

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-консультаційний центр  
Кафедра метеорології та кліматології

**ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ**  
рівень вищої освіти: «спеціаліст»

на тему Метеорологічні умови утворення туманів над районом аеродрому Олександрія

Виконав студент 1 курсу групи М-У1 з/ф  
спеціальності 103 – Науки про Землю  
спеціалізація Метеорологія та кліматологія

Безай Іван Сергійович

Керівник Волошина Олена Вікторівна,  
к.геогр. н., доцент

---

Рецензент Вольвач О.В., к.геогр.н.,  
доцент

Одеса 2017

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Інститут, факультет, відділення	Навчально-консультаційний центр
Кафедра, циклова комісія	Кафедра метеорології та кліматології
Освітньо-кваліфікаційний рівень	Спеціаліст
Спеціальність	103 – Науки про Землю
Спеціалізація	Метеорологія та кліматологія
	(шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри \_\_\_\_\_ Івус Г.П.  
“ 10 ” березня 2017 р.

**ЗАВДАННЯ**  
НА ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ СТУДЕНТУ

Безай Іван Сергійович

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема проекту

Метеорологічні умови утворення туманів над районом аеродрому  
Олександрія

**Керівник проекту Волошина Олена Вікторівна, к. геогр. н., доцент**

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

Затверджені наказом вищого навчального закладу від “ 16 ” січня 2017 №  
Зс \_ \_

2. Строк подання студентом проекту 1 червня 2017р.

3. Вихідні дані до проекту

*Дані щоденників погоди метеорологічного бюро військової частини 2269,  
яка розташована на аеродромі «Олександрія» за період з 2006 по 2016 рр.*

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

*Проаналізувати метеорологічні умови формування туманів над територією  
аеродрома Олександрія. На основі отриманих даних дати рекомендації до  
прогнозування та використання методів прогнозів туманів над територією  
аеродрома Олександрія*

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

*Графіки та таблиці характеристик туманів над районом аеродрома Олександрія. Номограми для прогнозування умов туману. Приземні карти та карти АТ-850.*

## 6. Консультанти розділів проекту

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

7. Дата видачі завдання 10 березня 2017 р.**КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН**

№ з/п	Назва етапів дипломного проекту	Термін виконання етапів проекту	Оцінка виконання етапу	
			У %	За 4-х бальною шкалою
1.	Вивчення літературних джерел за темою дипломного проекту.	березень	80	добре
2.	Підготовка даних метеорологічних спостережень до обробки.	березень	90	відмінно
3.	Обробка даних метеорологічних спостережень за допомогою графічно-розрахункового пакету «EXCEL»	квітень	90	відмінно
4.	Отримання статистичних параметрів ряду кількості днів з тумана для аеродрома Олександрія та побудова графіків.	квітень	90	відмінно
5.	Визначення методів прогнозування метеорологічних умов туману над районом аеродрома Олександрія.	квітень	90	відмінно
	Перша атестація	03-08.04.17	90	відмінно
6.	Аналіз отриманих результатів.	травень	90	відмінно
7.	Оформлення дипломного проекту.	травень	90	відмінно
8.	Підготовка комп'ютерної презентації та доповіді до захисту магістерської роботи.	травень	90	відмінно
	Друга атестація	03-06.05.17	90	відмінно
	<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>		90	відмінно

Студент \_\_\_\_\_ Безай І. С.  
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник проекту \_\_\_\_\_ Волошина О.В.  
(підпис) (прізвище та ініціали)

## ЗМІСТ

Вступ.....	5
1 Характеристика клімату України.....	7
1.1 Характеристика циркуляції атмосфери над Україною.....	7
1.2 Типи повітряних мас та їх вплив на клімат України.....	11
1.3 Основні кліматичні показники.....	12
1.4 Кліматичні сезони України.....	14
1.5 Несприятливі погодні явища в Україні.....	15
2 Фізико-географічна характеристика району аеродрому «Олександрія».....	17
3 Формування туманів над територією України.....	21
3.1 Загальні відомості про умови утворення туману.....	21
3.2 Розподіл туманів над Україною.....	26
3.3 Спостереження за видимістю, визначення видимості на злітно- посадковій смузі.....	32
4 Методи прогнозування туманів.....	39
4.1 Прогноз радіаційних туманів.....	39
4.2 Прогноз адвективних туманів.....	46
4.3 Прогноз фронтальних туманів.....	50
4.4 Прогноз надводних туманів випаровування.....	53
4.5 Прогноз туманів при від'ємній температурі повітря.....	55
4.6 Прогноз орографічних туманів.....	57
4.7 Прогноз горизонтальної видимості в тумані.....	57
4.8 Прогноз часу розсіяння туману.....	60
5 Характеристика туманоутворення на аеродромі Олександрія.....	65
5.1 Повторюваність туманів.....	65
5.2 Формування туманів у світлий час доби.....	72
5.3 Аналіз метеорологічних умов утворення туманів.....	74
5.4 Методика аналізу помилкових прогнозів туману.....	77
Висновки.....	78
Перелік посилань.....	80
Додаток А.....	81
Додаток Б.....	82

## ВСТУП

Актуальність обраної тематики обумовлена тим, що туман (обмежена видимість) являється одним із основних метеорологічних факторів, які ускладнюють діяльність авіації. При туманах польоти іноді виконувати неможливо. Зліт та посадку ПС, особливо польоти на гранично малих та малих висотах, важко виконувати при обмеженій видимості. Тому тумани займають особливе місце в опису метеорологічних умов польотів авіації, що зумовлено значним їх розповсюдженням і тим, що 80% необхідної пілоту інформації він отримує візуально.

Найбільші труднощі для польотів літаків та вертольотів утворюються в зонах атмосферних фронтів, які частіше всього характеризуються наявністю небезпечних метеорологічних явищ. Тумани спостерігаються повсюди, однак вірогідність попадання в туман в польоті суттєво залежить від широти місцевості, особливостей орографії, сезону року і характеру атмосферних процесів.

Виникнення туманів часто призводить до закриття аеропортів за погодних умов. Найбільшу небезпеку для авіації представляють адвективні тумани, як найбільш тривалі за часом, мають найбільшу вертикальну потужність і здатні виникнути в будь-який час доби.

Метою даного дипломного проекту є виявити комплекс метеорологічних умов, що сприяють формуванню різного типу туманів над аеродромом Олександрія, Кіровоградської області та проаналізувати різні методи прогнозу туманів.

Дипломний проект складається з вступу, шести розділів, висновків, переліку посилань і додатків.

У вступі формулюються мета і задачі проекту.

Перший розділ містить у собі загальну інформацію про характеристику клімату України.

Другий розділ складається з фізико-географічної характеристики району аеродрому «Олександрія».

У третьому розділі приведені загальні відомості про тумани та їх просторово-часовий розподіл над Україною та сприятливі метеорологічні умови.

У четвертому розділі приведені різні відомості стосовно прогнозування утворення туманів, горизонтальної видимості та часу розсіювання туманів.

У п'ятому розділі приведена характеристика туманоутворення та вихідних даних, з аналізу повторюваності туманів та метеорологічних умов їх формування на аеродромі Олександрія. Також приведена методика аналізу помилкових прогнозів туману.

У висновках представлені результати виконаної роботи.

Перелік посилань складається з 17 джерел.

У додатках наведені допоміжні матеріали.

Дипломний проект виконаний на кафедрі метеорології та кліматології під керівництвом кандидата географічних наук, доцента Волошиної Олени Вікторівни для метеорологічного бюро військової частини 2269 Національної гвардії України з метою вдосконалення метеорологічного обслуговування авіації через врахування сучасного режиму туманоутворення.

## 1 ХАРАКТЕРИСТИКА КЛІМАТУ УКРАЇНИ

### 1.1 Характер циркуляції атмосфери над Україною

Характер циркуляції атмосфери над певною територією є одним з клімато- та погодоутворюючих чинників. Основним механізмом міжширотного обміну теплом і вологою є атмосферні об'єкти синоптичного масштабу – циклони і антициклони помірних широт [1].

Клімат України помірно континентальний, на Південному березі Криму – субтропічний середземноморський. В Українських Карпатах і Кримських горах спостерігаються зниження температур повітря по вертикалі знизу вгору, збільшена кількість опадів порівняно з сусідніми рівнинними територіями. Для країни в цілому характерне збільшення континентальності клімату із заходу на схід. Середньорічна кількість, годин сонячного сяння зростає в Україні з північного заходу на південний схід і південь з 1700 до 2400. Мінімальна тривалість – у Поліссі (1700-1800 год на рік), максимальна – на південних схилах Кримських гір (понад 2400 год). Сумарна сонячна радіація становить на півночі країни 3500-4000, в південних районах – 4600-5200 МДж/м<sup>2</sup> на рік. Циркуляція атмосфери зумовлює перенесення повітряних мас, їх трансформацію і взаємодію. На територію України приходять морські повітряні маси – арктичні (з півночі), помірні (з регіонів помірних широт Атлантики) і рідко – тропічні (з південних районів Атлантики). Континентальні помірні і тропічні повітряні маси приходять із внутрішніх районів Євразії відповідних широт.

Антициклони менше рухливі, ніж циклони, тому в Україні переважають дні з антициклоніальними (ясними, сонячними) погодами – у середньому на рік їх 230-235 (проти 135-130 днів із циклоніальними погодами). Максимальне число днів з антициклонічним характером погоди буває восени, мінімальне – взимку, а з циклонічним – максимальне взимку і навесні. Найбільше число циклонів переміщується над Лісостепом, у Степу переважають антициклони.

На територію України циклони переміщуються з різних напрямів, крім східного, а акваторія Чорного моря та Українські Карпати є осередками місцевого циклогенезу. Взимку циклони зміщуються на територію країни, у більшості випадків ще у початкових стадіях розвитку. Надалі вони поглиблюються і уповільнюють швидкість руху. В інші сезони року спостерігаються вихори, які досягли стадії максимального розвитку, і

швидкість їх переміщення зменшується.

Для півдня східної Європи, в тому числі і України, найбільш характерні такі циркуляційні особливості:

1. Підвищена активність атмосферних процесів і різкі зміни погоди в холодному півріччі, обумовлені інтенсивною циклонічною діяльністю на середземноморській гілці ПВФЗ, пов'язаної з потужним антициклогенезом над Західним Сибіром і південним сходом ЄТР (сибірський антициклон). Вплив внутрішніх морів і гірських систем Кавказу, Карпат і Малої Азії сприяє утворенню осередків локального цикло- і антициклогенезу.

2. У теплому півріччі відмічається помітне послаблення активності атмосферних процесів, спричинене зміщенням на північ ПВФЗ і ослабленням циклонічної діяльності над південними морями.

3. Переважання антициклонічного характеру циркуляції. Хоч річна кількість циклонів над півднем східної Європи дещо більша, ніж антициклонів, циклонічні утворення, особливо в теплий період року, незначні за площею і інтенсивністю, в той час як антициклонічні звичайно добре розвинені. Антициклонічна циркуляція переважає і за часом, в середньому вона спостерігається 240 днів на рік.

Підвищена активність атмосферних процесів і різкі зміни погоди найбільш характерні для зими, першої половини весни і кінця осені. У цей час домінує процес переміщення на південь східної Європи або Чорне море південних циклонів, що часто переривається стаціонуванням антициклонів на південному сході ЄТР або заходом Казахстану. При відсутності блокуючого антициклону циклонічна діяльність розвивається над всім регіоном, а при його наявності відбувається її локалізація над Чорним морем. Утворюються великі горизонтальні градієнти тиску і температури, що зумовлюють ряд інтенсивних явищ: ураганні вітри, хуртовини, сильні опади, пилові бурі. Стаціонування антициклонів над південним сходом ЄТР – заключна фаза більшості антициклонічних вторгнень на територію, що розглядається, цей процес частий і стійкий.

Області низького тиску – циклони і улоговини, – складають біля 43% випадків всіх баричних утворень, що спостерігаються над територією України протягом року. Щорічно на території України відмічається в середньому 43 випадки циклонів.



Циклони переміщуються на територію України протягом всього року, в основному – в холодний період з листопада по березень. Найчастіше вони рухаються із західних районів Чорного моря, низов'їв Дунаю і півночі Італії, а також з районів Малої Азії – південні і південно-західні циклони, що мають повторюваність 6 випадків на рік. Рідше відзначаються циклони з центральних районів Європи і Угорської низовини – західні циклони. Пірнаючі північно-західні циклони переважають зимою і восени, північні і ультраполярні бувають тільки зимою.

Середня тривалість існування циклонічних утворень над територією України збільшується від літа до зими; лише південні і південно-східні циклони мають найбільшу тривалість літом.

Значне місце серед баричних систем займають улоговини – біля 60 випадків на рік. Частіше за все спостерігаються улоговини, орієнтовані зі сходу. Велику повторюваність мають також улоговини, орієнтовані з півночі, їх циклонічні центри переміщуються із заходу на схід через Білорусь і центральні райони ЄТР. Пов'язані з улоговинами фронтальні розділи проходять через Україну за 24-36 годин [1].

Підстилаюча поверхня впливає на всі кліматичні показники. Наприклад, гірські хребти Карпат і Криму захищають відповідно Закарпаття і Чорноморське узбережжя від холодних арктичних повітряних мас. Середньосічневі температури на північному сході країни від  $-7...-8$  °С, а на Південному березі Криму (Ялта)  $4$  °С. Середньолипневі температури на заході України  $18$  °С, а на півдні – від  $22...23$  °С та вище. Оподи розподіляються нерівномірно, їх річна кількість зменшується з заходу і північного заходу ( $550-650$  мм/рік) на південь і південний схід (до  $300-350$  мм/рік). Максимум опадів припадає на Кримські гори (понад  $1000$  мм/рік) і Українські Карпати (понад  $1500$  мм/рік).

На клімат України, як і будь-якої іншої ділянки суходолу, впливають такі чинники:

- географічна широта,
- абсолютна висота,
- рельєф,
- віддаленість від морів і океанів,
- наявність поблизу океанічних течій,
- розміщення на материк (розміри і частина материка),
- характер підстилаючої поверхні (колір, рослинність, мікроформи рельєфу).

Головним із чинників, що обумовлює особливості розвитку кліматотвірних процесів, є географічна широта. Географічною широтою зумовлене існування в Україні помірного клімату з переважаючими західними вітрами та чітко вираженими змінами кліматичних явищ за сезонами.

Відсутність гірських систем на північному заході України, а також у північному та східному напрямках робить її терени відкритими для проникнення повітряних мас з Атлантики, Арктики та центральної частини Євразійського материка.

Особливості помірно континентального типу клімату в Україні зумовлені не тільки віддаленістю її просторів від океану, а значною мірою тим, що розміщена наша країна саме в західній частині найбільшого на Землі материка.

Середні величини альbedo за рік на теренах України змінюються від 24% на півночі до 17% на півдні (за зимовий період від 60% до 25% відповідно). Значні відмінності взимку, в основному, пов'язані зі стійкістю снігового покриву, а влітку вони згладжуються. На території України, яка розмішена в помірних широтах, середньорічна величина сумарної сонячної радіації становить від 95 ккал/см<sup>2</sup> (4200 МДж/м<sup>2</sup>) на півночі до 125 ккал/см<sup>2</sup> (5200 МДж/см<sup>2</sup>) на Південному узбережжі Криму за рік.

Різницю між поглинутою сонячною радіацією та величиною теплового випромінювання підстилаючої поверхні називають радіаційним балансом. Він може бути додатним (вдень, влітку) та від'ємним (вночі, взимку). Визначається він у тих самих одиницях, що й сонячна радіація – МДж/м<sup>2</sup>. На півночі середня величина його становить близько 1700 МДж/м<sup>2</sup>, у центральній частині держави – 1850 МДж/м<sup>2</sup>, а на півдні – до 2650 МДж/м<sup>2</sup>.

Механізм ЗЦА проявляється зокрема й через вплив на погодні процеси, центрів дії атмосфери. Для Атлантико-Європейського регіону і території України зокрема, такими є ісландський мінімум, та два баричні максимуми – субтропічний азорський та сезонний сибірський – зміни великомасштабної атмосферної циркуляції проявляються у зміщенні на схід основних центрів дії атмосфери, при цьому змінюються і погодоутворюючі процеси. Так, у холодний період року на початку ХХ ст. під впливом сибірського антициклону знаходилася вся територія України, в середині століття – тільки її східна частина, а наприкінці століття вплив цього ЦДА зник. У теплий період року перетворення атмосферної циркуляції проявляється у розширенні на схід азорського антициклону, під впливом якого на кінець століття потрапила більша частина території України. У результаті погодні умови на території України взимку формуються під впливом атлантичних

повітряних мас, на кінець століття помінялися на більш теплі з опадами переважно у вигляді дощу і мокрого снігу, а влітку - відмічається значна мінливістю температури повітря із зростанням частоти внутрішньомасових опадів та гроз.

## 1.2 Типи повітряних мас та їх вплив на клімат України

На клімат України спливають арктичні, помірні і тропічні повітряні маси [2].

Арктичне повітря формується над Арктикою. Воно холодне, сухе, чисте. Не зустрічаючи перешкод, воно проникає далеко на південь Східноєвропейської рівнини. Взимку арктичні маси приносять морозну суху та малохмарну погоду, навесні та восени - заморозки.

Помірні повітряні маси формуються в середніх широтах і дуже відрізняються своїми властивостями від арктичних. На терени України вони приходять здебільшого з Атлантики у вигляді західних вітрів. Морське помірне повітря з Атлантичного океану, просуваючись на схід, поступово віддає свою вологу. Влітку воно зменшує спеку, особливо на заході України, підвищує вологість повітря і приносить опади, а взимку пом'якшує морози, викликає снігопади і відлиги.

Континентальне помірне повітря надходить в Україну переважно з внутрішніх районів Євразії і надає клімату сухості. Взимку встановлюється ясна і морозна погода, а влітку – суха, ясна і спекотна.

На клімат нашої країни впливають і тропічні повітряні маси, морські – з боку Середземного моря, континентальні – з внутрішніх районів Євразійського континенту. Вони завжди теплі, мають високу температуру. Сформувавшись над субтропічними районами Атлантики і прийшовши на терени України, морське тропічне повітря переважно зумовлює влітку теплу похмуру погоду із затяжними дощами, а взимку - різке потепління.

Континентальне тропічне повітря з внутрішніх районів Азії бідне на вологу, але містить багато пилу. Воно спричиняє спекотну і суху погоду, а інколи посухи та суховії.

Антициклони та циклони переміщуються на територію здебільшого з заходу на схід. Це зумовлено західним перенесенням повітря у помірних широтах, в яких розміщена територія України. Тривалість "життя" циклону від 1-2 до 5-7 діб, антициклону – до кількох тижнів. Тому для України пересічна річна кількість днів з циклонами (130) менша, ніж з антициклонами

(235), хоч за рік над територією нашої країни проходить понад 45 циклонів і 35 антициклонів. Найчастіше циклони спостерігаються з листопада до березня, найрідше – наприкінці весни.

Формуються циклони і антициклони переважно в одних і тих районах земної кулі. Циклони, що надходять на територію України, зароджуються протягом року північніше Ісландії (Ісландський мінімум). Антициклони пов'язані в більшості випадків з діяльністю Азорського максимуму. Влітку антициклони інколи заходять у межі України з Арктичного, а взимку з Азіатського максимумів. Вони, на відміну від перших центрів дії атмосфери, мають сезонний характер.

### 1.3 Основні кліматичні показники

Характеризуючи погоду, говорять про температуру повітря, опади, вологість а також деякі атмосферні процеси, їх називають метеорологічними елементами [2].

Температура повітря змінюється відповідно до сонячної радіації, а отже знижується з півдня на північ. Середньорічна температура повітря в Україні коливається від 11...13°C на півдні до 5...7°C на півночі.

Пересічна середня температура найхолоднішого місяця (січня) змінюється від -7...-8°C на північному сході країни до 2...4°C на Південному узбережжі Криму. В окремі роки спостерігаються зниження середньомісячних температур до -15°C.

У найтеплішому місяці (липні) середньомісячна температура змінюється від 17...19°C на півночі та північному заході країни до 22...23°C у південних районах, 25°C – на Південному узбережжі Криму.

Січневі ізотерми мають, в основному, напрямок з північною заходу на південний схід, а липневі - з південного заходу на північний схід. Отже, йдуть вони майже перпендикулярно одні до одних, а тому різниця температур найхолоднішого і найтеплішого місяця (амплітуда температур) змінюється з заходу на схід. Ця особливість клімату пов'язана з зменшенням впливу на нього Атлантичного океану. Водночас посилюється вплив материка, тобто континентальність клімату.

Зростання континентальності клімату з заходу на схід підтверджується і тим, що абсолютні мінімальні температури (нижче -40°C) спостерігаються на сході, а абсолютні максимуми (41...42°C) – на південному сході України.

На рівнинній території України річна кількість опадів також змінюється в напрямку з заходу на схід (від 700 мм на заході Полісся і лісостепу до 300-350 мм у південних районах). Найбільше опадів випадає на гірських хребтах Карпат (в окремих місцях – понад 1500 мм), а у Кримських горах – понад 1000 мм за рік.

Кількість опадів розподіляється нерівномірно за сезонами. У теплу пору їх випадає у 2-3 рази більше, ніж у холодну. Винятком є Південний берег Криму, де опади є переважно в холодну пору року. Це пов'язано з тим, що влітку тут панують повітряні маси з високим тиском і низхідним рухом повітря.

Максимальна кількість опадів на більшості території України припадає на червень - липень, причому у червні вона різко зростає порівняно з травнем. Улітку спостерігаються часті грози і зливи, що становлять 200 мм опадів на рівнині й до 300 мм у Карпатах.

Різною на території України є середня кількість днів з опадами. На півдні Причорноморської низовини вона коливається від 5 до 9, а у північній і західній частині країни - від 10 до 16 днів за місяць. Найбільше їх взимку, а найменше – в серпні - вересні.

Перший сніг випадає наприкінці жовтня – в листопаді. Сталий сніговий покрив утворюється на півночі у кінці листопада і лежить до першої декади квітня. На півдні України сніг вкриває землю у середині грудня, а тане на початку березня. На території країни зими, коли б сніг лежав постійно протягом 3-4 місяців, бувають дуже рідко, а у південних районах половина зими не має стійкого снігового покриву.

Висота снігового покриву на Поліській низовині змінюється від 30 до 20 см, а в Причорномор'ї – до 10 см. Сильні вітри на півдні часто здувають сніг з відкритих місць у долини річок, балки, що не дає можливості створити достатній запас вологи на полях.

Абсолютна річна кількість опадів на території країни ще не свідчить про достаток вологи. Адже значна частка вологи випаровується, а величина випаровування залежить від температури.

Чим вища температура повітря, тим більше вологи воно може в собі містити, а отже – більше вологи може випаровувати. Величина випаровуваності може бути меншою або більшою, ніж кількість опадів. Співставивши ці дві величини, можна визначити зволоженість території. Характеризують її коефіцієнтом зволоження, що визначається відношенням кількості опадів до величини випаровуваності за певний період. Тобто,  $K=O/V$ , де  $O$  – річна кількість опадів,  $V$  – величина випаровуваності,  $K$  –

коефіцієнт зволоження. Якщо  $K=1$ , то зволоження достатнє,  $K>1$  – надмірне,  $K<1$  – недостатнє,  $K<0,3$  – бідне.

На північному заході України випаровуваність дещо менша, ніж кількість опадів, тому ця територія має достатнє, зволоження, а в Карпатах і Криму воно навіть надмірне. У південних і південно-східних районах країни величина випаровуваності значно більша від кількості опадів, а, отже, зволоження недостатнє.

Таким чином, у напрямку з заходу на схід в Україні зростає континентальність клімату, яка проявляється не тільки у зростанні амплітуди температур, але і у зменшенні кількості опадів та коефіцієнта зволоження.

#### 1.4 Кліматичні сезони України

Територія України лежить у помірно континентальній області помірного кліматичного поясу. Значні зміни висоти Сонця над горизонтом, тривалості дня, циркуляції атмосфери, а також характеру підстилаючої поверхні у різні пори року в помірному поясі визначають закономірне чергування сезонних типів погоди [2].

