

## АНОТАЦІЯ

на наукову роботу на тему:

### **„РЕЖИМНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ І ТУМАНІВ В АЕРОПОРТУ МІСТА ОДЕСА”**

Низька хмарність і туман, які обмежують дальність видимості, є основними факторами, які ускладнюють зліт і приземлення повітряних суден і їх польоти на малих висотах. Саме сполучення мінімальних значень дальності видимості і верхньої межі хмарності визначають можливість безпечного приземлення або злету літака, або мінімум погоди.

Тому для забезпечення безпечності польотів є вкрай важливим прогноз таких небезпечних явищ для авіації як суцільна низька хмарність і видимість. Задача прогнозування обох цих явищ є дуже складною через мінливість їх параметрів і високу залежність від місцевих умов. Прогноз має ґрунтуватись на вихідній інформації чисельних моделей. З цих причин має сенс будувати прогноз, встановлюючи локальні залежності між величинами, доступними зі стандартної метеорологічної інформації, і появою низької хмарності.

В роботі було застосовано статистичний підхід для отримання режимних характеристик суцільної низької хмарності і туманів в районі аеропорту м. Одеси: розподіл їх повторюваності в залежності від пори року, місяця року, часу доби, температури і вологості, швидкості та напрямку вітру біля поверхні землі.

Наукова робота в обсязі 31 сторінки складається з 3 розділів, висновків, переліку посилань з 19 джерел, одного додатка, містить 15 рисунків та 1 таблицю.

Ключові слова: суцільна низька хмарність, туман, висота нижньої межі хмарності, безпека польотів

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	4
1 ВПЛИВ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНІВ НА БЕЗПЕКУ ПОЛЬОТІВ.....	5
2 ФІЗИЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ.....	7
3 РЕЖИМ СУЦІЛЬНОЇ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНІВ НА АЕРОДРОМІ «ОДЕСА».....	9
3.1 Особливості річного і добового ходу туманів і суцільної низької хмарності.....	9
3.2 Інформативність відносної вологості і температури як предикторів наявності низької хмарності і туманів.....	15
3.3 Висота нижньої межі хмарності та її ідентифікація за допомогою температури і відносної вологи.....	18
3.4 Інформативність локальних наземних спостережень як предикторів низької хмарності і туманів.....	24
ВИСНОВКИ.....	29
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	30

## 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 [11,13].

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.

В роботі був виконаний статистичний аналіз даних аеродромних спостережень в місті Одеса за період з 2010 по 2018 рр. Дані було отримано з джерела [7] 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.

## 1 ВПЛИВ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНІВ 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 [6, 15].

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 [6, 15].

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 [6].

Особливо великий вплив хмарності і туманів 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 злітно-посадкову смугу (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 певна мінімальна висота нижньої межі хмар (ВНМХ) і мінімальна видимість. Поєднання мінімальних значень дальності видимості орієнтирів при заході на посадку і ВНМХ, 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 ВНМХ і метеорологічної дальності видимості (МДВ), при яких забезпечується безпека повітряного судна [6].

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 ПС, для кожного аеродрому для зльоту і посадки з урахуванням типу ПС.

По суті для забезпечення безпеки польоту за ПВП і посадки ПС необхідна можливість бачення наземних орієнтирів, в тому числі маркування покриття ЗПС або вогнів її світлоустаткування, 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.

## 2 ФІЗИЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ТА ТУМАНУ

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, 10].

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 [7]. 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).

Низькі шаруватовидні хмари (St, Sc) утворюються переважно в теплій повітряній масі, що 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 [18]. У передгір'ях утворенню шаруватих 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 [17].

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.

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. Ефективне випромінювання тим більше, чим вище температура і менше абсолютна вологість повітря.

Вночі адвективне охолодження теплого повітря при переміщенні з моря на ґрунт або на сніговий покрив посилюється завдяки збільшенню ефективного випромінювання. В зв'язку з цим виділяється тип адвективно-радіаційних туманів, які виникають при адвекції теплого повітря, коли на утворення туману суттєво впливає радіаційне вихолодження.

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

У даному розділі наведено статистичний аналіз наземних даних за 2010-2017 рр. для випадків з туманами (за 2018 р) і за 2010-2018 рр. для 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 9759 випадків туманів на аеродромі Одеси. Випадок визначався як строк, в якій спостерігалось явище (суцільна низька хмарність або туман).

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

За період 2010-2018 рр. низька суцільна хмарність найчастіше спостерігається взимку (рис. 3.1) 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. 3.1), 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.

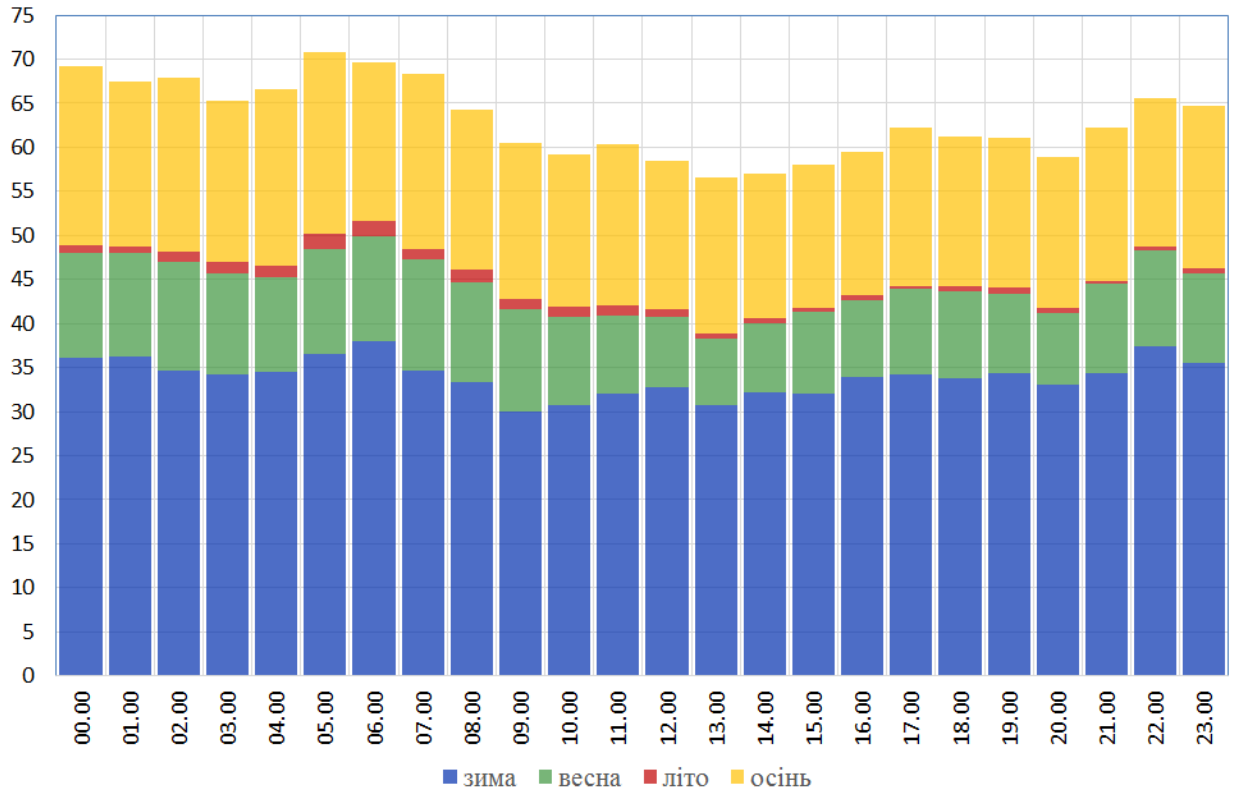


Рисунок 3.1 – Розподіл повторюваності (%) випадків суцільної низької хмарності в залежності від години доби за період 2010-2018 рр. в сезони року. По вісі ОХ відкладено години доби, по вісі ОУ – відсоток

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. 3.2). 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 4,1 до 5,7%).

