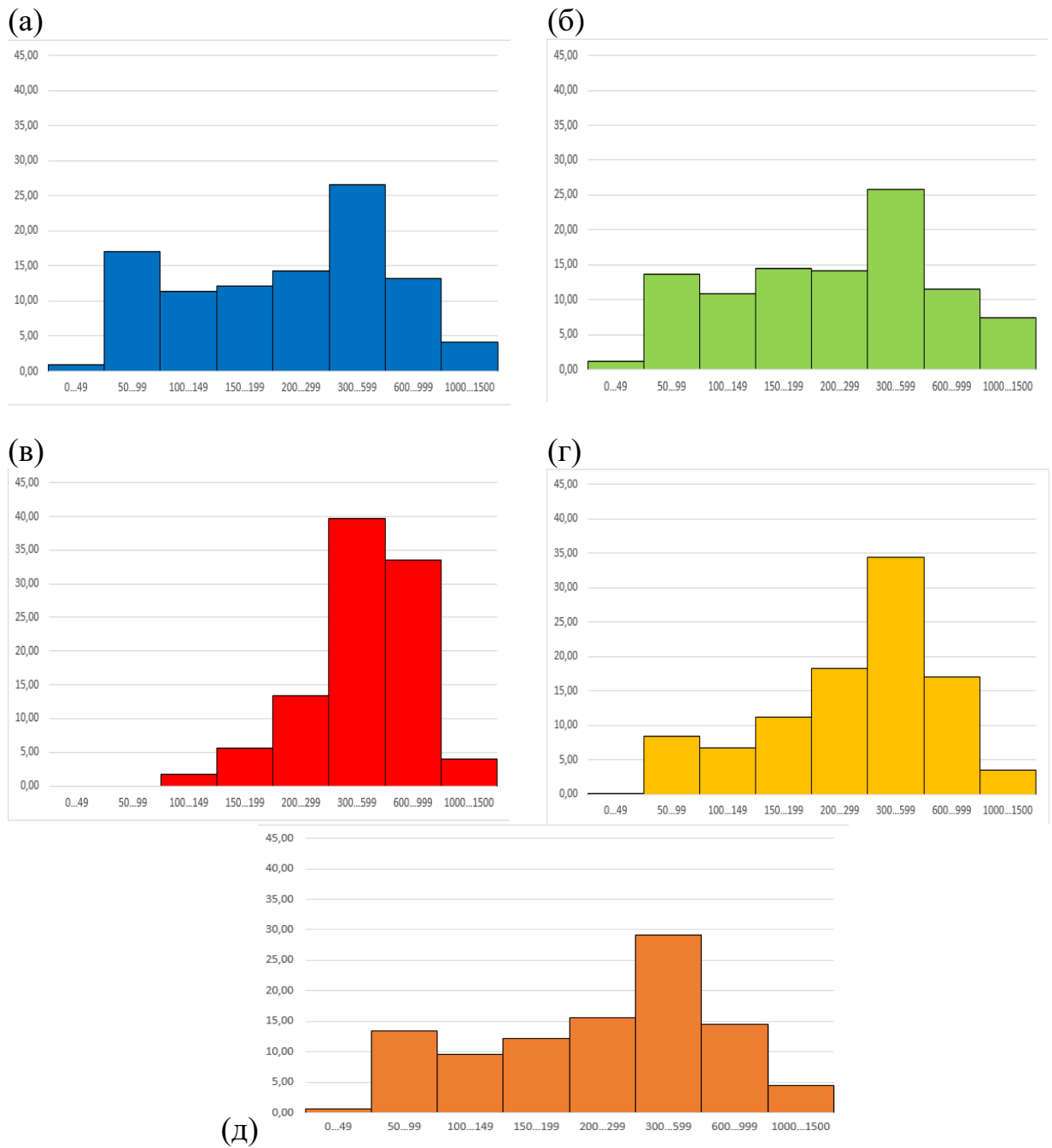


Рисунок 4.6 – Розподіл повторюваності (%) випадків суцільної низької хмарності в залежності від висоти нижньої межі хмарності за період 2013-2017 рр. для (а) зими, (б) весни, (в) літа, (г) осені, (д) в середньому за рік. По вісі ОХ відкладено градації висоти нижньої межі хмарності, по вісі ОУ – відсоток.