Зима в Україні характеризується морозною погодою з випаданням снігу і встановленням снігового покриву. Триває вона 4-3 місяці, а починається у кінці листопада – на початку грудня, коли утворюється сталий сніговий покрив. Сніг впродовж зими декілька разів сходить і випадає знову. Приходить зима в Україну з північного сходу і найпізніше досягає Кримського півострова. Для неї характерна значна мінливість погодних процесів: сильні похолодання часто змінюються різкими потепліннями з відлигами; періоди хмарної і теплої погоди з опадами у вигляді мокрою снігу і дощу змінюються безхмарною погодою. Відлиги (8-10 днів протягом зими) охоплюють більшу частину території, іноді і всю країну, що спричиняється перенесенням теплих повітряних мас з Атлантики.

Весна на теренах України найраніше настає на південному заході і широко просувається на північний схід. Бувають заморозки, викликані вторгненням холодного арктичного повітря з півночі. Весна закінчується цвітінням акації. Якщо середньодобова температура переходить через  $15^{\circ}\text{C}$ , настає літо.

Літо тепле, на півдні - спекотне. Максимальні температури повітря спостерігаються в серпні. Цей місяць характеризується часто безхмарною посушливою погодою. На всій території України влітку проходять грози та

зливові дощі. На літо припадає близько 40% річної норми опадів. Тільки в південних районах літо посушливе.

Осінь на Україні порівняно тепла та тривала, з ясними сонячними днями та прохолодними ночами, нерідко з заморозками. Негода з затяжними дощами, низькими температурами повітря настає в кінці осені (жовтень - листопад). Найбільше вона відображена на заході та півночі країни.

У помірно континентальній області клімату України виділяють на рівнині атлантико-континентальну і континентальну підобласті, а у Карпатах - карпатську і закарпатську.

На Південному березі Криму погода взимку визначається впливом помірних повітряних мас, а влітку – тропічних. Тому опади тут характерні в основному взимку, бувають і у вигляді снігу, але сніговий покрив не утворюється. Літо сонячне, сухе і спекотне.

Клімат України сприятливий для життя і діяльності людини. Кліматичні умови враховують, коли вибирають місця для будівництва житла, господарських об'єктів, транспортних шляхів. Від них залежить робота водного транспорту.

### 1.5 Несприятливі погодні явища в Україні

Клімат України сприятливий для розвитку сільського господарства. Всюди є можливість вирощувати культури помірного поясу: на півночі, де менше тепла, – вологолюбні і невибагливі рослини; на півдні та Закарпатті – теплолюбні та посухостійкі; у середній, лісостеповій частині – зернові, цукрові буряки тощо [2].

Однак, для клімату України характерні і деякі несприятливі погодні явища. У літній період на території України часто спостерігаються грози, 25-30 днів (у Карпатах – до 40), які супроводжуються зливами, інколи градом. Град випадає на рівнинах 2-3 рази, а в Карпатах – до 4-6 разів.

З туманами спостерігається в середньому 15-30 днів у році (в горах до 130 днів). Значної шкоди сільському господарству завдають заморозки, восени (з другої половини вересня) і навесні (квітень-травень).

Взимку для всієї території України характерні ожеледі, тривалість яких коливається від кількох годин до 10 днів і більше. Ожеледдю називають удільний шар льоду, що утворюється на гілках дерев, телефонних та електропроводах, а також на поверхні землі при температурі від 0 до -3°C внаслідок замерзання крапель дощу, мряки чи туману. Ожеледь, яка покриває

дорогу називають ожеледицею. Хуртовини найчастіше бувають у січні – лютому.

У літній період (інколи навесні та восени) виникають посухи, котрі повторюються, як правило, через 2-3 роки і завдають чималих збитків сільському господарству, особливо на півдні та південному сході країни. У весняно-літній період спостерігаються пилові бурі, тривалість яких коливається від кількох хвилин до кількох діб. Їх спричиняють суховії, що дмуть із пустельних, напівпустельних просторів Середньої Азії.



## 2 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ АЕРОДРОМУ «ОЛЕКСАНДРІЯ»

Аеродром "Олександрія" розташований в 5,0 км на схід від центру населеного пункту Олександрія (4,0 км на схід від залізничної станції "Олександрія"). Місто Олександрія розташоване на Придніпровській височині з загальним нахилом території з північного заходу на південний схід. Рельєф являє собою здебільшого плато, або підвищену хвилясту рівнину розчленовану густою мережею річкових долин і балок, а також ярів. В балках, що простягаються з заходу на схід, південні схили пологі, а північні крутіші, дуже вкриті ярами, в таких місцях відкриваються древні докембрійські породи. Максимальне перевищення рельєфу над рівнем моря 229 м, відносно ЗПС + 72 м. Середня висота плато близько 200 м над рівнем моря. Проте спостерігається значна різниця абсолютних висот. Оточують місто з трьох сторін висоти, які мають відмітки 136-142 м. Саме на них розташовані основні промислові зони міста.



Рис.2.1. Аеродромом «Олександрія» військової частини 2269 НГУ

В північній частині району місцевість розділена рікою Дніпро на дві частини: лівобережну низину та правобережну пагористу рівнину, розділену долинами річок та балками. Невеликі площі змішаних лісів (дуб, акація, осика) зустрічаються на водорозділах і по долинам річок. Висота дерев

15-25 м, товщина 0,15-0,7 м. Соснові ліси та молоді насадження сосни переважають на піщаних терасах річкових долин. Поблизу населених пунктів значні площі зайняті садами. Решта ділянок місцевості розділена полезахисними лісовими смугами висотою до 15 м. На північ від району польотів розташоване Кременчуцьке водосховище шириною 10-21 км, глибиною 6-19 м. Ріка Дніпро на ділянці між Кременчуцьким та Дніпродзержинським водосховищами має ширину до 630 м, глибину 4-7 м. Через місто Олександрія протікає річка Інгулець, права притока Дніпра, шириною 15-90 м, глибиною до 4 м. Інші річки невеликі, шириною до 10 м, часто перегорожені земляними греблями, вище яких розташовані невеликі водосховища. Поблизу населених пунктів Головкивка, Балахівка, Бандурівка, Костянтинівка розташовані вугільні розрізи глибиною до 100 м.

Клімат помірно континентальний. Зима м'яка, з частими відлигами, літо тепле, сухе. Опادي за рік розподіляються нерівномірно, за літній період випадає кількість опадів 336 мм, за холодний – 177 мм.

Через Олександрію з південного заходу на північний схід проходить вісь високого атмосферного тиску, що розділяє область на дві частини панування різних повітряних мас – північно-західну (лісостеп), вологі маси з Атлантики і північно-східну (степ), континентальні маси з Азії і зумовлює різноманітність фізико-географічних умов регіону.

Серед річного ходу швидкостей вітру виділяються два періоди: холодний - з підвищеною швидкістю, теплий - зі слабкими вітрами. Середня річна швидкість вітру дорівнює 4-9 м/с. Найбільша середньомісячна швидкість відмічається в січні, найменша - в липні. Добовий хід вітру найбільше виражений в тепле півріччя (в середньому збільшення швидкості вітру вдень складає 5-8 м/с). Невелике коливання добового ходу відмічають в листопаді – березні. На протязі року швидкість вітру вночі переважно менша, ніж вдень.

На протязі року по району аеродрому переважає вітер північної чверті. В тепле півріччя порівняно з річним ходом, підвищується кількість західних, північно-західних та північних вітрів. В холодне півріччя збільшується кількість північно-східних, східних, південно-східних, південних та південно-західних вітрів. Найбільше число днів з сильним вітром (більше 15 м/с) спостерігається в грудні – квітні, найменше - в травні – листопаді. Найбільша кількість часів з сильним вітром приходить на денні години з 11.00 до 17.00. Середня тривалість сильного вітру складає 3-8 годин. Іноді сильний вітер продовжується добу і більше. Максимальну швидкість вітру зафіксовано 38 м/с.

Середня температура січня  $-4,3^{\circ}\text{C}$ , липня  $21,3^{\circ}\text{C}$ . Найбільш низька середньомісячна температура повітря спостерігається в грудні – лютому. Мінімум температури зафіксовано 2 лютого 2012 року і дорівнює  $-28,6^{\circ}\text{C}$ . Абсолютний максимум зафіксовано 25 серпня 2007 року і дорівнює  $39,0^{\circ}\text{C}$ . Максимум середньомісячної температури приходить на літні місяці. Вологість повітря 61-65 % (максимальна в грудні – 84-86 %, мінімальна в серпні – 43-48 %). В результаті аналізу статистичних даних виявлено, що в районі аеродрому самий ранній заморозок зареєстровано 24 вересня, а самий пізній - 23 травня.

Сталий сніговий покрив (середня висота 11-16 см) встановлюється у другій половині грудня, сходить наприкінці лютого або на початку березня. Часті відлиги в деякі зими не сприяють утворенню сталого снігового покриву. Тривалість періоду без морозів 160-170 днів. При сильному вітрі на полях можуть утворюватися оголені ділянки, що нерідко стає причиною вимерзання озимих або розвіювання ґрунту.

Узимку спостерігається підвищена циклонічна діяльність, менша – навесні і восени. З переміщенням циклонів у холодний період року пов'язані найбільш різкі зміни погоди: дощі і снігопади, сильний вітер, різкі потепління і раптові похолодання. Влітку циклонічна діяльність стає причиною значних фронтальних опадів. Антициклони впливають на погодні умови області узимку (вплив сибірського максимуму і вторгнень холодного арктичного повітря) і влітку (ядра азорського максимуму) та сприяють встановленню відповідно безхмарної морозної погоди узимку і спекотної безвітряної – влітку.

Серед факторів, які характеризують підстильну поверхню, головними є незначна висота території області над рівнем океану, відсутність гір.

Характер та інтенсивність основних кліматоутворюючих факторів істотно змінюється по сезонах. Зима характеризується переважною роллю циркуляційного чинника, а значення радіаційного зменшується внаслідок незначної висоти Сонця над горизонтом, невеликої тривалості дня, значною хмарністю. Північніше Кіровоградщини знаходиться гребінь високого тиску, в результаті може встановлюватися антициклоніальна погода з посиленням східного і північно-східного вітру. Характерною особливістю зими є часті відлиги, які викликаються переміщенням циклонів з Атлантики, Середземного і Чорного морів. Перехід до весни характеризується

підвищенням ролі радіаційного фактора і посиленням впливу підстильної поверхні.

Влітку посилюється вплив азорського антициклону. Його відроги поширюються на схід, при цьому атлантичне повітря трансформується і приходить на материк прогрітим і сухим, як наслідок – переважає антициклональна погода зі значною кількістю якісних сонячних днів, активізується грозова діяльність зі зливами. Оподи фронтального походження пов'язані з циклонами з заходу.

## 3 ФОРМУВАННЯ ТУМАНІВ НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ

### 3.1 Загальні відомості про умови утворення туману

Основними фізичними факторами, що приводять до утворення туману, є зміна температури і абсолютної вологості повітря, при яких відбувається насичення повітря, і подальша конденсація водяної пари. Згідно [3], для його виникнення необхідно не тільки насичення, але й незначне пересичення повітря, щоб частина водяної пари сконденсувалася і створила певну водність туману.

Однак, за даними інших літературних джерел, досить часто природні тумани існують і при відносній вологості ( $f$ ) повітря менше 100%, тобто в умовах недосищенним водяної пари щодо плоскій поверхні води.

В реальних умовах насичення повітря водяною парою відбувається, в основному, за рахунок охолодження повітря. Зростання відносної вологості є найбільш надійним і доступним показником процесів формування будь-якого типу туману, а її зменшення – їх розсіювання.

В тумані вода знаходиться в двох, а при низьких негативних температурах - в трьох фазових станах.

Тумани виникають тоді, коли поблизу поверхні Землі є сприятливі умови для конденсації водяної пари. В більшості випадків це зниження температури. Ядер конденсації водяної пари завжди достатньо. Оскільки ядра конденсації гігроскопічні, то тумани виникають ще до зниження температури до точки роси, тобто при відносній вологості близько 95%.

Залежно від умов утворення тумани поділяють на два види: тумани охолодження і тумани випаровування. У природних умовах переважаючими є тумани охолодження. Охолодження повітря поблизу земної поверхні відбувається внаслідок двох основних процесів. Це радіаційне охолодження земної поверхні та прилеглого шару повітря. Втрачаючи тепло шляхом випромінювання радіації земна поверхня охолоджується, а від неї охолоджується і прилегле повітря. Тумани, які виникають у цьому випадку, називаються радіаційними. Крім того повітря охолоджується при його перенесенні з теплішої земної поверхні на холоднішу. Ці тумани називають

адвективними. Якщо повітря охолоджується внаслідок дії двох причин, то тумани називаються адвективно-радіаційними.

Радіаційні тумани виникають в приземному шарі повітря внаслідок охолодження його шляхом випромінювання, як до верхніх шарів повітря, так перш за все до охолодженої радіацією підстильної поверхні. З появою туману починає випромінювати теплову енергію й його верхня поверхня, і туман поступово наростає в висоту, охолодження же підстильної поверхні кілька слабшає. З самого процесу утворення очевидно, що умовами, сприятливими для утворення та розвитку радіаційних туманів є:

- 1) велика абсолютна вологість приземного шару повітря;
- 2) інтенсивне радіаційне охолодження приземного шару повітря та підстильної поверхні, а отже: а) більша прозорість атмосфери в ті години доби, коли це охолодження переважає над нагріванням і перш за все, звичайно, мала хмарність або повна відсутність її вночі; б) велика тривалість ночі;
- 3) слабкий вітер, так як при вітрі сильніше «слабкого» інтенсивне турбулентне перемішування уповільнює охолодження приземного шару повітря; при тиші – охолоджується, але зате сильно, лише найнижчий тонкий шар повітря і утворюється тонкий, але густий шар туману. Цей різновид радіаційного туману називається поземним туманом.

Зі сказаного про процес їх утворення впливають такі характерні для радіаційних туманів, особливості:

- 1) Вони розташовуються на земній поверхні «плямами» (аж до найменших), так як утворення їх в дуже сильному ступені залежить від місцевих умов підстильної поверхні. При відповідних умовах (наприклад, над великими низинами або болотами) такі плями туману можуть займати і великі райони.

- 2) Густина туману по напрямку знизу вгору зменшується. Тому нерідко при такому тумані досить добре видно небесний обрій, наприклад, блакитний колір його і сонце або, відповідно, зірки, місяць, в той час як горизонтальна видимість дуже погана.

- 3) Як і всі явища, пов'язані із земною радіацією, радіаційні тумани виявляють добовий і річний хід:

- а) утворюється радіаційний туман після заходу сонця і в теплу пору року зникає незадовго після сходу сонця; в холодну пору року може триматися весь день, посилюючись вночі і слабшаючи днем. За інших рівних умов радіаційні тумани над морем виникають пізніше, ніж над сушею. Проникненню їх на прибережну смугу моря (зазвичай шириною близько 25 км) може сприяти стікання вночі більш холодного повітря з суші на море

(нічний бриз). Тане радіаційний туман внаслідок виникнення конвекційних струмів в міру нагрівання підстильної поверхні. Тому, за інших рівних умов, радіаційні тумани тануть над сушею раніше, ніж над морем. В процесі таяння радіаційний туман може спочатку піднятися над земною поверхнею і утворити низькі шаруваті хмари, з яких можуть навіть випадати опади. У міру подальшого прогрівання нижніх шарів тропосфери такі хмари тають і, нарешті, зовсім зникають. Але якщо прогрівання недостатньо - такі шаруваті хмари можуть триматись весь день або навіть кілька днів поспіль, поступово нарастаючи в товщину день від дня.

б) над сушею радіаційні тумани виникати в будь-який час року та в будь-яких широтах; над морем же – тільки в більш високих широтах. За інших рівних умов, радіаційні тумани частіше утворюються в холодну пору року, ніж в теплу; але так як густина їх, при інших рівних умовах, тим більше, чим більше абсолютна вологість повітря, то густі радіаційні тумани можуть спостерігатися і в теплу пору року. Особливо густі радіаційні тумани спостерігаються в тих випадках, коли ясні ночі наступають після рясних дощів, сильно зволоживших ґрунт (внаслідок чого також велика вологість нижнього шару повітря) і ці ясні ночі досить довгі, як наприклад, восени.

Формування радіаційного туману відбувається в антициклонах, гребенях, баричних сідловинах, іноді, переважно влітку, у малоградієнтному полі пониженого тиску. В більшості випадків туман виникає при малохмарній погоді та швидкості вітру біля поверхні землі до  $2-3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . При повному штילі перенос вологи обумовлюється тільки молекулярними процесами, і хоча на поверхню ґрунту може випасти роса, туман не виникає через відсутність перемішування. Чим ближче повітря до стану насичення, тобто, чим менший дефіцит точки роси у вечірні години і відносна вологість більше 60 %, тим більш сприятливі умови для виникнення туману. Чим більша точка роси і її зниження протягом ночі, тим густіший повинен бути радіаційний туман. Чим нижча температура повітря і менша швидкість вітру, тим більше повинно бути зниження точки роси в умовах радіаційного охолодження. Інверсійний розподіл температури при малому дефіциті точки роси у шарі 50-300 м від поверхні землі сприятливий для виникнення радіаційного туману. Радіаційний туман, як правило, утворюється ввечері або вночі і розсіюється через деякий час після сходу сонця, приблизно через 2 години над ґрунтом і через 2-4 години над сніговим покривом. Стан поверхні ґрунту (її вологість) грає суттєву роль у виникненні туману.

В холодний період року у стійких антициклонах утворюються високі радіаційні тумани. Вони розповсюджуються до висоти кількох сотень метрів. Це результат тривалого поступового охолодження повітря в нижніх шарах

антициклону протягом кількох днів. Такі тумани охоплюють величезні площі і можуть зберігатись багато днів підряд, розсіюючись інколи в середині дня на кілька годин.

Виникненню туману сприяє також ввігнутий рельєф місцевості (долина, улоговина), куди вночі стікає повітря з більш високих місць, застоюється і додатково охолоджується.

Адвективні тумани виникають в теплому повітрі при його переміщенні над холодною підстильною поверхнею. Вони пов'язані з малорухомими баричними утвореннями при наявності стійкої адвекції тепла і вологи на охолоджену підстильну поверхню. Якщо очікується підвищення температури на 9-12 °С, в прогнозі на 1-2 доби слід вказати туман. При дефіцитах точки роси більше 6 °С умови для туману практично відсутні. Більшість адвективних туманів формується або посилюється пізно ввечері і розсіюється або слабшає вранці. Формування туману за рахунок чисто адвективного фактору над сушею спостерігається рідко, як правило, адвективний фактор доповнюється радіаційним.

Адвективні тумани охоплюють величезні райони і розповсюджуються вгору на сотні метрів. Вони можуть виникати і при значній швидкості вітру. Тепле повітря вихолоджується при контакті з холодною підстильною поверхнею, а велике турбулентне переміщення розповсюджує вихолодження до значної висоти. При цих туманах також існує інверсійний розподіл температури, але інверсія уже адвективна. При значній турбулентності відбувається коагуляція крапель туману і найбільші краплі падають на земну поверхню у вигляді мряки.

Адвективно-радіаційний туман формується над охолодженою сушею переважно в холодний період року, вночі, при слабкій адвекції теплового повітря і при наступному радіаційному вихолодженні земної поверхні при проясненні вночі. Швидкість вітру в приземному шарі повітря складає 1-2 м·с<sup>-1</sup>, рідко 3-4 м·с<sup>-1</sup>. Додаткова конденсація водяної пари виникає за рахунок радіаційного охолодження теплового повітря в приземному шарі, чому сприяє повне прояснення навіть на короткий проміжок часу або хмарність незначної густини і товщини.

Туман випаровування формується в стійко стратифікованому холодному повітрі при його пересуванні над водяною поверхнею, яка тепліша за шар повітря на 10 °С і при відносній вологості 70 %. Чим більша різниця між температурою води і температурою повітря, тим густіший туман. Якщо в сильно вихолоджену над сушею повітрі в антициклоні або гребені інверсія починається від землі, то при його зміщенні на теплу водяну поверхню нижній шар повітря нагрівається. Приземна інверсія при цьому



руйнується до висоти 50-100 м і стає піднесеною. В підінверсійному шарі повітря стає нестійким та насиченим водяною парою. В результаті перемішування водяної пари з більш холодним повітрям під шаром інверсії відбувається конденсація, яка приводить до формування туману. Інколи вони виникають увечері під час спокійного дощу на нагріту земну поверхню чи після його закінчення, коли з вологої теплої поверхні інтенсивно випаровується волога, а температура повітря знижується. Взимку туман випаровування спостерігається і над внутрішніми морями, а саме, над Чорним морем, поблизу узбережжя восени – над озерами і ріками, які не замерзають.

Швидкість випаровування з поверхні води залежить від різниці температур води та повітря і швидкості вітру. Зниження температури повітря над водою в нічні години сприяє насиченню і перенасиченню нижнього шару холодного повітря.

Усі перелічені види туманів виникають в середині повітряних мас поза межами атмосферних фронтів. Однак існує ще один вид туманів випаровування – перед теплим фронтом.

#### Фронтальний туман виникає:

1. Попереду малорухомого теплового фронту або фронту оклюзії за типом теплового, в холодному повітрі при наявності приземної або піднесеної інверсії за рахунок випаровування більш теплих краплин дощу чи мряки.

2. В зоні фронтів, особливо малорухомих, при опусканні низьких хмар, внаслідок випаровування краплин дощу або над зволоженою дощем поверхнею ґрунту при слабкому турбулентному обміні під шаром хмар.

3. За холодним фронтом взимку, якщо в клині холодного повітря випадає дощ або відбувається випаровування з більш вологого теплового ґрунту.

4. При зміщенні вологої теплої або холодної маси з великими контрастами температур, що сприяє утворенню туману, як в зоні фронту, так і за фронтом вздовж узбережжя морів, льодовиків, межі снігового покриву тощо.

Тумани усіх видів спостерігаються, як правило, при стійкій стратифікації в граничному шарі атмосфери і наявності над ними піднесеної інверсії температури, яка затримує тепло і вологообмін з вище розташованими шарами. Для радіаційного і адвективного туманів характерна квазістаціонарність баричного поля.

При прогнозі всіх видів туману необхідно визначити наявність таких факторів їх утворення:

а) синоптичні умови, напрямок і швидкість потоків біля поверхні землі;

- б) кількість хмарності, що очікується наступної ночі – ясно чи хмарно;
- в) характер стратифікації, наявність приземних або піднесених інверсій за даними радіозондування і прогностичною кривою стратифікації;
- г) наявність і знак адвекції температури;
- д) орографічні особливості пункту прогнозу;
- ж) стан підстильної поверхні, як джерела вологи.

Найчастіше тумани виникають при найбільшому охолодженні земної поверхні, тобто вранці. У горах тумани утворюються будь-якої частини доби, але усе-таки дещо частіше вони появляються у після полуденні години. Справа в тому, що в цей час виникають висхідні рухи повітря, воно адіабатично охолоджується і на схилах утворюється туман. Правда, для спостерігача, який перебуває в долині – це звичайні хмари.

До туманів також відносяться так називані сухі тумани (помоха, імла), у цих туманах частками є не вода, а дим, кіптява, пил і так далі.

Найчастішою причиною сухих туманів є дим лісових, торф'яних або степових пожеж, або степовий лесовий або піщаний пил, що піднімають і стерпні вітром іноді на значні відстані, а також викиди промислових підприємств.

Нерідкий й перехідний щабель між сухими й вологими туманами – такі тумани складаються з водяних часток разом з досить більшими масами пилу, диму й кіптяви. Це – так звані брудні, міські тумани, що є наслідком присутності в повітрі великих міст маси твердих часток, що викидають при топленні димовими, а ще більшою мірою – фабричними трубами.

### 3.2 Розподіл туманів над Україною

Низькі форми рельєфу (улоговини, річкові долини) сприяють утворенню радіаційного туману, а гори та височини – адвективного.

Повторюваність адвективного туману зменшується від 60 % на заході до 30-40 % на сході, а радіаційного, навпаки, збільшується від 20-30 % на заході до 50 % на сході.

Адвективний туман більш ніж у 20 % випадків може займати всю територію України й понад 30 % – половину її; радіаційний туман – набагато меншу площу.

Туман відмічається досить часто і повсюди. Просторовий розподіл числа днів з туманом на території України характеризується значною мінливістю та залежить від синоптичних процесів й характеру підстильної поверхні (рис.3.1).