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

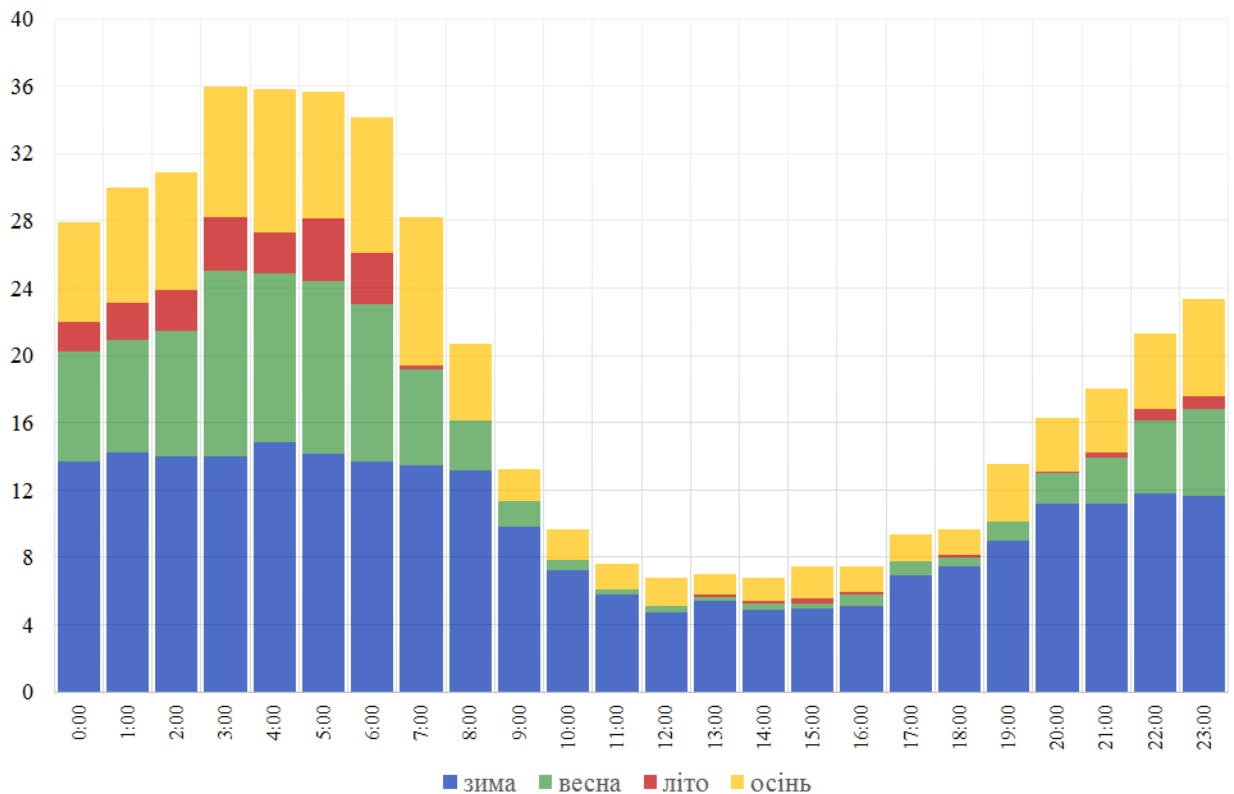


Рисунок 3.2 – Розподіл повторюваності (%) випадків туману в залежності від години доби за період 2010-2017 рр. в сезони року. По вісі ОХ відкладено години доби, по вісі ОУ – відсоток.

Схожий добовий хід туманів спостерігається і в інші сезони року (рис. 3.2), 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. 3.3 і 3.4 представлено розподіл повторюваності низької суцільної хмарності і туманів як функції години доби і місяця року.

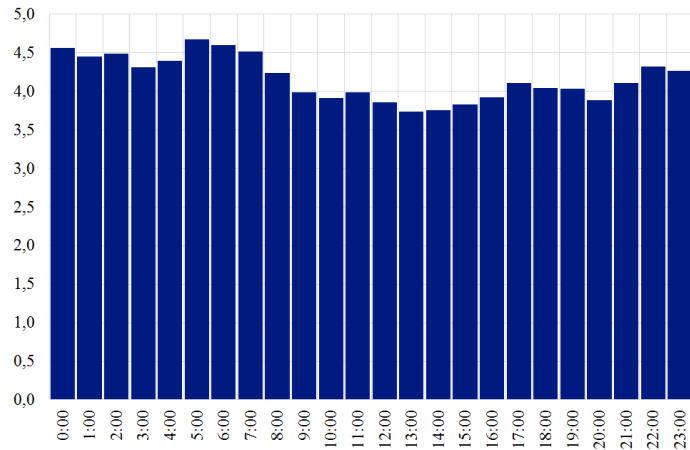
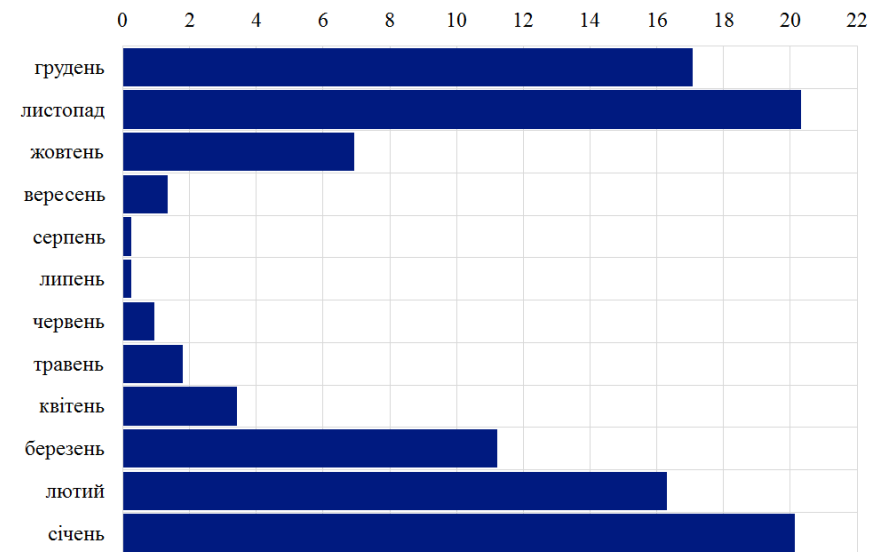
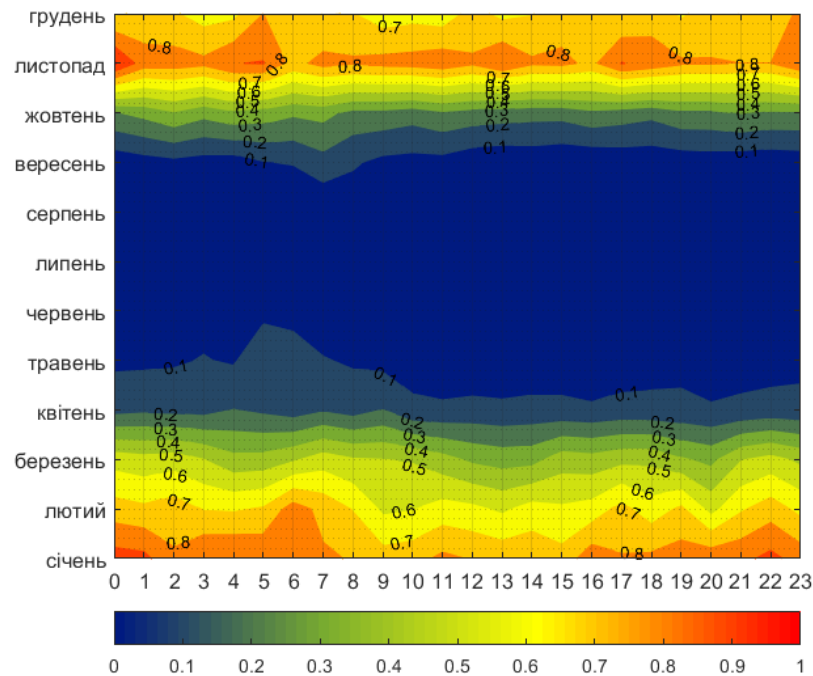


Рисунок 3.3 – Розподіл повторюваності суцільної хмарності з  $BVMX \leq 1500$  м як функції часу доби і місяця року. Відповідний розподіл суцільної низької хмарності за місяцем показано праворуч, а розподіл повторюваності за часом надано у верхній частині рисунку. Розглядуваний період 2010-2018 рр.