4.4 Метеорологічна дальність видимості при тумані

Інтенсивні тумани з видимістю менше 100 метрів спостерігаються з повторюваністю 4%. Максимум 49% припадає на градацію 100-300 метрів. Так само варто відзначити, що горизонтальна видимість більше 1000 м при туманах, спостерігається в 10%. Всі ці випадки припадають на низові тумани, які мають невелику вертикальну протяжність.

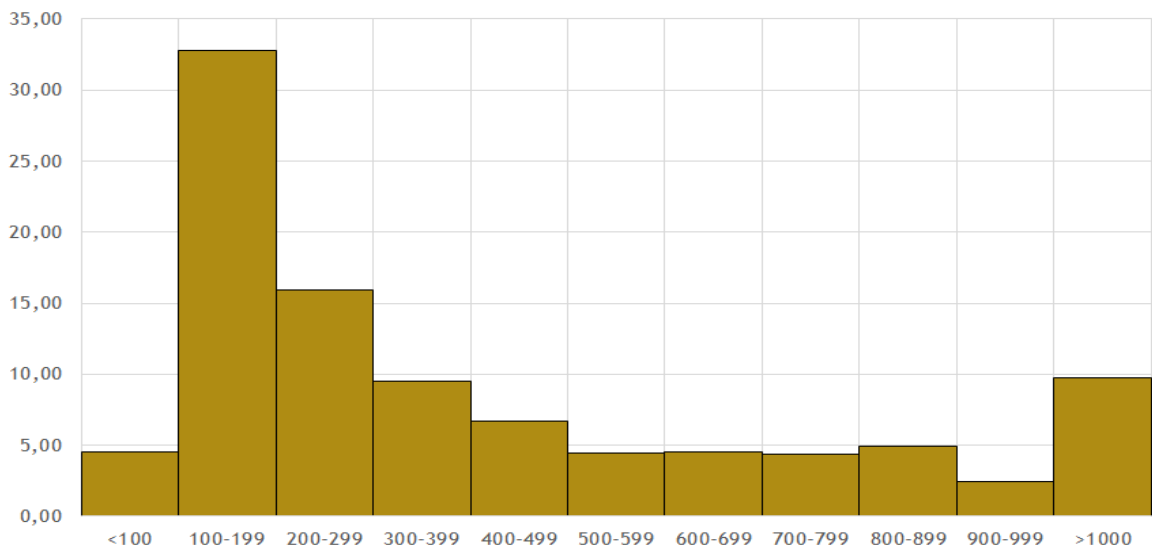


Рисунок 4.7 – Розподіл повторюваності метеорологічної дальності видимості (МДВ) під час туману, за період 2013-2017 рр.

4.5 Напрямок і швидкість вітру

Залежність повторюваності шарувато видної хмарності з $V_{HMX} \leq 1500$ м від швидкості вітру в більшості випадків суттєво змінюється в залежності від сезону року (рис. 4.8).

В усі сезони року, окрім літа, найбільша повторюваність низької хмарності з $V_{HMX} \leq 1500$ м припадає на градацію 3...4 м/с. 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 ≤ 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 [4], в Одесі, навпаки, при цих швидкостях спостерігається суттєве зниження повторюваності, виключаючи літо. В загалі, в Одесі більшість випадків припадає на градації, які не є типовими для суцільної низької хмарності (3...8 м/с).

Залежність повторюваності туманів від швидкості вітру в більшості випадків суттєво змінюється в залежності від сезону року (рис. 4.9). Швидкість вітру при туманах на відміну від низької суцільної хмарності обмежена значенням 4 м/с.

У всі сезони року, максимальна швидкість вітру, при якій фіксувався туман, становить 3...4 м/с. Взимку в порівнянні з іншими сезонами року максимум швидкості вітру, припадає на градацію 3...4 м/с, а в інші сезони року туман частіше спостерігається при штилі.