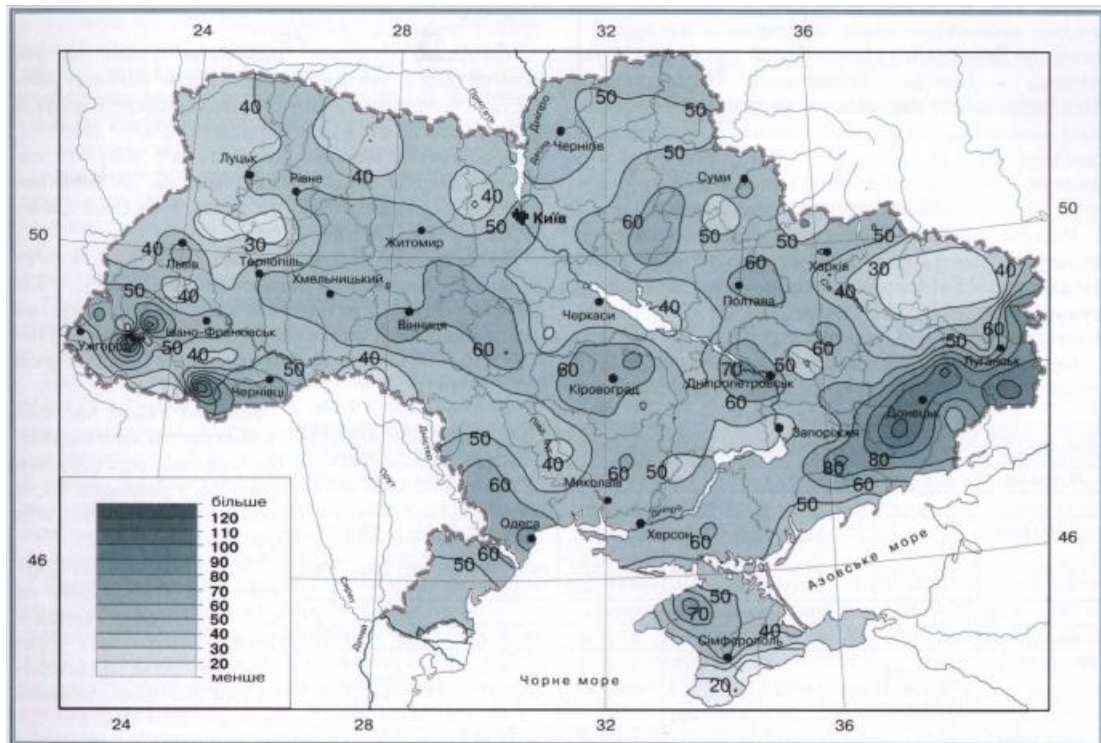


Рис. 3.1. Середнє число днів з туманом (за рік) [4]

В Українських Карпатах та Кримських горах спостерігається найбільше число днів з туманом (Плай – 247, Ай-Петрі – 182). У цих районах важливу роль у виникненні туману відіграє орографічний фактор. Під впливом орографії збільшується частота туману також на Донецькій височині, де буває понад 100 днів, а на Волинській, Подільській та Придніпровській височинах – до 60-70 днів з туманом за рік. На підвітряній стороні гір та височин повторюваність туману значно зменшується.

У низовинах в середньому спостерігається 40-50 днів з туманом, на північ від Донецької височини – 30. Найменше (15 днів) їх відмічається на Південному березі Криму.

Існує залежність між числом днів з туманом та висотою місцевості.

Вертикальний градієнт числа днів з туманом до висоти 500 м становить 30 днів на кожні 100 м висоти, до 1500 м – 10-15 днів, а вище – він істотно зменшується.

Число днів з туманом в окремі роки може різко відхилитися від середнього значення. У переважній більшості випадків (50-70%) відхилення від середнього значення становить 9 днів, а в 2-3% – понад 30 днів.

За 30-річний період спостережень (1961-1990 рр.) в Українських Карпатах (Плай) середнє число днів з туманом становить 237, найбільше (270) було зареєстровано у 1980 р., а найменше (189) – у 1969 р.

У Кримських горах (Ай-Петрі) в 1970, 1980 рр. спостерігалось найбільше число днів з туманом (214), а найменше у 1985 р. (142). На рівнинних станціях найбільше число днів з туманом (73-91) було зафіксовано у 1966 р., а найменше (від 18 до 32 днів) у різні роки. Найбільше значення середнього квадратичного відхилення числа днів з туманом відмічається у гірських районах (21-22 дні) та на височинах (14-17 днів); для рівнини воно становить 9-13, а для решти території – 4-5 днів.

На території України у середньому буває 240 днів за рік, коли спостерігається туман принаймні на одній станції.

Повторюваність туману має чіткий річний хід. На більшій частині території максимум туману (80-85 %) припадає на зимові місяці (грудень - січень), а в окремих районах – другий максимум у квітні-травні. У високогірних районах Українських Карпат найчастіше туман спостерігається у грудні - січні, на Донецькій та Приазовській височинах – листопаді-березні, Волинській, Подільській та Придніпровській височинах – листопаді-січні. Плавний річний хід туману відмічається у північних та західних районах, де частота його збільшується з жовтня - листопада і досягає максимуму у грудні - січні. Влітку повторюваність туману мінімальна.

Полісся, прибережні території великих водойм та підвітряні схили гір і височин мають аналогічний річний хід. На Південному березі Криму найчастіше туман буває у квітні-травні, листопаді-грудні, найрідше – у серпні, січні та лютому.

Просторовий та часовий розподіл максимального числа днів з туманом аналогічний розподілу середнього числа днів. Максимум числа днів з туманом спостерігається у лютому в гірській місцевості (26 днів у 1961, 1964, 1965 рр.), на височинах (17 днів у 1968, 1974, 1987 рр.), у січні (18 днів у 1966, 1971 рр.) та грудні (19 днів у 1964, 1965 рр.). Максимум числа днів з туманом у Кримських горах спостерігається з вересня до травня й становить 22-31 день, на височинах – з жовтня до квітня (12-22 дні) на рівнинах дещо менше.

Туман утворюється у будь-яку годину доби, але найчастіше виникає у нічні та ранкові години, коли посилюється вплив радіаційного фактору (рис. 3.2).

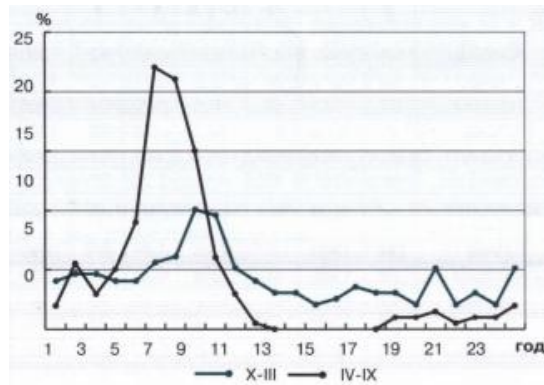


Рис. 3.2. Добовий хід повторюваності (%) туману Холодний (жовтень – березень) і теплий (квітень – вересень) періоди [4]

На рівнині добовий хід туману чітко виражений у теплу пору року та більш згладжений зимою. Особливо це простежується за радіаційного туману. Туман виникає вночі, досягаючи найбільшої інтенсивності вранці під час зниження температури повітря до мінімальних значень й підвищення відносної вологості повітря до максимальних значень та розсіюється після сходу Сонця.

Адвективний туман, характерний для холодного періоду року, може формуватися протягом доби у будь-яку годину, а тому має більш згладжений добовий хід. За наявності снігового покриву добовий хід туману виражений не чітко.

Найбільша сумарна тривалість туману за рік відмічається у тих районах, де туман виникає найчастіше. У Кримських горах та Українських Карпатах середня тривалість туману становить 2000-3000 год, на височинах – 500-600, на рівнинах – 300-400 год. Менше 200 год тривалість туману буває на північному сході та Закарпатській низовині, а на Південному березі Криму – менше 70 год за рік.

Найтриваліші тумани спостерігаються в Українських Карпатах у листопаді - грудні (375-438 год), Криму у грудні - січні (281-300 год), на Придніпровській височині у листопаді - грудні (107-133 год), Придніпровській низовині у грудні - січні (97-93 год).

Кожний район має свої особливості (циркуляційні, орографічні, територіальні тощо) як у розподілі числа днів з туманом, так і в їх тривалості.

Середня тривалість туману в день з туманом на всій території становить близько 7 год і, як і число днів з туманом, характеризується значною мінливістю – від 5 до 15 год.

Найтриваліші тумани бувають в горах, у середньому за день – від 9 до 15 год. У теплий період року, крім високогірних районів, переважають короткочасні тумани тривалістю до 5 год, а в холодний – від 5 до 9 год.

Тривалість радіаційного туману в день з туманом коливається у межах від 1 год і менше до 6 год, адвективного – від 4 до 12 год, в окремих випадках – понад добу. Тривалість туману залежить у першу чергу від його інтенсивності (дальність видимості). Туман, за якого мінімальна видимість 100 м і менше, тривалістю 12 год вважається стихійним явищем, а з видимістю менше 500 м та тривалістю понад 3 год – небезпечним.

Максимальна повторюваність туману на значній території спостерігається тоді, коли видимість менша або дорівнює 200 м.

Туман з видимістю 50 м та менше відмічається рідко (1-2 випадки за рік), але у приморських районах, наприклад в Одесі, туман з такою видимістю повторюється у 18 % внаслідок впливу Чорного моря. У районі Донецька та Дніпропетровська такі тумани спостерігаються у 7-8 %, що пояснюється підніманням по схилу теплого вологого повітря з півдня та опусканням нижньої межі низької хмарності.

Видимість під час туману змінюється протягом всього періоду його наявності. Із збільшенням інтенсивності туману збільшується його тривалість (рис. 3.3), з видимістю у тумані менше 100 м середня тривалість дорівнює 10 год і максимальна повторюваність припадає на той же інтервал, причому загальна тривалість такого туману може бути понад 24 год.

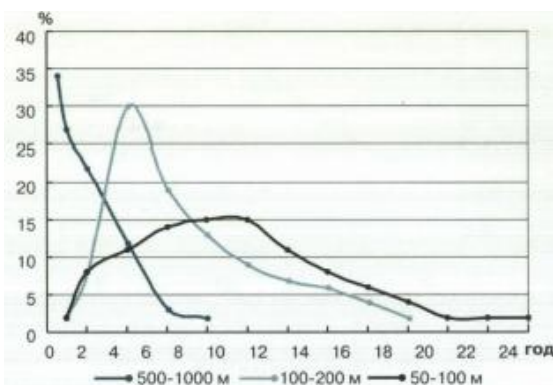


Рис. 3.3. Повторюваність (%) тривалості (год) туману за різної видимості [4]

Туман з мінімальною видимістю 100-200 м продовжується до 4 год, а його максимальна тривалість не перевищує 20 год, тоді як при видимості понад 500 м туман триває у середньому 1-2 год.

На виникнення туману істотно впливає напрям та швидкість вітру. На рівнинній частині максимум повторюваності туману відмічається під час південно-східного вітру (26 %), а мінімум припадає на північно-західний (3%).

Під впливом орографії у Сімферополі найчастіше туман спостерігається під час північно-східного (близько 50 %) і південно-західного (20 %) вітру, а у Львові – західного (30 %). В Українських Карпатах та Кримських горах напрям вітру визначається положенням станцій відносно гірських долин та хребтів.

Незалежно від напрямку вітру незначне турбулентне перемішування сприяє утворенню туману, а посилений турбулентний обмін призводить до його розсіювання. Для виникнення туману найсприятливіший вітер, швидкість якого менше 3-4 м/с.

Радіаційний туман утворюється за штилю або швидкості вітру 1-2 м/с; адвективний – 3-4 м/с, але в окремих випадках туман може бути і за швидкості понад 10 м/с.

Вертикальна товщина тривалого туману, що поширюється на значну територію, має чітко виражений річний хід (рис.3.4): максимум – у зимові місяці (грудень-лютий), мінімум – восени (вересень-жовтень).

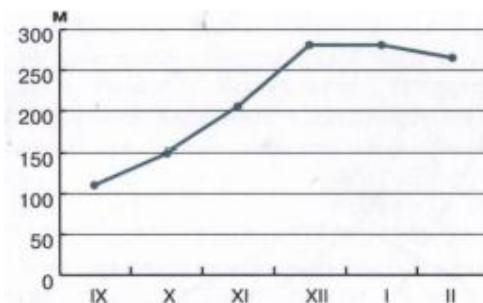


Рис. 3.4. Середня товщина (м) туману (вересень – лютий) [4]

Це пов'язано з тим, що восени здебільшого бувають радіаційні тумани, а взимку – адвективні.

Середня товщина, без урахування інтенсивності, радіаційного туману становить 155 м, адвективного – 320 м, адвективно-радіаційного – 260 м, фронтального – 400 м, а загальна товщина всіх туманів – 280 м. Інтенсивність туману, як і його водність, з висотою збільшується.

Туман може утворюватись тільки після насичення або навіть деякого перенасичення повітря водяною паром, тобто за відносної вологості повітря 100 % для водяної пари і менше 100 % для льодяного туману. Водність



туману залежить від розміру і числа крапель або льодяних кристалів туману в одиниці об'єму.

Туман – це безперервний процес конденсації, випаровування та випадання крапель. В інтенсивному радіаційному тумані на початковій стадії розвитку число крапель досягає 600-800, а в слабкому – 50- 100 крапель в  $1 \text{ см}^3$ . Розподіл крапель за розмірами в адвективному і радіаційному туманах дещо різний. У радіаційному тумані модальний радіус становить 5 мкм, а в адвективному – 8 мкм. В адвективному тумані частіше трапляються значні за розміром краплі (20-30 мкм), а в радіаційному такі краплі бувають дуже рідко. На більшій частині території України, де переважає крапельно-рідкий туман охолодження, максимум його повторюваності спостерігається за температури близької до  $0^\circ\text{C}$ ; у більшості випадків його температурний діапазон перебуває у межах  $-5...5^\circ\text{C}$ . Лише у приморських південних районах максимум повторюваності туману відмічається за температури  $4...12^\circ\text{C}$ .

Туман триває до того часу, доки туманоутворювальні чинники переважають над одночасно діючими туманорозсіювальними або перебувають з ними у рівновазі. Найчастіше туман розсіюється внаслідок зміни синоптичного процесу і радіаційного нагрівання. Адвективний туман приблизно у 65 % випадків піднімається внаслідок зміни циркуляції атмосфери, у 20 % – під впливом радіаційного нагрівання. Радіаційний туман у 60 % випадків розсіюється внаслідок радіаційного нагрівання і в 30 % – змін синоптичного процесу. Всі інтенсивні тумани зазвичай переходять у мряку.

Отже, за повторюваністю та тривалістю туману на території України можна виділити такі райони:

- Українські Карпати і Кримські гори, що характеризуються найбільшою частотою туману: середнє число днів з туманом за рік становить 121-230 (Українські Карпати), та – 185 (Кримські гори), середня тривалість у день з туманом – 9-15 год, а сумарна тривалість туману за рік – 1000-3000 год;

- Донецька, Приазовська, Волинська, Подільська, Придніпровська та відроги Середньоросійської височини, де середнє число днів з туманом за рік коливається від 60-70 до 100 днів, середня тривалість у день з туманом – 7-8 год, а сумарна тривалість – 500-600 год;

- низовини, де середнє число днів з туманом за рік дорівнює 40-50, середня тривалість у день з туманом – 5-7 год, а сумарна тривалість туману – близько 200 год;



- узбережжя Чорного та Азовського морів, підвітряні схили гір та височин, де середнє число днів з туманом – 10-20, середня тривалість у день з туманом – 4-5 год, а сумарна тривалість туману за рік – 70 год.

### 3.3 Спостереження за видимістю, визначення видимості на злітно-посадковій смузі

Спостереження за горизонтальною видимістю на аеродромі проводяться інструментально – за допомогою встановлених уздовж ЗПС відповідних ТЗМ та (або) візуально – за визначеними природними або встановленими штучними (щити-орієнтири) денними орієнтирами видимості та нічними орієнтирами видимості (вогнями), до яких відома відстань з КДП, СКП, метеорологічного майданчика, БПРМ, ДПРМ [5].

Розміщення на аеродромі ТЗМ або щитів-орієнтирів (за відсутності ТЗМ) для вимірювання горизонтальної видимості визначається згідно з Правилами визначення придатності до експлуатації аеродромів та злітно-посадкових майданчиків державної авіації України.

Для візуального визначення горизонтальної видимості на кожному аеродромі для кожного місця, з якого проводиться спостереження (КДП, СКП, метеорологічний майданчик, ДПРМ, БПРМ), аеродромним метеорологічним підрозділом (органом) розробляються схеми орієнтирів видимості окремо для дня та ночі. Орієнтири (вогні) вибираються так, щоб вони забезпечували найбільш повне і точне визначення видимості з КДП у напрямку ЗПС та із СКП уздовж ЗПС та в напрямку БПРМ на відстанях:

1) до 2000 метрів включно – згідно з Правилами визначення придатності до експлуатації аеродромів та злітно-посадкових майданчиків державної авіації України;

2) на відстанях, що відповідають експлуатаційним мінімумам аеродрому за видимістю для зльотів і посадок ПС за типами, зазначеними в інструкції з виконання польотів (використання повітряного простору) в районі аеродрому;

3) на відстанях 3, 4, 6, 10 і більше кілометрів.

Схеми орієнтирів видимості підписуються начальником аеродромного метеорологічного органу (підрозділу) та затверджуються командиром авіаційної частини (старшим авіаційним начальником). За потреби, але не рідше ніж через рік, схеми орієнтирів видимості уточнюються. На схемах як зображення орієнтирів дозволяється використовувати їх цифрові фотографії.

Під час візуальних спостережень рівень очей спостерігача розміщується на висоті 1,5-6,0 метрів від поверхні землі. Спостерігачі з числа авіаційного метеорологічного персоналу, які здійснюють візуальні спостереження за видимістю, повинні мати гостроту зору 1,0 на кожне око (із корекцією) та щороку проходити медичну перевірку зору.

Для зведень про результати спостережень за видимістю на посадку (зліт) ПС спостереження за видимістю виконуються таким чином, щоб забезпечувати репрезентативність у напрямку уздовж ЗПС та зони зльоту (посадки) ПС.

Для зведень про фактичну погоду, а також зведень METAR та SPECI спостереження за видимістю виконуються таким чином, щоб забезпечувати репрезентативність для всього аеродрому, з визначенням в окремих випадках змін видимості в різних напрямках.

Під час одночасного проведення інструментальних і візуальних метеорологічних спостережень, а також у разі різних значень горизонтальної видимості в різних напрямках відносно аеродрому в метеорологічні зведення включається менше з отриманих значень горизонтальної видимості.

У зведеннях METAR, SPECI результати спостережень за видимістю надаються таким чином:

1) у разі використання даних автоматизованої метеорологічної станції вноситься значення переважаючої видимості. У випадку, якщо видимість у різних напрямках є неоднаковою, а мінімальна видимість відрізняється від переважаючої видимості і її значення становить менше 1500 метрів або менше 50 % від значення переважаючої видимості та менше 5000 метрів, то в зведеннях, крім переважаючої видимості, вносяться також мінімальне значення видимості та її основний напрямок відносно аеродрому із зазначенням одного з восьми румбів. Якщо мінімальна видимість спостерігається в кількох напрямках, то вноситься найбільш важливий для забезпечення зльоту (посадки) ПС напрямок. У випадку, коли видимість

змінюється швидко і визначити переважаючу видимість неможливо, вноситься тільки мінімальне значення видимості без зазначення напрямку;

2) у разі використання даних автономних приладів або візуальних спостережень переважаюча видимість не оцінюється. Вноситься мінімальне значення видимості, виміряне вздовж ЗПС ТЗМ, або мінімальне значення, визначене за схемою орієнтирів видимості, без зазначення напрямку спостереження.

Під час візуальних спостережень у сутінках горизонтальна видимість на аеродромі оцінюється як за денними орієнтирами, так і за нічними орієнтирами (вогнями), при цьому до зведень заноситься більше з визначених значень видимості в момент спостереження.

Інструментальні спостереження за видимістю виконуються до максимального значення видимості шкали приладу вимірювання, що використовується. У разі виходу з ладу вимірювачів видимості та якщо спостерігаються помітні розбіжності в значеннях горизонтальної видимості, виміряних за допомогою приладу та визначених візуально, за її величину приймаються значення, визначені візуально. У такому випадку проводяться заходи для перевірки справності приладу.

У разі переходу від інструментальних спостережень до візуальних і навпаки в щоденнику погоди відповідальний спостерігач під контролем інженера-метеоролога (синоптика) робить запис про причину переходу із зазначенням часу переходу, а інженер-метеоролог (синоптик) доповідає про це керівнику польотів (черговому по прийому і випуску ПС).

Оцінка видимості на ЗПС здійснюється на аеродромах, обладнаних системою точного заходу на посадку відповідної категорії, де використовуються світлосигнальні системи посадкових вогнів високої інтенсивності та (або) осьових вогнів високої інтенсивності із силою світла в 10000 кандел і вище, при значеннях горизонтальної видимості 2000 метрів і менше. З метою оцінки видимості на ЗПС у разі встановлення приладів вимірювання в декількох місцях ЗПС видимість на ЗПС визначається для кожного місця, де встановлений прилад вимірювання.

Склад та розміщення вимірювачів видимості на таких аеродромах встановлюються згідно з Правилами визначення придатності до експлуатації аеродромів та злітно-посадкових майданчиків державної авіації України.

На аеродромах, ЗПС яких обладнані вогнями високої інтенсивності із силою світла в 10000 кандел і вище, але інформація є тільки про горизонтальну видимість, при значеннях горизонтальної видимості 2000 метрів і менше виконується перерахунок значень горизонтальної видимості в значення видимості на злітно-посадковій смузі за спеціальною таблицею, що складається для відповідних типів світлосигнальної системи. Перерахунок не виконується у випадках, коли інформація про видимість на ЗПС є в наявності, а також для зльоту ПС або контролю мінімумів під час посадки при значеннях видимості на ЗПС менше 800 метрів.

Інформація про будь-яке обмеження щодо використання світлосигнальної системи вогнів високої інтенсивності надається аеродромному метеорологічному органу (підрозділу) відповідною службою цього аеродрому.

Результати оцінки видимості на ЗПС є репрезентативними для:

- 1) зони посадки ЗПС, яка призначена для виконання заходу на посадку і посадок за приладами за категорією I;
- 2) зони посадки і для середини ЗПС, які призначені для виконання заходу на посадку і посадок за приладами за категорією II;
- 3) зони посадки, середини ЗПС і дальнього кінця ЗПС, які призначені для виконання заходу на посадку і посадок за приладами за категорією III.

Категорії I, II або III визначаються згідно з Правилами організації зв'язку та радіотехнічного забезпечення польотів державної авіації України, затвердженими наказом Міністерства оборони України від 21 листопада 2012 року N 770/ДСК, зареєстрованими в Міністерстві юстиції України 13 грудня 2012 року за N 2064/22376.

У зведеннях про видимість на ЗПС, якщо спостереження за горизонтальною видимістю ведуться в декількох місцях на ЗПС (у разі інструментальних вимірювань), на початку зведення вказуються значення, репрезентативне для зони посадки, а потім значення для середини ЗПС (при довжині ЗПС більше 2000 метрів) та дальнього кінця ЗПС із зазначенням місць, для яких ці значення є репрезентативними.

Нижньою межею оцінки видимості на ЗПС вважається значення 50 метрів, а верхньою - 2000 метрів. У тих випадках, коли значення

видимості на ЗПС виходять за межі цих значень, вказується, що дальність видимості на ЗПС менше 50 метрів або більше 2000 метрів.

На аеродромах, ЗПС яких не обладнані світлосигнальними системами вогнів високої інтенсивності, а також на аеродромах, ЗПС яких обладнані вогнями високої інтенсивності, але вони не працюють із технічних причин або якщо їх сила світла становить менше 10000 кандел, видимість на ЗПС не розраховується, не вноситься до зведень про погоду на аеродромі та не відображається на відповідних засобах відображення метеорологічної інформації (дисплеях, табло).

Для забезпечення зльотів та посадок вертольотів в умовах різних значень видимості на ЗПС за запитом керівника польотів (чергового по прийому випуску) надається значення видимості у визначеній частині ЗПС, вказаній у запиті, за наявності там приладів вимірювання або визначених в цьому напрямку орієнтирів.

