

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

Кафедра військової підготовки

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему:

Кліматологія туманів для станцій Бориспіль та Антонов

Спеціальність 103 Науки про Землю
Спеціалізація «Метеорологія»
курсанта групи МВМ-19
Дениса КУШНІРА

Керівник: к.георг.н.,доцент
полковник Олег ГРУШЕВСЬКИЙ

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

Кафедра військової підготовки

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 Науки про Землю

(шифр і назва)

Спеціалізація Метеорологія

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

ЗАТВЕРДЖУЮ

Начальник кафедри військової підготовки

полковник **Олег ГРУШЕВСЬКИЙ**

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

курсанту КУШНІРУ Денису

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Збільшення ефективності прогнозу туманів з урахуванням їх кліматології».

керівник роботи Грушевський Олег Миколайович, к.геогр.н., доцент

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

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

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

3. Вихідні дані до роботи: аеросиноптичний матеріал, архів фактичної погоди та даних радіозондування атмосфери.

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

1) створення бази даних з випадками утворення туманів для станцій Бориспіль та Антонов;

2) розрахунок кліматологічних характеристик туманів на ст. Бориспіль та Антонов;

3) проведення порівняльного аналізу фактичної температури туманоутворення та розрахованої за різними методами;

4) розробка алгоритму врахування кліматологічних характеристик туманів при їх прогнозуванні на станціях Бориспіль та Антонов;

5) визначення ефективності застосування запропонованої методики.

5. Перелік графічного матеріалу: графіки, таблиці, діаграми, розрізи.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання: 27 жовтня 2020 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Пошук літературних джерел за темою магістерської роботи	27.10-28.10.20	87	4
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	29.10.-22.11.20	90	5
3.	Рубіжна атестація	23.11.20	88	4
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.11-01.12.20	90	5
5.	Відпрацювання 3-го розділу	02-08.12.20	84	4
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	09-10.12.20	86	4
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	11.12.20	88	4
8.	Подання роботи на рецензування	11.12.20		
9.	Подання роботи до навчальної частини	12.12.20		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	12.12.20	86	4

Курсант _____

(підпис)

Денис КУШНІР

(ім'я та прізвище)

Керівник роботи полковник _____

(підпис)

Олег ГРУШЕВСЬКИЙ

(ім'я та прізвище)

АНОТАЦІЯ

Магістерська кваліфікаційна робота курсанта Кушніра Денис на тему «Збільшення ефективності прогнозу туманів з урахуванням їх кліматології» присвячена способу адаптації методів та параметрів прогнозу туману на підставі використання їх кліматологічних характеристик для конкретного пункту.

В ході роботи зібрані та систематизовані дані про дні з туманом на ст. Бориспіль та Антонов, після чого проведена статистична обробка даних та визначення кліматологічних характеристик туманів.

Розглянуті основні кількісні показники утворення туманів та проведений порівняльний аналіз їх ефективності з фактичними даними. Шляхом врахування кліматології туманів для ст. Бориспіль та Антонов, проведено корегування критеріальних значень індексу FSI, що дозволило збільшити ефективність прогнозування туманів для ст. Антонов на 9%.

Актуальність даної магістерської роботи обумовлена необхідністю збільшення ефективності прогнозу туманів в умовах конкретного пункту.

Метою роботи є підвищення ефективності прогнозу туманів шляхом адаптації критеріальних значень кількісних показників через врахування кліматологічних особливостей їх утворення.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження:

- створення бази даних з випадками туману для ст. Бориспіль та Антонов;
- розрахунок кліматологічних характеристик туману;
- проведення порівняльного аналізу температури туманоутворення за методом Сандерса з фактичною температурою туманоутворення;
- розробка алгоритму врахування кліматологічних характеристик туманів при коригуванні критеріального значення індексу FSI.

Об'єкт дослідження – тумани.

Предмет дослідження – кліматологія туманів та її застосування для збільшення ефективності їх прогнозу.

Методи дослідження: в роботі використовувалися статистичний та емпіричний аналіз, синтез даних, порівняння.

Наукова новизна полягає у тому, що вперше для станцій, розташованих на території України, проведена адаптація індексу прогнозу туману на підставі кліматології добово-річного ходу та переважаючих вітрів при їх утворенні, що дозволило збільшити ефективність індексу

Практичне значення отриманих результатів. Матеріали та розроблений алгоритм адаптації у проведеному дослідженні можуть використовуватися на інших метеорологічних станціях з метою підвищення ефективності методів та способів прогнозу туману, які вже застосовуються, та для впровадження нових.

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 60 сторінках машинописного тексту, містить у собі 35 рис., 3 таблиці, складається з вступу, 3-х розділів, висновків, списку використаних джерел (40 позицій) і додатків.

Ключові слова: туман, прогноз туману, температура туманоутворення, мінімальна температура, кліматологія туманів, індекс *FSI*, адаптація, ефективність прогнозу.

ANNOTATION

Master's qualification work of cadet Kushnir Denys on "Increasing the efficiency of fog forecasting taking into account their climatology" is devoted to the method of adapting methods and parameters of fog forecasting based on the use of their climatological characteristics for a particular point.

In the course of work the data on days with a fog on Art. Boryspil and Antonov, followed by statistical data processing and determination of climatological characteristics of fogs.

The main quantitative indicators of fog formation are considered and the comparative analysis of their efficiency with actual data is carried out. By taking into account the climatology of fogs for Art. Boryspil and Antonov, the criteria of FSI index were adjusted, which allowed to increase the efficiency of fog forecasting for Art. Antonov at 9%.

The relevance of this master's thesis is due to the need to increase the efficiency of fog forecasting in a particular point.

The aim of the work is to increase the efficiency of fog forecasting by adapting the criteria values of quantitative indicators by taking into account the climatological features of their formation.

Tasks solved with in the research:

- creation of a database with fog cases for Art. Boryspil and Antonov;
- calculation of climatological characteristics of the fog;
- comparative analysis of the fogging temperature by the Sanders method with the actual fogging temperature;
- development of an algorithm for taking into account the climatological characteristics of fogs when adjusting the criterion value of the FSI index.

The object of study - fog.

The subject of research is climatology of fogs and its application to increase the efficiency of their forecast.

Research methods: statistical and empirical analysis, data synthesis, comparisons were used in the work.

The scientific novelty is that for the first time for stations located on the territory of Ukraine, the index of fog forecast was adapted on the basis of

climatology of the diurnal-annual course and prevailing winds during their formation, which allowed to increase the efficiency of the index.

The practical significance of the results. The materials and the developed algorithm of adaptation in the conducted research can be used at other meteorological stations for the purpose of increase of efficiency of methods and methods of forecasting of a fog which are already applied, and for introduction of new.

Structure and scope of work. The work is presented on 60 pages of typewritten text, contains 35 figures, 3 tables, consists of an introduction, 3 sections, conclusions, a list of sources used (40 items) and appendices.

Key words: fog, fog forecast, fog formation temperature, minimum temperature, fog climatology, FSI index, adaptation, forecast efficiency.

ЗМІСТ

Вступ.....	9
1 Загальні відомості про тумани.....	11
1.1 Класифікація туманів.....	11
1.2 Фізичні механізми утворення туманів.....	13
1.3 Синоптичні умови утворення туманів.....	16
1.4 Метеорологічні умови утворення туманів.....	21
2 Методи прогнозу туманів.....	26
2.1 Прогноз температури туманоутворення (Fog point).....	26
2.2 Прогноз мінімальної температури.....	33
2.3 Способи прогнозу туманів.....	34
3 Кліматологія туманів для станцій бориспіль та антонов.....	41
3.1 Загальні положення і характеристики вихідних даних.....	41
3.2 Характеристика добово-річного розподілу туманів для ст. Антонов і Бориспіль.....	43
3.3 Характеристика режиму вітру на ст. Антонов і Бориспіль.....	48
3.4 Аналіз ефективності метода Сандерса.....	51
3.5 Адаптація методу прогнозу туману з урахуванням їх кліматології.....	52
Висновки.....	54
Перелік посилань.....	56
Додатки.....	7

ВСТУП

Утворення туману в повітрі пов'язане найчастіше з процесами його охолодження. В результаті охолодження повітря створюється надлишок водяної пари, яка переходить з газоподібного стану в крапельно-рідкий (конденсація) або безпосередньо в твердо-кристалічний (сублімація). При великій кількості в приземному повітрі продуктів конденсації або сублімації водяної пари, тобто найдрібніших крапельок вологи або крижаних кристалів, прозорість повітря зменшується так, що горизонтальна дальність видимості падає до 1 км або й менше.

Прогноз туманоутворення, таким чином, зводиться до прогнозу умов, що сприяють цим двом процесам: прогнозом охолодження повітря до температури конденсації або сублімації, при якій водяна пара почне перетворюватися в крапельки води або кристалики льоду, або ж, якщо є велика водойма і припускається, що температура води буде значно вищою, ніж температура повітря, - прогнозу інтенсивного випаровування.

Охолодження повітря може відбуватися внаслідок інтенсивного випромінювання земної поверхні, коли відтік тепла від земної поверхні більше його припливу до неї, тобто так званім радіаційним шляхом - при тихій малохмарній погоді - або ж шляхом переносу повітря з однієї місцевості в іншу.

У першому випадку виникають нічні або ранкові, так звані радіаційні, тумани, зазвичай розсіюються вдень при нагріванні повітря. Для їх прогнозу у синоптиків є різні методи розрахунку температури і часу туманоутворення, є також графіки, які полегшують виконання таких розрахунків.

У другому випадку виникають адвективні тумани, вони можуть бути і при сильному вітрі. Для їх прогнозу використовуються інші методи і потрібне виконання дещо інших і більш складних розрахунків, пов'язаних з урахуванням перенесення вологого повітря і його взаємодії з поверхнями суші та води.

Адвективні тумани можуть залишатися щільними і вдень. Зі сказаного вище стає зрозуміло, що прогноз туману - досить складне завдання, при вирішенні якого потрібно враховувати стан і можливу зміну цілого

комплексу метеорологічних величин, у тому числі температури і вологості повітря, наявності хмарності, вітру. Потрібно також брати до уваги стан ґрунту, його здатність випаровувати вологу і т.п.

Актуальність обраної тематики обумовлена тим, що туман є небезпечним явищем погоди для авіації, в якому горизонтальна видимість в тумані менше 1 км, що сприяє ускладненню зльоту та посадки літальних апаратів.

Мета роботи – виявити комплекс метеорологічних умов, що сприяють формуванню різного типу туманів для ст.Бориспіль та ст.Антонов та проаналізувати різні методи прогнозу туманів та збільшити ефективність прогнозу туманів.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження для досягнення мети:

- обробка статистичних даних фактичної погоди;
- виявлення випадків з наявністю радіаційного туману;
- обробка статистичних даних характеристики режиму вітру;
- розрахунок температури туманоутворення за методом Сандерса;
- визначення вагових коефіцієнтів для збільшення ефективності прогнозу;

У якості *вихідних даних* для виявлення місцевої поправки використовувався архівний матеріал з автоматизованого робочого місця синоптика (архівні дані фактичної погоди станції Бориспіль за період з 1 жовтня 2012 року по 30 вересня 2018 року, станції Антонов за період з 1 січня 2008 року по 31 грудня 2018 року).

1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ТУМАНИ

1.1 Класифікація туманів

Туманом називається помутніння повітря у приземному шарі повітря, зумовлене наявністю у ньому крапель води, льодяних кристалів або їхньої суміші, при горизонтальній видимості менше одного кілометра принаймні у одному напрямку. Інтенсивність туману залежить від розміру крапель і кількості сконденсованої водяної пари[1,2,6,9,12-14,19,23,25,26,27,37].

Виходячи з синоптичних умов, за яких виникають тумани, їх поділяють на два типи: *внутрішньомасові* і *фронтальні*.

За *інтенсивністю*, яка оцінюється за значенням горизонтальної дальності видимості, тумани поділяються на:

- дуже сильний (видимість менше 50 м);
- сильний (видимість 50-200 м);
- помірний (видимість 200-500 м);
- слабкий (видимість 500-1000 м).

Помутніння повітря при видимості більше 1 км прийнято називати серпанком.

За *інтенсивністю серпанок* оцінюється:

- сильний (видимість 1-2 км);
- помірний (видимість 2-4 км);
- слабкий (видимість 4-10 км).

Помутніння повітря також може бути зумовлене наявністю в ньому твердих часток, яке називається імлою. Імла відрізняється від туману або серпанку тим, що відносна вологість в ній значно нижче 100%.

За *фізичними умовами* утворення тумани умовно поділяються на:

- тумани охолодження;
- тумани випаровування;
- тумани змішування;
- тумани, пов'язані з діяльністю людини .

Тумани охолодження утворюються внаслідок зниження температури за рахунок різних чинників. До них відносяться радіаційні, адвективні, адвективно-радіаційні, орографічні, тумани схилів (тумани стоків).

До туманів випаровування відносяться: фронтальні тумани, які виникають внаслідок випаровування крапель теплої дощу або мряки в холодному повітрі; тумани паріння морів, річок, озер, які виникають за рахунок додаткового охолодження холодного повітря при випаровуванні з поверхні води.

Тумани змішування (берегові) виникають при змішуванні порцій теплої і холодного повітря в прибережній зоні.

Тумани, пов'язані з діяльністю людини, тумани при сильних морозах (крижані тумани), які утворюються при низьких температурах за рахунок додаткового зволоження при згоранні твердого палива (міські тумани) або рідкого палива при роботі авіаційних двигунів (аеродромні).

Слід зауважити, що чітких меж між різними видами туманів немає. Приміром, за умови адвекції теплої вологої повітря часто мають місце додаткові втрати тепла підстильної поверхні за рахунок радіаційного охолодження.

Розподіл повторюваності різних видів туману залежить від географічного розташування і від місцевих фізико-географічних особливостей. Аналіз великого матеріалу спостережень дозволяє стверджувати, що для більшості районів України і інших внутрішньоконтинентальних районів найбільшу повторюваність мають радіаційні і адвективні тумани.

Залежно від *агрегатного* стану води в туманах вони підрозділяються на:

- *крапельнорідинні*, тобто ті, що складаються із зважених крапель;
- *кристалічні* - з крижаних часток;
- *змішані* - з рідких крапель і крижаних часток.

Крапельнорідинні тумани, як правило, спостерігаються при плюсових температурах, але можуть бути і при негативних температурах повітря. Дослідженням ряду авторів доведено, що радіаційні тумани в крапельнорідинній фазі можуть існувати при температурах від -3°C до -4°C , адвективні до -5°C до -11°C , тумани випаровування до -10°C ÷ -22°C . Кристалічні тумани спостерігаються при температурах нижче -16°C ÷ -20°C .