Слід зазначити, що літом і восени формування туманів при штилі має місце більше 60%. А в градації від 3...4 м/с влітку, тумани спостерігаються найрідше.

На рис. 4.10 показано характерні рози вітрів для зимового і літнього сезонів, а на рис. 4.11 – рози вітрів для всіх сезонів для випадків з суцільною низькою хмарністю.

В Одесі взимку переважають вітри Пн, ПнПнЗ, ПнПнС напрямків (22,2% всіх випадків). Практично з однаковою ймовірністю може спостерігатись вітер Пд, ПдПдЗ, ПдПдС (16,7%) і З, ПдЗПд, ЗПнЗ напрямків (15,1%).

Найбільшу повторюваність з усіх 16 румбів мають північний і південний вітри: 10,2 і 7,9% відповідно.

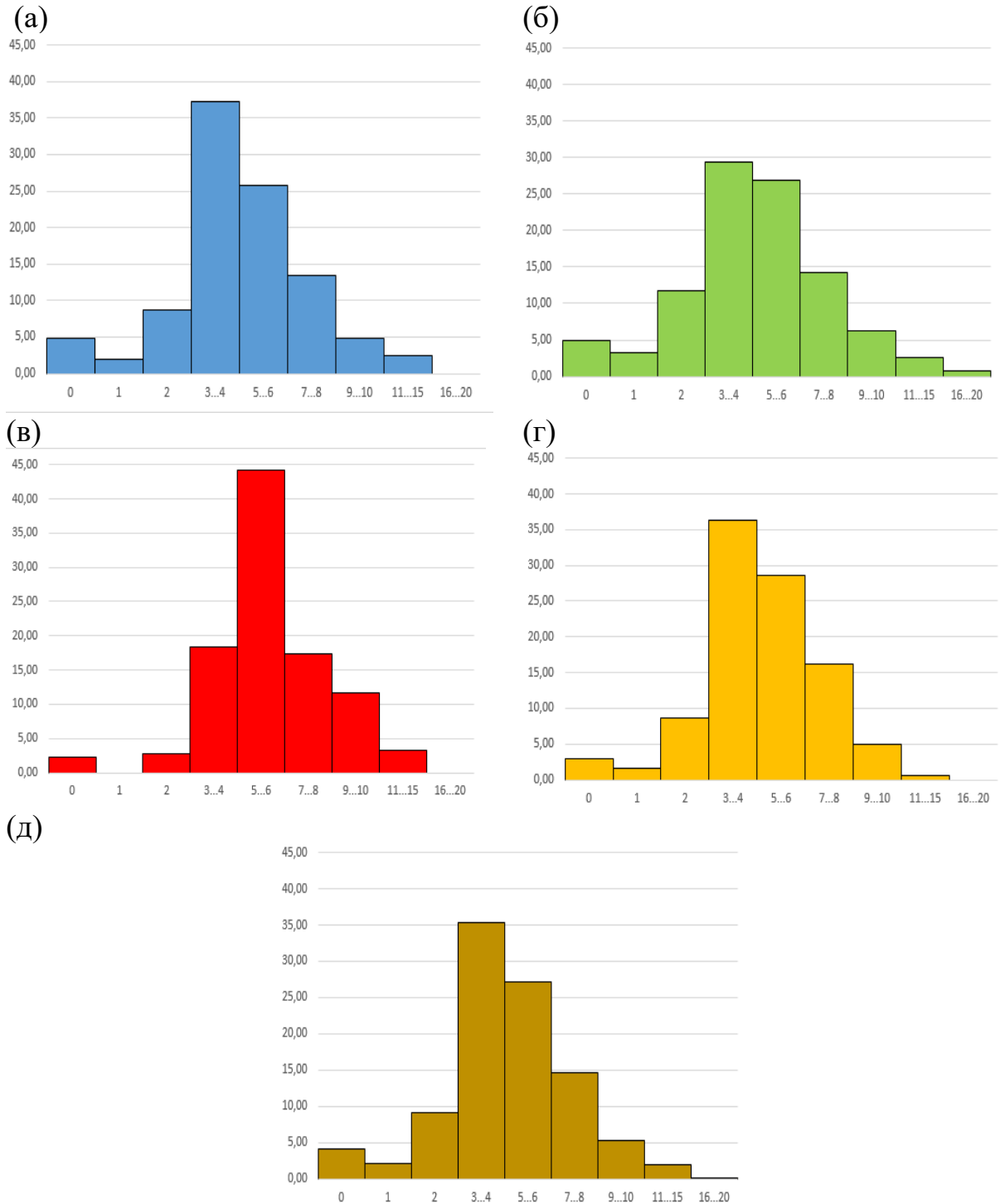


Рисунок 4.8 – Розподіл повторюваності (%) випадків суцільної низької хмарності в залежності від швидкості вітру за період 2013-2017 рр. для (а) зими, (б) весни, (в) літа, (г) осені, (д) в середньому за рік. По вісі ОХ відкладено градації швидкості вітру, по вісі ОУ – відсоток.