Під час проведення повітряної розвідки погоди та польотів, крім горизонтальної видимості біля землі, визначається польотна видимість (горизонтальна, вертикальна, похила). Польотна видимість визначається екіпажем-розвідником погоди. За вказівкою керівника польотів польотна видимість під час польотів визначається іншими екіпажами ПС, які перебувають у повітрі або заходять на посадку.

За значення похилої польотної видимості під час заходу на посадку приймається відстань між ПС та порогом ЗПС, яка вимірюється керівником зони посадки за допомогою посадкової радіолокаційної станції в момент надання доповіді про встановлення візуального контакту з ЗПС командиром екіпажу ПС на глісаді зниження.

Значення похилої польотної видимості на посадці за даними екіпажів ПС заносяться в щоденник погоди (стартовий журнал) та доповідаються відповідним посадовим особам та членам льотних екіпажів ПС під час виконання польотів на аеродромі.

У разі відсутності даних від екіпажів ПС про похилу польотну видимість на посадці за наявності атмосферних явищ, що погіршують горизонтальну видимість біля землі до 2000 метрів та менше, але відсутності низької хмарності та опадів, за значення похилої польотної видимості приймається значення горизонтальної видимості.

За наявності низької хмарності, опадів, диму, туману та відсутності даних про похилу польотну видимість на посадці від екіпажів ПС її значення розраховуються та визначаються за спеціальними графіками, що відображають залежність похилої польотної видимості на посадці від ВНМХ, атмосферних явищ та горизонтальної видимості.

## 4 МЕТОДИ ПРОГНОЗУВАННЯ ТУМАНІВ

### 4.1 Прогноз радіаційних туманів

Радіаційний туман утворюється над сушею при безхмарному небі і слабкому вітрі (або штилі) в результаті охолодження повітря, коли його температура становиться нижче температури туманоутворення. Для утворення туману сприятливе слабе збільшення швидкості з висотою. Такі умови сприяють турбулентному переносу продуктів конденсації від земної поверхні в верх і підтримці у зваженому стані в приземному шарі повітря; в процесі перемішування вертикальна потужність туману збільшується.

Найбільш часто сприятливі умови для виникнення радіаційних туманів утворюються в антициклонах, їх відрогах, баричних утвореннях і сідловинах, рідше (головним чином влітку) – в полі зниженого тиску з невеликими баричними градієнтами.

Таким чином, при прогнозі радіаційних туманів необхідно враховувати тривалість нічного вихолодження, характер хмарного покриву (прогноз), швидкість і напрямок вітру (прогноз), вихідні значення температури і вологості повітря, характер стратифікації повітряної маси.

Різноманітність методів прогнозу туману обумовлена не тільки значимістю його прогнозу, але і суттєвою залежністю утворення туманів від місцевих умов. Нижче основна увага буде приділена прогнозу температури туманоутворення ( $T_T$ ), а також часу утворення і розсіювання туману.

Прогноз туманів за методом Б.В. Кирюхіна має досить високу виправданість визначення температури туманоутворення. Ним запропонована номограма, представлена на рис. 4.1. Цю номограмму умовно можна розділити на дві частини від нульового значення  $\Delta T$  по вертикальній вісі.

По нижній частині номограми, використовуючи фактичні значення температури і відносної вологості повітря, визначається величина  $\Delta T_1$  — необхідне зниження температури для досягнення повітрям насичення. По верхній частині номограми визначається величина  $\Delta T_2$  — додаткове зниження температури, необхідне для виникнення туману певної інтенсивності.

Отже, загальне зниження температури, необхідне для виникнення туману певної інтенсивності, дорівнюватиме

$$\Delta T_T = \Delta T_1 + \Delta T_2, \quad (4.1)$$

а звідси температура туманоутворення

$$T_T = T + \Delta T_T, \quad (4.2)$$

Порядок користування номограми показаний на рис. 4.1 та додаткових пояснень не вимагає.

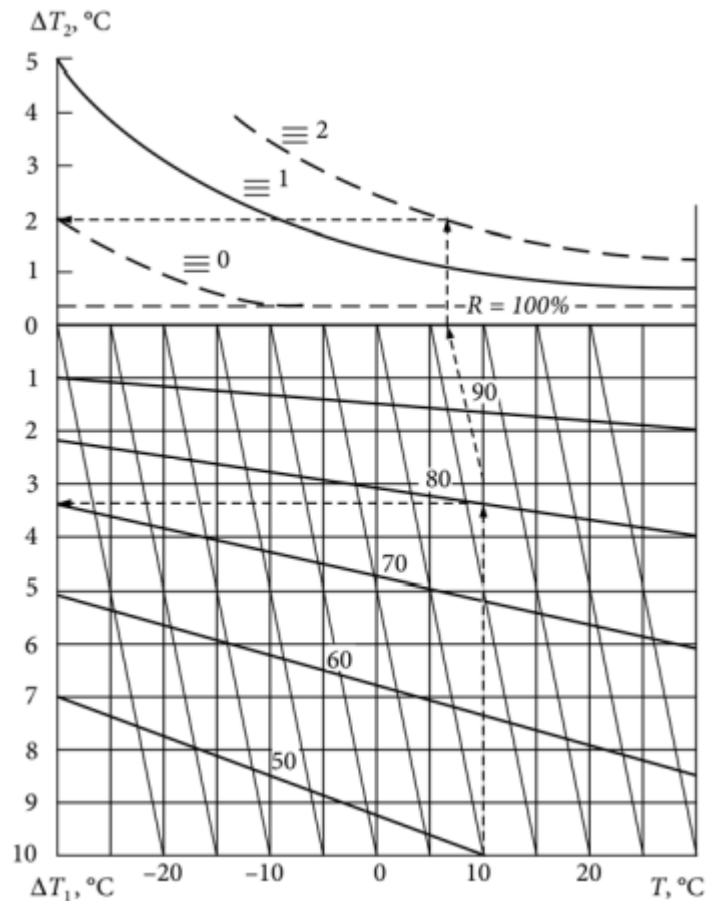


Рис. 4.1. Номограма Б.В. Кирюхіна для визначення величини  $\Delta T_T$  [6]

Хочеться звернути увагу на верхню частину цієї номограми. Справа в тому, що криві лінії, проведені на рис. 4.1, відповідають границі виникнення слабого, помірного або сильного туману, тобто, відповідають видимості 1000, 500 або 200 м. Тому на кожному аеродромі замість стандартних ліній можна провести інші лінії, які будуть відповідати мінімумам, встановленим на вашому аеродромі (наприклад, видимості 800 або 400 м). Таким чином, ви будете не тільки прогнозувати туман, але прогнозувати туман такої інтенсивності, яка в якійсь мірі впливає на діяльність вашого аеродрому.



Прогноз туманів за методом А.С. Зверєва. Для визначення нічного зниження температури, необхідної для утворення туману ( $\Delta T_T$ ) або димки ( $\Delta T_C$ ), А. С. Зверєвим запропонована номограма, представлена на рис. 4.2.

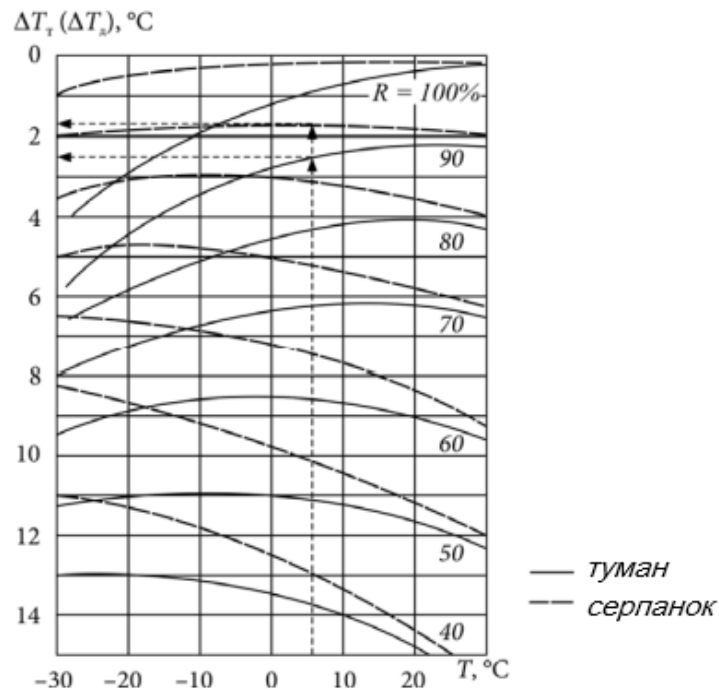


Рис. 4.2. Номограма А.С. Зверєва для прогнозу туману [6]

Тут по горизонтальній осі відкладена температура повітря в момент, близький до моменту заходу Сонця, криві лінії відповідають відносній вологості повітря в той же момент часу, а по вертикальній осі визначається необхідне зниження температури для виникнення туману або серпанку. Причому по пунктирним кривим лініям визначається зниження температури, необхідне для виникнення серпанку, а по суцільним лініям - для виникнення туману. Додаткових пояснень для користування даною номограми, на наш погляд, більше не потрібно.

Прогноз туманів за методом Д.Н. Лаврищева отримав достатнє поширення при метеорологічному обслуговуванні авіації. Для визначення  $T_T$  використовується графік (рис. 4.3), на якому проведена крива, що відповідає максимальній пружності водяної пари при насиченні (в залежності від температури).

Практичний і максимально можливий вміст водяної пари в повітрі обумовлений точкою роси  $T_d$  і температурою повітря  $T$ , відповідно, може бути знайдений за графіком (точки А і С, відповідно). Різниця між максимально можливою і фактичною пружностями водяної пари на рис. 4.3 позначена  $\Delta e$ . Для визначення  $T_T$  за вихідними значеннями потрібно

від точки А переміститись по вертикалі вниз до точки В на величину  $\Delta e_1$ , яка повинна бути розрахована за статистичними даними конкретного аеродрому (частіше приймають  $\Delta e = \Delta e_1$ , що не завжди правильно).

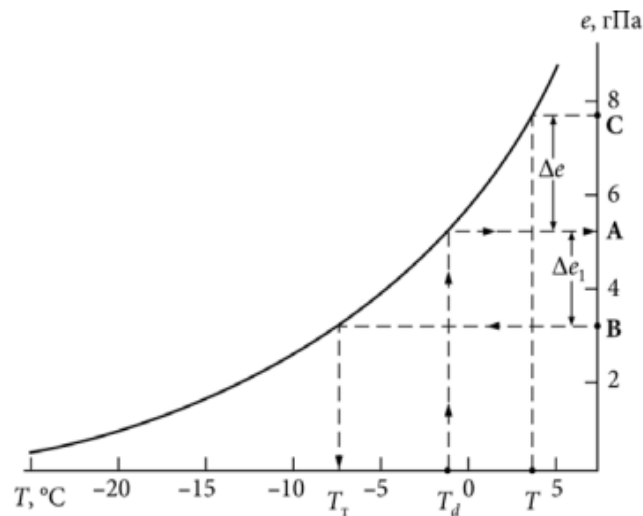


Рис. 4.3. Графік для визначення  $T_T$  за методом Д.Н. Лаврищева [6]

У тих випадках, коли  $T_T > T_{\text{мін}}$ , в прогнозах погоди потрібно вказувати туман.

Прогноз туманів за методом М.В. Петренка. Запропонував визначати температуру туманоутворення за формулою:

$$T_T = T_d - \Delta T_d, \quad (4.3)$$

де:  $T_d$  — температура точки роси в термін, близький до заходу Сонця;  $\Delta T_d$  — можливе зниження температури точки роси протягом ночі від початкового терміну до моменту утворення туману.

Величина  $\Delta T_d$  залежить в основному від температури точки роси в вихідний термін і визначається по таблиці 4.1.

Таблиця 4.1 - Середні значення  $\Delta T_d$  в залежності від температури точки роси в вихідний термін

$T_d, ^\circ\text{C}$	20...11	10...0	-1...-10	-11...-20	-21...-30
$\Delta T_d, ^\circ\text{C}$	1,4	1,6	2,0	2,5	2,3

Як видно з формули (4.3) і з таблиці, визначити температуру туманоутворення не складає великих труднощів. Проте на практиці часто

роблять ще простіше: при позитивних значеннях  $T_d$  від її величини віднімають  $1\text{ }^\circ\text{C}$ , а при негативних значеннях  $-2\text{ }^\circ\text{C}$ . Больше того, М.В. Петренко запропонований графік для визначення температури туманоутворення (рис. 4.4). На цьому графіку по горизонтальній осі відкладена температура точки роси, а по вертикальній - температура освіти туману або температура утворення серпанку ( $T_c$ ). Проведені на графіку похилі лінії дозволяють визначити шукану величину.

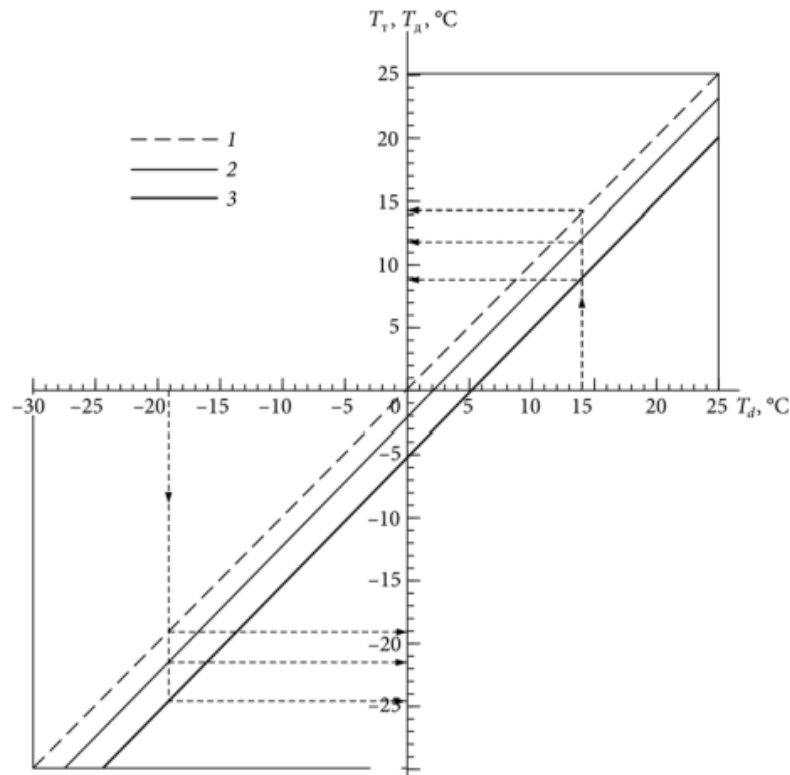


Рис. 4.4. Графік для прогнозу радіаційного туману по методу М.В. Петренка [6]:

1 – лінія серпанку; 2 – лінія слабого туману; 3 – лінія сильного туману

Графічний метод М.В. Петренка дає позитивні результати за умови однорідності повітряної маси, коли на її вміст вологи не впливатиме випаровування з підстильної поверхні або опади.

Оперативні методи прогнозу радіаційних туманів, їх іноді називають графічними, дозволяють визначити час утворення і розсіювання туману. На рис. 4.5 по горизонтальній осі відкладається час, а по вертикальній – температура повітря ( $T$ ), точка роси ( $T_d$ ) і температура туманоутворення.

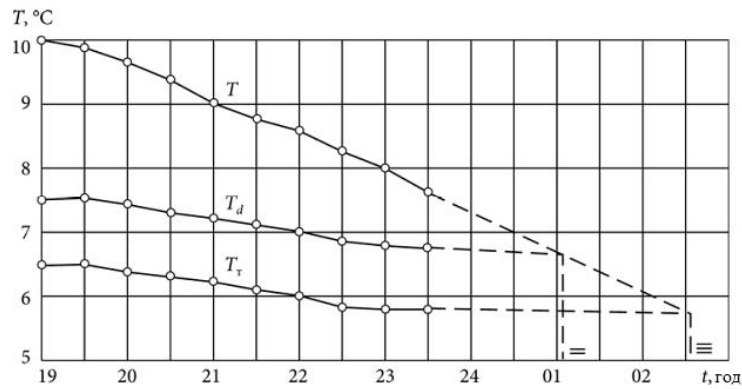


Рис. 4.5. Графічний спосіб, запропонований М.В. Петренко, для визначення часу утворення туману [6]

На графік послідовно наносяться значення різних температур і з'єднуються відрізками прямих ліній, які потім продовжуються на декілька годин вперед за часом. Точка перетину ліній  $T$  і  $T_d$  відповідає часу утворення серпанку, а ліній  $T$  і  $T_\tau$  – туману.

За методом Р.М. Меджитова час утворення ( $t_{\text{утв.Т}}$ ) і розсіювання ( $t_{\text{роз.Т}}$ ) туману можна визначити за формулами:

$$t_{\text{утв.Т}} = t_{\text{з.с.}} + \frac{T_{\text{з.с.}} - T_\tau}{\Delta T_{\text{зах}}}, \quad (4.4)$$

$$t_{\text{роз.Т}} = t_{\text{с.с.}} + \frac{T_{d_{\text{з.с.}}} - T_{\text{мін}}}{\Delta T_{\text{сх}}}, \quad (4.5)$$

де  $t_{\text{з.с.}}$ ,  $t_{\text{с.с.}}$  – час заходу і сходу Сонця;  $T_{\text{з.с.}}$ ,  $T_{d_{\text{з.с.}}}$  – температура і точка роси в момент заходу Сонця;  $\Delta T_{\text{зах}}$  і  $\Delta T_{\text{сх}}$  – щогодинні зміни температури повітря після заходу і сходу Сонця, відповідно.

Значення  $\Delta T_{\text{зах}}$  і  $\Delta T_{\text{сх}}$ , отримані за статистичними даними для середніх широт і безхмарного неба, можна взяти із таблиці 4.2. На величину  $\Delta T$ , указану в таблиці 4.2, після сходу Сонця температура повітря підвищується, а після заходу – знижується.

Таблиця 4.2 - Значення щогодинних змін  $T_{\text{зах}}$  і  $T_{\text{сх}}$  (°C/год) в різні місяці

Місяці	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\Delta T_{\text{зах}}$	0,4	0,5	0,8	0,7	1,0	0,7	0,7	0,7	0,7	1,0	0,4	0,5
$\Delta T_{\text{сх}}$	1,3	1,4	1,1	1,2	1,2	0,9	0,8	0,7	1,2	1,0	0,6	1,3

Аналогічну таблицю доцільно побудувати за вихідними значеннями для свого пункту.

Успішність прогнозу радіаційного туману в значній мірі залежить від якості прогнозу синоптичної ситуації, мінімальної температури повітря, хмарності, вітру і врахування фізико-географічних особливостей району.

Також за методом Р.М. Меджитова утворення туману визначається за номограмою для визначення температури, необхідної для утворення туману ( $T_H$ ) та для прогнозу нічного мінімуму температури ( $T_m$ ), при ясній та тихій погоді (рис. 4.6) та номограмою визначення похибки на хмарність та вітер (рис. 4.7). По номограмі за рис. 4.7 визначаємо похибку  $\Delta T$ .

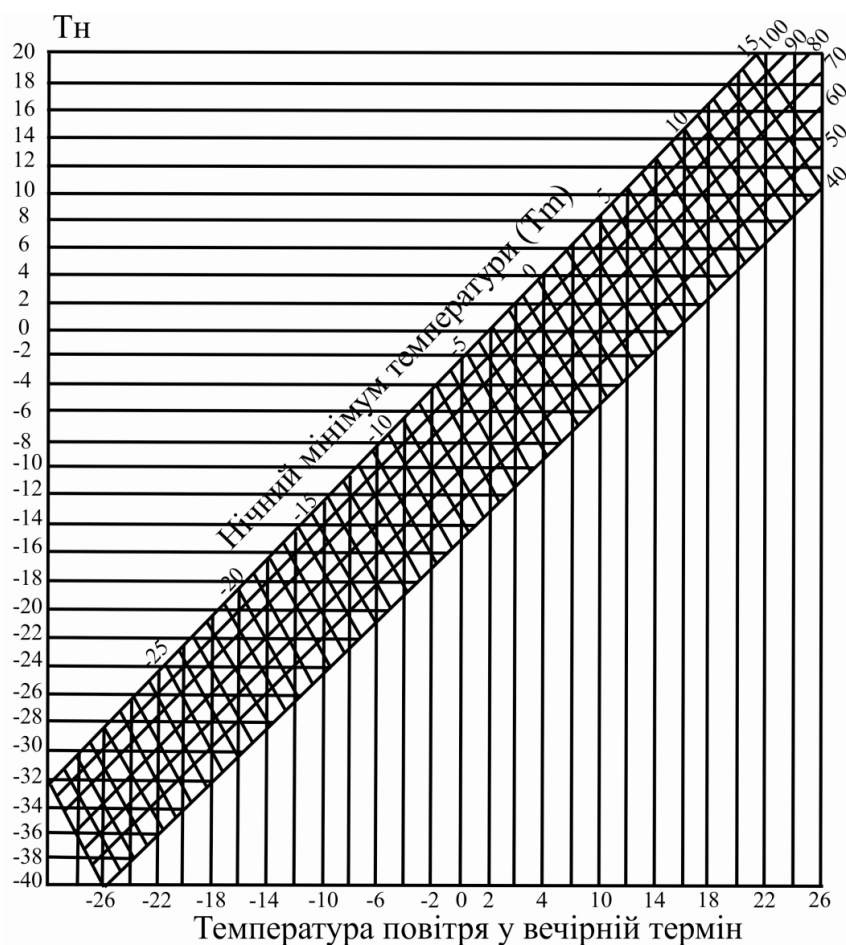


Рис. 4.6. Номограма для визначення температури, необхідної для утворення туману ( $T_H$ ) та для прогнозу нічного мінімуму температури ( $T_m$ ), при ясній та тихій погоді

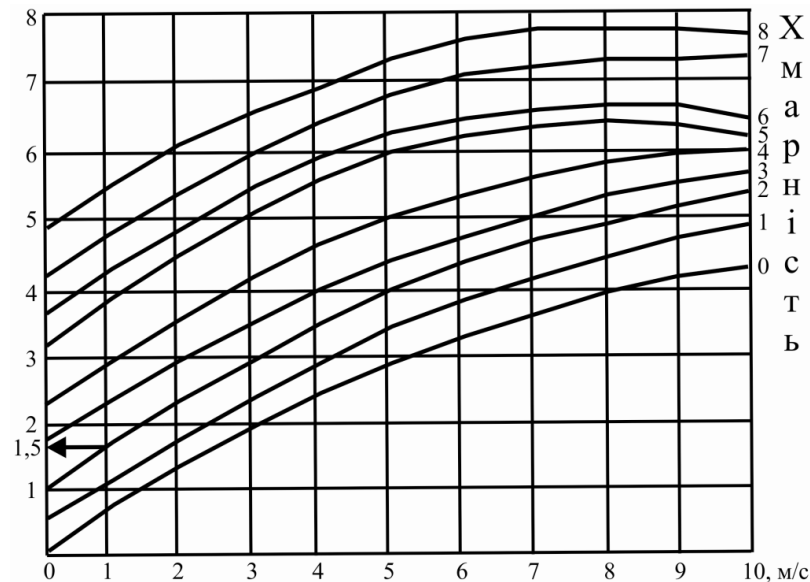


Рис. 4.7. Номограма визначення похибки на хмарність та вітер

За допомогою номограми (рис. 4.6) визначаємо температуру, необхідну для утворення туману ( $T_n$ ) та для прогнозу нічного мінімуму температури ( $T_m$ ). До  $T_m$  додаємо  $\Delta T$  й порівнюємо їх з температурою необхідною для утворення туману ( $T_n$ ).

#### 4.2 Прогноз адвективних туманів

Адвективний туман слід очікувати в тому випадку, коли по прогнозу синоптичного положення існують умови для адвекції теплого і вологого повітря на холодну підстильну поверхню. Адвективні тумани виникають в будь-який час доби, як правило, зимою або в перехідні сезони року при помітному потеплінні.

При прогнозі адвективних туманів необхідно враховувати переміщення вже наявних зон туману, адвективні зміни температури і точки роси в приземному шарі, можливість зниження хмар до поверхні землі, а також охолодження повітря в процесі нічного радіаційного охолодження.