Змішані тумани можуть спостерігатися при температурах від -11°C до -19°C , в середніх широтах і при $-18^{\circ}\text{C} \div -26^{\circ}\text{C}$ в північних широтах.

Наведена класифікація туманів досить умовна. Виходячи з місцевих фізико-географічних умов, потреб практики виділяють інші види туманів. Так радіаційні тумани підрозділяються на поземні і високі, фронтальні – на передфронтальні, тумани фронту тощо[1,2,6,9,12-14,19,23,25,26,27,37].

1.2 Фізичні механізми утворення туманів

Туман є продуктом конденсації або сублімації водяної пари в приземному шарі. Із загальних фізичних міркувань випливає, що конденсація вологи в певному шарі атмосфери можлива, якщо водяна пара в цьому шарі знаходиться в стані перенасичення. Досягнення такого стану залежить від багатьох чинників. Якщо припустити, що в повітрі відсутні які-небудь тверді домішки, то стан насичення повинен наставати при 100%-й відносній вологості повітря. У цьому випадку температура повітря має дорівнювати температурі точки роси, тобто $T = T_d$, а дефіцит точки роси рівним нулю, тобто $T - T_d = 0$ [1,2,17,29,32,33].

Проте численні спостереження дозволяють стверджувати, що утворення туману можливе при відносній вологості 96-100%.

Це є підтвердженням того, що в приземному шарі повітря постійно є присутніми гігроскопічні ядра конденсації. Внаслідок цього повітря стає насиченою водяною парою дещо раніше, ніж відносна вологість стає рівною 100%.

Зв'язок між дефіцитом точки роси і температурою повітря в першу годину утворення туману, виявлена Н. В. Петренко, показана на рис. 1.1.

При плюсовій температурі дефіцит точки роси у більшості випадків утворення туману знаходиться в межах $0-1,6^{\circ}\text{C}$, його середня величина складає $0,6^{\circ}\text{C}$.

При від'ємній температурі повітря стан насичення досягається над льодом при меншому значенні відносної вологості. Чим нижче температура

повітря, тим більше дефіцит точки роси, при якому може утворюватися туман.

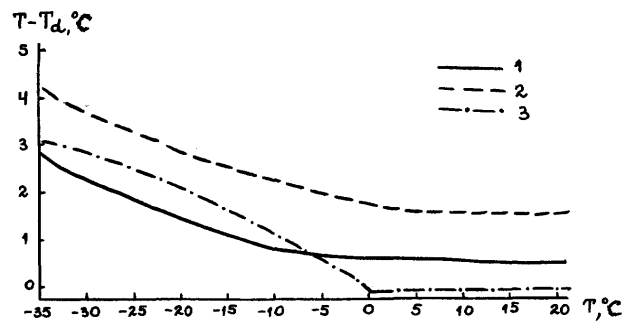


Рис. 1.1 – Зв'язок між дефіцитом точки роси і температурою повітря в першу годину після утворення туману [1].

З теоретичної точки зору для оцінки стану насичення зручніше використовувати таку характеристику вологовмісту, як абсолютна вологість. Абсолютна вологість характеризує густину водяної пари в повітрі, виражену числом грамів водяної пари в 1 м^3 повітря [15,22].

$$\alpha = 217 \frac{e}{T}, \quad (1.1)$$

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

У момент утворення туману абсолютна вологість є близькою до насичуючої α_m .

З формули (1.1) видно, що [22] абсолютна вологість залежить від температури повітря. За результатами розрахунків встановлено, що при температурі повітря $t = -40^\circ\text{C}$ $\alpha_m = 0,18 \text{ г/м}^3$, при температурі повітря $t = 0^\circ\text{C}$ $\alpha_m = 4,9 \text{ г/м}^3$, а при температурі $+30^\circ\text{C}$ $\alpha_m = 30,4 \text{ г/м}^3$.

Розглянемо основні відомості про процеси туманоутворення, необхідні для прогностичної практики.

Введемо величину q – абсолютний вологовміст повітря, під яким будемо розуміти сумарну масу водяної пари (крапель води і кристалів льоду) у 1 м^3 повітря, тобто

$$q = \alpha + \delta^*, \quad (1.2)$$

де δ^* - водність туману.

До моменту утворення туману $\delta^* = 0$ і $q = \alpha$. У тумані абсолютна вологість близька до насичуючої α_m , яка є функцією лише температури повітря. Тоді для туману можна записати рівність у виді [7,11-14,21,33]

$$\delta^* = q - \alpha_m(T). \quad (1.3)$$

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

- збільшення вологовмісту повітря q , яке відбувається при:

- посиленні випаровування води з підстильної поверхні;
- збільшенні турбулентного обміну в приземному шарі, що зумовлює надходження вологи від підстильної поверхні;
- випаровуванні крапель дощу або мряки в більш холодне повітря;
- надходженні разом з продуктами згорання твердого і рідкого палива.

- зниження температури повітря, з яким пов'язане зменшення $\alpha_m(T)$, відбувається внаслідок:

- турбулентного і молекулярного теплообміну з сусідніми масами повітря і земною поверхнею;
- радіаційного вихолодження [22] ;
- адиабатичного розширення маси повітря при її вертикальних рухах.

Відповідно, якщо водність визначає видимість в тумані, то можна зробити такі висновки:

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

2. Видимість в тумані буде тим менше, чим більшим буде зниження температури повітря.

Агрегатний стан туману непрямим чином може бути використаний для оцінки видимості у ньому. Варто зауважити, що агрегатний стан туманів залежить від забрудненості приземних шарів повітря.

Водність туманів, що знаходяться в різному агрегатному стані також різна. Відомо, що водність туманів охолодження тим більше, чим вище температура. Водність туманів випаровування, навпаки, збільшується з пониженням температури повітря завдяки збільшенню швидкості випаровування пропорційно різниці температур вода - повітря[22,35].

Вертикальна потужність туману представляє інтерес в основному для прогнозу його розсіювання. Вона безпосередньо не вимірюється і може бути оцінена шляхом аналізу розподілу дефіциту точки роси у граничному шарі. Значення вертикальної потужності туману, в цілому, залежить від початкового вологовмісту повітря, стану і характеру підстильної поверхні, швидкості вітру і, нарешті, від характеру зміни температури повітря у граничному шарі.

1.3 Синоптичні умови утворення туманів

Прогноз туманів починається з оцінки синоптичних умов, які є сприятливими або несприятливими для виникнення того чи іншого їх виду. У рамках цього питання основна увага буде приділена радіаційним і адвективним туманам, яким над територією України властива найбільша повторюваність. Проте ми не обійдемо увагою й інші види туманів.

Радіаційними називаються тумани, що виникають переважно над сушею в однорідній повітряній масі, коли головною причиною зниження температури повітря є радіаційне випромінювання підстильної поверхні.

Підстильна поверхня вихолоджується вночі за безхмарного неба, охолоджуючи при цьому шар повітря біля землі за рахунок теплопровідності. Якщо цей шар достатньо вологий, особливо у разі наявності вологи на землі через недавній дощ, формується туман. Сніг гальмує формування туману, оскільки зумовлює сублімацію водяної пари на ньому[1,2,6,12-14,23,26,27].

Радіаційні тумани переважають в глибині материка. Найчастіше вони утворюються у центральній частині антициклону (рис. 1.2а), на його західній та північній периферії, а також в гребені антициклону (рис. 1.2б) і малоградієнтному баричному полі (рис. 1.2в).

Згідно з дослідженнями М. Є. Берлянда [2] 69% радіаційних туманів виникає при плюсовій температурі і 39% цих туманів виникає над сніговим покривом. Радіаційний туман частіше спостерігається при температурі від 1° до 15°C , в інтервалі від -6° до -15°C туман утворюється рідко. Це спостерігається через те, що при плюсовій температурі випаровування вологи з поверхні ґрунту відбувається інтенсивніше. При цьому спостерігатиметься істотне збагачення приземного шару повітря водяною парою.

При температурі нижче -16°C повторюваність радіаційного туману дещо збільшується внаслідок збільшеного вмісту в повітрі ядер сублимації. Над сніговим покривом відбувається безперервна конденсація (сублимація) водяної пари в тонкому шарі повітря, прилеглому безпосередньо до снігового покриву, тому у цьому шарі досягається стан насичення над льодом.

У теплу пору року повторюваність виникнення туману над вологим ґрунтом значно більше, ніж над сухим.

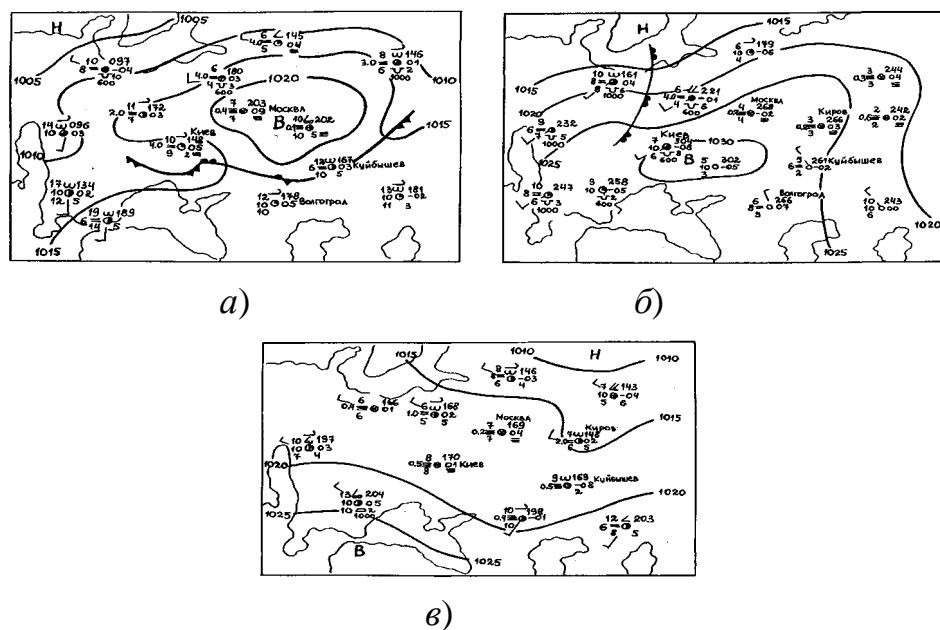


Рис. 1.2 – Синоптичні умови, сприятливі для виникнення радіаційного туману [2,26] .

а) центр антициклону; б) гребінь антициклону; в) малоградієнтне баричне поле

Утворення радіаційних туманів носить як би локальний характер, що пов'язано з місцевими фізико-географічними особливостями. Тумани не

утворюють суцільну велику зону, розподіл по площі носить "плямистий" характер[11].

Вертикальна потужність радіаційного туману складає переважно 100-300 м, але в деяких випадках вона буває 50-100 м і менше. Верхню межу туману можна визначити за допомогою аерологічної діаграми. Дефіцит точки роси в шарі туману мало змінюється з висотою. Над шаром туману дефіцит різко зростає, що виражається в різкому відхиленні кривої точки роси ліворуч від кривої стратифікації.

Тривалість існування радіаційного туману пов'язана з часом його утворення. Зазвичай, тривалішими є тумани, які виникають в першу половину ночі. Тумани, що виникають перед сходом Сонця, швидко розсіюються. За даними М. Є. Берлянда у 70% випадків спостерігаються тумани тривалістю не більше 3 годин, у 25% випадків вони тривають близько 4-9 годин і тільки у 5% випадків – 10 годин і більше.

Розсіяння туману відбувається «на місці» після сходу Сонця при інтенсивному прогріванні підстильної поверхні і відсутності вітру. Швидке підвищення температури в [19] шарі туману призводить до руйнування інверсії, краплі туману випаровуються, і водяна пара за рахунок вертикальних рухів переноситься у верхні шари. Видимість в тумані поступово покращується. Розсіяння туману «на місці» найчастіше спостерігається на початку і середині літа. У кінці літа і восени найчастіше радіаційний туман розсіюється, переходячи в хмарність піднесеного туману (*St* або *St fr*). Іноді хмарність може існувати усю першу половину дня. Чим більше площа зайнята радіаційним туманом, тим довше існує туман або хмарність піднесеного туману.

Адвективним називається туман, який виникає в теплому повітрі при його переміщенні над холоднішою підстильною поверхнею за рахунок трансформаційного охолодження повітря, що надходить, внаслідок турбулентного теплообміну з підстильною поверхнею.

Тобто це туман який рухається за напрямком вітру і переміщується з одного місця в інше, а адвекція є чинником для утворення туману, коли вітер дме від теплої до охолодженої області повітря і викликає появу конденсату.

Адвективні тумани виникають на західній периферії антициклонів (40%), в теплому секторі рухливих циклонів (17,8%) і на східній периферії малорухомих циклонів (30,4%) [1,2,6,12-14,23,26,27].

Можна виділити такі типи синоптичних положень, які сприяють утворенню адвективних туманів над Україною:

I тип. Розташування квазістаціонарного антициклону над південно-східними регіонами України (рис. 1,3). Цей тип характерний для першої половини холодного періоду року (листопад-грудень).

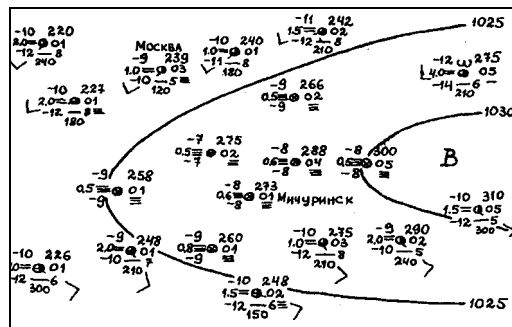


Рис. 1.3 – I тип синоптичних умов, сприятливих для виникнення адвективного туману [2, 26].

II тип. Сідловина над центральними районами України, на схід від якої розташований гребінь антициклону (рис. 1.4). У цьому випадку адвективні тумани зазвичай спостерігаються над центральною Україною.

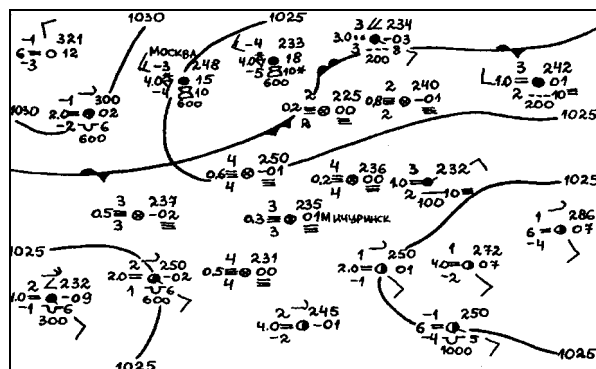


Рис. 1.4 – II тип синоптичних умов, сприятливих для виникнення адвективного туману [2,26].