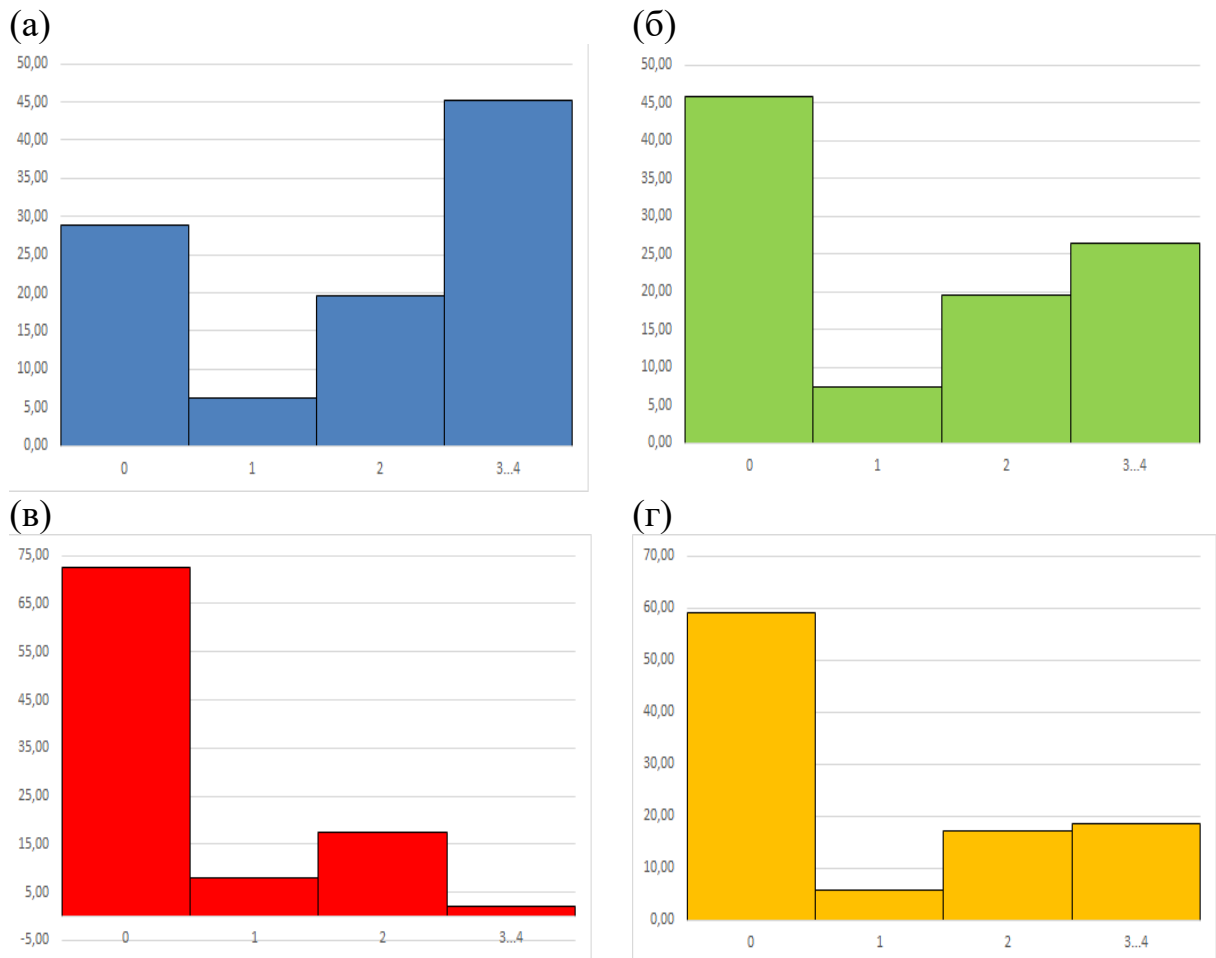


Рисунок 4.9 – Розподіл повторюваності (%) випадків туманів в залежності від швидкості вітру за період 2013-2017 рр. для (а) зими, (б) весни, (в) літа, (г) осені. По вісі ОХ відкладено градації швидкості вітру, по вісі ОУ – відсоток.

Влітку роза вітрів стає ще більш подовженою в напрямку південь-північ. Північний вітер спостерігається в 