Загальними умовами виникнення адвективних туманів є:

- дефіцит точки роси біля поверхні землі повинен бути незначним (при  $D_0 > 3$  °С тумани не утворюються);
- швидкість вітру біля поверхні землі не повинна перевищувати  $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  (за винятком Донецької області); при більшій швидкості вітру відбувається руйнування приземної інверсії і туману.

І.В. Кошеленко для прогнозу адвективного туману запропонував графік, представлений на рис. 4.8. За вертикальною віссю на графіку відкладається прогностичне значення швидкості вітру на висоті флюгера, а по горизонтальній осі – горизонтальний градієнт температури, який визначається згідно з картами погоди. Відстань, а отже, і температуру повітря з карт погоди необхідно визначати в напрямку, звідки переміститься повітря в пункт прогнозу. За допомогою цього графіка можна прогнозувати адвективних туман з завчасністю до 9 годин.

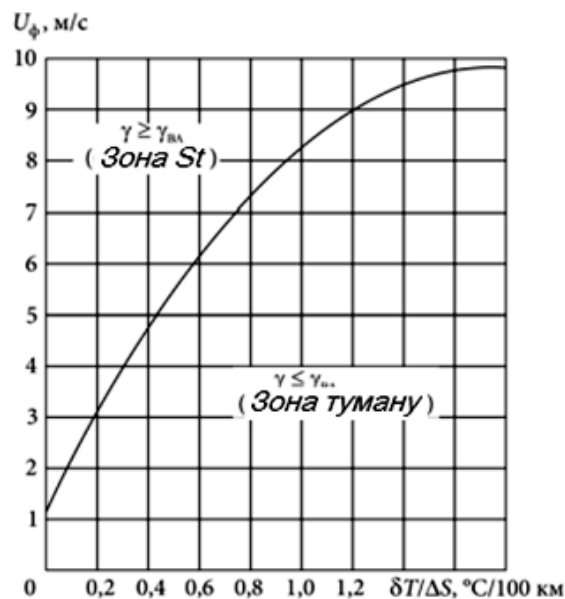


Рис. 4.8. Графік для прогнозу адвективного туману за І.В. Кошеленко [6]

Якщо точка, відповідна вихідними даними, виявиться нижче кривої на графіку, то в прогнозі погоди слід вказувати туман, а якщо вище - туман не прогнозується.

Комплексний графік Н.В. Петренко для прогнозу адвективного туману, представлений на рис. 4.9, який враховує горизонтальний градієнт температури, дефіцит точки роси на початку траєкторії і прогностичне значення швидкості вітру у землі. Якщо обидві точки на графіках а й б, побудовані за вихідними даними, потраплять в область туману, то в прогнозі слід вказувати туман. Метод можна успішно використовувати на практиці при завчасності прогнозу до 9 годин.

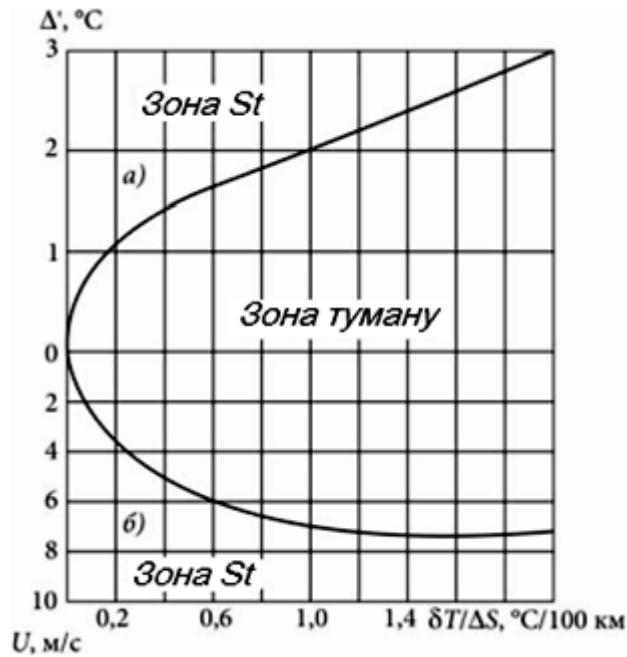


Рис. 4.9. Комплексний графік для прогнозу туману за М.В. Петренко [6]

Метод А.А. Шадріної дозволяє визначити можливість визначення туману за значеннями температури повітря ( $T$ ) і адвективними змінами точки роси ( $T_d'$ ) біля землі або на рівні 850 гПа за 12 год. Якщо точка перетину температур  $T$  і  $T_d'$  біля земної поверхні опиниться нижче суцільної лінії або нижче пунктирної для даних на рівні 850 гПа (рис. 4.10), то в прогнозі слід указувати туман.

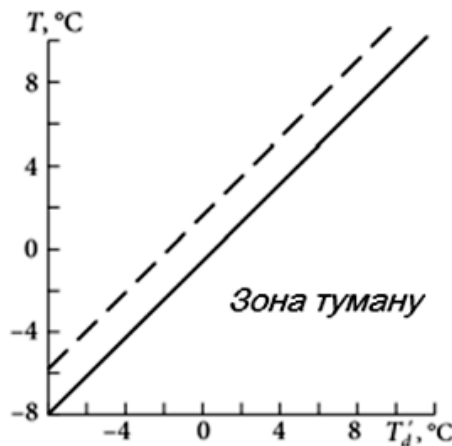


Рис. 4.10. Графік для прогнозу туману за методом А.А. Шадріної [6]



Можливість утворення адвективного туману можна отримати за графіком (рис. 4.11), по осі абсцис якого відкладена фактична різниця температур ( $T' - T$ ) на початку і в кінці траєкторії, а по осі ординат – очікувана швидкість вітру в пункті прогнозу. Метод дає добрі результати при завчасності прогнозу до 9 год.

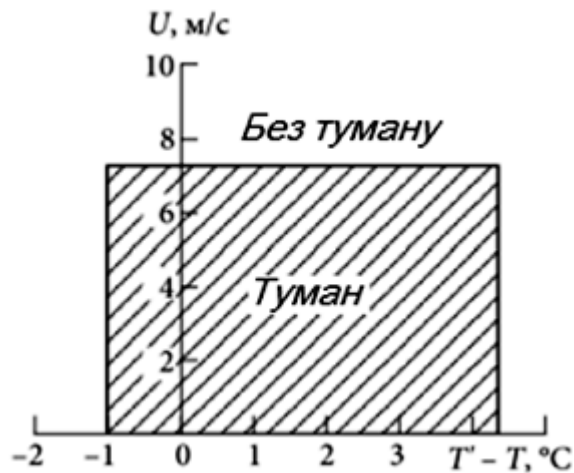


Рис. 4.11. Графік для прогнозу адвективного туману [6]

Метод Напетваридзе використовується в південних районах східного узбережжя Чорного моря (рис. 4.12). На графіку по вертикальній осі відкладається різниця температури повітря о 19 год ( $T_{19}$ ) і температури води ( $T_B$ ), а по горизонтальній – різниця точки роси і температури води за цей же строк ( $T_{d19} - T_B$ ).

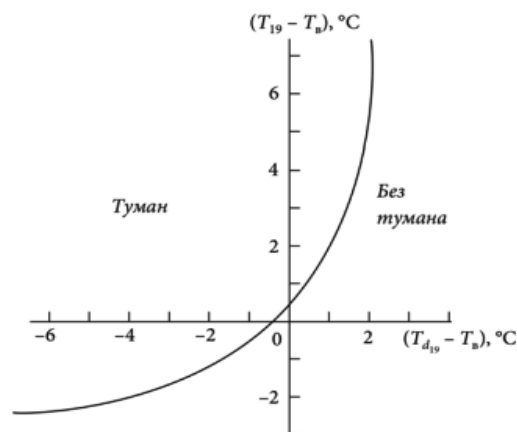


Рис. 4.12. Графік для прогнозу адвективних туманів за методом Напетваридзе [6]

При прогнозі туману в приморських районах важливо враховувати наявність теплих і холодних морських течій, їх температуру і температуру повітря, що переміщується над ними.

Для визначення часу розсіювання адвективних туманів рекомендується знати ряд правил. Адвективні тумани розсіюються:

- після припинення адвекції тепла (поворот вітру);
- при радіаційному нагріванні туману після сходу Сонця (звичайне зростання температури);
- при радіаційному охолодженні туману;
- при посиленні приземного вітру до  $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  і більше, що приводить до розсіювання туману через 1-6 годин;
- при зменшенні точки роси за рахунок конденсації і сублімації водяної пари на поверхні ґрунту або снігу (випадання роси);
- при випадінні опадів.

Розсіювання адвективного туману може відбуватися в будь-який час доби, частіше за все це відбувається через 3-5 годин після сходу Сонця, іноді осінню – в другій половині дня, а зимою навіть вночі.

#### 4.3 Прогноз фронтальних туманів

Фронтальні тумани найчастіше утворюються перед теплим фронтом або теплим фронтом оклюзії, а також за малорухливим холодним фронтом, основна хмарна система якого складається з хмар Ns - As. У помірних широтах ці тумани зазвичай спостерігаються пізньої осені і взимку при випаданні дрібнокрапельного дощу або мряки. Основною причиною утворення цих туманів є випаровування капель дощу або мряки, яке буде там сильніше, чим більша різниця температур на верхній границі фронтальної інверсії та у земної поверхні ( $T_{\text{інв}} - T$ ).

Фактичний сенс виникнення фронтальних туманів заключається в наступному. Краплі опадів (дощу чи мряки) випадають з більш теплого повітря та потрапляють на землю в той район, де ще знаходиться холодне повітря. Тут вони швидко випаровуються, повітря досягає насиченості, та утворюється фронтальний туман. Зазвичай ці тумани утворюються в тих випадках, коли наклон фронтальної поверхні не перевищує 1/300, й на стаціонарних туманах частіше виникають вночі.

При прогнозі фронтальних туманів синоптичним методом необхідно пам'ятати, що для виникнення туману потрібно, щоб одночасно виконувались наступні умови:

- температура на верхній границі фронтальної інверсії повинна бути більша  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;
- різниця температур на верхній границі інверсії та біля землі повинна дорівнювати або бути більше  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;
- дефіцит температури точки роси в холодному повітрі біля землі по за зоною опадів не повинна перевищувати  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Фронтальні тумани звичайно існують кілька діб. Тому прогноз появи в пункті або районі виникшого фронтального туману, а також його зникнення за рахунок перенесення зводиться до прогнозу переміщення фронту, з яким цей туман пов'язаний. При цьому враховується можлива еволюція туману при зміні інтенсивності та фазового стану опадів і стратифікації приземного шару повітря.

При переході від крапельних опадів до випадання снігу щільність туману через суттєвий вплив сніжинок буде зменшуватися.

Щільність туману буде збільшуватися при підвищенні стійкості стратифікації температури під інверсійним фронтальним шаром. При цьому слід мати на увазі, що при  $\gamma = 0,4\dots 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$  і більше, в нижньому кілометровому шарі, дощ починає розсіювати туман, причому тим швидше, чим вище нижня межа хмар і більше падіння температури з висотою. При ізотермії в тому ж шарі слабкий і помірний дощ може викликати ослаблення туману в результаті часткової коагуляції крапель туману з краплями дощу, але не викликає його повного розсіювання.

У тих випадках, коли є сприятливі умови для новоутворення фронтального туману, а саме:

- температура теплого повітря на верхній межі фронтального шару вище  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а різниця між нею і температурою в психрометричній будці становить  $3\text{-}5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;
- дефіцит точки роси поза зоною фронтальних опадів менше  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,
- швидкість вітру в холодному підфронтальному повітрі не більше  $6\text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$

В якості предикторів можуть бути використані значення температури крапель дощу (на верхній межі фронтальної інверсії)  $T_k$ , температури  $T$  і вологості  $T_d$  холодного підфронтального повітря. Прогноз дається по демаркаційному графіку, наведеному на рис. 4.13.

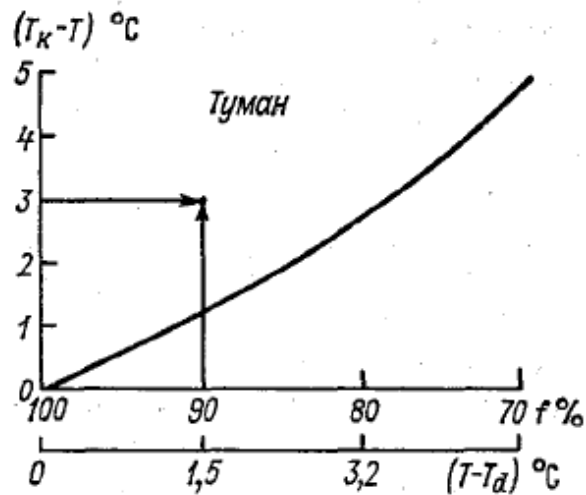


Рис. 4.13. Графік для прогнозу фронтального туману випаровування [7]

По осі ординат відкладається різниця температур між її значеннями на верхній межі інверсії та на висоті 2 м, а по осі абсцис - дефіцит точки роси (відносна вологість) у поверхні Землі в холодному повітрі.

Для прогнозу фронтального туману можна також скористатися графіком, представленим на рис. 4.14. По горизонталі відкладається або відносна вологість  $R$  в пункті прогнозу, або дефіцит температури точки роси  $(T - T_d)$ , а по вертикалі - різницю температур  $(T_{\text{інв}} - T)$ . В тих випадках, коли точка, що відповідає вихідним даним, потрапляє в поле туману, в прогнозі слід вказувати туман.

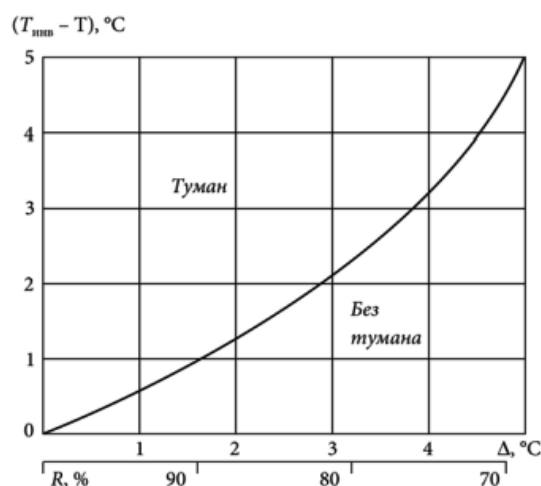


Рис. 4.14. Графік для прогнозу фронтального туману [6]

Час утворення та розсіяння туману можна визначити по швидкості зміщення фронтального туману. Якщо ж фронтальний туман утворюється знову, то це відбувається зазвичай через 30-60 хв після проходження фронту.

В науковій літературі пропонується для прогнозу фронтальних туманів використовувати дискримінантну функцію:

$$L = T_{\text{інв}} - T_0 - (7,78 \cdot 10^{-2} D_{0, \text{хол}}^2 + 0,67 D_{0, \text{хол}}), \quad (4.6)$$

де  $D_{0, \text{хол}}$  – дефіцит точки роси в холодному повітрі. Якщо при розрахунках виходить, що  $L \geq 0$ , то в прогнозі вказується туман.

Час утворення і розсіювання фронтального туману можна визначити за швидкістю переміщення атмосферного фронту. Якщо ж фронтальний туман утворюється знову, то це звичайно відбувається через 0,5...1,0 годин після проходження фронту.

Додатково для оцінки часу розсіювання фронтального туману необхідно враховувати зміну синоптичної ситуації, характер адвекції, турбулентного обміну та місцеві особливості.

#### 4.4 Прогноз надводних туманів випаровування

Туман випаровування над водною поверхнею виникає при переміщенні холодного повітря на теплу поверхню акваторії моря, озера або річки. Вірогідність його утворення тим більша, чим значніша різниця температур водної поверхні та повітря. При великій різниці температур повітря – вода, туман випаровування утворюється при порівняно низькій відносній вологості повітря:

Відносна вологість, %	90-85	85-80	80-75	75-70
$\Delta T$ , °C	8,6	9,7	12,6	14,5

Надводні тумани випаровування зазвичай спостерігаються над незамерзаючими затоками арктичних морів, поблизу кромки арктичних льодів, над незамерзаючими взимку річками з швидкою течією. До аналогічних за умовами утворення туманів випаровування слід віднести іноді виникаючі після заходу Сонця над вологим, найчастіше заболоченим теплим ґрунтом поземні тумани. Ці тумани, коли температура ґрунту почне знижуватися, в подальшому можуть зберегтися або посилитися, як радіаційні або розсіятися, якщо вологість повітря мала.

Типовими синоптичними умовами, при яких виникають надводні тумани випаровування, є вторгнення холодного повітря в тилу циклонів за холодними фронтами, але вони можуть виникнути й в глибині континентів над вологою ґрунтовою або заболоченими районами. При винесенні надводного туману випаровування на сушу або на водну поверхню, покриту льодом, туман швидко розсіюється.

Взимку, коли найчастіше виникають надводні тумани випаровування, різниця температур вода – повітря, визначається тільки температурою повітря, оскільки температура поверхні води в районах, де можливо льодоутворення, близька до 0 °С. У зв'язку з цим при прогнозі надводного туману випаровування основними предикторами є температура повітря та будь-яка характеристика вологості, яка визначає ступінь близькості повітря до стану насичення водяною парою (відносна вологість, дефіцит точки роси). З використанням таких предикторів побудований графік, показаний на рис. 4.15.

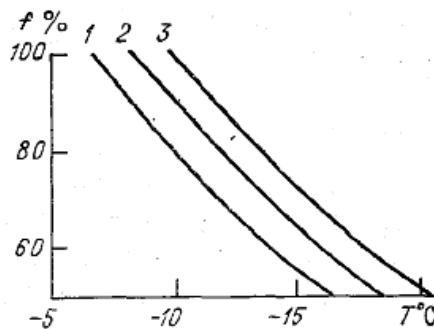


Рис. 4.15. Демаркаційний графік для прогнозу надводних туманів випаровування [7]

Якщо точка, координати якої відповідають початковим значенням температури і відносної вологості над сушею або поверхнею акваторії, вкритій кригою, потрапляє лівіше кривої 1, то при переміщенні повітря на відкриту водну поверхню утворення туману очікувати не слід. Якщо вона потрапляє між кривими 1 і 2, то утворюється слабкий туман, між кривими 2 і 3 - помірний, і лівіше кривої 3 - сильний.

Для прогнозу туманів випаровування можемо скористатися графіком, що запропонований на рис. 4.16. Тут по горизонтальній вісі відкладається температура повітря, що рухається з суші на море, а по вертикальній вісі – відносна вологість цього повітря. Якщо точка, відповідає параметрам повітряної маси, потрапляє в поле I, то туман не слід очікувати. У випадку,

коли точка виявиться у полі II, слід очікувати туман з видимістю 1000 – 500 м, в полі III – з видимістю 500 – 200 м.

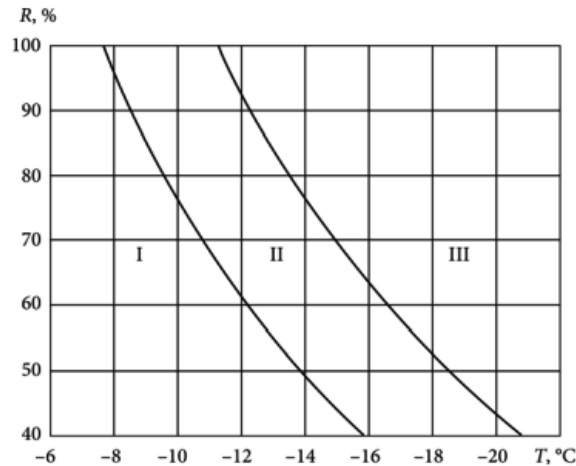


Рис. 4.16. Графік для прогнозу туманів випаровування [6]

Фізично цей процес дуже просто пояснюється. Більш холодне повітря з поверхні суші, над водною поверхнею, порівняно теплої поверхні, швидко досягає насиченості. Такі процеси спостерігаються не тільки зимою над арктичними морями, але й восени, над ріками та озерами суші.

#### 4.5 Прогноз туманів при від'ємній температурі повітря

При низьких температурах повітря ( $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$  та нижче) на аеродромах і в населених пунктах можуть утворюватись тумани, які звичайно називають морозними або льодяними, за рахунок переміщення холодного атмосферного повітря з теплим і вологим повітрям вихлопних і паливних газів. За певних умов переміщення повітря може досягати стану насичення, що викликає конденсацію або сублімацію водяної пари. Цей вид туману може спостерігатися в населених пунктах при розвитку антициклону або відроду, в якому створюються умови для застою і сильного вихолодження повітря.

При слабкому вітрі та наявності інверсії в приземному шарі продукти згорання палива не розсіюються по великій площі. Якщо відносна вологість в оточуючому повітрі вище деякого критичного для даної температури значення (табл. 4.7), то виникає перенасичення повітря по відношенню до льоду, зародкові краплі води замерзають і швидко ростуть, що і призводить до утворення льодяного туману.

Таблиця 4.7 – Зв'язок критичної температури насичення повітря ( $T_{кр}$ ) з відносною вологістю (R) при тиску біля поверхні землі 1000 гПа

R, %	100	90	60	0
$T_{кр}$ , °C	-29	-33	-36	-39

При температурі повітря нижче  $-39$  °C зародкові краплі води замерзають незалежно від вологості повітря і продовжують рости за рахунок вологи атмосферного повітря або продуктів згорання палива. Тому при температурі нижче  $-39$  °C спостерігається тільки льодяний туман.

Якщо температура оточуючого повітря вище критичної, то краплі води не замерзають і випаровуються у зв'язку з недонасиченням відносно води без утворення туману.

Для прогнозу виникнення льодяного туману за температурою (T) і точкою роси ( $T_d$ ) можна скористатися графіком А.В. Садовникова (рис. 4.17). Вся площа графіка розділена на три зони:

I – стійкий льодяний туман;

II – нестійкий туман, який утворюється тільки при згоранні палива, якщо при цьому повітря досягає насичення по відношенню до льоду;

III – без туману.

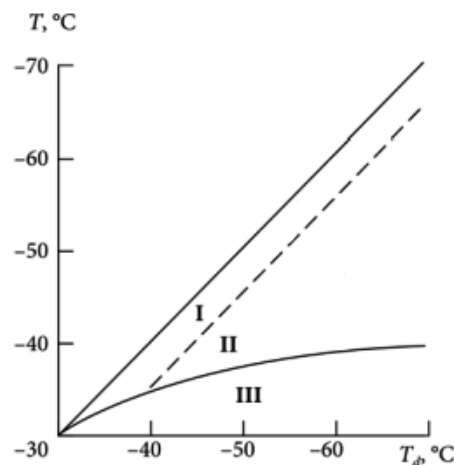


Рис. 4.17. Графік для прогнозу льодяного туману [8]

На кожному аеродромі місцеві умови такі, що при від'ємних температурах повітря туман виникає при відносній вологості менше 100%, причому, чим нижча температура, тим при менших значеннях вологості може формуватися туман. Тому доцільно, використовуючи тривалий ряд



спостережень на аеродромі, побудувати графік залежності відносної вологості ( $R$ ) від температури повітря ( $T$ ) при утворенні туману (аналогічно рис. 4.18).

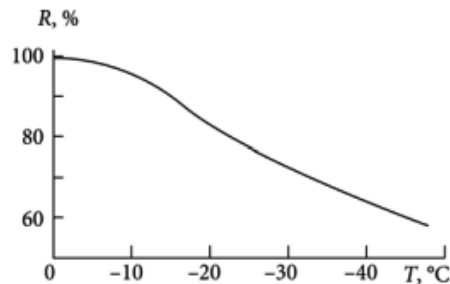


Рис. 4.18. Залежність відносної вологості від температури повітря при виникненні туману [8]

Цінність такого графіка в оперативній практиці збільшується, якщо побудувати залежність окремо для різних напрямків вітру.

#### 4.6 Прогноз орографічних туманів

Орографічні тумани, або тумани схилів, утворюються в результаті адіабатичного охолодження повітря при його підйомі по навітряним схилах пагорбів. При цьому рівень конденсації повинен бути нижче вершини височини і над нею повинна знаходитися інверсія температури, що перешкоджає переносу продуктів конденсації від поверхні схилу. Сприяє виникненню таких туманів зволоження повітря випадаючими дощами.