Повторюваність цього типу невелика, але майже кожен його випадок супроводжується туманами.

1.4 Метеорологічні умови утворення туманів

До сприятливих метеорологічних умов для виникнення *радіаційного туману* відносяться[1,2,6,9,12-14,26,28]:

- незначна кількість хмарності після заходу Сонця або її різке зменшення впродовж ночі;
- висока відносна вологість повітря біля поверхні землі (понад 60%) та до висоти 500-800 м у момент заходу Сонця;
- волога підстильна поверхня (чим більше вологи містить підстильна поверхня, тим більша імовірність утворення туману);
- слабкий вітер (але не штиль);
- неінтенсивний денний прогрів;
- наявність атмосферних домішок, які можуть сприяти утворенню туману, перш ніж відносна вологість повітря сягне 100%;
- увігнутий характер рельєфу.

Окремо зупинимося на впливі вітру на утворення радіаційного туману.

Швидкість вітру має значний вплив на тип і інтенсивність утворення туману. Значення швидкості вітру 0-1 м/с може призвести до випадіння сильної роси, але не до туману, оскільки охолоджений кілька сантиметровий шар повітря «прилипає» до поверхні землі.

Дуже слабкий вітер зі швидкістю 2-3 м/с призведе до туману, оскільки охолоджений шар поступово змішується з основним шаром повітря.

Слабкий вітер (3-5 м/с) пов'язаний з сильним туманом, якщо спостерігаються високі значення вологості, а радіаційне охолодження сильне.

Сильний вітер (понад 5 м/с) зумовлює турбулентне перемішування та утворення шаруватих хмар, що закривають земну поверхню, але не туману[12].

Сприятливою умовою при цьому є незначне посилення швидкості вітру з висотою, що сприяє виникненню турбулентності, яка зумовлює перенесення продуктів конденсації (сублімації) від земної поверхні вгору і їх затримку у граничному шарі. Так, за даними кулепілотних спостережень, швидкість вітру на висоті 100 м складає від 1 до 5 м/с, на висотах 200-300 м - від 1 до 7 м/с, на висотах 800-1500 м - від 2 до 9 м/с.

До сприятливих метеорологічних умов для виникнення *адвективного туману* відносяться:

- інтенсивна адвекція теплого та вологого повітря;
- наявність піднесеної (близько 71% випадків) або приземної інверсії температури на висоті 60-200 м;
- швидкість вітру до 6-7 м/с (рідше до 8-9 м/с) [6] .

Над Україною адвективні тумани виникають при вторгненні морського помірного або морського тропічного повітря з Атлантики, Середземного і Чорного морів. На картах погоди при цьому спостерігаються значні кути між ізобарами (ізогіпсами) та ізотермами, взаємне розташування яких корисно аналізувати як біля поверхні землі, так і на ізобаричних поверхнях 975 та 925 гПа, використовуючи прогностичні дані у вузлах регулярної сітки точок. Не менш важливим при цьому виступає і адвекція вологи, яку можна ідентифікувати таким же способом.

Найчастіше цей вид туману виникає при температурі повітря від +5 до -5°C, як правило, над сніговим покривом, рідше – над вологим відкритим ґрунтом. Найбільш інтенсивні і тривалі тумани спостерігаються поблизу межі снігового покриву, де тепле повітря, що надходить, з температурою вище 0°C сильно охолоджується завдяки втраті тепла на танення снігу[19].

Адвективні тумани можуть виникати у будь-який час доби, проте імовірність його утворення збільшується у вечірні і нічні години, за рахунок радіаційного вихолодження повітря. Такі тумани, причинами формування яких є і адвективний, і радіаційний чинники, відносяться до *адвективно-радіаційних*.

Тривалість адвективних туманів визначається тривалістю існування синоптичного положення, яке забезпечує адвекцію тепла і вологи. Синоптичні процеси, при яких [16] утворюються адвективні тумани, як правило тривалі, тому ці тумани можуть існувати від декількох годин до декількох діб. Адвективні тумани зазвичай виникають одночасно на багатьох метеорологічних станціях, утворюючи суцільну зону великої горизонтальної протяжності на відміну від радіаційних туманів, просторова структура яких є плямистою.

Орографічні тумани. Метеорологічні станції, розташовані біля підніжжя і на схилах височин, відмічають більшу повторюваність випадків з туманами. Це пов'язано з тим, що окрім радіаційних і адвективних туманів в цих районах спостерігаються специфічні умови для утворення туманів схилів. Головною причиною утворення таких туманів є адіабатичне охолодження повітря, що піднімається по схилу (тумани сходження) і стік холодного повітря з височин до її підніжжя (тумани стоків). [2,12-14,26,28].

Механізм утворення туманів сходження полягає у тому, що досить вологе повітря вимушено піднімається по навітряному схилу і адіабатично охолоджується. Досягши стану насичення водяна пара конденсується, утворюючи туман або хмарність. Станції, розташовані нижче рівня утворення туману, можуть відзначати наявність шаруватої хмарності, а станції, розташовані вище цього рівня – туман.

Тумани стоків утворюються в низинах. Причиною утворення цього туману є стік холодного повітря по схилу вниз. При цьому холодне повітря опиняється знизу, а вище нього розташовується тепле. Таким чином виникає інверсія, під якою утворюється туман. Вертикальна потужність туману в середньому становить 25-30 м [2] .

Тумани випаровування можна розглядати як тумани адвекції холоду. При цьому основною причиною насичення повітря водяною парою є випаровування з водної поверхні. Тумани випаровування частіше утворюються в холодну пору року в незамерзаючих фіордах Скандинавського і Кольського півостровів, над внутрішніми Балтійським і Чорним морями. Пізньої осені тумани можуть спостерігатися над озерами, річками і іншими водоймами. У Арктичному басейні тумани випаровування спостерігаються над великими ополонками і прогалинами [2,12-14,26,28] .

Сприятливими метеорологічними умовами для виникнення туманів випаровування є:

- наявність сильно вихолодженого над сушею повітря (суцільні високі тумани випаровування, як правило, утворюються при температурі повітря нижче -16°C);
- різниця між температурою води і повітря понад 10°C ;
- швидкість вітру 1-3 м/с (при низьких температурах повітря туман може утворитися і існувати при швидкості вітру 5-6 м/с);
- формування піднесеної інверсії на висоті 50-100 м за рахунок зміщення холодного повітря над теплою водною поверхнею (шар повітря під інверсією стає нестійким і насичується водяною парою). Інверсія перешкоджає вертикальному обміну і поширенню водяної пари з холоднішим повітрям вгору. У підінверсійному шарі відбувається конденсація, яка призводить до утворення туману [2].

Характеристики туманів випаровування, такі як добовий і річний хід утворення, вертикальна потужність, оптимальна різниця між температурою води та повітря, переважаючий напрям вітру, синоптичне положення тощо залежать від місцевих умов. Над Чорним морем максимум туманів спостерігається навесні при температурі води від 5 до 10°C .

Фронтальний туман утворюється, коли опади які випадають з теплового фронту потрапляють в суху холодну повітряну масу. Додавання вологи призводить до швидкого насичення повітряної маси.

Прифронтіві тумани типові для зон, які розташовуються попереду теплового фронту в добре розвинених бароклінічних системах. Фронтальний туман утворюється переважно в зимову пору року у порівняно вузькій зоні перед теплим фронтом оклюзії, що повільно рухається, у холодному повітрі, насиченого водяною парою внаслідок випаровування тепліших крапель дощу і мряки. Додатковим чинником, що призводить до утворення фронтальних туманів, є випаровування зі зволоженого ґрунту при турбулентному і адвективному охолодженні повітряної маси[17].

Сприятливими метеорологічними умовами для виникнення фронтальних туманів є:

- швидкість вітру 1-2 м/с (швидкість 6-7 м/с є граничною);

- температура повітря нижче 0°C (переважно у інтервалі температур від -1 до -8°C);
- випадіння дощу або мряки;
- наявність фронтальної інверсії (температура на рівні 850 мб від 2 до -4°C , а біля поверхні землі на $3-5^{\circ}\text{C}$ нижче) [1,2,6,9,12-14,26,28].

2 МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ТУМАНІВ

2.1 Прогноз температури туманоутворення (Fog point).

Розглянемо декілька способів прогнозу температури туманоутворення.

Прогноз температури туманоутворення (Fog point) можна побудувати на основі таких міркувань. У момент заходу Сонця (t_0) температура повітря і точка роси мають значення T_0 и T_{d0} (рис. 1). Протягом ночі температура повітря знижується швидше, ніж температура точки роси. При $T = T_d$ відносна вологість стає рівною 100%. Однак, при наявності гігроскопічних ядер, конденсація почнеться трохи раніше, при температурі повітря T_k , що перевищує точку роси на деяку величину ΔT_1 . Але туман утворюється не в момент початку конденсації ($t =$), а тоді, коли в одиниці об'єму утворюється концентрація крапель, відповідна погіршення видимості до значень ≤ 1 км, тобто, після початку конденсації потрібен певний додаткове зниження температури ΔT_2 , за умови, що точка роси протягом даного проміжку часу буде повільно знижуватися. Якщо припустити, що зміна точки роси відбувається тільки за рахунок вологообміну (адвективні зміни точки роси незначні), можна записати наступну формулу для визначення температури туманоутворення

$$T_T = T_{d0} - \Delta T_d, \quad (2.1)$$

де T_{d0} – точка роси в вихідний момент часу t_0 (рис. 2.1);

ΔT_d – величина можливого зниження точки роси протягом ночі від часу t , до часу утворення туману $t_{\equiv [1]}$.

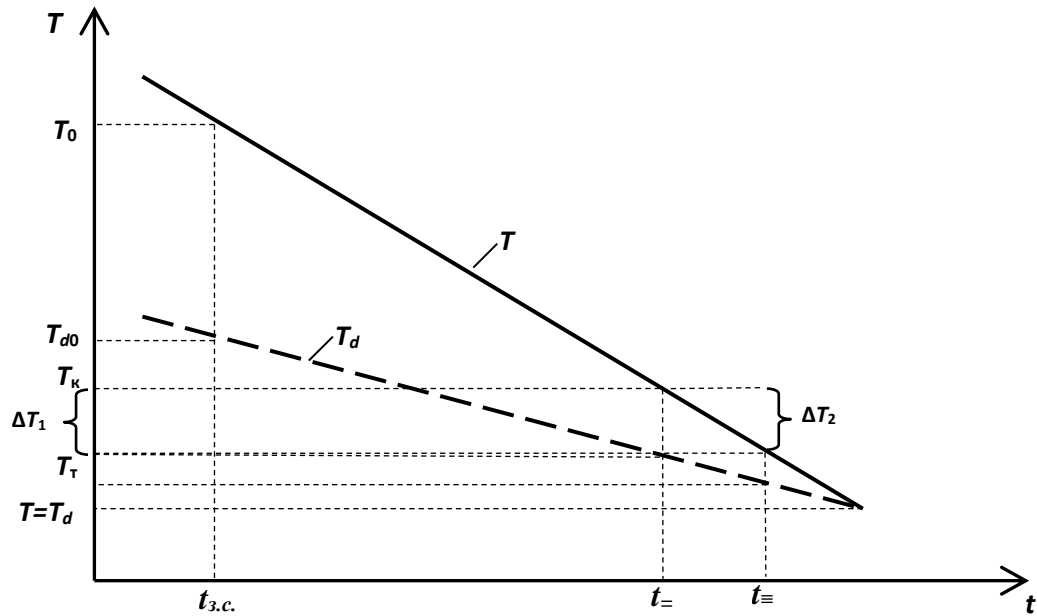


Рис. 2.1 – До прогнозу температури туманоутворення. [2,12-14,6,9].

Метод прогнозу температури туманоутворення за методом Сандерса (*Saunders Fog Point Method*) містить у собі порядок дій прогнозіста у загальному випадку, а також у двох специфічних типах – I та II (рис. 2.2) [30].

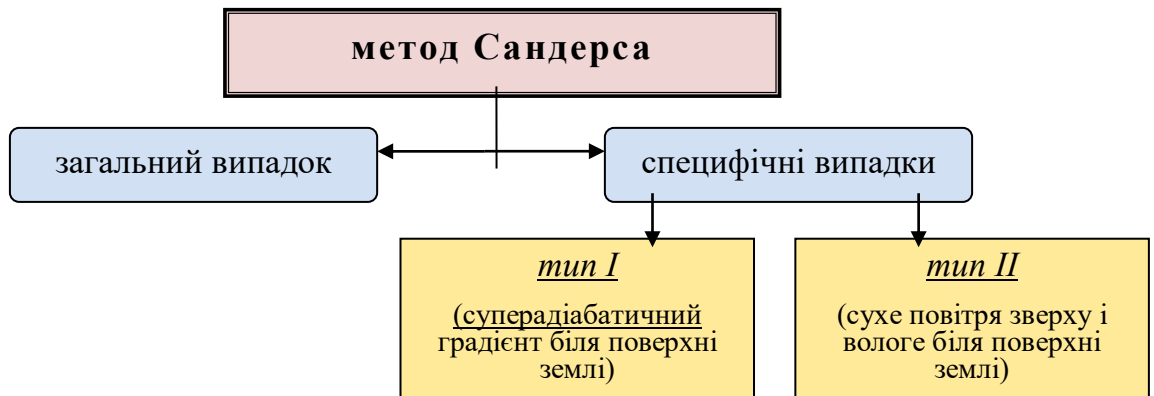


Рис. 2.2 – До використання методу Сандерса для визначення температури туманоутворення.

У загальному випадку порядок визначення температури туманоутворення полягає у наступному (рис. 2.3):

- 1) від фактичних значень температури повітря біля поверхні землі та температури точки роси T_d у денний максимум визначити висоту рівня конденсації;
- 2) провести горизонтальну лінію на його рівні;
- 3) з точки перетину цієї лінії з кривою точки роси спуститися уздовж ізограни до ізобари приземного тиску. Знайдена температура і буде температурою туманоутворення[30]..