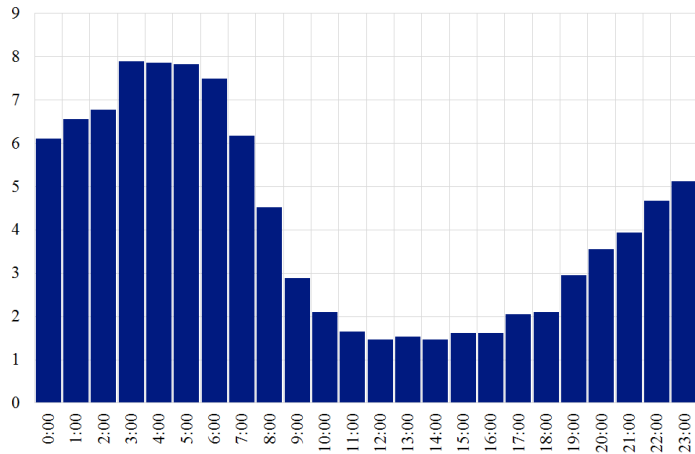
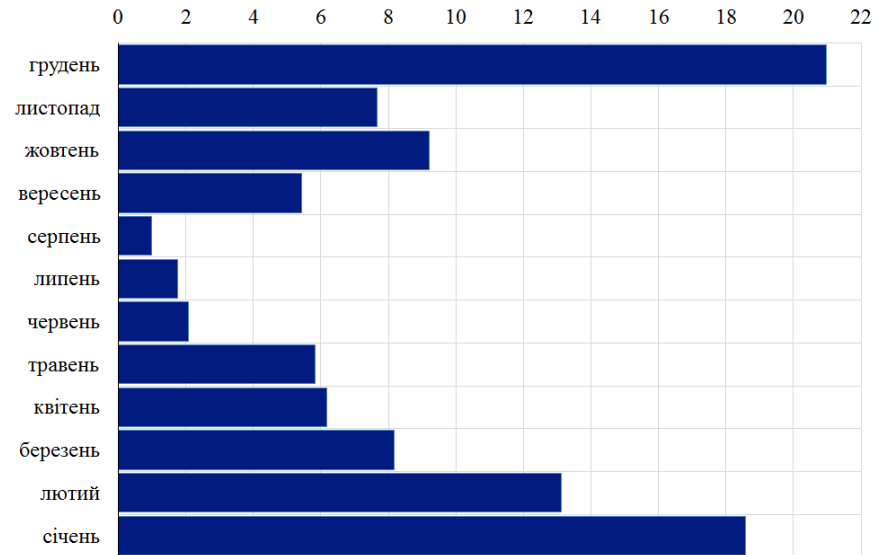
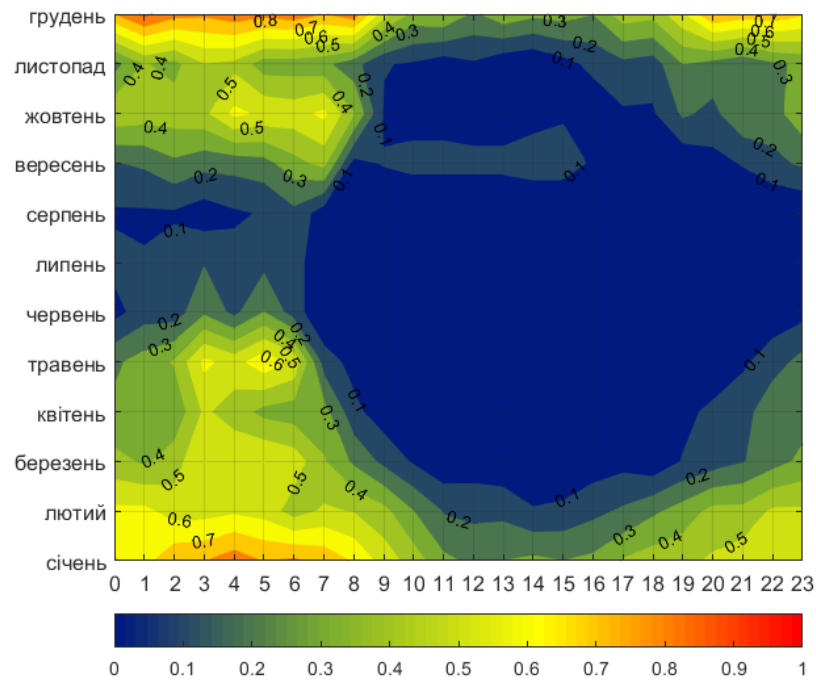


Рисунок 3.4 – Розподіл повторюваності туманів як функції часу доби і місяця року. Відповідний розподіл суцільної низької хмарності за місяцем показано праворуч, а розподіл повторюваності за часом надано у верхній частині рисунку. Розглядуваний період 2010-2017 рр.



З рис. 3.3 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. 3.4). 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 межах, в яких вони змінюються, виділяються досить помітно, що може бути використано з прогностичною метою.

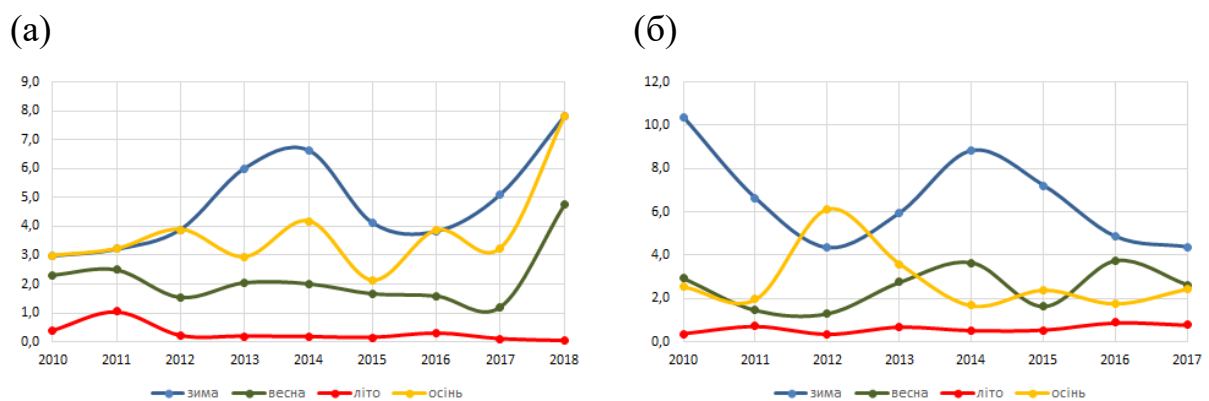


Рисунок 3.5 – Розподіл повторюваності низької суцільної хмарності (а) і туманів по роках в різні сезони (б). Розглядуваний період 2010-2018 рр. для суцільної низької хмарності, 2010-2017 рр. для туманів.

Протягом усього розглядуваного періоду низька суцільна хмарність спостерігалась в найбільшій кількості випадків у 2018 і 2014 рр. (рис. 3.5 а), а тумани – у 2010 і 2014 рр. (рис. 3.5 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.