17,3% випадків, якщо північний напрямок розглядати разом з ПнПнС і ПнПнЗ, то їх загальна повторюваність становитиме 35,0%. На південний напрямок припадає вдвічі менше випадків – 8,0%, а разом з ПдПдЗ і ПдПдС ймовірність складатиме 16,2%, так само як і взимку.

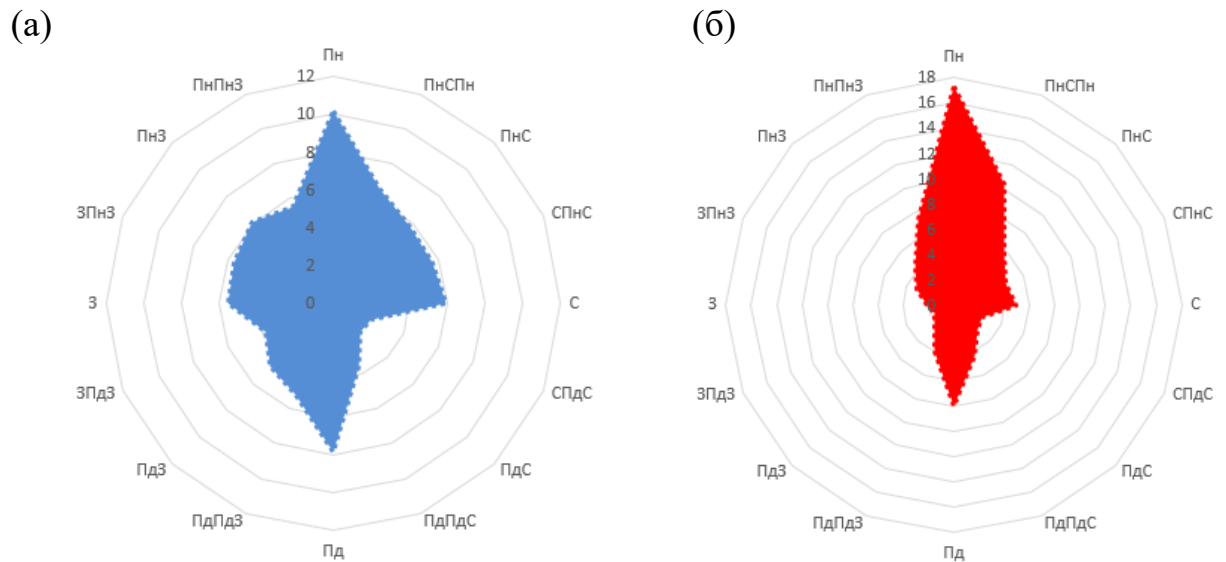


Рисунок 4.10 – Рози вітрів за період 2013-2017 рр. для (а) зимового і (б) літнього сезонів.