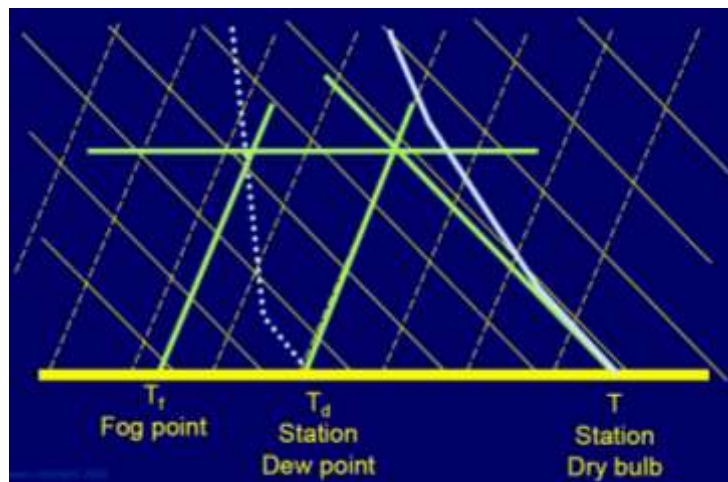


Рис. 2.3 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (загальний випадок) [30]. .

Для специфічних випадків стратифікації [30]. температури і вологості повітря Сандерс пропонує два інші алгоритми. У випадку *типу I* порядок визначення температури туманоутворення такий (рис. 2.4):

- 1) визначаємо частину кривої стратифікації, для якої характерний суперадіабатичний градієнт;
- 2) ігноруючи цей відрізок кривої стратифікації, продовжуємо до рівня ізобари приземного тиску її вище розташований профіль;
- 3) від одержаного значення приземної температури та значення температури точки роси у момент денного максимуму визначити рівень конденсації;
- 4) подальші дії згідно п.п. 2 та 3 для загального випадку.

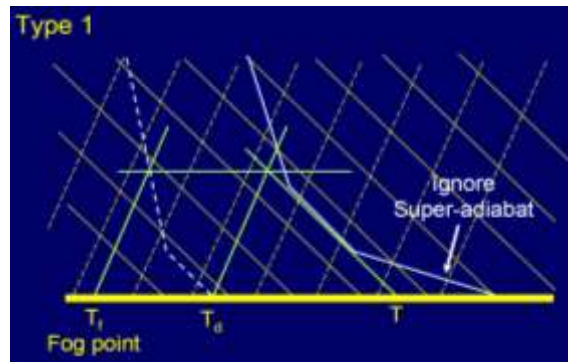


Рис. 2.4 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (специфічний випадок, *min I*) [30]. .

Тип II специфічних випадків розподілу температури і вологості з висотою стосується такої структури їх розподілу, коли з певного рівня спостерігається різке збільшення значень дефіциту точки роси, при цьому у нижніх шарах розташовується вологе повітря (рис. 2). У цьому випадку дії прогнозіста за стандартною процедурою призводять до хибних результатів (рис. 2.5) [30].

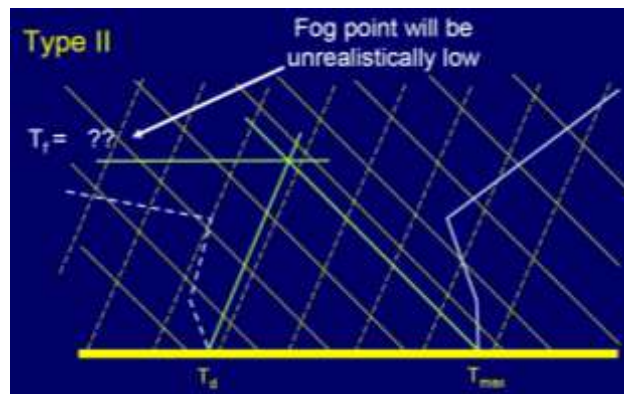


Рис. 2.5 – До визначення температури туманоутворення (специфічний випадок, *min II*) [30]. .

У цьому випадку прогнозіст повинен:

- 1) проігнорувати відрізок кривої точки роси, з якого починається різке збільшення дефіциту точки роси;
- 2) продовжити той профіль кривої точки роси, який спостерігається у нижчерозташованому шарі, зайнятого вологим повітрям;

3) від значення приземної температури та значення температури точки роси у момент денного максимуму визначити рівень конденсації, провести горизонтальну лінію на його рівні;

4) від точки перетину цієї лінії з проекстрапольованим профілем кривої точки роси спуститися уздовж ізограми до ізобари приземного тиску, де зняти значення температури туманоутворення.

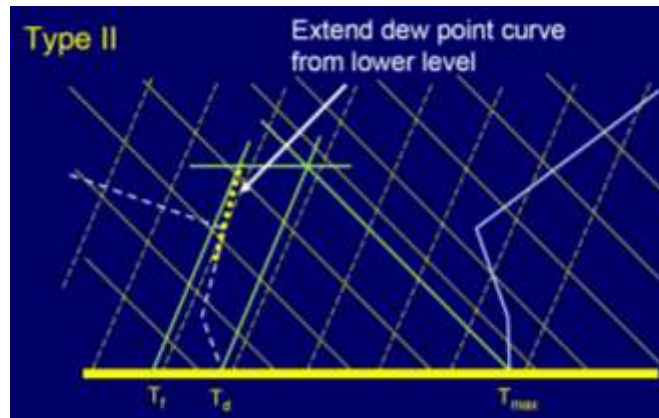


Рис. 2.6 – Прогноз температури туманоутворення за методом Сандерса (специфічний випадок, тип II) [30].

Крім цього Сандерс рекомендує враховувати такі загальні рекомендації:

- якщо інверсія осідання знаходиться у межах 30 гПа шару від поверхні землі, то температура туманоутворення буде дорівнювати температурі точки роси біля поверхні землі;

- якщо вдень спостерігався дощ, то значення температури туманоутворення буде дещо вищим розрахункового;

- якщо радіозонд піднімався під дощем, то значення температури туманоутворення буде дещо нижчим розрахункового;

- якщо після досягнення денного максимуму температури морський бриз сягає пункту прогнозу, використовуйте значення температури точки роси у прибережному районі в якості температури туманоутворення;

- якщо розрахункова температура туманоутворення нижча 0°C, то дійсна температура туманоутворення буде дещо нижчою через утворення паморозі.

Прогностичні висновки щодо можливості утворення туману Сандерсом пропонується робити на підставі різниці між температурою туманоутворення і мінімальною температурою $\Delta T = T_t - T_{\min}$ за даними табл. 2.1

Табл. 2.1 – До визначення можливості утворення туману [30].

Значення ΔT , °С	Прогностичний висновок
$\Delta T > 0$	туман очікується
$0 < \Delta T < -2$	очікується серпанок з осередками туману в улоговинах та над річками
$\Delta T \leq -2$	туман не очікується

Метод Кредока і Прічарда (Craddock & Prichard Method) [38]. Формула Кредока та Прічарда має вид:

$$T_f = 0,044T + 0,844T_d - 0,55 + A,$$

де T_f – температура туманоутворення; T – максимальна температура;
 T_d – температура точки роси при денному максимумі температури;
 A – змінний коефіцієнт.

Формула розроблена для використання даних радіозондування за 12 UTC. Змінний коефіцієнт A розраховується шляхом визначення середнього значення кількості хмарності та швидкості геострофічного вітру ввечері, середині ночі та зранку за даними табл. 2.2.

Метод О.С.Зверєва. Вихідними даними для прогнозує[2]:

T_0 – температура повітря у 18 (19) годин;

R – відносна вологість повітря у 18 (19) годин;

прогноз кількості і форми хмарності на ніч;

V – прогностичне значення швидкості вітру на ніч; φ – місцева поправка;

Δt – тривалість ночі.

Табл. 2.2 – До визначення коефіцієнту A [2,7,12-14].

Середня кількість хмарності, октанти	Середня швидкість геострофічного вітру, м/с	
	0-6	7-13
0-2	0,0	-1,5
2-4	0,0	0,0
4-6	+1,0	+0,5
6-8	+1,5	+0,5
Середнє прогностичне значення для 18, 00 та 06 СГЧ		

Прогноз температури туманоутворення розробляється за значеннями температури T і відносної вологості повітря R за 18 (19) годин з використанням номограми (рис. 2.8).

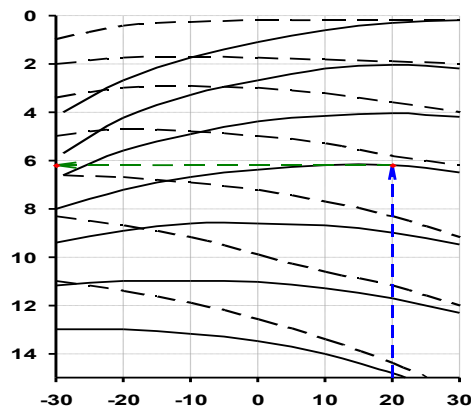


Рис.2.8 – Номограма для визначення нічного зниження температури ΔT_t , необхідного для виникнення туману (для серпанку – пунктирні криві) [1,2,6,9,12-14,27,28]

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

2.2 Прогноз мінімальної температури

Розглянемо прогноз мінімальної температури за методом *О.С.Зверєва*.

За даними T і R за 18 (19) годин визначається можливе зниження температури ΔT_n в нічний час при ясному небі без урахування швидкості вітру (рис. 2.7) [2,12-14].

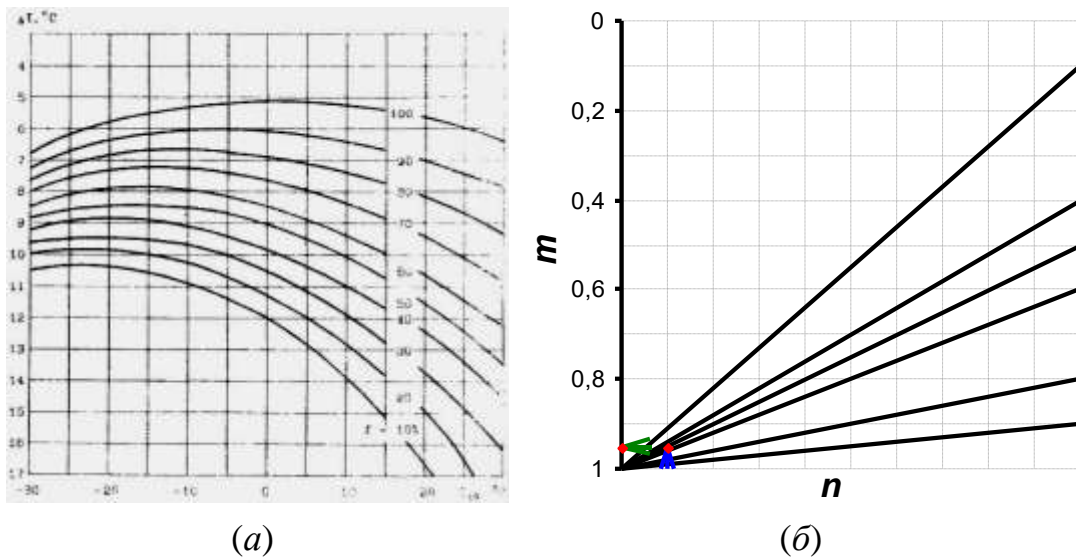


Рис. 2.7 – Номограми для визначення нічного зниження температури при ясному небі ΔT_n (а) і коефіцієнту m (б) [1,2,6,9,12-14,27,28].

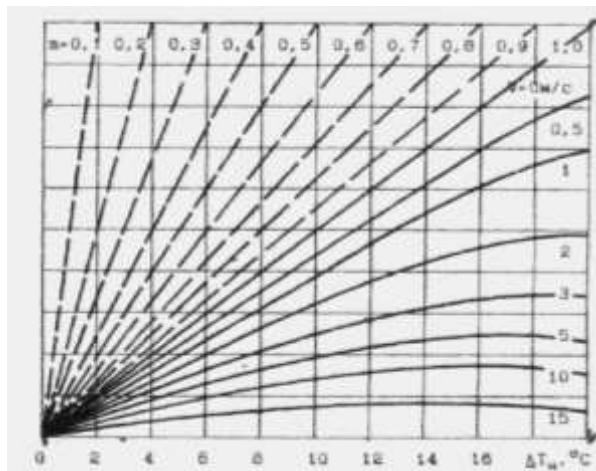


Рис. 2.8 – Номограма для визначення нічного зниження температури ΔT_n з урахуванням хмарності і вітру [1,2,6,9,12-14,27,28] .

1. Розраховується виправлене значення $\Delta T_{\text{н(испр)}} = \Delta T_{\text{н}} \pm \varphi$.
2. За даними про хмарності на ніч визначається коефіцієнт m , що враховує вплив хмарності на нічне зниження температури..
3. За значеннями $\Delta T_{\text{н}}$ (випр), швидкості вітру і коефіцієнта визначається можливе зниження температури повітря в нічний час $\Delta T_{\text{н}}$ (рис. 2.8)

2.3 Способи прогнозу туманів

У більшості способів прогнозу радіаційного туману в якості початкової використовується інформація за вечірній строк, тобто за 18-19 годин. Це обумовлено тим, що після цього терміну для середніх широт припиняється приплив короткохвильової радіації і головною причиною зниження температури повітря є довгохвильове випромінювання підстильної поверхні.

Розробка прогнозу туману має на меті відповідь на наступні питання[1,2,6,9,12-14,26,28,29]:

- очікується чи ні утворення туману?
- коли очікується утворення туману?
- яка видимість очікується в тумані?
- коли розсіється туман (час розсіяння)?

Існуючі способи прогнозу радіаційних туманів умовно можна розділити на дві групи. До першої групи можна віднести способи, у яких передбачається розрахунок двох основних величин – температури туманоутворення T_{T} і мінімальної температури T_{min} . з їх подальшим порівнянням[20] .

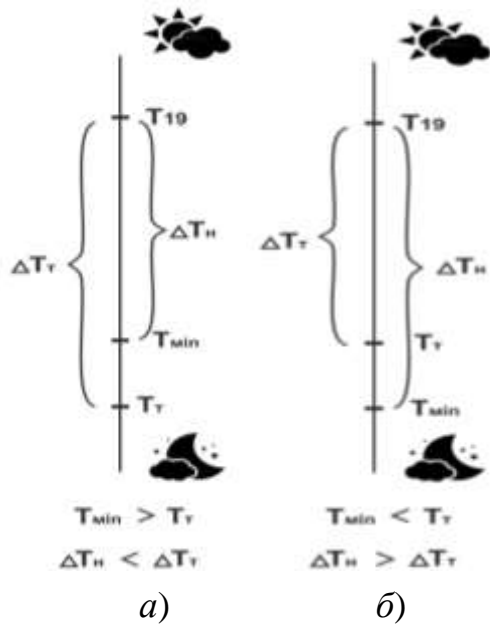


Рис. 2.1 – До прогнозу утворення радіаційного туману[6,12-14,26].