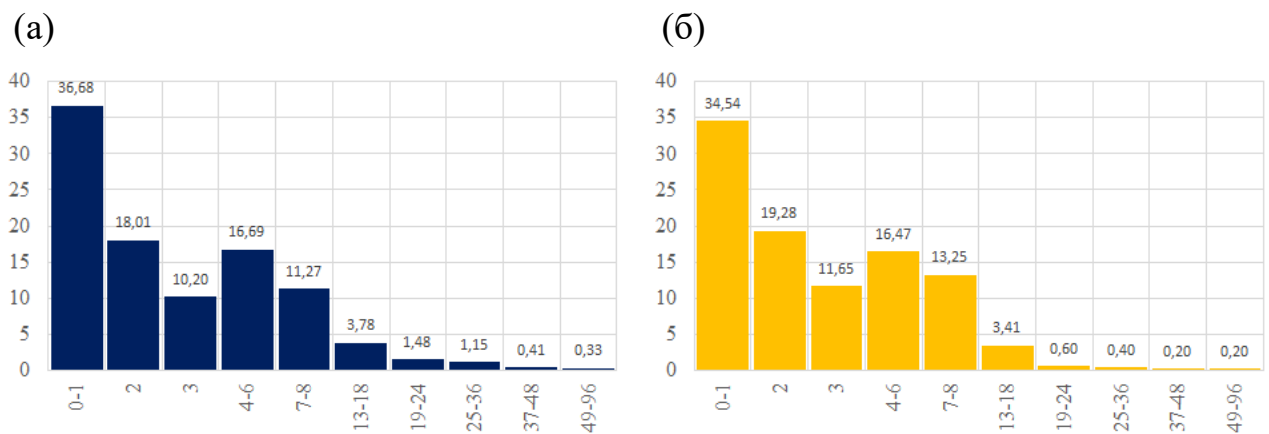


Рисунок 3.6 – Повторюваність епізодів суцільної низької хмарності (а) і туманів (б) за їх тривалістю. Розглядуваний період 2013-2017 рр.

Однією з найважливіших характеристик суцільної низької хмарності і туманів є їх тривалість, яка визначає інтенсивність явища [17]. Слід зазначити, що розподіл епізодів за тривалістю є практично однаковим для обох явищ (рис. 3.6). Найбільша кількість епізодів (36,7% для суцільної хмарності і 34,5% для туманів) триває не більше 1 год. Більше половини всіх випадків (54% і туманів, і суцільної хмарності) спостерігаються не більше двох год., а 81% 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.

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

На рис. 3.7 надано двовимірні ймовірності появи суцільної низької хмарності в залежності від температури та відносної вологості повітря біля поверхні землі.

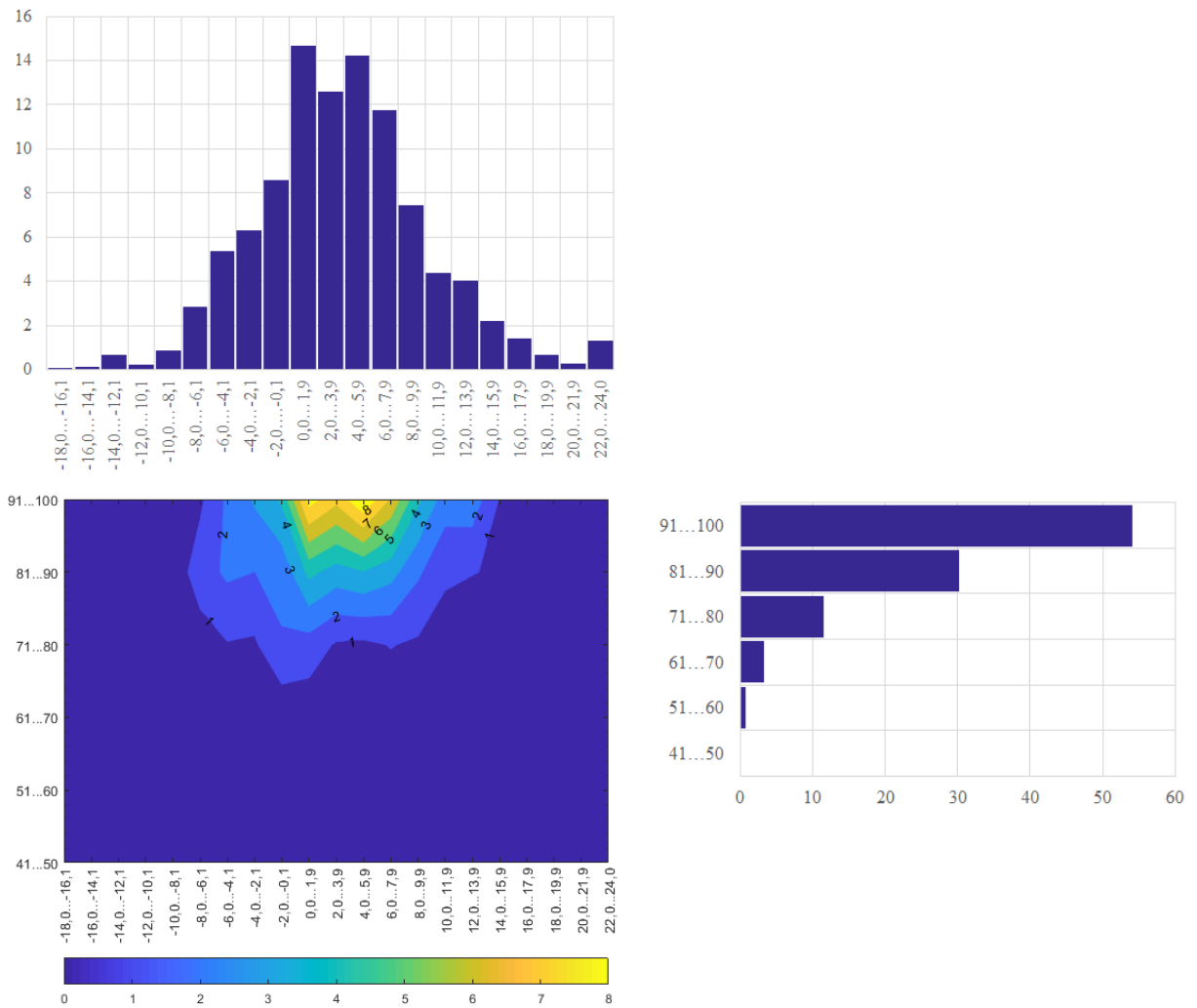


Рисунок 3.7 – Розподіл повторюваності низької суцільної хмарності як функції температури і відносної вологості, виміряних на висоті 2 м. Відповідний розподіл суцільної низької хмарності за відсною вологістю показано праворуч, а розподіл повторюваності за температурою надано у верхній частині рисунку. 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. 3.7). 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 [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. 3.1). В інтервалі від  $-7,5$  до  $-12,5^{\circ}\text{C}$  спостерігається перенасичення крапельних Sc, St і Ns з дощем.

Таблиця 3.1 – Середня відносна вологість повітря (%) в хмарах різних форм (за матеріалами експедиційних польотів) [3]

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 А.1 і 3.1 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. 3.1 такі діапазони виділено кольором), біля поверхні землі спостерігається відносна вологість 91-100% у більшості випадків суцільної низької хмарності.

На рис. 3.8 представлено двовимірні повторюваності появи туманів в залежності від приземної температури та відносної вологості біля поверхні землі.