Прогноз орографічних туманів ґрунтується на прогнозі синоптичної обстановки і зазначених вище метеорологічних умов, сприятливих для конденсації водяної пари в приземному шарі, а також на обліку орографічних особливостей регіону [7].

#### 4.7 Прогноз горизонтальної видимості в тумані

Для прогнозування горизонтальної видимості в радіаційному тумані використовуються дані про величину нічного зниження температури ( $\Delta T_n$ ) та температури точки роси в момент заходу Сонця ( $T_d$ ). За значенням

$T_{\min} = T - \Delta T_n$  і  $T_d$  визначається величина,  $\Delta T_d = T_d - T_{\min}$ , яка характеризує кількість сконденсованої вологи та, таким чином, визначає водність туману, а значить, і горизонтальну видимість в ньому (рис. 4.19).

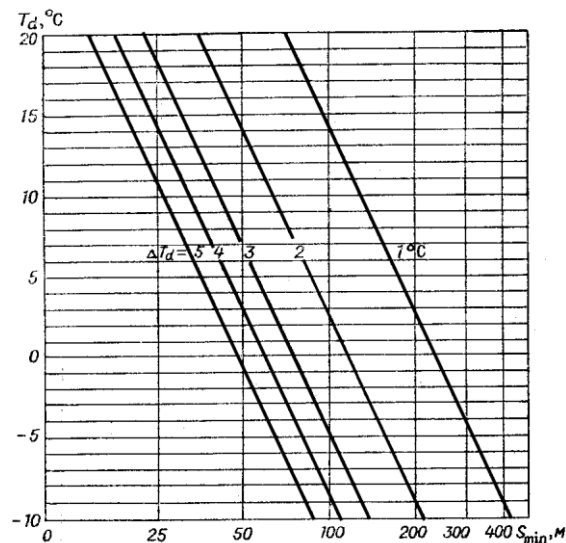


Рис. 4.19. Діаграма для визначення мінімальної горизонтальної видимості в тумані ( $S_{\min}$ ) по значенням  $T_d$  та  $\Delta T_d$

Прогноз видимості в серпанку і туманах. Видимість в серпанку і туманах змінюється в значних межах і залежить від кількості і розмірів зважених часток, що знаходяться в одиниці об'єму, тобто від водності туману. Якщо припустити, що туман складається з крапель одного розміру радіусом  $r$ , то видимість в тумані можна визначити за формулою:

$$S_M = 2,3 \cdot 10^4 r/q, \quad (4.8)$$

де  $r$  – радіус крапель, см;  $q$  – водність тумана, г/см<sup>3</sup>.

З формули видно, що при однаковій водності видимість буде менше при наявності крапель меншого розміру. Якщо в формулу (4.8) підставити середнє значення радіуса крапель в тумані, рівне  $5 \cdot 10^{-4}$  см, то цей вислів набуде вигляду:

$$S_M = 11,5/q. \quad (4.9)$$

Встановлено, що чим вище початкова температура точки роси ввечері і чим більше її зниження вночі при охолодженні приземного шару повітря, тим менше видимість в тумані при інших рівних умовах. Цим висновком можна

керуватися при прогнозі видимості в туманах охолодження, особливо в радіаційних і адвективних-радіаційних туманах.

Для прогнозу видимості в тумані можна скористатися ще однією напівемпіричної формулою:

$$S_M = 60/q^{-0.5}, \quad (4.10)$$

де  $q$  – водність туману,  $г/м^3$ . Ну а водність туману можна, в свою чергу, визначити за іншою формулою:

$$q = 3 \cdot 10^{-4}(T_T)^2 + 1,2 \cdot 10^{-2}(T_T) + 0,14, \quad (4.11)$$

де  $T_T$  – температура туманоутворення,  $^{\circ}C$ .

Отже, визначивши температуру туманоутворення, а без цього прогноз туману неможливий, по двох останніх формулах, досить просто визначити видимість в тумані. Це далеко не єдиний спосіб визначення видимості в серпанку і туманах.

В реальних умовах видимість в тумані може значно відрізнятись від тієї величини, яку ми отримали, використовуючи той чи інший метод прогнозу. Ці відмінності обумовлені, з одного боку, неточністю вимірювання і прогнозу температури і температури точки роси, а з іншого - поганим урахуванням місцевих особливостей та реально відбуваються. Адже відомо, що при випаданні теплої дощу повітряна маса додатково зволожується, а отже, видимість буде менше тієї, яку ми вказували в прогнозі. І навпаки, якщо випала роса, то з атмосфери зникла якась кількість вологи, отже, фактична видимість буде більше тієї, на яку ми розраховували в прогнозі. Так що, облік атмосферних процесів і місцевих особливостей виникнення будь-яких небезпечних явищ погоди обов'язковий для кожного синоптика.

Представляє практичний інтерес і зміна видимості в тумані з висотою. У адвективних і фронтальних туманах, як і в шаруватій хмарності, водність збільшується з висотою і досягає максимальних значень поблизу верхньої межі. Як впливає з виразу (4.8), горизонтальна видимість в цих туманах повинна зменшуватися в міру збільшення висоти. Насправді ж відбувається незначне зменшення видимості, тому що зі збільшенням висоти дещо збільшується і розмір крапель.

У радіаційному тумані найбільш погана видимість спостерігається в самому нижньому шарі повітря.

В туманах охолодження мінімальна видимість повинна спостерігатися (теоретично) в момент сходу сонця, тобто в той час, коли температура

повітря мінімальна. Однак з практики відомо, що мінімум температури по відношенню до моменту сходу сонця «запізнюється» на 1-2 години, тому і мінімум видимості доводиться на той же самий час. В реальних умовах мінімальна видимість може з різних причин спостерігатися в період  $\pm 2-3$  годин від моменту сходу сонця.

Після сходу сонця в міру прогрівання повітря і посилення вітру біля поверхні землі радіаційний туман втрачає стійкість. Це тягне за собою коливання видимості з тенденцією до її поліпшення.

Слід мати на увазі, що в даний час для прогнозу видимості в туманах найчастіше використовується або синоптичний метод, або будь-які регіональні графіки, засновані на ряді спостережень на кожній станції, тобто фізико-статистичні методи прогнозу.

#### 4.8 Прогноз часу розсіяння туману

Прогноз часу розсіювання радіаційного туману складається з урахуванням відомої або очікуваної його вертикальної та горизонтальної протяжності, а також широти місця та сезону.

Влітку швидке прогрівання підстильної поверхні звичайно забезпечує розсіювання радіаційного туману через 1-2 години після сходу Сонця. Взимку денне прогрівання невелике, тому туман, що виник іноді може зберігатися на протязі всього дня.

Основними причинами, які приводять до розсіювання туману, є:

- зміна синоптичної ситуації (зростання баричних градієнтів, посилення швидкості вітру та зміна його напрямку тощо);
- радіаційний прогрів підстильної поверхні і приземного шару повітря за рахунок сонячної радіації, при наявності промислового забруднення атмосфери;
  - коагуляція і осідання краплин туману на предметах;
  - випаровування краплин туману при переносі їх через верхню межу туману в сухе повітря при турбулентному обміні – турбулентне розбухання шару туману;
  - при упорядкованих низхідних рухах за рахунок адіабатичного прогріву повітря, що призводить до випаровування краплин;
  - розсіювання під впливом холодних краплин при випадінні опадів;
  - адвективний перенос обмеженої зони туману.

Найбільшу роль в розсіюванні туману грають зміни синоптичної ситуації і радіаційний прогрів.

Час розсіювання радіаційного туману обумовлений тим проміжком часу, який знадобиться для прогріву повітря від поверхні землі, щоб  $T$  стала дорівнювати  $T_d$  при заході Сонця (рис. 4.20). Точка А фіксує момент розсіювання туману.

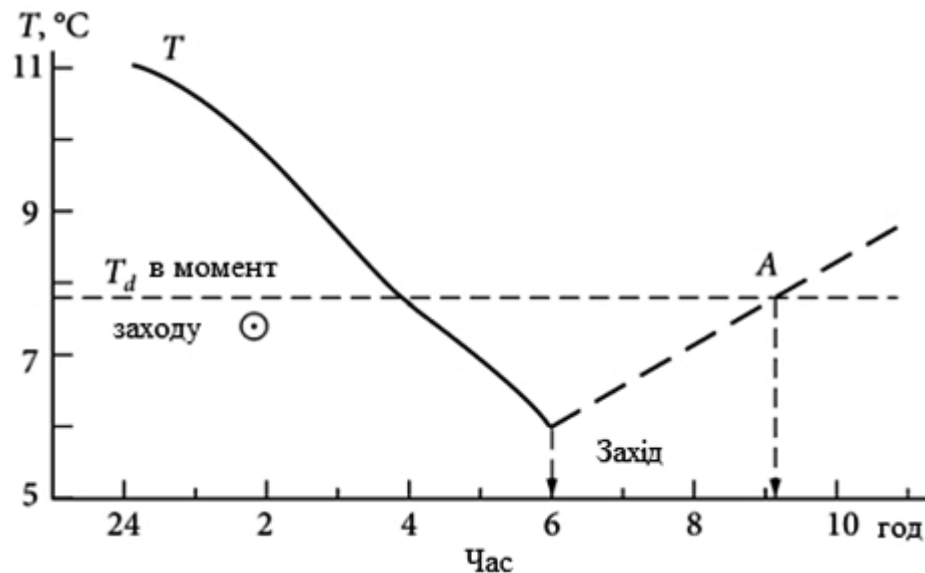


Рис. 4.20. Графічний метод прогнозу часу розсіювання туману [6]

З метою прогнозу часу розсіювання туману рекомендується екстраполювати підвищення температури в ранкові години з урахуванням попереднього ходу температури і типового добового ходу температури в даному районі. Розсіювання туману можна очікувати, коли температура повітря в приземному шарі підвищиться до її значення в момент утворення туману.

Час розсіювання туману можна розрахувати ще одним способом: взявши у якості предиктора температуру розсіювання туману ( $T_p$ ), знайдену за температурою туманоутворення (рис. 4.21), і провівши горизонтальну ізотерму на мал. 3 не на рівні точки роси в момент заходу Сонця, а на висоті температури розсіювання туману.

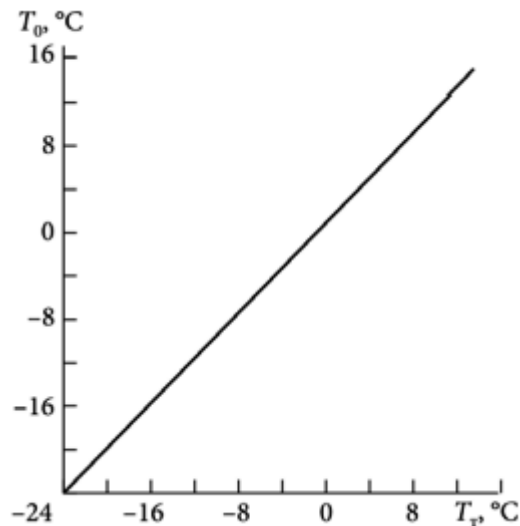


Рис. 4.21. Графік для визначення  $T_p$  за значенням  $T_T$  [6]

При прогнозі часу розсіювання туману, природно, враховується синоптична ситуація, пора року і місцеві особливості розміщення (аеродрому, морського порту тощо). Влітку радіаційний туман розсіюється, як правило, через 1-2 години після сходу Сонця при безхмарному небі і через 2-3 години при наявності хмарності. Осінню тривалість туманів більша, ніж влітку; зимою в антициклонах при наявності потужного шару інверсії туман зберігається на протязі доби і більше.

Розсіювання адвективного туману відбувається внаслідок посилення вітру на  $1-2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , при зміні адвекції теплого повітря на адвекцію сухого холодного повітря. В тепле півріччя розсіювання адвективного туману можливе за рахунок денного прогріву повітря.

В залежності від наявності причин, які можуть призвести до розсіювання туману, час розсіювання визначають таким чином. Для тривалих туманів при змінній синоптичній ситуації існує емпірична формула:

$$t_p = 5.2 \cdot 10^{-2} \frac{\Delta H^2}{L_T \Delta U_g}, \quad (4.12)$$

де  $t_p$  - час розсіювання туману (год), що відраховується від строку останньої кільцевої карти погоди;  $\Delta H$  - товщина шару туману;  $L_T$  - видимість в тумані;  $\Delta U_g$  - зміна швидкості градієнтного вітру:  $\Delta U_g = (U_g)_\Pi - (U_g)_\Phi$ , де  $(U_g)_\Pi$  - градієнтний вітер на прогностичній приземній карті,  $(U_g)_\Phi$  - градієнтний вітер на фактичній приземній карті.

За рахунок низхідних рухів в добре виражених антициклонічних полях, при відсутності потужних піднесених інверсій, час розсіювання туману можна визначити за значеннями вертикальних рухів  $w$  і горизонтальної видимості  $L_T$  за допомогою графіка (рис. 4.22).

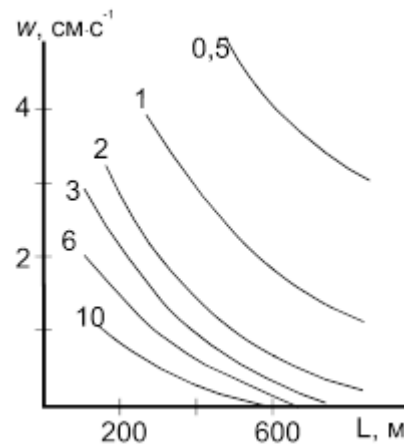


Рис. 4.22. Номограма для визначення часу розсіювання туману під впливом низхідних рухів [9]

При випадінні холодних краплин дощу туман слабшає або навіть розсіюється. Прогноз поліпшення видимості в цьому випадку дається за допомогою рис. 4.23. Відношення  $L/L_0$  (на вертикальній вісі) показує, в скільки разів покращилась видимість в дощі протягом двох годин, де  $L_0$  - видимість до дощу,  $L$  - видимість через 2 год,  $I$  - інтенсивність дощу або мряки: кількість опадів за 1 год.

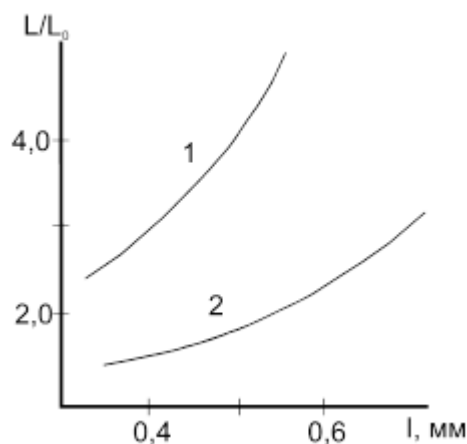


Рис. 4.23. Графік для прогнозу покращення видимості в тумані в залежності від інтенсивності дощу [9]

Врахування факторів, які призводять до розсіювання туману, часто буває складним через неповноту інформації, яку має синоптик. Тому простіше розрахувати час розсіювання туману, якщо користуватися зв'язком між точкою роси в момент формування туману ( $T_d$ ) і температурою розсіювання туману ( $T_p$ ), який наведено на рис. 4.24.

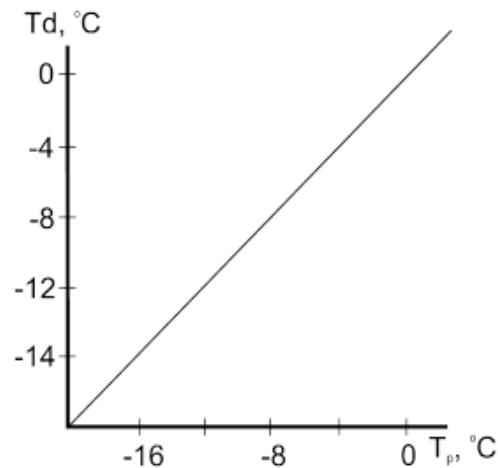


Рис. 4.24. Зв'язок між точкою роси при тумані і значенням температури його розсіювання [9]

Методика складання прогнозу: за  $T_d$  в момент утворення туману з рис. 4.6.5 визначасмо температуру розсіювання туману  $T_p$ . Потім знаходимо  $\delta T = T_p - T_{\min}$ . На графіку (рис. 4.25) за значенням  $\delta T$  відраховуємо час розсіювання туману.

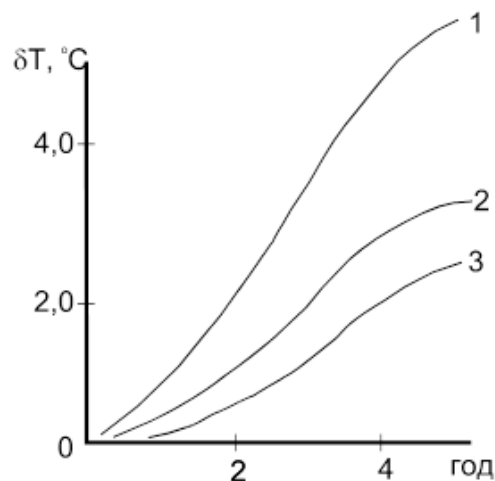


Рис. 4.25. Графік для визначення часу розсіювання туману [9]:

- 1 – березень, вересень;
- 2 – січень, лютий, листопад, грудень;
- 3 – сніговий покрив



## 5 ХАРАКТЕРИСТИКА ТУМАНООУТВОРЕННЯ НА АЕРОДРОМІ ОЛЕКСАНДРІЯ

### 5.1 Повторюваність туманів

Для аналізу використані дані щоденників погоди метеорологічного бюро військової частини 2269, яка розташована на аеродромі «Олександрія» за період з 2006 по 2016 рр.

За обраний період зафіксовано 479 випадків утворення туману. В середньому за рік спостерігається майже 44 дні з туманами.

З таблиці 5.1 видно, що максимум утворення туманів припадає на січень та складає 104 випадки (в середньому 9,5). Мінімум на червень – серпень та складає 3-6 днів. У холодний період (з жовтня по березень) зафіксовано 416 випадків. На теплий період (з травня по вересень) припав 41 випадок. Але повторюваність числа днів може істотно коливатися з року в рік.

Таблиця 5.1 - Загальна повторюваність утворення туманів за період з 2006 по 2016 рр

	Місяць												Всього
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
2006	2	6	6	1	1	1	0	0	1	8	7	9	42
2007	4	6	2	1	0	1	1	0	1	2	8	1	27
2008	2	3	6	8	1	0	0	0	3	8	5	6	42
2009	16	7	4	0	0	0	1	0	0	2	15	7	52
2010	11	6	3	2	1	0	0	0	2	5	9	6	45
2011	14	1	3	1	0	0	1	1	0	6	0	11	38
2012	13	5	1	2	1	0	1	0	4	6	11	4	48
2013	10	8	4	2	0	1	0	1	6	9	12	8	61
2014	7	9	4	1	2	1	0	0	0	2	5	10	41
2015	15	10	2	2	1	1	0	0	0	0	6	9	46
2016	10	7	3	2	2	1	0	1	2	3	3	3	37
Всього	104	68	38	22	9	6	4	3	19	51	81	74	479
Середн.	9,5	6,2	3,5	2,0	0,8	0,5	0,4	0,3	1,7	4,6	7,4	6,7	43,5

З рис. 5.1 видно, що максимум утворення туманів припадає на січень та складає 21,7 %. Мінімум на липень та серпень й складає менше 1 %. У холодний період (з жовтня по березень) зафіксовано 86,7 % від усіх випадків. На теплий період (з травня по вересень) припало 8,6 % від усіх випадків.

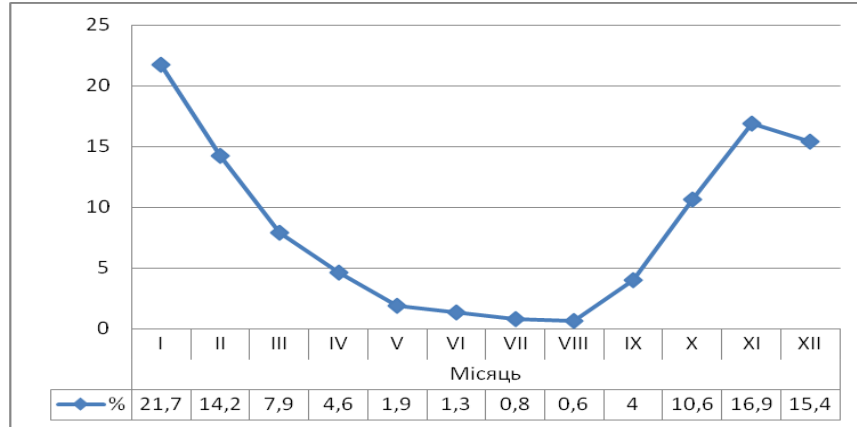


Рис. 5.1. Графік повторюваність (%) туманів за період з 2006 по 2016 рр

З таблиці 5.2 видно, що по району аеродрому «Олександрія» переважають слабкі тумани (видимість 500-1000 м), а за вертикальною потужністю – середні ( $10 < \Delta H < 100$  м).

Таблиця 5.2 – Загальна повторюваність туманів (%) за ступенем погіршення видимості та вертикальною потужністю за період з 2006 по 2016 рр

		Видимість, м			
		менше 50	50-200	200-500	500-1000
Вертикальна потужність, м	$\Delta H < 2$	0	0,5	0	0
	$2 < \Delta H < 10$	1,0	2,0	3,1	10,4
	$10 < \Delta H < 100$	0,2	1,3	4,0	45,0
	$\Delta H > 100$	0	0,8	3,1	29,2

Середньозважена видимість в тумані за даними спостережень становить 200-300 м. Найчастіше мінімальна видимість спостерігається на початку або в середині періоду з туманом.

З таблиці 5.3 видно, що у холодну частину року найбільш ймовірний час появи туману з 3 години ночі до 8 години ранку, що складає 41 %, вторинний максимум утворення припадає на період з 15 до 23 години, що

складає 37 %, в теплу частину – з 4 години ночі до 6 години ранку, що складає 68 %. Час найбільшої ймовірності туманів зміщується разом з часом світанку протягом року, змінюючись від 6 години ранку влітку, до 4 години взимку.

Таблиця 5.3 – Добовий хід утворення туманів (%)

		Місцевий час																							
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Місяць	I	0	3	3	3	8	9	5	7	8	3	4	3	3	3	2	9	3	3	1	5	4	7	5	3
	II	1	1	1	4	5	4	5	3	2	1	2	2	1	1	2	2	4	4	5	7	2	3	2	4
	III	1	4	0	2	3	6	4	2	2	1	0	0	1	0	0	1	3	2	2	1	0	0	3	0
	IV	0	1	0	3	3	4	4	3	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0
	V	0	0	2	1	2	2	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	VI	0	0	0	0	3	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	VII	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	VIII	0	0	0	1	2	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	IX	3	0	1	2	2	3	5	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	X	4	2	2	1	8	9	4	5	2	3	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	5
	XI	4	1	1	4	10	4	9	7	2	2	2	0	2	0	6	5	2	0	0	4	4	2	4	4
	XII	3	3	1	3	5	2	4	6	2	4	3	0	2	0	4	4	3	4	5	5	1	5	2	

Примітка. ----- світанок та темрява  
----- схід та захід

Графічно добовий хід повторюваності туману зображено на рис. 5.2 відносно холодного та теплого періодів року.

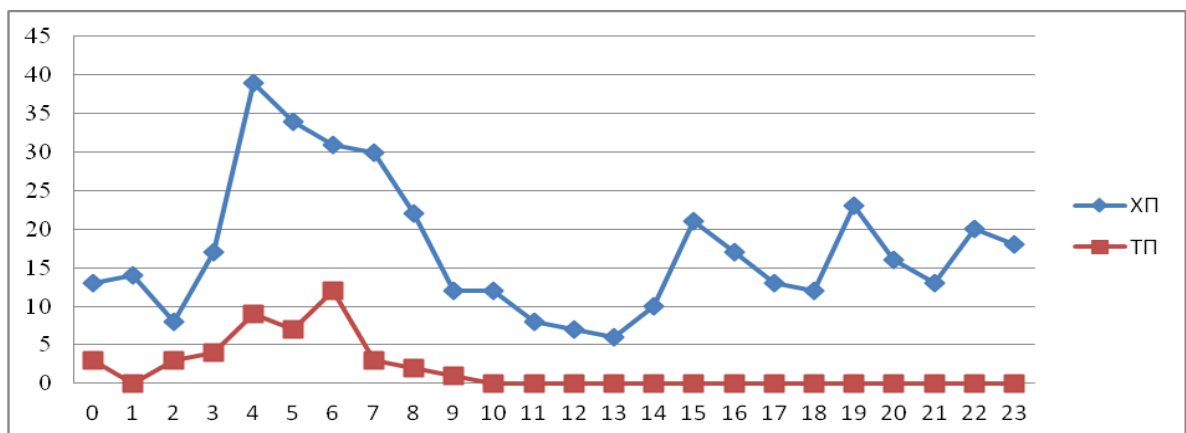


Рис. 5.2. Добовий хід повторюваності (%) туману

Повторюваність туманів за своїм походженням істотно змінюється залежно від пори року. Так, якщо в теплий період на частку радіаційних туманів припадає 47 %, то в холодний період їх спостерігається близько 16 %.