а) для випадку відсутності туману;

б) для випадку утворення туману.

Якщо $T_T > T_{min}$ або $\Delta T_T < \Delta T_n$, то в прогнозі зазначається туман.

Якщо T_T буде на 1-2°C менше T_{min} , то можливе утворення серпанку. До другої групи способів прогнозу радіаційних туманів можна віднести ті, які засновані на отриманні аналітичних або графічних функцій дискримінантів. Способи цієї групи припускають отримання формулювання прогнозу в категоричній формі шляхом підстановки початкових даних в розрахункову формулу або графік[6].

Спосіб О.С.Зверєва. За цим способом прогноз можливості утворення туману здійснюється шляхом порівняння ΔT_T (ΔT_d) і ΔT_n :

- якщо $\Delta T_n > \Delta T_T > \Delta T_d$ - туман утвориться.

- якщо $\Delta T_T > \Delta T_n > \Delta T_d$ - туман не утвориться (в прогнозі вказують серпанок) [11].

Якщо туман прогнозується, то необхідно визначити час його виникнення. Для цього обчислюється відношення $\Delta T_T / \Delta T_n$ і за графіком (рис. 2.11) визначається частка ночі n до моменту утворення туману (повна тривалість ночі прийнята за одиницю, $n = 1$). Наприклад, якщо тривалість ночі $\Delta t = 10$ годин, захід Сонця в 20 годин, а за графіком $n = 0,5$, то туман утворюється в час ночі. Чим більше значення $\Delta T_T / \Delta T_n$, тим ближче до сходу Сонця утворюється туман[8].

Перевага способу в тому, що в ньому досить повно враховується поточна й майбутній стан атмосфери. Оптимізація способу легко виконується шляхом розрахунку місцевої поправки для кожного місяця року, для конкретної синоптичної обстановки, що виключає трудомістку роботу з побудови нових уточнених номограмм.

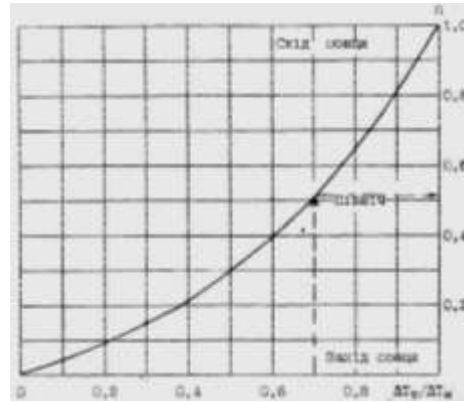


Рис. 2.11 – Графік для прогнозу часу утворення туману [6,12,13]

Спосіб М. Є. Берлянда.[2] Вихідними даними для прогнозу туману є:

- температура повітря T і точки роси T_d за терміни 18, 12, 06, 00 або 19, 13, 07 01 годин, що передують вихідного терміну розробки прогнозу туману;

- стан ґрунту (сухий, вологий, мокрий). Ґрунт приймається мокрим, коли на поверхні ґрунту є калюжі, вологим - ґрунт зволожений опадами, але калюжі відсутні [10];

- прогноз кількості хмар, їх форми і висоти;
- прогноз швидкості вітру;
- час заходу і сходу сонця.

Використання температури повітря і точки роси за попередню добу дозволяє врахувати їх вплив на подальший прогностичний період для визначення величини можливого зниження температури і для розрахунку температури туманоутворення.

Стан ґрунту характеризує амплітуду [14] добового ходу температури. Відомо, що над сухим ґрунтом вона значно більше, ніж над вологою або мокрою при всіх інших рівних умовах.

Зміна температури повітря в нічний час визначається величиною ефективного випромінювання E , яка залежить від початкових значень температури, вологості повітря і від стану неба (додаток 1)

Алгоритм прогнозу включає в себе деякі попередні розрахунки і використання номограми, представленої на рис. 2.12.

1. Обчислюється середнє значення температури за попередню добу за формулою

$$\bar{T} = \frac{2T_{18} + T_{12} + T_{06} + T_{00}}{5} \quad (2.2)$$

2. Розраховується температура туманоутворення за формулою

$$T_T = \frac{2T_{d18} + T_{d12} + T_{d06} + T_{d00}}{5} \quad (2.3)$$

3. За значеннями T_{cp} и T_{d18} визначається величина ефективного випромінювання E_0 при безхмарному стані неба [6] .

4. З урахуванням прогнозу хмарності і величини E_0 визначається значення ефективного випромінювання E при хмарному стані неба.

5. За величиною E , станом ґрунту, швидкості вітру і Δt – проміжку часу від початкового терміну прогнозу (18 або 19 годин) до сходу сонця по номограмі (рис.2.8) визначається величина можливого зниження температури повітря вночі ΔT .

6. Розраховується мінімальна температура повітря за формулою

$$T_{\min} = T_{18} - \Delta T \quad (2.4)$$

7. Порівнявши T_T та T_{\min} , робиться висновок про можливість утворення туману. Якщо $T_T > T_{\min}$, то утворюється туман, якщо $T_T < T_{\min}$ на 1-2 ° С утворюється серпанок[22].

8. Якщо за прогнозом очікується туман, то визначається час його виникнення.

Для цього необхідно:

1. Обчислити величину охолодження ΔT_T , необхідну для утворення туману за формулою $\Delta T_T = T_{18} - T_T$.

2. Обчислити величину ΔT_1 за формулою $\Delta T_1 = T_{18} - T_{сер}$.

3. Від початку координат по осі абсцис відкласти ΔT_T (рис. 2.8 точка М).

4. По осі ординат від лінії AB відкласти величину ΔT_1 (відрізок DE).
5. Через точки M і E провести лінії паралельні координатним осям (відрізки EN і MN). Точка перетину цих ліній (точка N) відповідає проміжку часу Δt , через який утворюється туман.
6. Час утворення туману дорівнюватиме $t_T = t_0 + \Delta t$ (t_0 час заходу Сонця) [6].

Спосіб М.Є.Берлянда зазвичай використовується при стійкому внутрішньомасовому процесі, коли повітряна маса знаходиться в даному районі 2-3 дні. Перевага методу полягає в урахуванні цілого комплексу метеорологічних умов, в тому числі і стану ґрунту[2].

Спосіб І. В. Кошеленко. Спосіб розроблений для території України. В результаті процедури відбору найбільш інформативними предикторами виявилися дефіцит точки роси $(T - T_d)_{18}$ 18 у вечірні години, тобто до 18 або 19 годин, прогностична швидкість вітру $V_{пр}$, мінімальна температура T_{min} або величина можливого зниження температури від вихідного моменту часу до сходу сонця $\Delta T_H = T_{18} - T_{min}$. [6,12-14,26].

Дискримінантна функція для прогнозу туману і рівняння регресії для прогнозу видимості в ньому мають вид

$$D = 1,743 + 0,76 \cdot (T_{d18} - T_{min}) - 0,35 \cdot V_{пр}, \quad (2.5)$$

$$S_{min} = 1,751 + 0,372 \cdot (T_{d18} - T_{min}) - 0,454 \cdot V_{пр}, \quad (2.6)$$

Туман прогнозується якщо $D \geq 0$ Мінімальна видимість в тумані S_{min} розраховується в км.

При деяких початкових умовах прогностичні висновки можуть бути рівними, т. е. $D \geq 0$, а $S > 1$ км і навпаки $D < 0$, а $S < 1$ км. У цьому випадку прогноз туману уточнюється.

Індекс загрози туману (Fog threat index)[40]. Він вираховується шляхом віднімання температури туманоутворення точки туману (FP) від потенціальної температури змоченого термометра на рівні 850 гПа (для її знаходження треба на рівні 850 гПа знайти температуру змоченого термометра та опуститись паралельно вологій адіабаті до рівня станції).

Значення вище 3°C вказують на низьку імовірність утворення туману, а значення нижче 0°C вказують на його високу імовірність. [12] .

Індекс стійкості туману F (*Fog Stability Index (FSI)*). Цей метод був розроблений у ВПС США (Strauss, 1979) для прогнозування на території Німеччини наприкінці 70-х років. Оригінальна формула має вид [40]:

$$F = 4T_{SFS} - 2(T_{850} + T_{dSFS}) + V_{850} , \quad (2.7)$$

де T_{SFS} – температура повітря біля поверхні землі;

T_{850} – температура повітря на рівні 850 гПа, °C;

T_{dSFS} – температура точки роси біля землі, °C;

V_{850} – швидкість вітру у вузлах на висоті 850 гПа;

Значення $FSI > 55$ показує низьку ймовірність утворення туману, при значенні $FSI < 31$ прогнозується висока ймовірність.

Існують інші варіанти використання, цієї формули, що дадуть інший діапазон результатів [40]:

$$F = (T_{SFS} - T_{850}) + (T_{SFS} - T_{dSFS}) + W_{850}, \text{ (джерело невідоме)} \quad (2.8)$$

або запропонований Wantuch (2002) [40] ,

$$F = 2 | T_{SFS} - T_{850} | + 2 (T_{SFS} - T_{dSFS}) + 2W_{850} \quad (2.9)$$

$$V = -1,33 + 0,45 \times F_H, \quad (3.0)$$

де V – видимість в кілометрах.

Критерії індексу FSI представлені у табл. 2.3.

Табл. 2.3 – Критерії параметру *FSI* для прогнозу радіаційного туману [40].

<i>FSI</i>	Імовірність утворення радіаційного туману
>55	Низька
31...55	Помірна (середня)
< 31	Висока

Звісно, для кожної модифікації даної формули, ці критерії будуть відрізнятися.

3 КЛІМАТОЛОГІЯ ТУМАНІВ ДЛЯ СТАНЦІЙ БОРИСПІЛЬ ТА АНТОНОВ

3.1 Загальні положення і характеристики вихідних даних

Розглянутим у попередньому розділі способам прогнозу туману, незважаючи на поширеність їх використання у оперативні практики метеорологічних підрозділів, притаманний загальний недолік – усі вони не враховують вплив місцевих умов на утворення туману. Можливість введення місцевої поправки φ , наприклад, у способі Зверева не надто покращує ситуацію, оскільки залишається незрозумілим ні алгоритм її визначення, ні необхідність її введення саме до значення мінімальної температури (а не до значення температури туманоутворення або до обох цих величин).

Натомість, врахування впливу місцевих умов є досить поширеною практикою у роботі метеопідрозділів країн ЄС та США. Свідомством того є необхідність налаштування блоків програмного забезпечення для прогнозу туманів під локальні умови пункту прогнозу. Перш за все, мається на увазі, що усі предиктори, що є значимими для прогнозу туману, мають враховуватися з певними (найоптимальнішими для пункту прогнозу) коефіцієнтами. Таким чином, той чи інший метод проходить адаптацію до конкретного пункту. Так, розглянутий у розділі 2 індекс *FSI* у більш загальному виді виглядатиме так

$$FSI = aT_s - b(T_{ds} - T_{850}) + V_{850}, \quad (3.1)$$

де T_s - температура повітря біля поверхні землі;

T_{850} – температура повітря на рівні 850 гПа;

T_{ds} – температура точки роси біля поверхні землі;

V_{850} – швидкість вітру на рівні 850 гПа, дані використовуються за строк 12 UTC;

індекси a , b . – деякі коефіцієнти, як підбираються для кожного регіону окремо.

В останній час, в багатьох роботах швидкість вітру на рівні 850 гПа також помножується на деякий коефіцієнт c ,

$$FSI = a(T-T_d) + b(T-T_{850}) + cV_{850}. \quad (3.2)$$

При цьому він є найменшим за перших двох (3.3), наприклад:

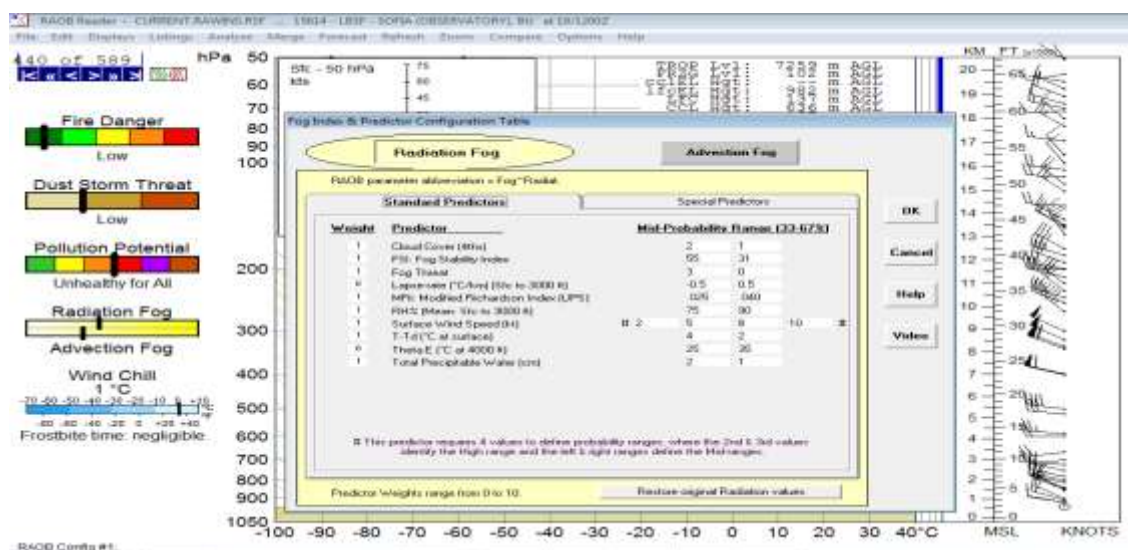
$$FSI = 21(T-T_d) + 2(T-T_{850}) + 0,5V_{850}. \quad (3.3)$$

Вираз (3.3) представляє собою адаптований варіант індексу FSI для Нідерландів.