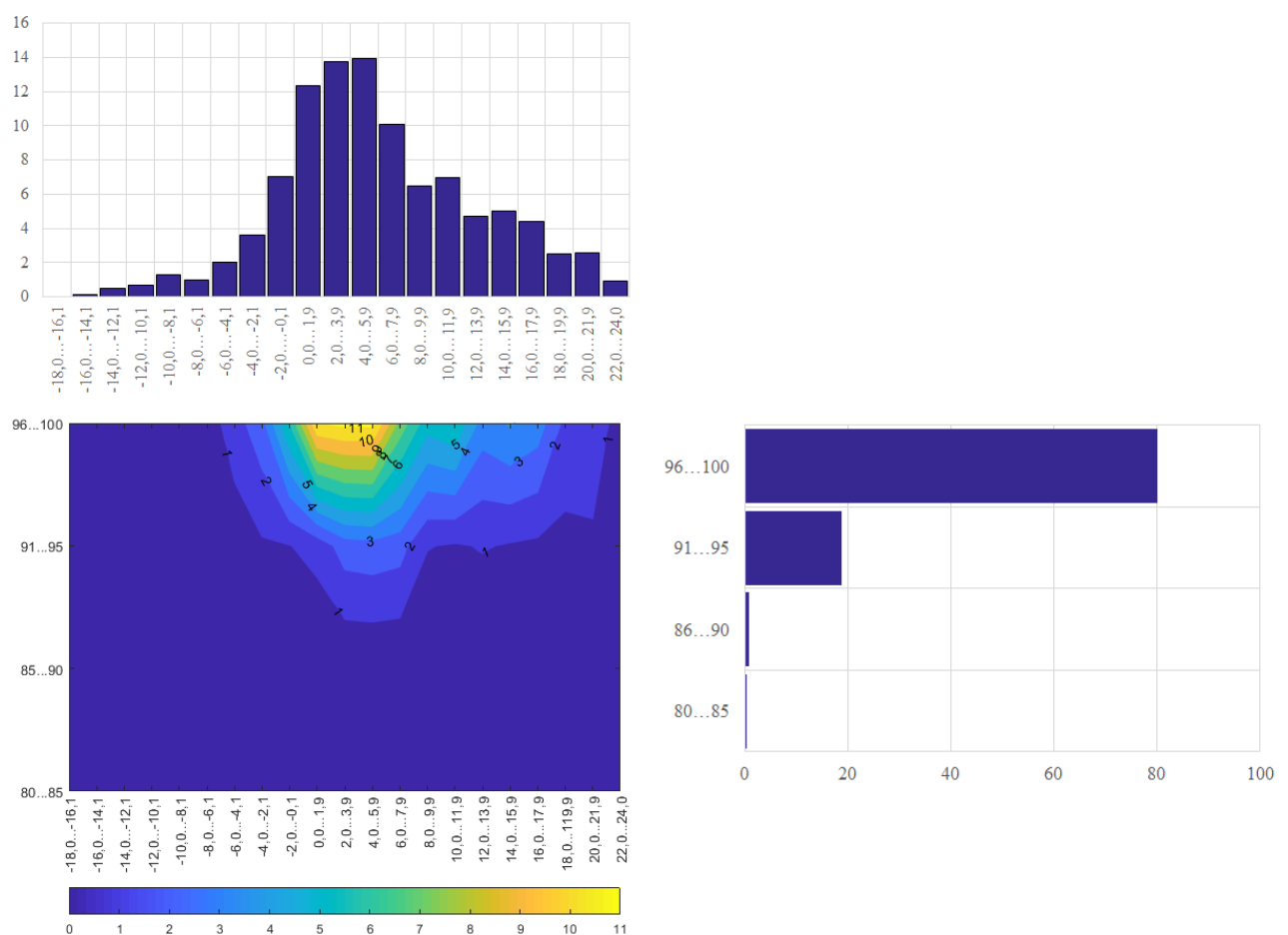


Рисунок 3.8 – Розподіл повторюваності туманів як функції температури і відносної вологості, виміряних на висоті 2 м. Відповідний розподіл туманів за відносною вологістю показано праворуч, а розподіл повторюваності за температурою надано у верхній частині рисунку. Розглядуваний період 2010-2017 рр.

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 [4,12].

### 3.3 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. 3.9), 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.

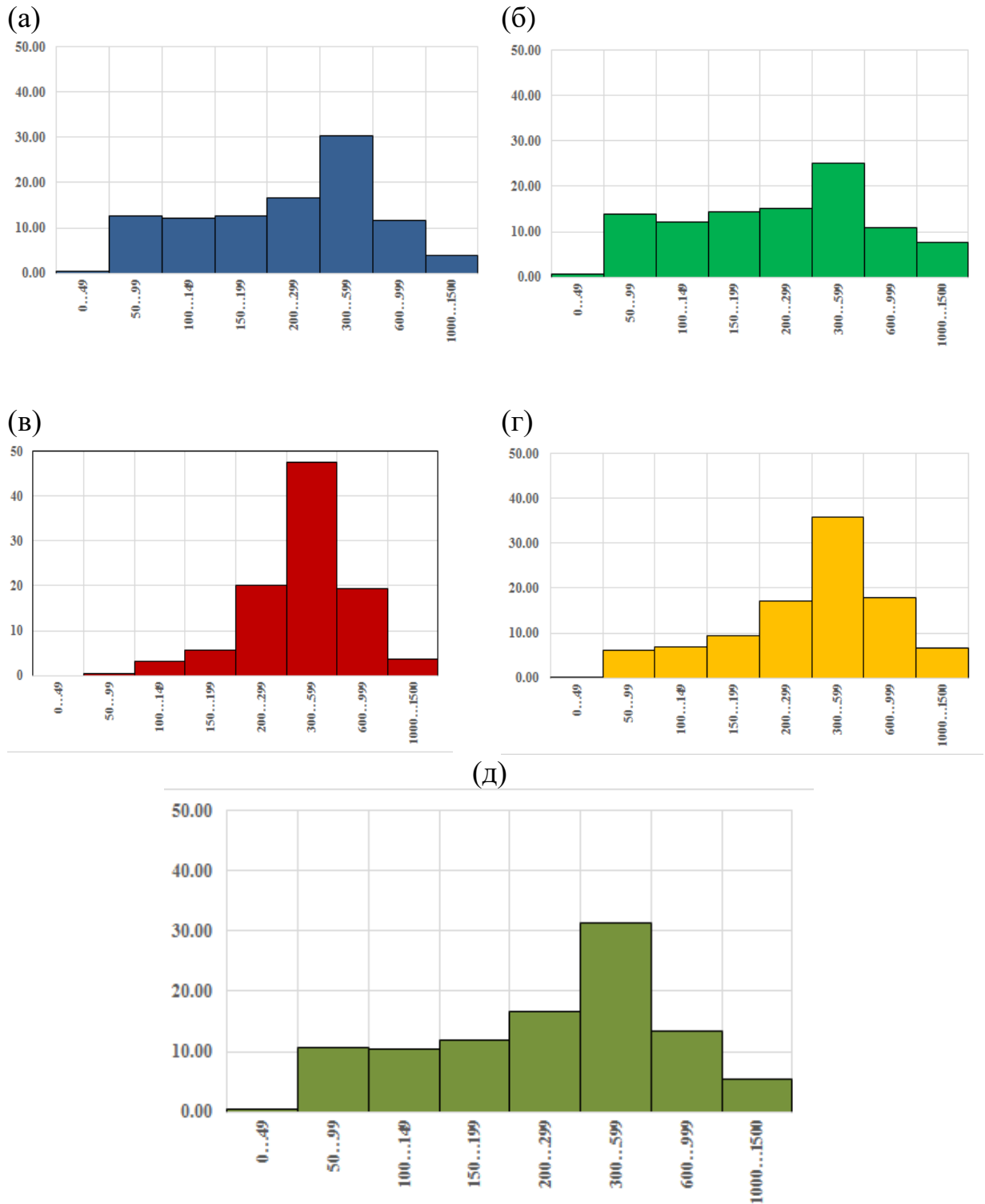


Рисунок 3.9 – Розподіл повторюваності (%) випадків суцільної низької хмарності в залежності від висоти нижньої межі хмарності за період 2010-2018 рр. для (а) зими, (б) весни, (в) літа, (г) осені, (д) в середньому за рік. По вісі ОХ відкладено градації висоти нижньої межі хмарності, по вісі ОУ – відсоток.