Тумани можуть утворюватись при великому діапазоні температур: від  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $19\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Більше половини всіх туманів в холодний період утворюється, при температурі повітря від  $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$  до  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , що складає відповідно 60 %. Крім того, повторюваність туманів за рік при позитивній температурі в 2,5 рази більше повторюваності туманів, при від'ємній температурі, що вказує на перевагу протягом року крапельно-рідких туманів. Розподіл туманів в залежності від напрямку, швидкості вітру та температури в приземному шарі в холодний період наведено в таблиці 5.4.

Таблиця 5.4 – Повторюваність (%) туманів в холодний період в залежності від напрямку, швидкості вітру та температури

Напрямок вітру	Швидкість вітру, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	Діапазон температур, $^{\circ}\text{C}$			Всього	
		$\leq -3$	$-2\dots 4$	$5 >$		
Пн	$\leq 5$	1,6	2,4	0,8	4,8	6,1
	$> 5$	-	1,1	0,3	1,3	
ПнСх	$\leq 5$	1,1	5,3	0,8	7,2	10,1
	$> 5$	-	2,7	0,3	2,9	
Сх	$\leq 5$	1,4	5,1	1,9	8,3	13,9
	$> 5$	0,3	4,3	1,1	5,6	
ПдСх	$\leq 5$	1,8	7,3	1,6	10,7	22,5
	$> 5$	-	8,6	3,2	11,8	
Пд	$\leq 5$	1,3	8,6	4,5	14,4	20,8
	$> 5$	0,3	4,0	2,2	6,4	
ПдЗх	$\leq 5$	2,4	6,9	1,9	11,2	15,5
	$> 5$	0,3	2,4	1,6	4,3	
Зх	$\leq 5$	0,3	1,6	0,8	2,7	2,7
	$> 5$	-	-	-	-	
ПнЗх	$\leq 5$	1,1	4,8	1,9	7,7	8,2
	$> 5$	-	0,5	-	0,5	
Всього		11,7	65,5	22,7	100	

Примітка. Повторюваність 1 % відповідає 4 випадкам

Аналіз цієї таблиці приводить до наступних результатів: максимум повторюваності туманів в холодний період припадає на вітер з Південно-Східним (22,5 %) та Південним (20,8 %) напрямками. Більшість туманів були утворені при швидкості вітру до  $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Але при вітрі з Південно-Східним напрямком високий процент повторюваності туманів й при вітрі більшому за  $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . За розглянутий період були відмічені тумани, які утворилися при швидкості вітру  $15\text{-}20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Більшість туманів (65,5 %) утворилася в діапазоні температур від  $-2^\circ\text{C}$  до  $4^\circ\text{C}$ .

З таблиці 5.5 видно, що максимум повторюваності туманів в теплий період відповідає слабкому вітрі з північно-західним та західним напрямком та температурі повітря від  $13^\circ\text{C}$  й вище.

Таблиця 5.5 – Повторюваність (%) туманів в теплий період в залежності від напрямку, швидкості вітру та температури

Напрямок вітру	Швидкість вітру, $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$	Діапазон температур, $^\circ\text{C}$			Всього	
		1...6	7...12	13 >		
Пн	$\leq 4$	-	3,0	-	3,0	3,0
	$> 4$	-	-	-	-	
ПнСх	$\leq 4$	-	-	9,1	9,1	9,1
	$> 4$	-	-	-	-	
Сх	$\leq 4$	-	-	9,1	9,1	12,1
	$> 4$	-	3,0	-	3,0	
ПдСх	$\leq 4$	-	3,0	12,1	15,1	15,1
	$> 4$	-	-	-	-	
Пд	$\leq 4$	-	3,0	3,0	6,0	9,0
	$> 4$	-	-	3,0	3,0	
ПдЗх	$\leq 4$	-	3,0	-	3,0	6,0
	$> 4$	-	3,0	-	3,0	
Зх	$\leq 4$	6,1	3,0	9,1	18,2	21,2
	$> 4$	-	3,0	-	3,0	
ПнЗх	$\leq 4$	3,0	9,1	12,1	24,1	24,1
	$> 4$	-	-	-	-	
Всього		9,1	33,3	57,6	100	

Примітка. Повторюваність 3 % відповідає 1 випадку

З таблиці 5.6 видно що, максимум тривалості туманів складає менше 6 годин (49,6 %). Максимум повторюваності туманів в холодний період припадає на вітер з Південно-Східним та Південним напрямками. Більшість туманів були утворені при швидкості вітру до  $5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . Також більшість туманів (65,5 %) утворилася в діапазоні температур від  $-2^\circ\text{C}$  до  $4^\circ\text{C}$ .

Таблиця 5.6 – Повторюваність (%) тривалості туманів в холодний період

Діапазон температур		$\leq -3$				$-2 \dots 4$				$5 >$				Всього	
		$< 6$	$< 12$	$< 24$	$> 24$	$< 6$	$< 12$	$< 24$	$> 24$	$< 6$	$< 12$	$< 24$	$> 24$		
Характеристика вітру	Пн	$\leq 5$	1,1	0,3	-	-	1,6	0,8	0,3	-	0,3	0,3	0,3	-	5,0
		$> 5$	-	-	-	-	0,5	0,3	0,3	-	0,3	-	-	-	1,4
	ПнСх	$\leq 5$	0,8	0,3	-	-	2,1	1,9	0,8	0,8	0,5	-	0,3	-	7,5
		$> 5$	-	-	-	-	0,8	0,5	1,1	0,3	-	0,3	-	-	3,0
	Сх	$\leq 5$	0,8	0,3	0,3	-	1,6	0,8	2,1	0,3	0,5	0,5	0,8	-	8,0
		$> 5$	-	-	0,3	-	1,6	1,6	0,8	0,3	0,8	0,3	-	-	5,7
	ПдСх	$\leq 5$	1,3	0,3	0,3	-	2,4	2,1	2,4	-	1,1	0,5	0,3	-	10,7
		$> 5$	-	-	-	-	4,8	2,1	0,8	1,1	2,4	0,3	0,5	-	12,0
	Пд	$\leq 5$	1,1	0,3	-	-	2,9	3,7	1,3	0,8	2,4	1,1	1,6	0,3	15,5
		$> 5$	-	-	-	0,3	1,1	1,1	1,1	0,3	1,3	0,3	-	-	5,5
	ПдЗх	$\leq 5$	1,3	0,8	0,3	-	3,7	1,6	1,6	0,3	1,1	0,5	0,3	0,3	11,8
		$> 5$	0,3	-	-	-	1,3	0,8	0,3	-	1,1	0,3	-	-	4,1
	Зх	$\leq 5$	0,3	0,3	-	-	0,5	0,8	-	-	0,3	0,5	-	-	2,7
		$> 5$	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	ПнЗх	$\leq 5$	0,5	0,3	0,3	-	3,5	0,8	0,5	-	1,1	0,5	0,3	-	7,8
		$> 5$	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	0,5
	Всього		7,5	2,9	1,5	0,3	28,9	18,9	13,4	4,2	13,2	5,4	4,4	0,6	

Примітка. Повторюваність 1 % відповідає 4 випадкам

З таблиці 5.7 видно що, максимум тривалості туманів у теплий період складає менше 2 годин (48 %). Максимум повторюваності туманів припадає на вітер з Західним напрямком (35,2 %). Більшість туманів були утворені при швидкості вітру до  $4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , тільки в 4-х випадках швидкість вітру була більше  $4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . Також більшість туманів (54,4 %) утворилася при температурі більше  $13^\circ\text{C}$ , а менше всього (9,6 %) – в діапазоні температур від  $1^\circ\text{C}$  до  $6^\circ\text{C}$ .

Таблиця 5.7 - Повторюваність (%) тривалості туманів  
в теплий період

Діапазон температур		1...6				7...12				13 >				Всього	
Тривалість		< 2	< 4	< 6	> 6	< 2	< 4	< 6	> 6	< 2	< 4	< 6	> 6		
Характеристика вітру	Пн	≤4	-	-	-	-	-	3,2	3,2	-	-	-	3,2	9,6	
		>4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	
	ПнСх	≤4	-	-	-	-	-	-	-	-	3,2	-	3,2	-	6,4
		>4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
	Сх	≤4	-	-	-	-	-	-	-	-	3,2	6,4	-	-	9,6
		>4	-	-	-	-	3,2	-	-	-	-	-	-	-	3,2
	ПдСх	≤4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,2	-	3,2
		>4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
	Пд	≤4	3,2	-	-	-	3,2	-	-	3,2	3,2	3,2	-	-	16,0
		>4	-	-	-	-	3,2	-	-	-	3,2	-	-	-	6,4
	ПдЗх	≤4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
		>4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
	Зх	≤4	3,2	3,2	-	-	3,2	3,2	-	3,2	9,6	3,2	3,2	-	32
		>4	-	-	-	-	-	3,2	-	-	-	-	-	-	3,2
	ПнЗх	≤4	-	-	-	-	3,2	-	-	-	3,2	3,2	-	-	9,6
		>4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0
	Всього		7,5	2,9	6,4	3,2	0	0	16,0	6,4	3,2	9,6	25,6	16,0	9,6

Примітка. Повторюваність 3 % відповідає 1 випадку

Вертикальна потужність туманів різна в залежності від типу туману та періоду року. Середня потужність адвективного туману дорівнює – 320м, радіаційного – 150 м, адвективно-радіаційного – 260 м, фронтального – 400м, крім того, на території України за холодну половину року потужність туману має наступні значення: у вересні – 110 м, в жовтні – 150 м, в листопаді – 205 м, в грудні – 280 м, а в лютому – 265 м.

З рис. 5.3 видно, що найбільш часто спостерігаються тумани при південному вітру, швидкості вітру  $\leq 5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  та інтервалу температур від  $-2^{\circ}\text{C}$  до  $4^{\circ}\text{C}$ .

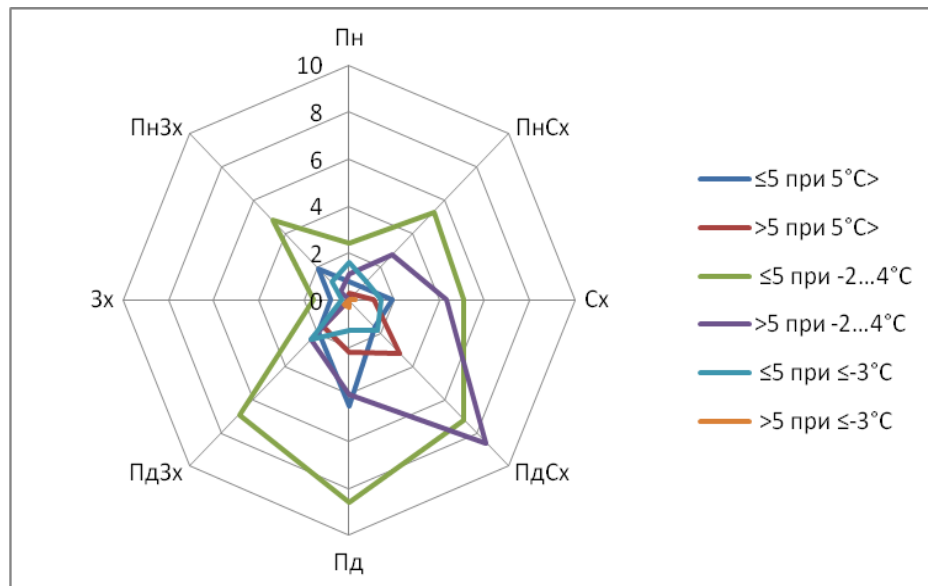


Рис. 5.3. Діаграма повторюваності (%) туманів в холодний період з урахуванням напрямку та швидкості вітру, при різному діапазоні температур

## 5.2 Формування туманів у світлий час доби

У середньому за рік відзначається близько 12 випадків утворення адвективних туманів у світлий час доби, при чому спостерігаються вони тільки в холодний період з жовтня по березень.

Повторюваність часу утворення адвективних туманів у світлий час, дорівнює близько 30 %. Вони утворюються в період з 7 до 10 годин, вторинні максимуми повторюваності відповідають 14-15 годинам. Виявлено кілька типів синоптичного положення, які сприяють утворенню на аеродромі адвективних туманів у світлий час доби. До основних з них можна віднести наступні: передня частина улоговини, теплий сектор циклонів з півдня, південного заходу, західна периферія антициклону, малоградієнтне поле або сідловина при адвекції теплої та вологої маси в прикордонному шарі атмосфери переважно з басейнів Чорного та Азовського морів.

В таблиці 5.8 представлена повторюваність тривалості туманів в залежності від сукупності окремих метеорологічних характеристик.



Таблиця 5.8 – Повторюваність (%) тривалості туманів в залежності відсукупності напрямку вітру та температури повітря в холодний період

Комплекси метеорологічних характеристик		Тривалість туманів, годин												Всього	
		< 2	< 4	< 6	< 8	< 10	< 12	< 14	< 16	< 18	< 20	< 22	< 24		> 24
Пн	$\leq -3^{\circ}\text{C}$	0,5	0,5	-	0,3	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	1,6
	$-2 \div 4^{\circ}\text{C}$	1,1	0,3	0,8	0,3	0,8	-	0,3	-	-	-	-	-	-	2,5
	$5^{\circ}\text{C} \geq$	-	-	0,5	-	-	0,3	-	0,3	-	-	-	-	-	1,1
ПнСх	$\leq -3^{\circ}\text{C}$	0,5	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,1
	$-2 \div 4^{\circ}\text{C}$	0,5	0,5	1,9	0,8	1,1	0,5	0,3	0,3	-	0,3	0,8	0,3	1,1	7,9
	$5^{\circ}\text{C} \geq$	-	0,3	0,3	-	-	0,3	-	-	-	0,3	-	-	-	1,2
Сх	$\leq -3^{\circ}\text{C}$	0,5	0,3	-	-	0,3	-	-	-	0,3	-	0,3	-	-	1,7
	$-2 \div 4^{\circ}\text{C}$	0,5	1,9	0,8	1,3	0,8	0,3	0,3	0,5	0,5	1,3	0,3	-	0,5	8,5
	$5^{\circ}\text{C} \geq$	0,8	0,3	0,5	0,5	0,3	-	0,5	0,3	-	-	-	-	-	3,2
ПдСх	$\leq -3^{\circ}\text{C}$	0,3	0,8	0,3	-	0,3	-	0,3	-	-	-	-	-	-	2
	$-2 \div 4^{\circ}\text{C}$	2,4	2,1	2,7	2,9	1,1	0,3	1,1	0,8	0,3	0,5	0,5	-	1,1	13,4
	$5^{\circ}\text{C} \geq$	1,3	0,5	1,6	0,5	0,3	-	-	0,3	-	0,3	-	-	-	4,8
Пд	$\leq -3^{\circ}\text{C}$	-	0,8	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3	1,7
	$-2 \div 4^{\circ}\text{C}$	0,5	1,3	2,4	1,6	1,3	1,9	0,8	-	0,5	0,5	0,5	0,3	1,1	12,2
	$5^{\circ}\text{C} \geq$	1,6	0,8	0,8	0,5	0,5	0,3	0,8	0,3	0,8	-	-	-	0,5	6,9
ПдЗх	$\leq -3^{\circ}\text{C}$	0,8	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	2,8
	$-2 \div 4^{\circ}\text{C}$	0,8	2,7	1,3	1,3	0,3	0,8	0,8	-	0,3	0,5	-	-	0,3	8,3
	$5^{\circ}\text{C} \geq$	0,8	0,8	0,5	-	0,5	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	3,2
Зх	$\leq -3^{\circ}\text{C}$	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3
	$-2 \div 4^{\circ}\text{C}$	-	0,3	0,5	0,3	-	0,5	-	-	-	-	-	-	-	1,6
	$5^{\circ}\text{C} \geq$	0,3	-	-	0,3	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,9
ПнЗх	$\leq -3^{\circ}\text{C}$	-	-	0,5	0,3	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	1,1
	$-2 \div 4^{\circ}\text{C}$	1,9	0,8	1,3	-	0,5	0,3	0,3	0,3	-	-	-	-	-	3,5
	$5^{\circ}\text{C} \geq$	0,3	0,3	0,5	0,3	0,3	-	-	-	0,3	-	-	-	-	2,0
Всього		7,7	15,9	18,3	12,1	9,0	6,1	6,7	3,1	3,0	3,7	2,4	0,6	4,9	

Тенденція погіршення погоди, при утворенні туманів вдень відзначена досить добре. Так, за 2 години до туману в 70% випадків умови погоди були не краще, ніж 200x2. Але відмічено також приблизно 5% випадків, коли від малохмарної погоди з видимістю 4-6 км, за цей період часу відбувалось погіршення погоди до туману, при цьому спостерігався вітер 120-210° майже у всіх випадках. Видимість складала у перші години 500-1000 м, а з заходом Сонця погіршувалась до значень 200 м та менше.

Важливою характеристикою є тривалість туманів. Найтриваліші тумани відзначаються в холодний період з максимумами в листопаді –

лютому. В окремі роки спостерігаються тумани тривалістю до 3 діб безперервно. Середня тривалість туманів в холодний період не перевищує 10 годин, в теплий період – не перевищує 4 годин.

### 5.3 Аналіз утворення туманів

24 грудня 2009 року територія України знаходиться під впливом гребеню двоцентрового антициклону, який поширився з районів Туреччини та Близького сходу. Гребінь добре простежується і в середній тропосфері, маючи чітко виражену зону більш теплого повітря. Система арктичного полярного фронту простягається майже по всій території України, крім південних. Фронт має розмиту структуру, тому опадів над територією більшості областей України не зафіксовано. На більшості території країни спостерігаються тумани та серпанки. Тумани мають адвективний характер, адже вологе та більш тепле повітря в районі фронту переміщується над охолодженою підстильною поверхнею (додаток Б, рис. Б.1 та Б.2).

24 грудня 2009 року о 16:48 на аеродромі «Олександрія» утворився туман. Він утворився при північно-східному вітрі зі швидкістю  $2-3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Перед утворенням зафіксована температура повітря  $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ , відносна вологість 95 %. Горизонтальна видимість в тумані погіршилась до 500 м, через годину до 200 м, а через 8 годин до 50 м.

25 грудня 2009 року о 18 годині почалась мряка, проте це суттєво не вплинуло на туман. Горизонтальна видимість покращилась до 100 м.

26 грудня 2009 року пройшов холодний фронт й улоговину з півночі змінив гребінь з південного-сходу. Це суттєво вплинуло на розсіювання туману. О 15:50 почався дощ, вітер змінив напрямок зі східного на південно-східний та посилювався до  $6-9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Горизонтальна видимість покращилась до 1400 м, а після закінчення дощу до 2,5 км, з подальшим покращенням до 6-10 км.

21 грудня 2010 року Україна знаходиться в зоні дії потужного циклону із центром над територією Латвії. Саме над Україною знаходиться теплий сектор циклону, це добре видно на картах розподілення температури. Це класичний приклад адвективного туману, який і спостерігається найчастіше саме в теплому секторі циклону. В цьому випадку тепле, вологе повітря рухалося над більш холодною підстильною поверхнею, що й призвело до конденсації водяної пари (додаток Б, рис. Б.3 та Б.4).

21 грудня 2010 року о 19:30 на аеродромі «Олександрія» утворився туман. Перед його утворенням зафіксовано зміну напрямку вітру зі східного на південно-східний, швидкість вітру складала  $4-5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а деколи пориви досягали  $9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Посилення вітру суттєво не вплинуло на розсіювання туману або покращення горизонтальної видимості. Перед утворенням зафіксована температура повітря  $-1 \text{ }^\circ\text{C}$ , відносна вологість 95-96 %. Горизонтальна видимість в тумані погіршилась до 800 м, через півгодини до 500 м, а через годину до 100-150 м.

На передодні 21 грудня 2010 року з 03:20 до 14:35 зафіксовано туман. Він утворився при південному вітрі, а на його розсіювання вплинула зміна напрямку вітру на північний, та зниження температури з 2 до  $0,6 \text{ }^\circ\text{C}$ . Горизонтальна видимість в тумані складала 50-100 м.

24 грудня 2010 року о 21:20 туман розсіявся. Середньо добова температура повітря підвищилася до  $7,6 \text{ }^\circ\text{C}$  з  $1,0 \text{ }^\circ\text{C}$ .

25 грудня 2012 року територія України знаходиться під впливом двох баричних утворень: із північного-заходу це улоговина багатого центрального циклону із центром над Балтійським морем, Великобританією та Фарерськими островами, а зі сходу - це потужний блокуючий антициклон. Циклон має обширні розміри, які займають більшу частину Європи. На територіях центральної та східної Європи відмічаються тумани та серпанки. В Україні замерзаючі тумани спостерігаються в північних районах. За класифікацією ці явища відносяться до внутрішньомасових, тип туманів - адвективний (додаток Б, рис. Б.5 та Б.6).

25 грудня 2012 року о 05:20 на аеродромі «Олександрія» утворився туман. Він утворився при південно-східному вітрі зі швидкістю  $2-3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Перед утворенням зафіксована температура повітря  $-7,6 \text{ }^\circ\text{C}$ , відносна вологість 87 %. Горизонтальна видимість в тумані погіршилась до 700 м, через годину до 200 м. О 09:15 почався сніг та горизонтальна видимість покращилася до 500 м, а о 09:40 туман розсіявся.

25 грудня 2012 року о 15:32 утворився туман, при південному вітрі зі швидкістю  $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , з посиленням вітру до  $12-15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а деколи пориви досягали  $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Перед утворенням зафіксована температура повітря  $-3,6 \text{ }^\circ\text{C}$ , відносна вологість 92 %. Горизонтальна видимість в тумані погіршилась до 800 м, через 20 хвилин до 200 м. З 22:32 до 23:40 спостерігалась мряка. О 01:00 26 грудня 2012 року температура повітря піднялася до  $0,6 \text{ }^\circ\text{C}$  й утворилася ожеледь. Горизонтальна видимість в тумані погіршилась до 50 м.

27 грудня 2012 року на територію України з північного-заходу вторгся холодний фронт. Це суттєво вплинуло на розсіювання туману. О 11:35 туман розсіявся. Вітер змінив напрямок з південного на північно-західний. Горизонтальна видимість покращилась до 1500 м, а через півтори години до 10 км.

21 січня 2013 року західні території України, як і більша частина Європи, знаходяться під впливом Ісландського мінімуму. Циклон має величезні розміри, та декілька замкнутих центрів, з якими зв'язані системи атмосферних фронтів - арктичного та полярного. Східні та південні регіони знаходяться в зоні дії антициклону з центром над Туреччиною. Цей випадок виникнення сильного туману відноситься до фронтальних, адже погіршення видимості відмічається на кордонах фронту та при швидкості вітру в  $9-12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  (додаток Б, рис. Б.7 та Б.8).

21 січня 2013 року о 12:25 на аеродромі «Олександрія» утворився туман. Він утворився при південно-східному вітрі зі швидкістю  $9-12 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Перед утворенням зафіксована температура повітря –  $1,8 \text{ }^\circ\text{C}$ , відносна вологість 93 %. Горизонтальна видимість в тумані погіршилась до 800 м, а через 10 хвилин до 200 м. На передодні з 08:40 до 11:40 зафіксовано дощ.