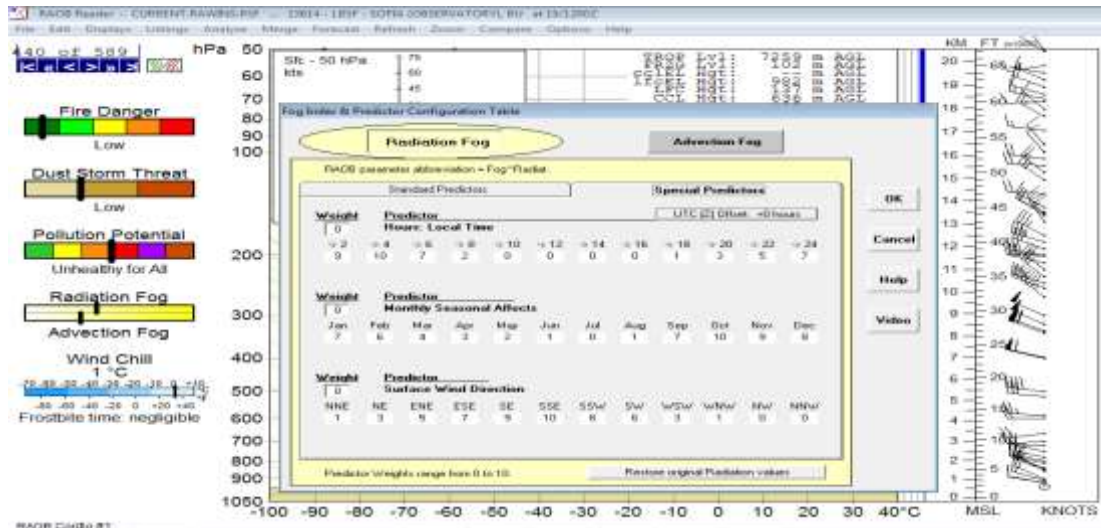
Одержані критеріальні значення індексів і параметрів туману, очевидно, крім цього, будуть залежати від таких факторів, як місяць року, час доби, напрямок вітру. Ці фактори утворюють другу групу – так званих спеціальних предикторів – ваговий внесок яких також має бути врахованим при розробці прогнозу туману.

В якості прикладу розглянемо блок програмного забезпечення RAOB для прогнозу туманів (рис. 3.1).

На рис. 3.1 (a) наведені індекси та метеовеличини, які потенційно можуть впливати на утворення туману (стандартні предиктори).



a)



б)

Рис. 3.1 – Інтерфейс блоку програмного забезпечення RAOB для прогнозу туманів [5].

a – стандартні предиктори; *б* – спеціальні предиктори.

Для кожної з них встановлюються межі градації, яка сигналізує про помірну імовірність утворення туману. Відповідно усі значення, які розташовуються ліворуч (праворуч) від зазначених меж градації, свідчать про низьку (високу) імовірність утворення туману.

На рис. 3.1 (б) представлені спеціальні предиктори, які мають бути враховані у якості вагових коефіцієнтів для кожної відмітки часу доби або місяця року. Очевидно, що для їх визначення необхідно одержати кліматологічні характеристики туманів для окремо взятого пункту. При цьому вони мають наочно відображати хід повторюваності туманів залежно як від сезону року, так і від часу доби.

3.2 Характеристика добово-річного розподілу туманів для ст. Антонов і Бориспіль.

З цією метою для станцій Антонов і Бориспіль була сформована вибірка з випадками туману за період з 2008 до 2018 р.р. (додатки 2 та 3). При цьому враховувалися усі випадки туману без їх поділу на види. Після

розраховувалася повторюваність туманів для кожного місяця і часу доби (додаток 2).

На рис. 3.2 представлений добово-річний хід повторюваності туманів на аеродромі Антонов. З нього видно, що переважна більшість туманів у зазначеному пункті формуються з вересня по березень. Їх добовий хід характеризується вираженим максимумом у ранкові години з 05 по 11 год. (в період з вересня по грудень). Теплому періоду року (з квітня по серпень) притаманна низька імовірність утворення туманів, яка не перевищує 0,6%.

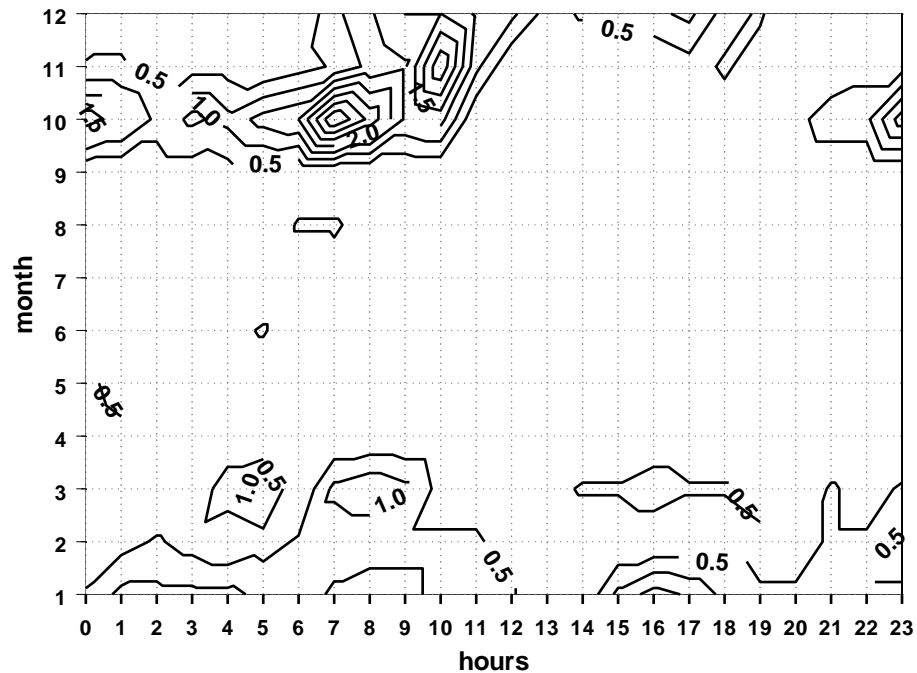


Рис. 3.2 – Добово-річний хід повторюваності туманів на ст. Антонов за період з 2008 по 2018 р.р.

Розглянемо детальніше місячний і добовий хід повторюваності туманів. Перший з них представлений на рис. 3.3, з якого видно, що найбільша повторюваність туманів спостерігається в жовтні (26,7%), а найменша – в вересні і липні (0,6 та 0,9% відповідно). Загалом, на період з жовтня по березень включно припадає 93,3% від усіх випадків утворення туману на аеродромі Антонов. З великим ступенем імовірності можна стверджувати, що це переважно тумани, які утворюються переважно за рахунок адвекції теплового та вологого повітря.

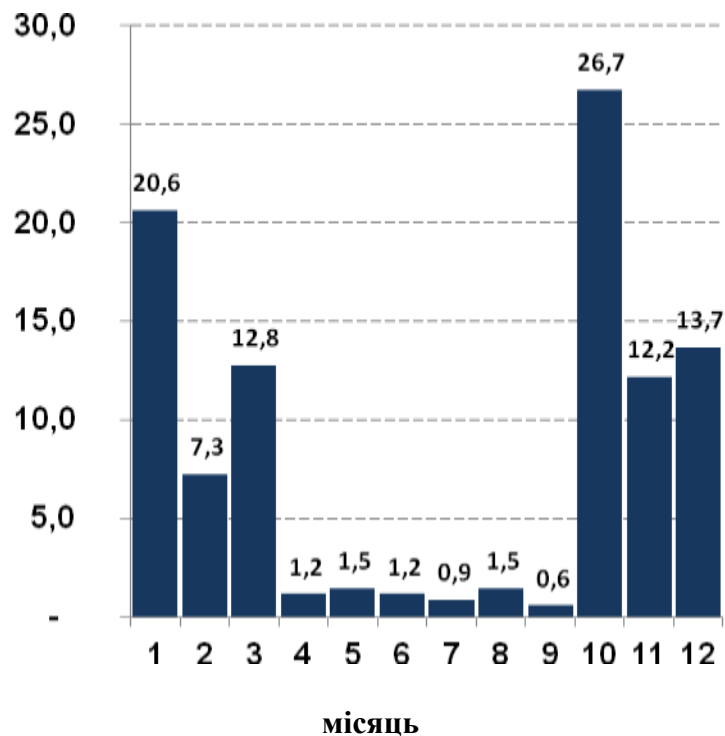


Рис. 3.3 – Повторюваність туманів (%) на ст. Антонов за місяцями року за період з 2008 по 2018 р.р.

Це частково підтверджується візуалізацією добового ходу повторюваності туманів (рис. 3.4), який свідчить, що мінімальна повторюваність туманів (від 0,6 до 2,3%) протягом доби характерна для періоду з 12 до 15 години, який характеризується максимальними значеннями температури. Решта часу доби різниця між значеннями повторюваності туману не перевищує 2% і коливається у межах від 3,5 до 5,5%, за винятком періоду з 07 по 10 годину, коли вона сягає значень від 8,1 до 9,6%. Такий розподіл з одного боку підтверджує адвективну природу походження туманів (через невираженість їх добового ходу), а з іншого демонструє внесок радіаційного фактору у період після досягнення мінімальних значень температури повітря.

Добово-річний хід повторюваності туманів на ст. Бориспіль (рис. 3.5), в цілому, характеризується аналогічним розподілом їх повторюваності.

Переважає більшість туманів утворюється в період з вересня по березень включно, а найбільш яскраво виражений максимум у добовому ході припадає на період з 03 по 12 годину місцевого часу.

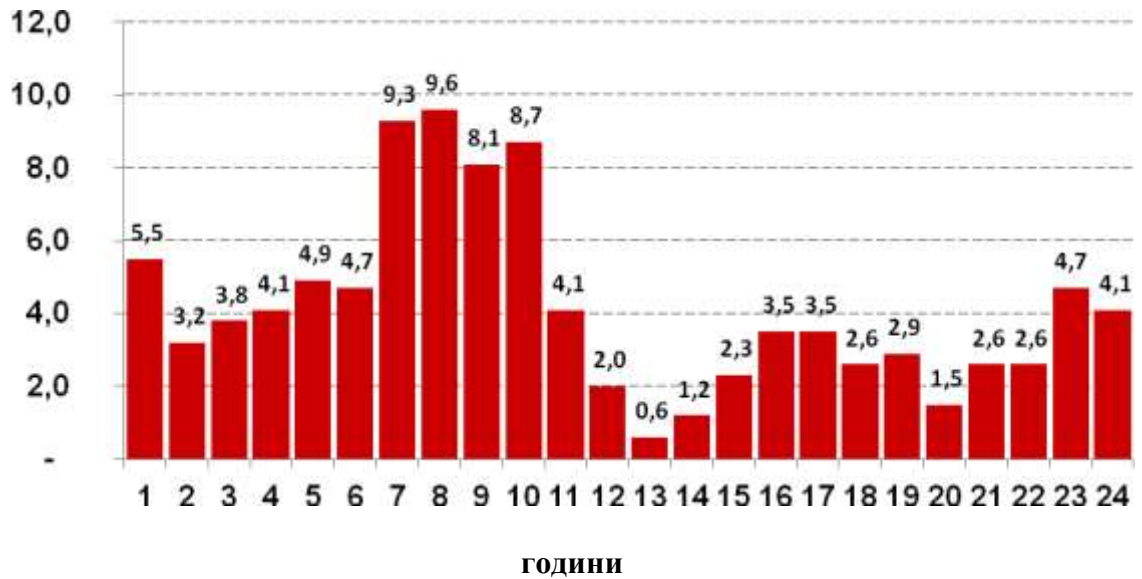


Рис. 3.4 – Добовий хід повторюваності туманів (%) на ст. Антонов за місяцями року за період з 2008 по 2018 р.р.

Відмінною рисою зазначеного розподілу є наявність осередку незначної повторюваності туманів у серпні, що вказує на їх радіаційну природу походження.

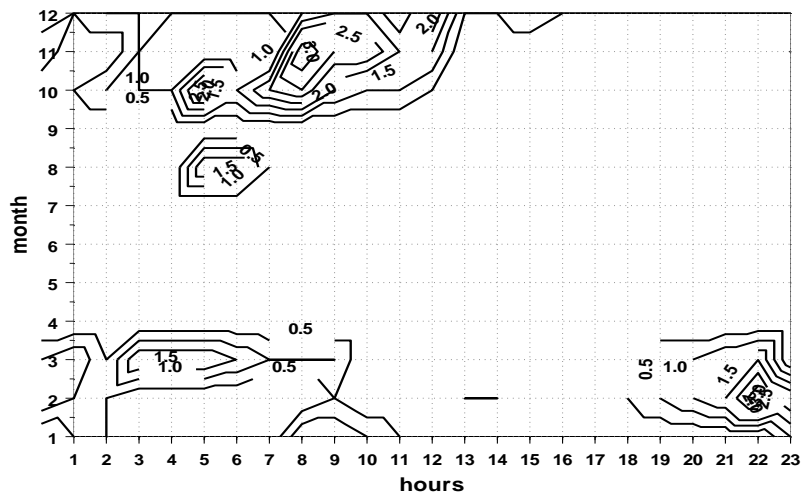


Рис. 3.5 – Добово-річний хід повторюваності туманів на ст. Бориспіль за період з 2012 по 2018 р.р.

Більш детальний розгляд розподілу туманів протягом року і періоду доби на ст. Бориспіль проведемо на підставі рис. 3.6 та 3.7.

Зокрема, розподіл повторюваності туманів протягом року характеризується, як зазначалося вище, їх переважним утворенням у холодний період року (сумарна повторюваність в період з вересня по березень становить 95,5%). Це, як і на попередній станції, вказує на

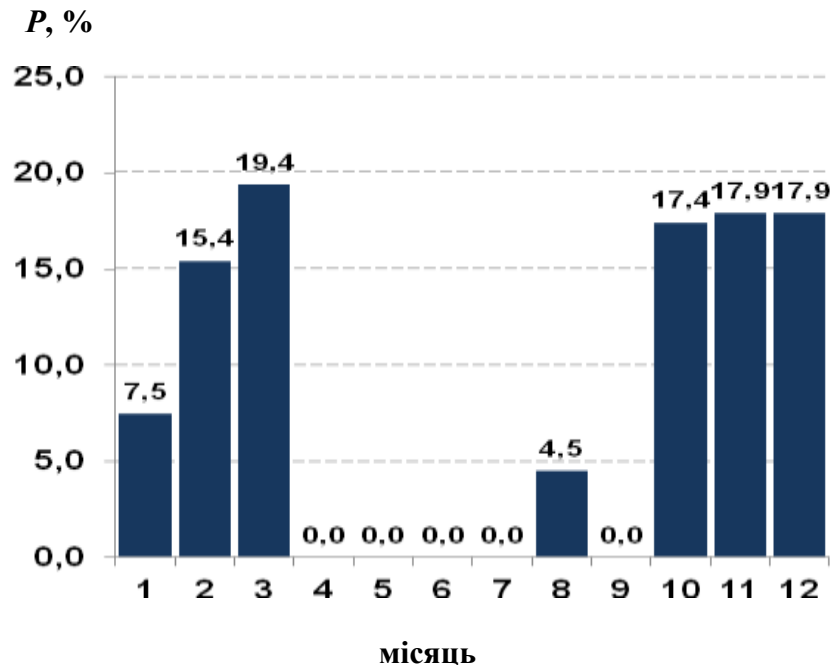


Рис. 3.6 – Повторюваність туманів (%) на ст. Бориспіль за місяцями року за період з 2012 по 2018 р.р.