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  $\text{ВНМХ} \leq 1500$  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 Феррелем [4] 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 [4] 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 [5] 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 [1]. 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

$$B_{HMX} = 208 (T - \tau) \quad (1.4)$$

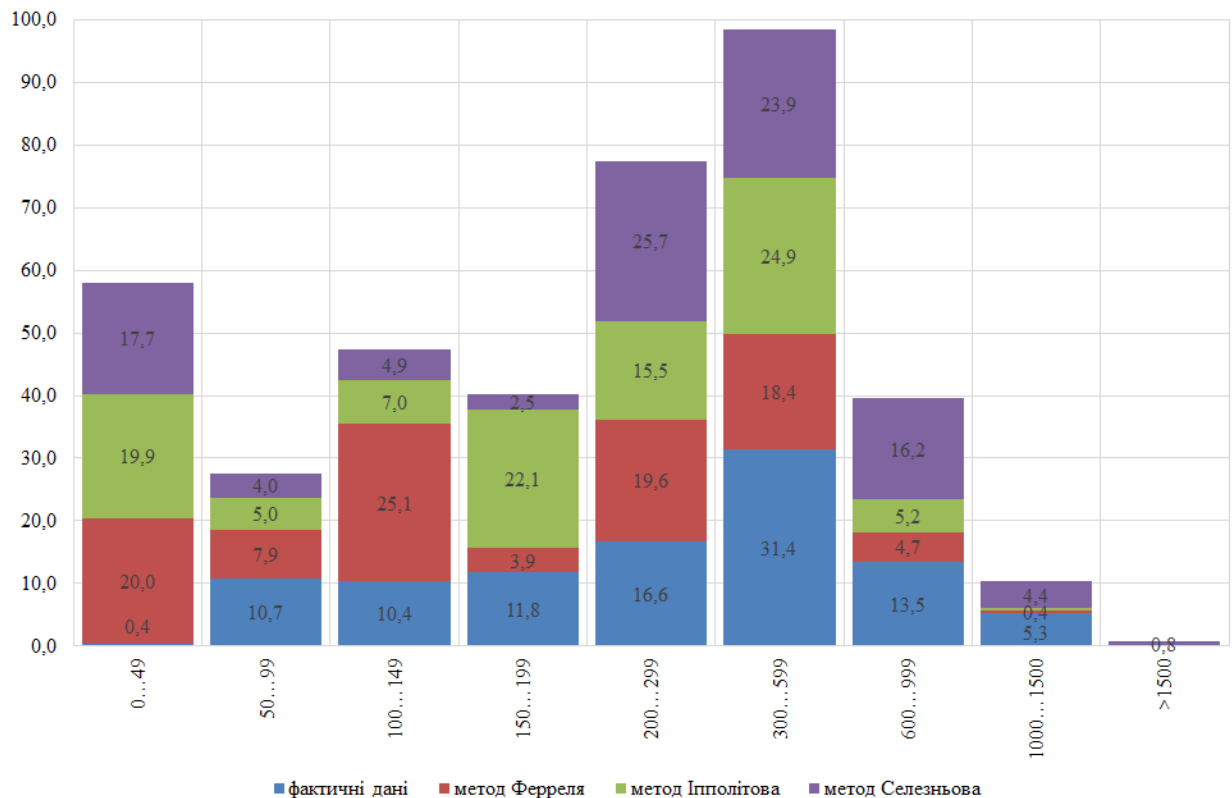


Рисунок 3.10 – Розподіл висоти нижньої межі хмарності за фактичними даними та розрахованої за різними методами визначення

Аналізуючи рис 3.10, 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%.

### 3.4 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) [2].

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%.

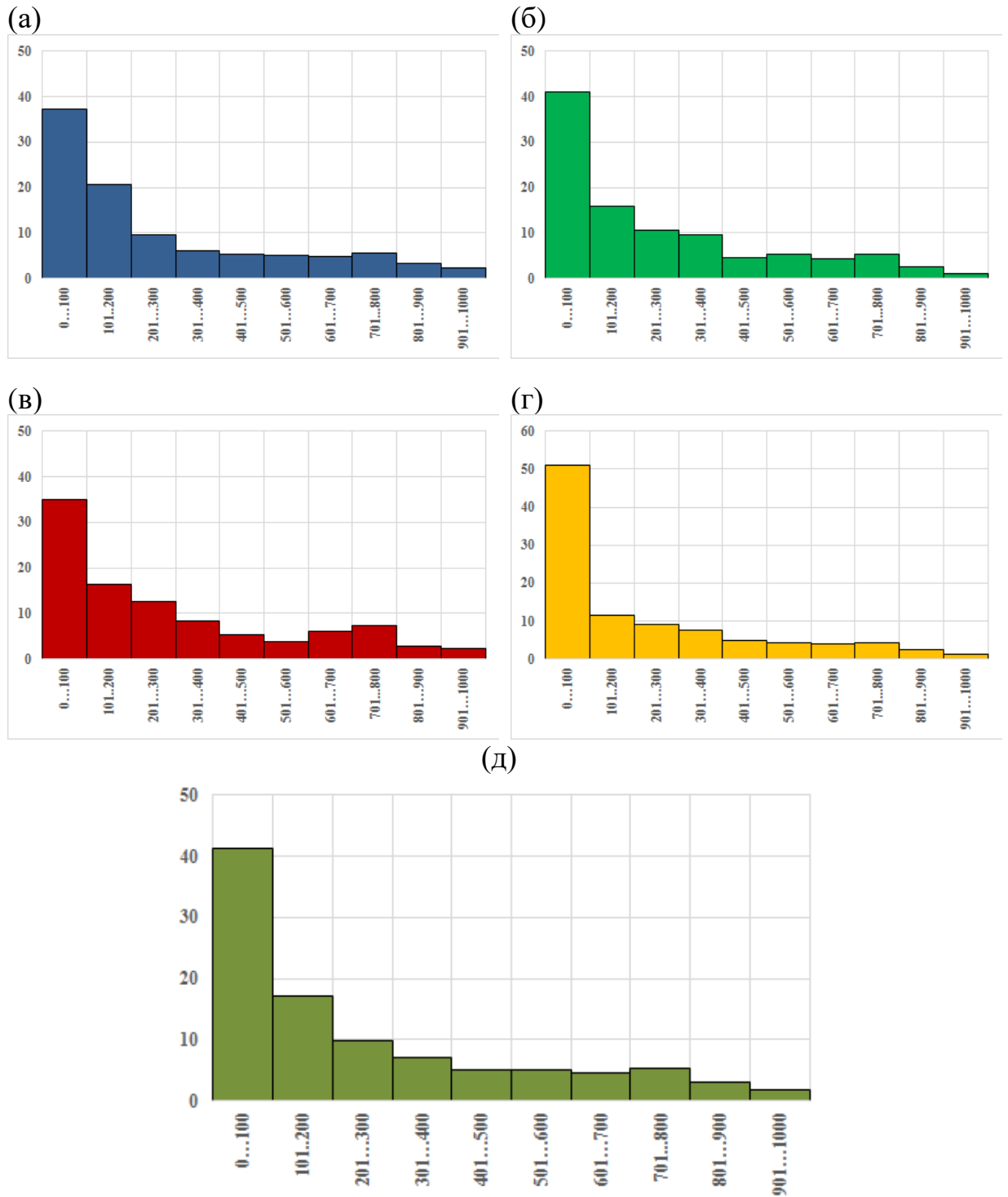


Рисунок 3.11 – Розподіл повторюваності метеорологічної дальності видимості (МДВ) під час туману, за період 2010-2017 рр.

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.