Повторюваність східних і західних напрямків стає меншою влітку.

Обидві рози вітрів було побудовано, щоб можна було порівняти наскільки відрізняється загальний розподіл повторюваності напрямків вітру від розподілу повторюваності напрямків вітру при суцільній хмарності.

Як показує рис. 4.11 рози вітрів для суцільної низької хмарності відрізняються суттєво.

Взимку при суцільній низькій хмарності високу повторюваність мають не тільки вітри північного напрямку (12,6% випадків), а також і східного (11,7% випадків). Південний вітер реєструється у 6,5% випадків. Взагалі 57,0% випадків припадають на вітри північних і східних напрямків.

Влітку спостерігається досить цікава ситуація: при багатьох напрямках вітру від СПдС до З за часовою стрілкою суцільна низька хмарність не спостерігається. Найбільша кількість випадків суцільної низької хмарності розподілилась між напрямками Пн, ПнПнЗ і ПнПнС, які мають місце у 57% всіх випадків. Велику повторюваність мають вітри СПнС напрямку (18,4% випадків) і ПнЗ напрямку (12,8% випадків).

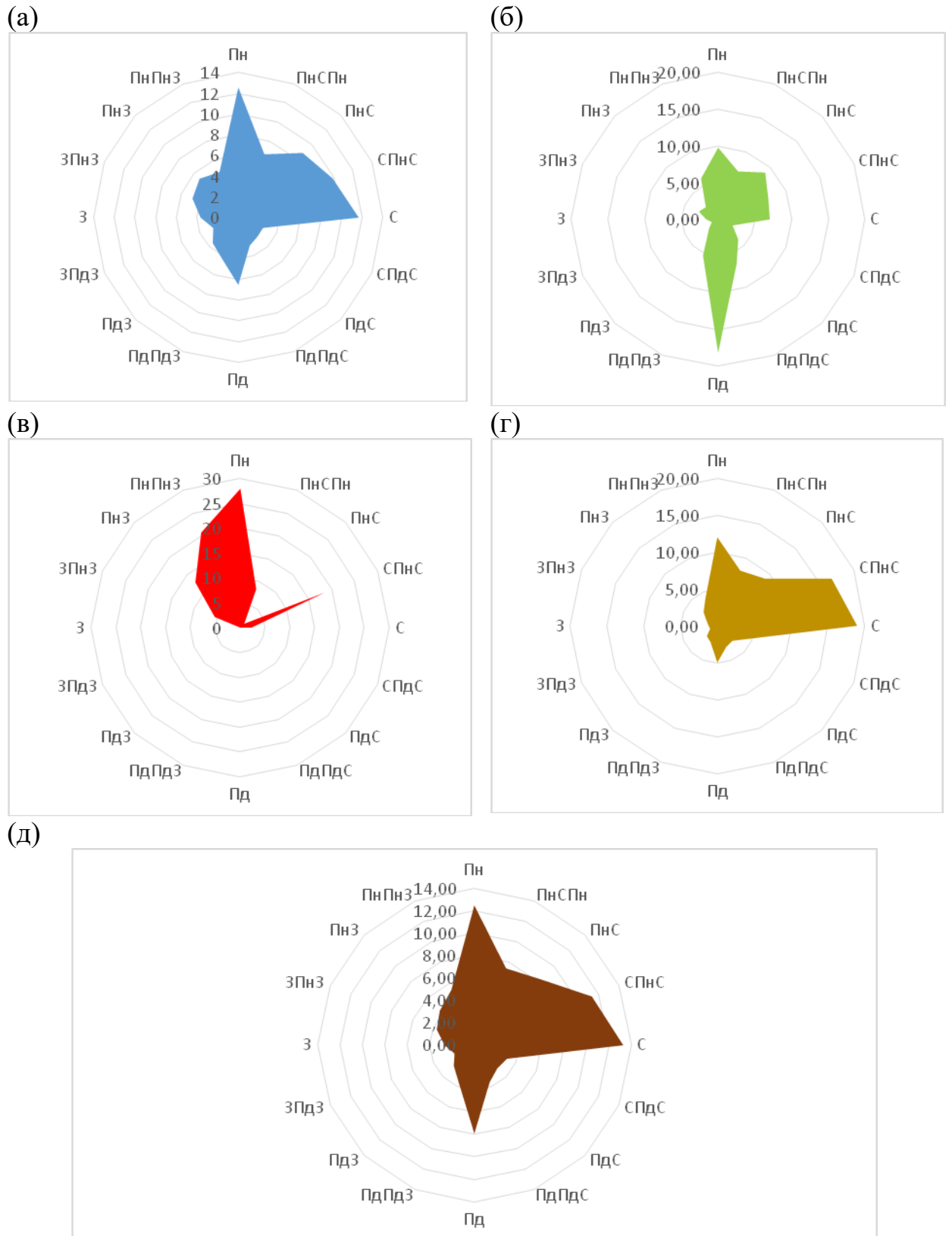


Рисунок 4.11 – Рози вітрів для випадків з суцільною низькою хмарністю за період 2013-2017 рр. для (а) зими, (б) весни, (в) літа, (г) осені, (д) в середньому за рік.

В середньому за рік переважають вітри північного, східного і південного напрямків.

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

На рис. 4.12 представлено рози вітрів для зимового і літнього сезонів. У зимовий час тумани найчастіше спостерігаються при південному і південно-південно-західному напрямках – 15% всіх випадків. Висока повторюваність туманів має місце також при східному напрямку – 7%.

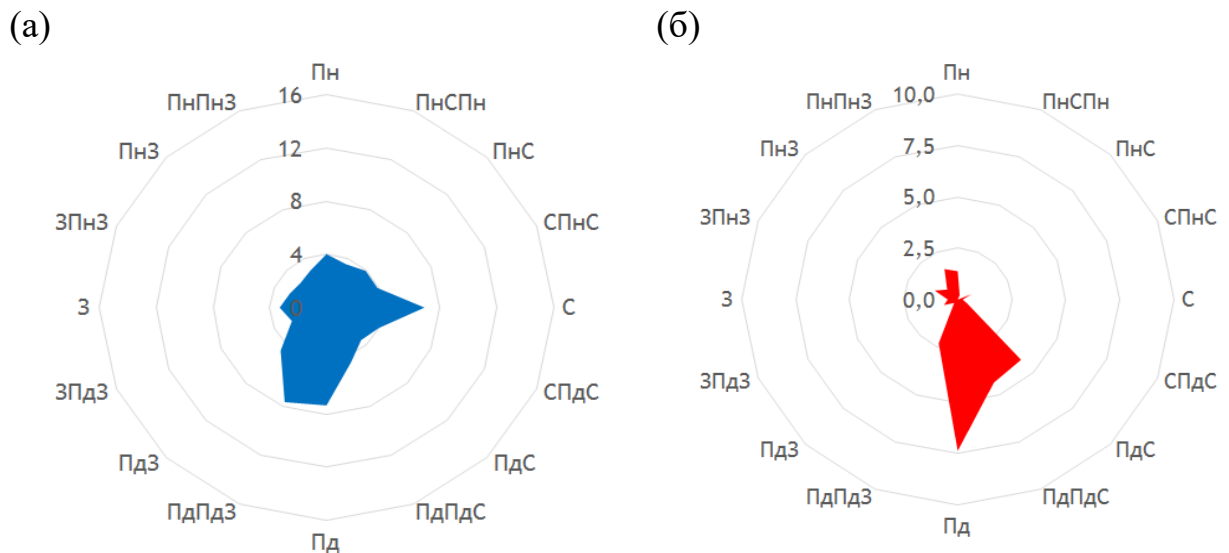


Рисунок 4.12 – Рози вітрів при туманах за період 2013-2017 рр. для (а) зимового і (б) літнього сезонів.