переважно адвективне походження туманів. При цьому жовтень, листопад, грудень і березень характеризуються найбільшою повторюваністю випадків наявності туману (17,4%; 17,9%; 17,9% та 19,4% відповідно) протягом року. Тепле півріччя, на відміну від попередньої станції характеризується дещо меншою повторюваністю випадків наявності радіаційного туману (4,5% проти 6,1%). Але якщо на ст. Антонов повторюваність відносно рівномірно розподілена від квітня до вересня (1,2%; 1,5%; 1,2%; 0,9%; 1,5% та 0,6% відповідно), то аналогічний розподіл у Борисполі характеризується відсутністю випадків протягом усього періоду за винятком серпня (4,5%).

Добовий розподіл повторюваності туманів на ст. Бориспіль (рис. 3,7) має помітніші відмінності від ст. Антонов, а саме: на період з 13 по 20 годину припадає лише 9,5% від загальної кількості випадків з наявністю туману.

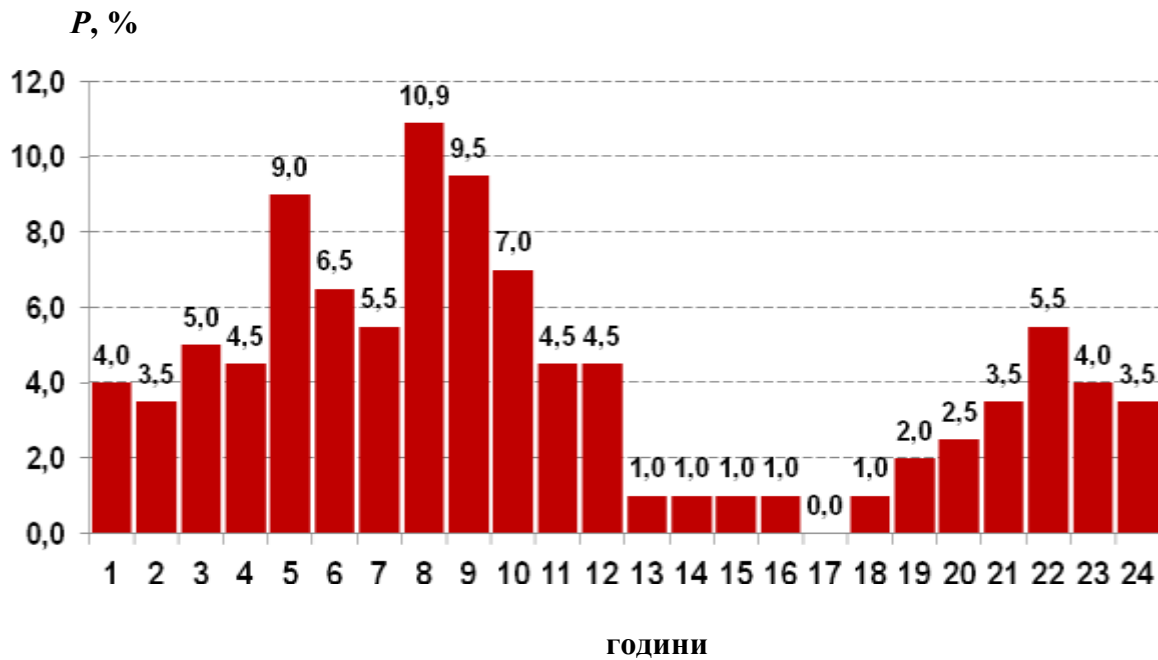


Рис. 3.7 – Добовий хід повторюваності туманів (%) на ст. Бориспіль за місяцями року за період з 2012 по 2018 р.р.

Решта періоду характеризується нерівномірністю розподілу повторюваності – спостерігається декілька локальних піків (22, 05 та 08 години) з повторюваностями у 5,5%; 9,0% та 10,9% відповідно). На весь період з 21 по 12 годину загалом припадає 90,5% випадків з наявністю туману. Отже, тумани на ст. Бориспіль протягом досліджуваного періоду спостерігалися майже протягом усієї доби (за винятком строку 17 годин), але їх розподіл є порівняно нерівномірним. Внесок радіаційного чинника в утворення туманів також простежується, оскільки спостерігається максимум повторюваності туманів (27,4%) з 08 по 10 годину (для ст. Антонов аналогічний максимум (35,7%) спостерігається з 07 по 10 годину).

3.3 Характеристика режиму вітру на ст. Антонов і Бориспіль

У цьому параграфі розглянемо вплив третьої групи спеціальних предикторів (рис. 3.1б) на формування туманів на станціях Антонов і Бориспіль.

Для цього розрахуємо повторюваність напрямків вітру при яких відбувається утворення туману, попередньо згрупувавши їх за вісьмома румбами і розрахувавши повторюваність кожного.

На рис. 3.8 представлена гістограма повторюваності різних напрямків

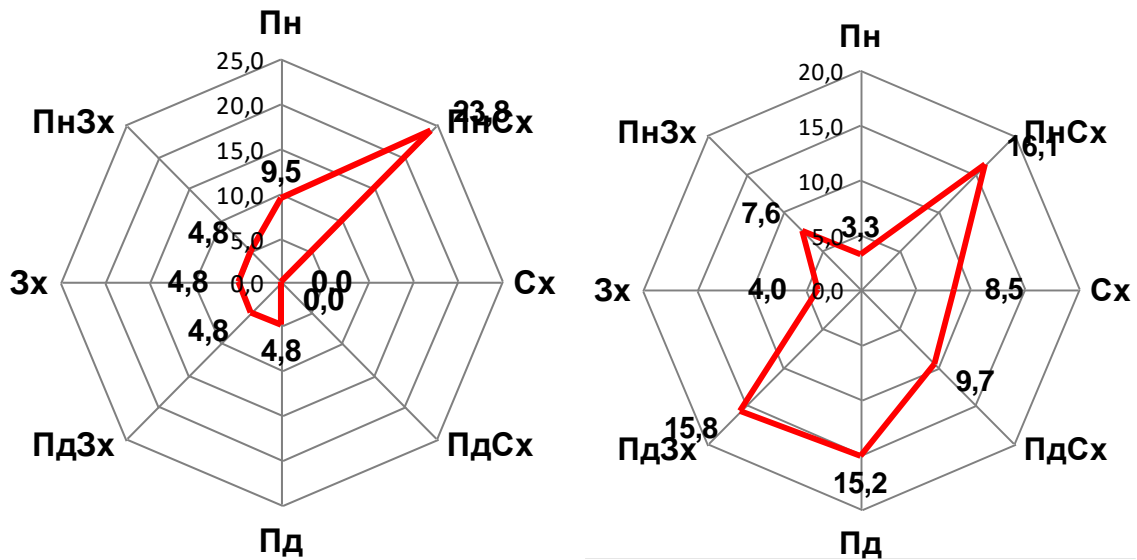


Рис. 3.8 – Повторюваність напрямків вітру на ст. Антонов у дні з туманом

а) теплий період року; б) холодний період року.

вітру на ст. Антонов у теплий (а) і холодний (б) періоди року. З його аналізу випливає, що формування туманів у теплий період року найчастіше спостерігається при північно-східному (23,8%) та північному (9,5%) вітрах, які вказують на формування антициклонічного типу погоди. Відносно невеликий відсоток випадків утворення туманів спостерігається при південному, південно-західному і західному вітрах (по 4,8%), які зумовлює певну частку адвективних туманів.

У холодний період року поділ між механізмами утворення туманів стає більш вираженим. Так, на північній та північно-східній вітер припадає 19,4% випадків утворення туману (3,3 та 16,1% відповідно), а на східний – 8,5%. Тобто, майже третина випадків туману відбувається при антициклонічному типі погоди за рахунок радіаційних чинників. При вітрі південно-східного, південного та південно-західного напрямків спостерігається 40,7% випадків туману (по 9,7%, 15,2% та 15,8% відповідно).

Ще 4% від загальної кількості випадків припадає на вітри західного напрямку. Отже, близько половини випадків утворення туману у холодний період року на ст. Антонов зумовлюється адвективними факторами.

На рис. 3.9 представлена повторюваність різних напрямків вітру на ст. Бориспіль. Переважання північних і північно-західних вітрів (27,3% та 36,4% відповідно) свідчить про домінуючий вплив радіаційних чинників при утворенні туманів у теплий період року (рис. 3.9а). На вітри південного та південно-східного напрямків припадає 27,3% випадків (18,2 та 9,1% відповідно).

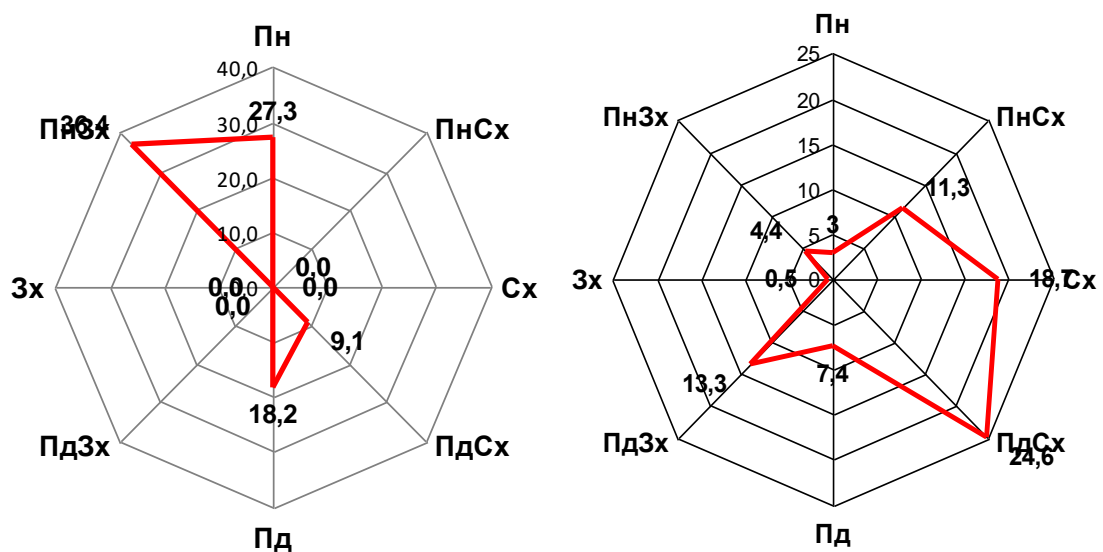


Рис. 3.9 – Повторюваність напрямків вітру на ст. Бориспіль у дні з туманом

а) теплий період року; б) холодний період року.

У холодний період року повторюваність південно-східного, південного та південно-західного вітру у періоди формування туману становить 45,3% (по 24,6%, 7,4% та 13,3% відповідно), що є аналогічним показнику на ст. Антонов. На антициклонічний тип погоди – вітри північно-східного та східного напрямку – припадає 30% випадків (по 11,3% та 18,7% відповідно). Повторюваність решти напрямків вітру не перевищує 4-4,5% по кожному з румбів.

Таким чином, можна констатувати, що в теплий період року на обох станціях при утворенні туманів домінує антициклонічний тип погоди з

переважним впливом радіаційних чинників. У холодний період, внесок адвективних факторів зростає, проте близько третини від усіх випадків туману зумовлюється радіаційними чинниками.

3.4 Аналіз ефективності метода Сандерса

Після формування бази даних по ст. Бориспіль, були розраховані температури туманоутворення за методом Сандерса (дані радіозондування за 00 СГЧ).

Для оцінки точності прогнозу температури туманоутворення розраховувалася різниця між температурою туманоутворення, одержаною за методом Сандерса та температурою повітря у момент виникнення туману. У разі коли туман утворювався між строками спостережень за температуру туманоутворення приймалася температура у строк, який передував виникненню туману.

За результатами розрахунків побудовані графіки (рис. 3.10, 3.11), на яких представлені відхилення прогнозованої температури туманоутворення від фактичної на момент утворення туману.

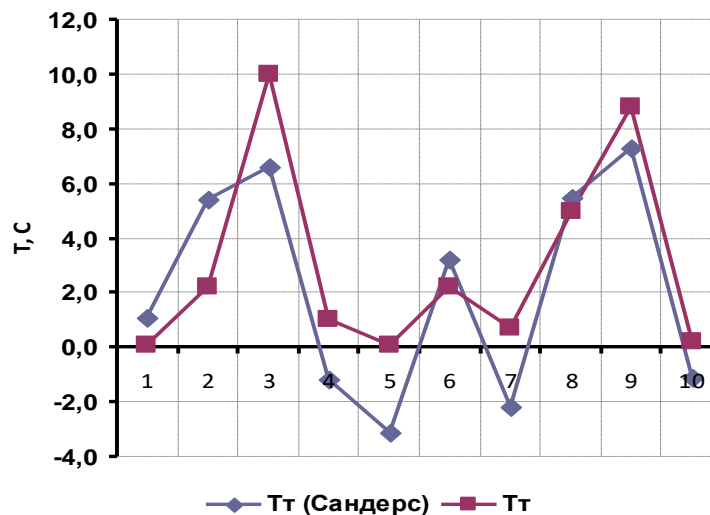


Рис. 3.10 Температура туманоутворення розрахована за методом Сандерса та фактична температура туманоутворення на ст. Бориспіль.

Так, на графіку відхилень значень температури туманоутворення, що були розраховані за методом Сандерса за теплий та холодний період від фактичної температури в момент утворення туману (рис. 3.10) видно, що метод Сандерса загалом дещо занижує температуру туманоутворення відносно фактичної.