### 3.6 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. 3.12).

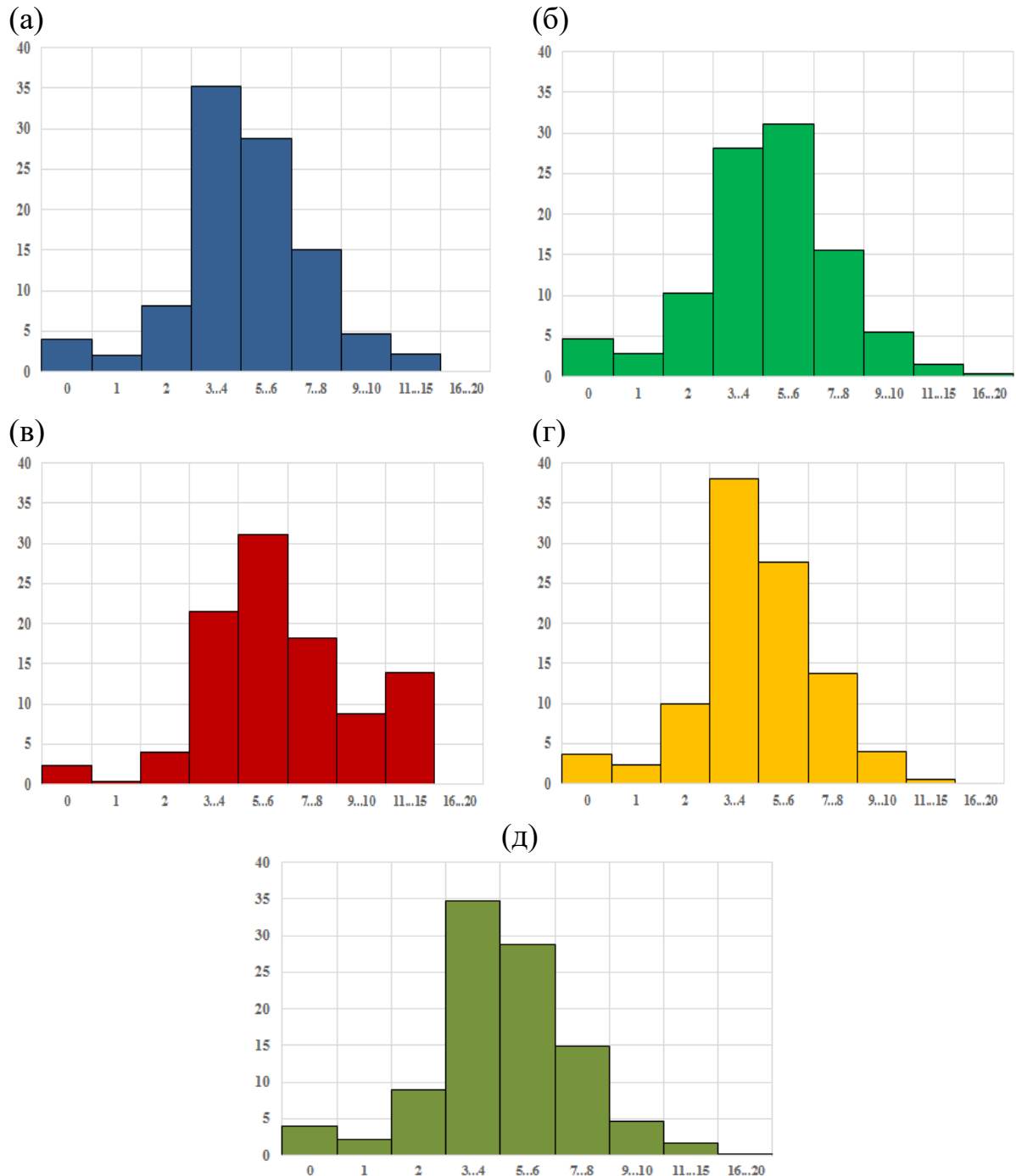


Рисунок 3.12 – Розподіл повторюваності (%) випадків суцільної низької хмарності в залежності від швидкості вітру за період 2010-2018 рр. для (а) зими, (б) весни, (в) літа, (г) осені, (д) в середньому за рік. По вісі ОХ відкладено градації швидкості вітру, по вісі ОУ – відсоток.



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 [6], 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).

Зовсім інший характер має розподіл повторюваності швидкості вітру при туманах (рис. 3.13). 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. 3.13 а).

Навесні і восени також мають місце два локальних максимуми повторюваності туманів: при швидкостях 2 і 3...4 м/с (рис. 3.13 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. 3.13 д).

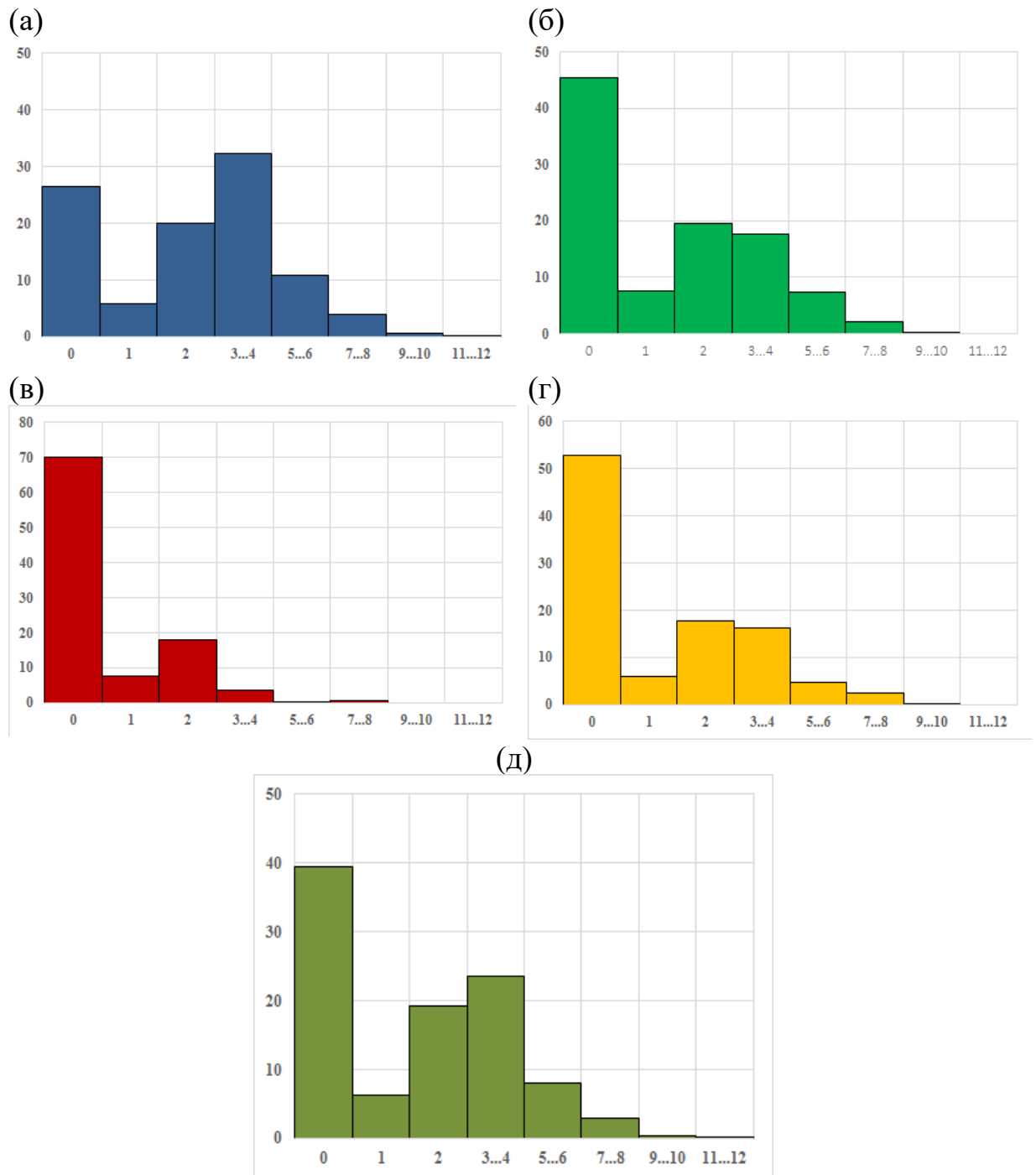
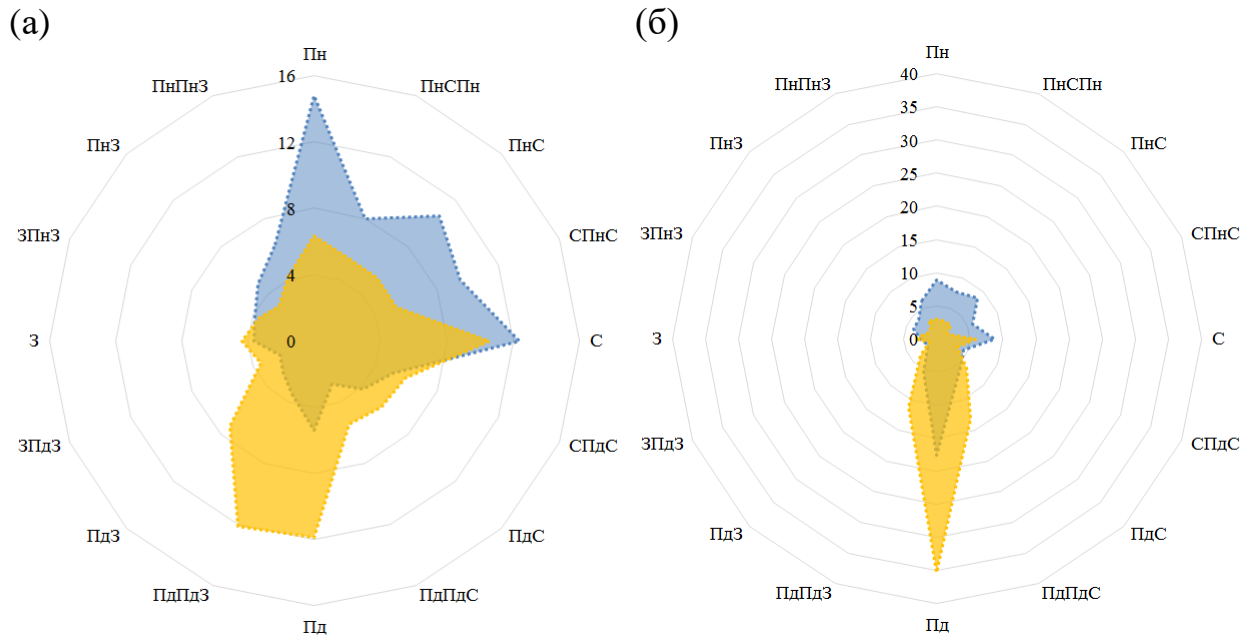