На відміну від туманів при суцільній низької хмарності високу повторюваність мають не тільки вітри північного напрямку (13% випадків), а також і східного (12% випадків). Південний вітер реєструється в 6% випадків. Загалом, 57% випадків припадають на вітри північних і східних напрямків.

У літній період при туманах також переважають вітри південних напрямків (південне, південно-південно-східне і південно-східне) – 16% всіх випадків.

ВИСНОВКИ

В роботі на основі 11 222 випадків суцільної низької хмарності і 7 116 випадках туману було зроблено статистичний аналіз наземних даних.

За період 2013-2017 рр. низька суцільна хмарність найчастіше спостерігається взимку з максимумом повторюваності о 22 год. (27,3%) і мінімумом – о 14 год. (21,5%). Найрідше суцільна хмарність реєструється влітку: максимум повторюваності складає 2,2 %.

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.

Середня тривалість епізоду із суцільною низькою хмарністю, яка становить 9,2 год., а середня тривалість туманів - 14,3 год.

Найбільш тривалі епізоди суцільної низької хмарності (до 4 діб) спостерігаються з листопада по січень, а туманів тільки в січні.

Суцільна низька хмарність триває найменше у вересні – не більше 6 годин, найменш тривалі тумани (не більше за 6 год.) мають місце в червні-липні.

Найбільша кількість епізодів і для суцільної хмарності, і туманів (в середньому 36%) триває не більше однієї години, а в 55% всіх епізодів явища спостерігаються не більше 2 год.

Формування суцільної низької хмарності не відбувається при відносній вологості меншій за 40% та температурах вищих за 24 та нижчих за -18°C .

Більше, ніж в половині всіх випадків (56,5%) суцільна низька хмарність спостерігається при вологості повітря від 91 до 100%.

Найбільш високі двовимірні ймовірності припадають на область, окреслену ізотермами $0,0$ та $9,9^{\circ}\text{C}$ і ізолініями відносної вологості 81 та 100%

з максимумом повторюваності (6,17%) в градаціях 91-95% за відносною вологістю та 4-6°C за температурою повітря.

Найбільша кількість випадків суцільної низької хмарності в аеропорту Одеси для всіх пір року припадає на градацію 300-600 м.

В усі сезони року, окрім літа, найбільша повторюваність низької хмарності з $V_{NHX} \leq 1500$ м припадає на градацію 3...4 м/с. Влітку найчастіше суцільна низька хмарність реєструється при більш високих швидкостях з максимумом випадків в градації 5...6 м/с.

У всі сезони року, максимальна швидкість вітру, при якій фіксувався туман, становить 3-4 м / с. Взимку в порівнянні в інші сезони року максимум швидкості вітру, доводиться на градацію 3-4 м / с, а в інші сезони року туман частіше спостерігається при штилі.

Взимку 57,0% випадків з суцільною низькою хмарністю, припадають на вітри північних і східних напрямків.

Найбільша кількість випадків суцільної низької хмарності влітку розподілилась між напрямками Пн, ПнПнЗ і ПнПнС, які мають місце у 57% всіх випадків. При туманах переважають південні напрямки.

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

Також слід зазначити, що половина випадків (50,59%) усіх туманів припадає на туман, який спостерігається у відсутності інших гідрометеорів, та охоплює весь аеродром.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 612 с.
2. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 312 с.
3. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Прогнозирование метеорологических условий для авиации. – Научно-методическое пособие. М., 2016. -310 с.
4. ICAO environmental report 2016. Aviation and climate change. <https://www.icao.int/environmental-protection/Pages/ENV2016.aspx>.
5. Lamb, D., J. Verlinde, 2011: Physics and Chemistry of Clouds 1st Edition. Cambridge University Press, 570 pp.
6. 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>
7. <http://rp5.ua/>
8. 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.
9. Technical Regulations. Basic documents No 2. Volume II – Meteorological Service for International Air Navigation – WMO-No.49, 2013 edition
10. 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.
11. 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.
12. Wood, R., 2012: Stratocumulus Clouds. Monthly Weather Review, 140, pp. 2373-2423, DOI: 10.1175/MWR-D-11-00121.1
13. 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.