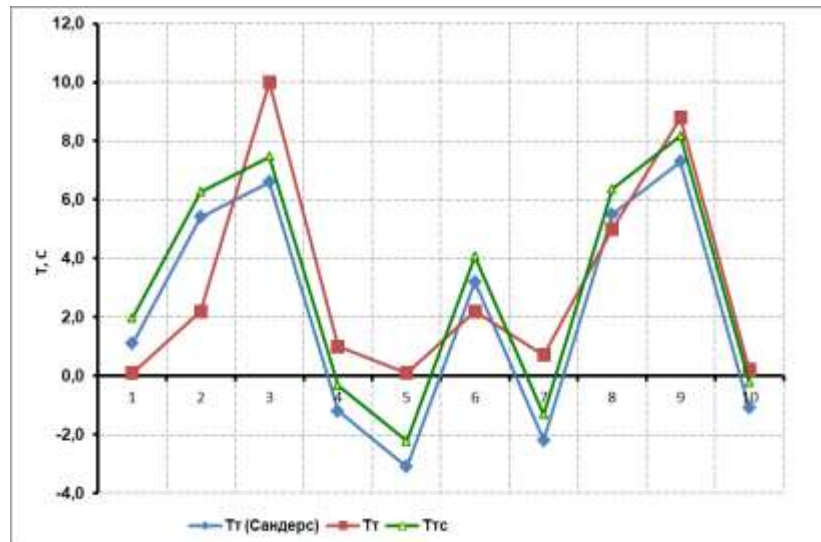


Рис. 3.11 Температура туманоутворення за методом Сандерса та фактична температура туманоутворення на ст. Бориспіль та температура туманоутворення за методом Сандерса з похибкою.

Так, на графіку відхилень значень температури туманоутворення, що були розраховані за методом Сандерса за теплий та холодний період від фактичної температури в момент утворення туману (рис. 3.11), було розрахована середня квадратична сума температури туманоутворення, після чого був введений коефіцієнт 0,87, який допоміг нам зробити похибку на температуру туманоутворення в 0°C .

3.5 Адаптація методу прогнозу туману з урахуванням їх кліматології.

Як зазначалося у параграфі 3.1, кліматологія туманів є важливим чинником їх подальшої адаптації до місцевих умов. Загалом, враховуючи кількісні показники кліматології, можна адаптувати будь-який набір

предикторів, інформативність яких, стосовно прогнозу туману, буде доведена. У рамках дослідження ми будемо спиратися на вже визначені у програмному забезпеченні RAOB предиктори. Ці предиктори необхідні для розрахунку індексу *FSI*: температура повітря та температура точки роси за 19 годин, відносна вологість повітря за цей же строк, температура повітря та швидкість вітру на ізобаричній поверхні АТ-850 гПа.

Крім них, ми залучимо ті дані, які впливають з кліматології туманів – час доби, місяць року та переважаючий напрямок вітру при їх утворенні. Кожному з цих предикторів ми надамо ваговий коефіцієнт, який буде корегувати значення індексу *FSI*. Для значень повторюваності туманів нижче ніж 3% значення індексу не корегувалося, для повторюваності від 4 до 10% значення індексу зменшувалося на одиницю для кожного з параметрів, понад 10% – зменшувалося на 2.

У якості контрольної була сформована вибірка з 22 випадків утворення туману на ст. Антонов (додаток А). Попередній прогностичний висновок робився, виходячи з критеріальних значень індексу *FSI* , наведених у табл. 2.3. Згідно них, високий потенціал утворення туману спостерігався у 68% випадків, у решті – середній.

Скореговані з урахуванням кліматологічних показників значення індексу *FSI*_{випр} наведені у додатку А. З них випливає, що імовірність високого потенціалу утворення туману збільшилася до 77%.

Таким чином, врахування кліматології таких характеристик як річна та добова повторюваність туманів, переважаючий напрямок вітру при їх утворенні дозволяють помітно покращити ефективність їх прогнозу за рахунок адаптації до місцевих умов.

Зауважимо, що перелік характеристик, за кліматологією яких адаптується метод чи індекс, може розширюватися (наприклад, швидкість вітру, кількість хмарності тощо). При цьому має вдосконалюватися процедура визначення вагових коефіцієнтів для кожного з предикторів.

ВИСНОВКИ

В результаті виконаної роботи, слід відмітити, що детальне врахування повторюваності туману у різних фізико-географічних умовах дозволяє покращити прогнозування цього явища по території та можна зробити наступні висновки:

1. Найбільша повторюваність туманів за період з 2008 по 2018 р.р на ст. Антонов спостерігається в жовтні (26,7%), а найменша – в вересні і липні (0,6 та 0,9% відповідно). Загалом, на період з жовтня по березень включно припадає 93,3% випадків туману. На ст. Бориспіль повторюваність туманів з вересня по березень становить 95,5%, для теплого періоду характерна вкрай низька повторюваність туманів.

2. Аналіз повторюваності туманів протягом доби свідчить, що на період з 08 по 10 годину на ст. Бориспіль припадає 27,4% випадків утворення туманів. Аналогічний показник для ст. Антонов становить 35,7%.

3. Добовий розподіл повторюваності туманів на ст. Бориспіль має найбільшу повторюваність на період з 21 по 12 годину загалом припадає 90,5% випадків з наявністю туману.

4. Добовий розподіл повторюваності туманів на ст. Антонов має найбільшу повторюваність на період з 23 по 11 годину загалом припадає 74,8% випадків з наявністю туману

5. Найменша повторюваність туманів за місяцями року, протягом доби характерна для періоду з 12 до 22 години і коливається у межах від 0,6 до 3,5% для ст. Антонов. Для ст. Бориспіль найменша повторюваність характерна для періоду з 13 до 20 години і коливається у межах від 0 до 2,5%.

6. Переважаючим напрямком вітру для обох станцій як в теплу, так і в холодну пору року, є північний схід – 23,8% та 16,1% відповідно для ст. Бориспіль та для ст. Антонов.

7. Для холодного періоду року є характерним домінування адвективних чинників при формуванні туманів – при вітрах південних напрямків утворюється 40,7% та 45,3% туманів від загальної їх кількості.

8. Врахування місцевих особливостей утворення туману реалізується через розрахунок кліматологічних характеристик предикторів, які прямо

впливають на процеси туманоутворення. Вони становлять так звану спеціальну групу предикторів, які корегують критеріальні значення предиктора(ів), обраних в якості основних.

9.Корегування критеріальних значень основного предиктора(ів) здійснюється шляхом надання кожному спеціальному предиктору вагового коефіцієнту, який визначається з кліматології туманів для конкретного пункту. При цьому збільшення повторюваності туманів при даному значенні спеціального предиктора має наближати значення основного предиктора до критеріального.

10.Визначені з кліматології туманів значення вагових коефіцієнтів для групи спеціальних предикторів на ст. Антонов дозволили збільшити ефективність прогнозу високого потенціалу розвитку туманів з 68 до 77%.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Воробьев В. И Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 533 - 556 с.
2. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1977, – 546-574с.
3. *Dejmal, K., Repal, V.* Implementation of methods for the radiation fog prediction. – *International Journal of Energy and Environment*. – 2010. – Vol. 4, No. 3. – pp. 79-87. ISSN. 1109-9577.
4. *Gultepe, I., Tardif, R., Michaelides, S.C., Cermak, J., Bott, A., Bendix, J., Müller, M.D., Pagowski, M., Hansen, B., Ellrod, G., Jacobs, W., Toth, G., Cober, S.G.* Fog research: a review of past achievements and future perspectives. – *Pure and Applied Geophys*, 164. – 2007. –1121-1159 p.
5. RAOB. User's Guide & Technical Manual (version 6.6). – Product of Environmental Research Services, LLC. – 196 с.
6. Кошеленко И.В. Туманы//Труды УкрНИГМИ. – 1977. – Вып.155. – 211-215 с.
7. Бабіченко В.М., Дячук В.А. (ред). Клімат України. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
8. Правила метеорологічного забезпечення польотів державної авіації України, введені наказом Міністерства оборони України 29 вересня №516, зареєстровано в Міністерстві юстиції України 16 жовтня 2015 року за №1264/27709.
9. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, Ч.1.Л.: Гидрометеиздат, 1986. - 702 с.
10. Богаткин А.Г. – Авиационные прогнозы погоды. Учебное пособие (2-е изд.). – СПб.: БХВ-Петербург, 2010. – 288 с.
11. Воробьев В.И. – Синоптическая метеорология. – Ленинград:Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
12. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди: підручник. Одеса: ТЕС,2012.- 407 с.
13. Івус Г.П., Боровська Г.О. Практикум з авіаційної метеорології: навч.посібник. – Одеса: Екологія, 2006. –170-189 с.

14. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Авіаційна метеорологія. Конспект лекцій. Дніпропетровськ: Економіка, 2006. - 140 с.
15. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – 421с.
16. Прогноз опасных явлений погоды. Методические рекомендации. – Москва: Гидрометеиздат, 1988. – 75 с.
17. Остапенко П.Д., Баранов А.М., Шварев И.М. Авиационная метеорология. – М.: Транспорт, 1985. – 262 с.
18. Баранов А.М. Облака и безопасность полетов. - Л. :Гидрометеиздат, 1983. – 232 с.
19. Практикум з синоптичної метеорології: Навчальний посібник / Під ред.Г.П.Івус, С.М. Іванової. Одеса: Вид-во «ТЭС», 2004. – 419 с.
20. Скирда И. А., Садковский В. И.,Мозиков В. А. Авиационные прогнозы погоды. – М.: Воениздат, 1995. – 243-259 с.
21. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В. и др. Климатология. –Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
22. Пастух В.П., Анапольская Л.Е. Некоторые особенности годового хода туманов на территории СССР // Труды ГГО. 1960. – Вып. 113. – 3–5 с.
23. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. –Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 304 с.
24. Баранов А.М., Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Авиационная метеорология. – СПб.: Гидрометеиздат, 1992. – 347 с.
25. Заморский А.Д. Атмосферные явления. – Л.:Гидрометеиздат. 1954. –90с.
26. Кошеленко И.В. Туманы .–Труды УкрНИГМИ. 1977. Вып.155. – 160 с.
27. Практикум з синоптичної метеорології: Навчальний посібник / Під ред. Г.П.Івус, С.М. Іванової. Одеса: Вид-во «ТЭС», 2004. – 419 с.
28. Прикладна кліматологія: Конспект лекцій / Під ред. О. О. Врублевська, Г. П. Катеруша. Вид-во «ТЭС», 2005. –38 с.
29. Хромов С.П. Метеорология и климатология: учебник. – Изд-во Моск.ун-та: Наука, 2006. – 582 с.
30. Study Resource [Електронний ресурс] - Режим доступу: <http://library.oseu.edu.ua/docs/StatSchorichnykUkrainy>

31. Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Практикум по авиационной метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. –183 с.
32. Богаткин О.Г., Тараканов Г.Г. Авиационные прогнозы погоды. – СПб.: РГГМУ, 2003. – 164 с.
33. Лещенко Г.П., Перцель Г.В., Лещенко Е.Г. Метеорологическое обеспечение полетов: Учебное пособие. Кировоград: ГЛАУ, 2010. – 184 с.
34. Логвинов К.Т., Бабиченко В.Н., Кулаковская М.Ю. Опасные явления погоды на Украине.– Труды УкрНИГМИ, 1972.- Вып.110. 178-189 с.
35. Яковлев А.М. Авиационная метеорология. Изд. «Транспорт». 1971. – 48 с.
36. Семенова І. Г. Регіональна синоптика (конспект лекцій) – Одеса, ОДЕКУ,2002. – 62 с.
37. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. (2-е изд.). – Ленинград:Гидрометеиздат, 1977. – 711 с.
38. Wilfried Jacobs, Vesa Nietosvaara, Silas Chr.Michaelides, Herbert Gmoser Short range forecasting methods of fog, visibility and low clouds: Meteorology . 2010. № 1. P. 82.
39. Волконский Ю.Н. Синоптическая метеорология и специальные прогнозы погоды. Л.: ВИКА им. А.Ф. Можайского, 1973. – 516 с.
40. Karel dejmal, Josef novotny Application of Fog Stability Index for significantly reduced visibility forecasting in the Czech Republic: website. URL: <http://www.wseas.us/elibrary/conferences/2011/Florence/HEAFLU/HEAFLU-53.pdf> (дата звернення 17.10.2019).

ДОДАТКИ

Додаток А

ПРОГНОЗ ТУМАНУ													
RH, %	N	dd	ff	T	Td	T850	V850	FSI	час доби	місяць	Імовірність туману	FSI _{випр}	Імовірність туману виправлена
58	10	Пд	3	11,0	3	4	5	35,0	22	11	СЕРЕДНЯ	33,0	СЕРЕДНЯ
100	не видно	ПнЗ	1	9	9	10	19	17,0	5	10	ВИСОКА	14,0	ВИСОКА
94	5	0	0	10	9	8	15	21,0	8	10	ВИСОКА	17,0	ВИСОКА
100	7	0	0	7	7	-4	12	34,0	6	10	СЕРЕДНЯ	31,0	СЕРЕДНЯ
81,0	9	Пд	2	7,0	4	8	6	10,0	0	11	ВИСОКА	8,0	ВИСОКА
100	не видно	0	0	8	8	-1	12	30,0	8	10	ВИСОКА	26,0	ВИСОКА
88	7	Пд	1	12	10	10	15	23,0	5	10	ВИСОКА	19,0	ВИСОКА
94	5	0	0	9	8	5	13	23,0	4	10	ВИСОКА	20,0	ВИСОКА
76	10	Пд	2	8	4	9	12	18,0	22	11	ВИСОКА	16,0	ВИСОКА
100	не видно	ПнЗ	1	8	8	-4	14	38,0	9	10	СЕРЕДНЯ	34,0	СЕРЕДНЯ
77	6	0	0	13	9	13	12	20,0	3	10	ВИСОКА	17,0	ВИСОКА
100	6	ПнС	2	1	1	1	33	33,0	0	3	СЕРЕДНЯ	30,0	ВИСОКА
100	2	Пн	1	0	0	-9	14	32,0	11	12	СЕРЕДНЯ	31,0	СЕРЕДНЯ
77	7	З	4	11	7	-5	12	52,0	22	10	СЕРЕДНЯ	50,0	СЕРЕДНЯ
100	9	Пд	2	11	11	10	14	16,0	8	10	ВИСОКА	11,0	ВИСОКА
100	4	С	4	5	5	3	14	18,0	0	11	ВИСОКА	17,0	ВИСОКА
93	1	0	0	1	0	-5	12	26,0	13	10	ВИСОКА	24,0	ВИСОКА
100	3	ПнЗ	2	-1	-1	-5	12	20,0	9	10	ВИСОКА	16,0	ВИСОКА
94	0	Пд	1	12	11	7	8	20,0	8	10	ВИСОКА	15,0	ВИСОКА
87	6	С	3	1	-1	2	29	31,0	9	11	СЕРЕДНЯ	28,0	ВИСОКА
100	1	ПнЗ	2	-4	-4	-9	10	20,0	10	10	ВИСОКА	17,0	ВИСОКА
92	2	ПнС	1	0	-1	-6	12	26,0	10	12	ВИСОКА	22,0	ВИСОКА