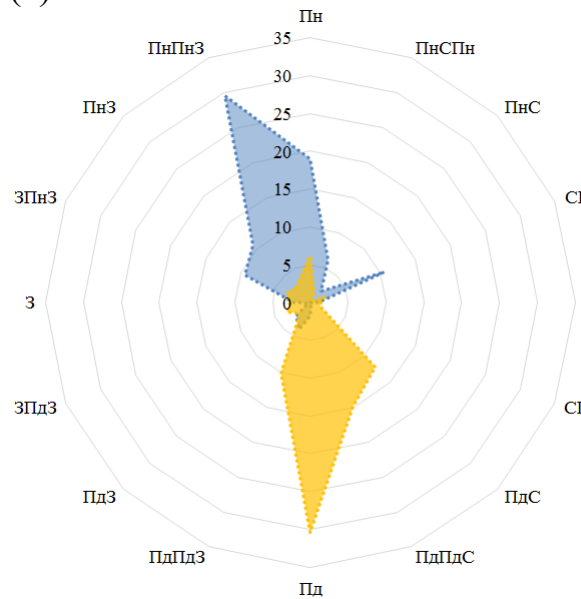
Рисунок 3.13 – Розподіл повторюваності (%) випадків туманів в залежності від швидкості вітру за період 2010-2017 рр. для (а) зими, (б) весни, (в) літа, (г) осені. По вісі ОХ відкладено градації швидкості вітру, по вісі ОУ – відсоток.

На рис. 3.14 – рози вітрів для всіх сезонів для випадків з суцільною низькою хмарністю і туманів.

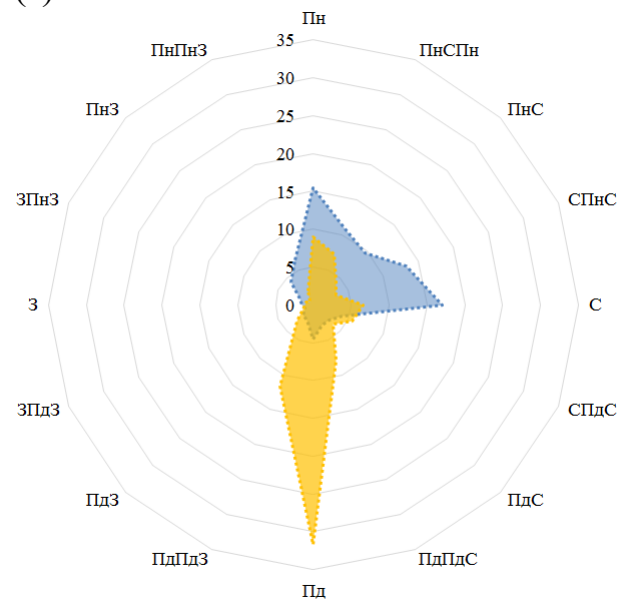


Повторюваність штилів – 4,0/26,4<sup>1</sup>  
 Повторюваність вітру змінних напрямків – 1,4/3,1  
**(В)**



Повторюваність штилів – 4,7/45,1<sup>1</sup>  
 Повторюваність вітру змінних напрямків – 2,9/1,8  
**(Г)**



Повторюваність штилів – 2,3/70,2<sup>1</sup>  
 Повторюваність вітру змінних напрямків – 0,8/1,7



Повторюваність штилів – 1,7/52,7<sup>1</sup>  
 Повторюваність вітру змінних напрямків – 2,2/1,5

 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 3.15 – Рози вітрів для випадків з суцільною низькою хмарністю за період 2010-2017 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. 3.15 а).

Влітку спостерігається досить цікава ситуація: при багатьох напрямках вітру від СПдС до З за часовою стрілкою суцільна низька хмарність не спостерігається (рис. 3.15 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. 3.15 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 – 23% всіх випадків (рис. 3.15 а). Висока повторюваність туманів має місце також при східному напрямку – 10%.

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.

## 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 післяполудневій годині. 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 суцільної 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.

**ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ**

1. Будыко М. И., Юдин М. И., Теплообмен поверхности земли с атмосферой и равновесный градиент температуры. *Метеорология и гидрология*, 1948, № 1, 3 – 16.
2. Воробьев В.И. *Синоптическая метеорология*. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 612 с.
3. Матвеев Л.Т. *Динамика облаков*. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 312 с.
4. *Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации*, Л., Гидрометеиздат, 1985, 301 с.
5. Селезнева Е. С., О высоте нижней границы внутримассовых облаков, *Труды ГГО*, вып. 63(125), 1956, с. 22 – 31.
6. Шакина Н.П., Иванова А.Р. *Прогнозирование метеорологических условий для авиации*. – Научно-методическое пособие. М., 2016. -310 с.
7. 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>
8. <http://rp5.ua/>
9. ICAO environmental report 2016. Aviation and climate change. <https://www.icao.int/environmental-protection/Pages/ENV2016.aspx>.
10. Lamb, D., J. Verlinde, 2011: *Physics and Chemistry of Clouds 1st Edition*. Cambridge University Press, 570 pp.
11. 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.
12. Saunders, W. E.: A method of forecasting the temperature of fog formation, *Meteorol. Mag.* 79, 213–219, 1950.
13. 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.

14. 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.
15. Technical Regulations. Basic documents No 2. Volume II – Meteorological Service for International Air Navigation – WMO-No.49, 2013 edition
16. 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.
17. 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.
18. Wood, R., 2012: Stratocumulus Clouds. *Monthly Weather Review*, 140, pp. 2373-2423, DOI: 10.1175/MWR-D-11-00121.1
19. 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.