З 19:35 22 січня до 09:20 23 січня 2013 року пройшов холодний фронт, на якому зафіксовано мряку та дощ. Це суттєво вплинуло на розсіювання туману. 23 січня 2013 року о 07:25 туман розсіявся. Вітер змінив напрямок з північно-східного на північний, а потім повернувся на північно західний. Горизонтальна видимість покращилась до 1400 м, а через півтори години до 4 км. Температура повітря знизилась від  $0,0$  до  $-2,0 \text{ }^\circ\text{C}$ .

#### 5.4 Методика аналізу помилкових прогнозів туману

При аналізі невдалого прогнозу туману в першу чергу необхідно встановити тип туману, так як умови утворення різних типів туману різні. У зв'язку з цим і підхід до дослідження причин помилки буде різним.

Якщо встановлено, що непередбачуваний туман, наприклад, радіаційного походження, аналізуються чинники, що визначають виникнення даного виду туману: хмарність, мінімальна температура повітря та температура утворення туману, точка роси у вихідний термін та її зміна, розподіл вологості та температури повітря, швидкості вітру з висотою в нижньому шарі атмосфери тощо. Складність аналізу прогнозу такого виду

туману полягає в різноманітні чинників, що впливають на його утворення, та методів, що використовуються для складання прогнозу. Тому спочатку розглядаються фактори, що призводять до умов, які сприяють утворення туману, наприклад зниження температури повітря до значень нижче температури початку утворення туману (малохмарна погода, слабкий вітер, малий початковий дефіцит точки роси), а потім ті методи, які використовувалися при прогнозі цих умов. Шляхом порівняння прогностичних умов (хмарність, вітер, температура тощо) з фактичними, встановлюється причина помилки прогнозу такого виду туману.

При прогнозі адвективного туману та аналізі його, враховуються характеристики перенесення (переміщення наявних зон туману), збереження умов для утворення або існування туману, що вже виник, адвективні зміни температури й точки роси в приземному шарі, можливість переходу хмар в туман. Виконуючи аналіз невдалого прогнозу адвективного туману, крім вказаних вище положень, необхідно розглянути значення горизонтального градієнту температури  $\Delta T/\Delta s$  в  $^{\circ}\text{C}/100$  км уздовж шляху переміщення повітряної частки в вихідний термін та очікувану швидкість вітру в пункті прогнозу. Чим більше  $\Delta T/\Delta s$  і чим менша швидкість вітру при  $\gamma < \gamma_a$ , тим більша ймовірність утворення або збереження адвективного туману. При розгляді всіх факторів та зіставленні їх з тими з них, яким надавалося вирішальне значення під час складання прогнозу, виявляються причини, що призвели до помилки в прогнозі. Оскільки найбільш сприятливі умови для утворення туману створюються при наявності затримуючих шарів поблизу поверхні Землі, при аналізі помилкового прогнозу туману слід розглянути також питання про роль тих факторів, які могли призвести до зміни вертикальних градієнтів температури, наприклад вертикальні руху повітря, різні за величиною або знаком адвекція по висота і тощо. У всіх випадках при аналізі помилкового прогнозу туману необхідно встановити, як була застосована методика його прогнозу.

## ВИСНОВКИ

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

1. За період з 2006 по 2016 роки зареєстровано 479 випадків з туманами. Річна повторюваність виділяє максимум у 2013 р. – 61 випадок (13%), мінімум – у 2007 р. – 27 випадків (6%). Середня річна повторюваність складає – 44 випадки (9%). У холодний період зафіксовано 86,7% від усіх випадків. Максимум утворення туманів припадає на січень та складає 21,7% від усіх випадків. На теплий період припало 8,6% від усіх випадків. Мінімум утворення туманів припадає на серпень та складає 0,6% від усіх випадків;

2. Найбільш ймовірний час появи туману, що у холодну частину року за розглянутий період припав на час з 3 години ночі до 8 години ранку, це складає 41 %, вторинний максимум утворення припадає на період з 15 до 23 години, що складає 37 %, в теплу частину – з 4 години ночі до 6 години ранку, що складає 68 %;

3. В холодний період року тумани можуть продовжуватися більше 60 годин підряд. Найбільша тривалість туманів у холодний період року складає менше 6 годин, це складає 49,6 %, у теплий період року – від 4 до 6 годин, це складає 58 %;

4. За розглянутий період тумани утворювались при великому діапазоні температур: від  $-20^{\circ}\text{C}$  до  $19^{\circ}\text{C}$ . Більше половини всіх туманів в холодний період утворюється, при температурі повітря від  $-2^{\circ}\text{C}$  до  $4^{\circ}\text{C}$ , що складає відповідно 60 %. Крім того, повторюваність туманів за рік при позитивній температурі в 2,5 рази більше повторюваності туманів, при від'ємній температурі, що вказує на перевагу протягом року крапельно-рідких туманів;

5. Максимум повторюваності туманів в холодний період припадає на вітер з Південно-Східним та Південними напрямками (43,3 %). Швидкість вітру під час утворення туманів в більшості випадків складає  $\leq 5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Але при вітрі з Південно-Східним напрямком високий процент повторюваності туманів й при вітрі більшому за  $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . За розглянутий період були відмічені тумани, які утворилися при швидкості вітру  $15-20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Максимум повторюваності туманів в теплий період припадає на вітер з Західним

напрямок (35,2 %). Швидкість вітру під час утворення туманів в більшості випадків складає  $\leq 4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ ;

6. По району аеродрому «Олександрія» переважають слабкі тумани (видимість 500-1000 м), а за вертикальною потужністю – середні ( $10 < \Delta H < 100 \text{ м}$ ). Великий вплив на утворення туманів надає розподіл метеорологічних величин, вологість повітря, вітер.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Семенова І. Г. Регіональна синоптика (конспект лекцій) – Одеса, ОДЕКУ, 2002. – 62 с.
2. <http://ru.osvita.ua/vnz/reports/geograf/25998/> (дата звернення: 17.04.2017)
3. Кошеленко І.В. Тумани//Труди УкрНИГМИ. – 1977. – Вып.155. – С.211-215.
4. Бабіченко В.М., Дячук В.А. (ред). Клімат України. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
5. Правила метеорологічного забезпечення польотів державної авіації України, введені наказом Міністерства оборони України 29 вересня 2015 року №516, зареєстровано в Міністерстві юстиції України 16 жовтня 2015 року за №1264/27709
6. Богаткин А.Г. – Авиационные прогнозы погоды. Учебное пособие (2-е изд.). – СПб.: БХВ-Петербург, 2010. – 288 с.
7. Воробьев В.И. – Синоптическая метеорология. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1991. – 616 с.
8. Практикум з синоптичної метеорології / Під ред. Г.П. Івус, С.М. Іванової. – Одеса Екологія. 2004. – 412 с.
9. Івус Г.П., Боровська Г.О. Практикум з авіаційної метеорології: Навчальний посібник. – Одеса: Вид-во «Екологія», 2006. – 217 с.
10. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. (2-е изд.). – Ленинград: Гидрометеиздат, 1977. – 711 с.
11. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – 421с.
12. Прогноз опасных явлений погоды. Методические рекомендации. – Москва: Гидрометеиздат, 1988. – 75 с.
13. Методические указания. Анализ причин ошибочных краткосрочных прогнозов погоды и предупреждений об опасных и особо опасных метеорологических явлениях – Ленинград: Гидрометеиздат, 1982. – 46 с.
14. Авіаційно-кліматичний опис аеродрому «Олександрія».
15. Щоденники погоди АВ-6 по аеродрому «Олександрія» з 2006 по 2016 рр.
16. <http://www2.wetter3.de/fax/> (дата звернення: 10.04.2017)
17. <http://www.wetterzentrale.de/> (дата звернення: 10.04.2017)



## ДОДАТОК А

## Довідка

кафедри метеорології та кліматології  
студента VI курсу Безай І.С.  
до дипломного проекту на тему

«Метеорологічні умови утворення туманів над районом аеродрому  
Олександрія»

Дипломний проект виконується на кафедрі метеорології та кліматології ОДЕКУ для використання в навчальному процесі з метою вдосконалення метеорологічного обслуговування авіації через врахування сучасного режиму туманоутворення.

Керівник дипломного проекту  
к.геогр.н., доц.

Волошина О.В.

## ДОДАТОК Б

## Синоптичні матеріали

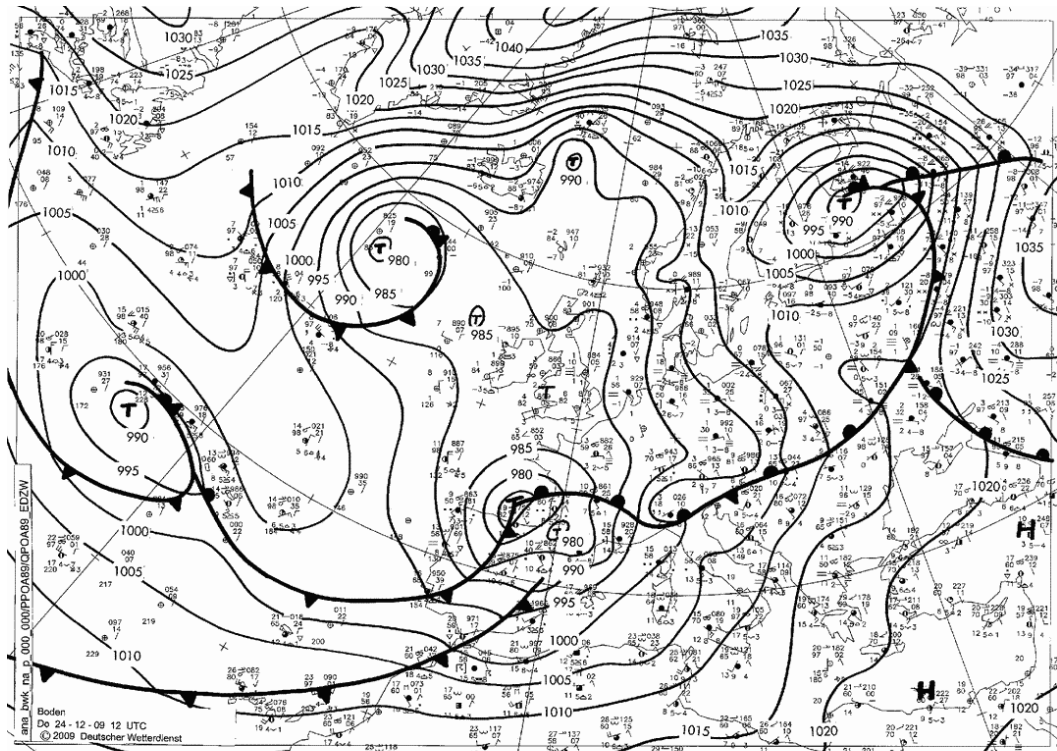


Рис. Б.1. Приземна карта погоди 24.12.2009 р., 12 ВСЧ

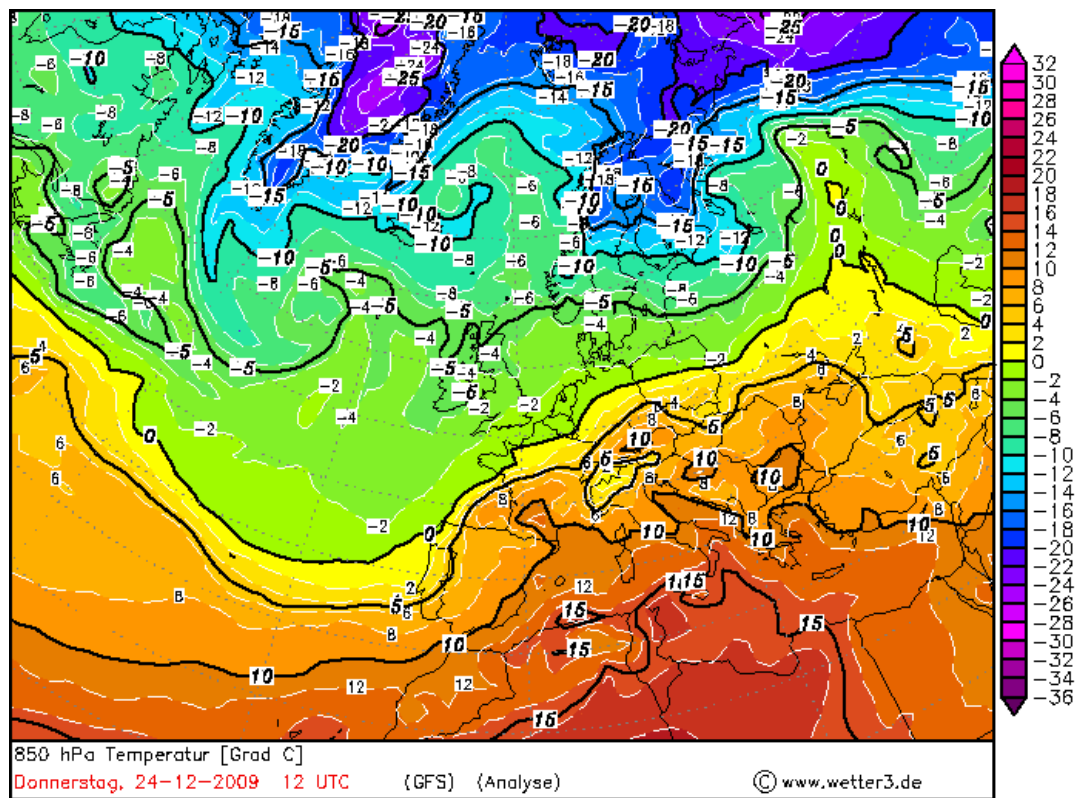


Рис. Б.2. Карта АТ-850 24.12.2009 р., 12 ВСЧ

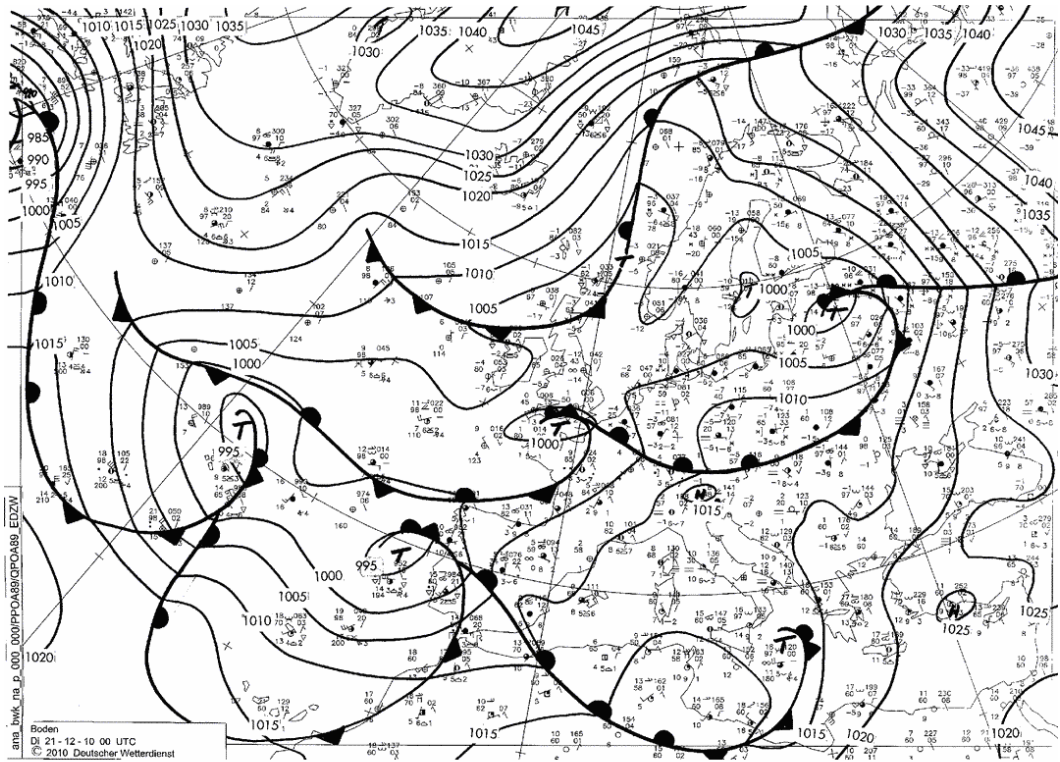


Рис. Б.3. Приземна карта погоди 21.12.2010 р., 00 ВСЧ

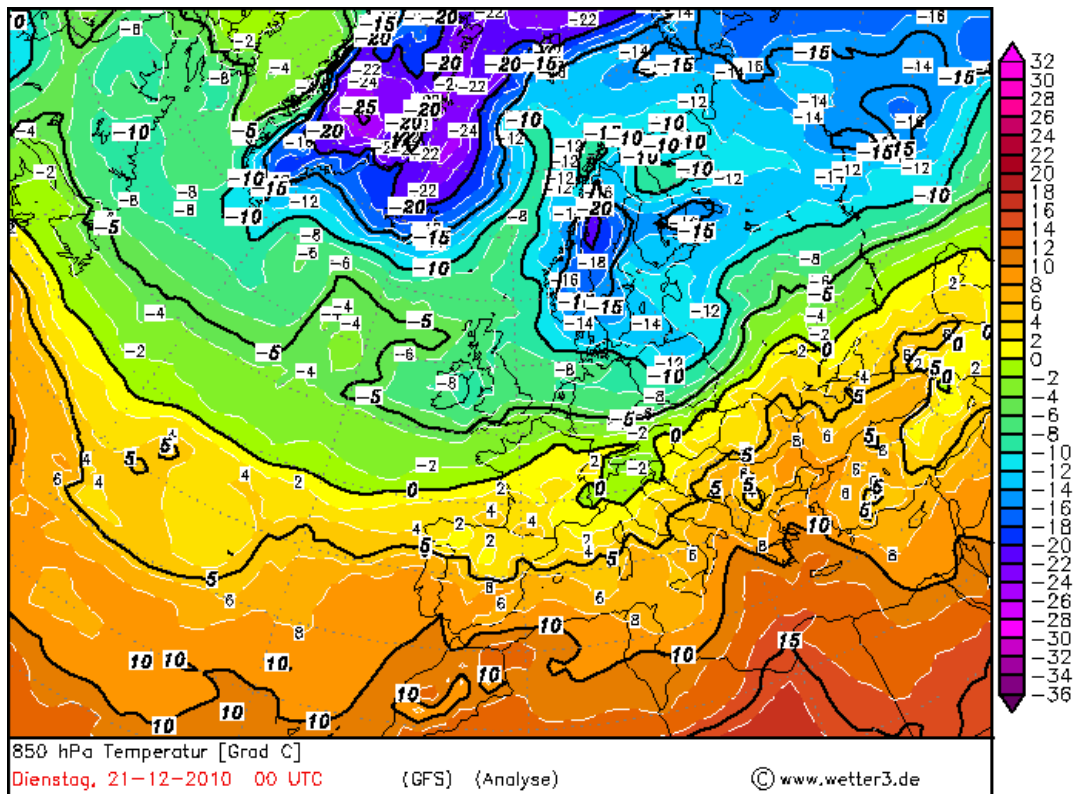


Рис. Б.4. Карта АТ-850 21.12.2010 р., 00 ВСЧ



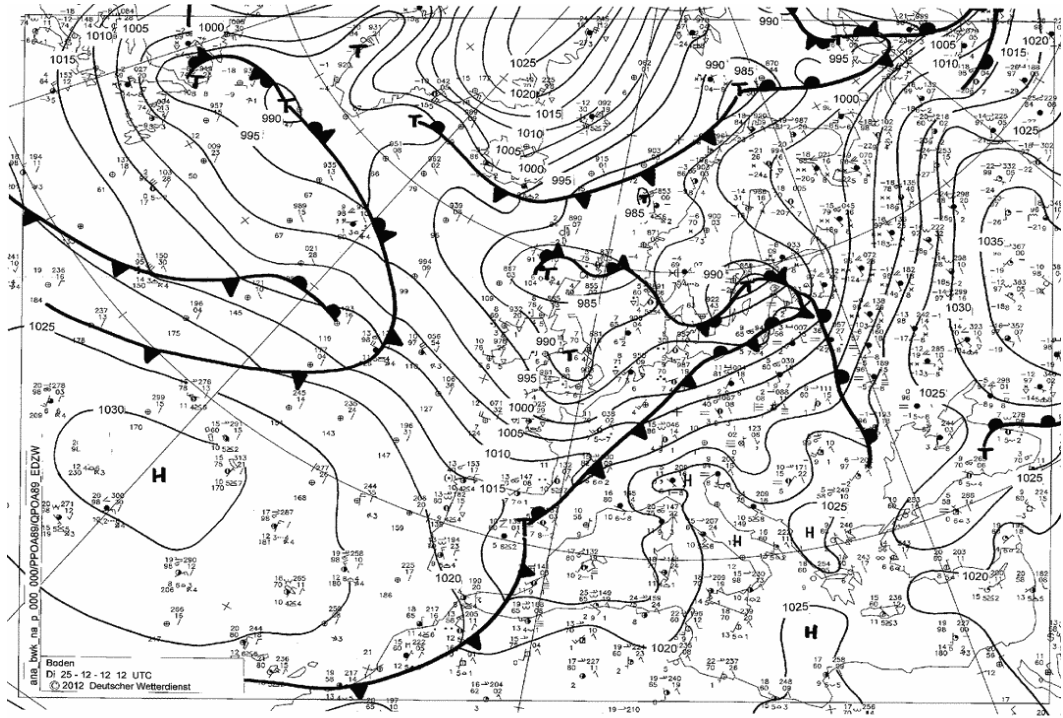


Рис. Б.5. Приземна карта погоди 25.12.2012 р., 12 ВСЧ

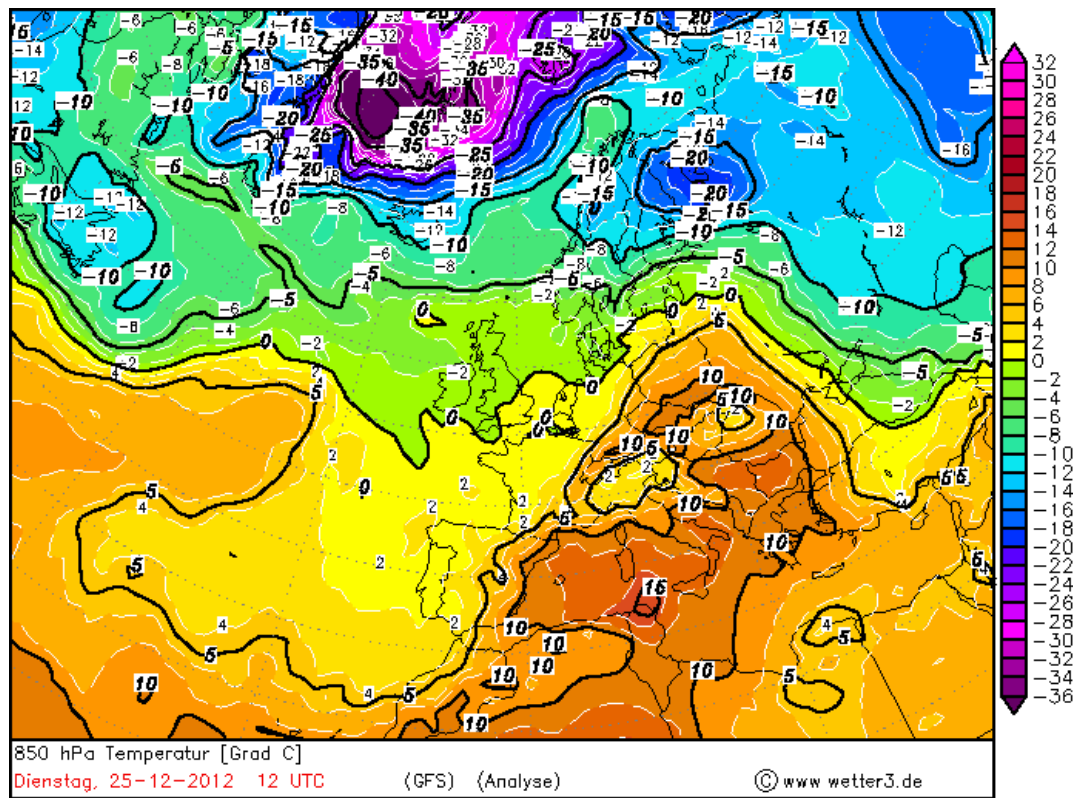


Рис. Б.6. Карта АТ-850 25.12.2012 р., 12 ВСЧ

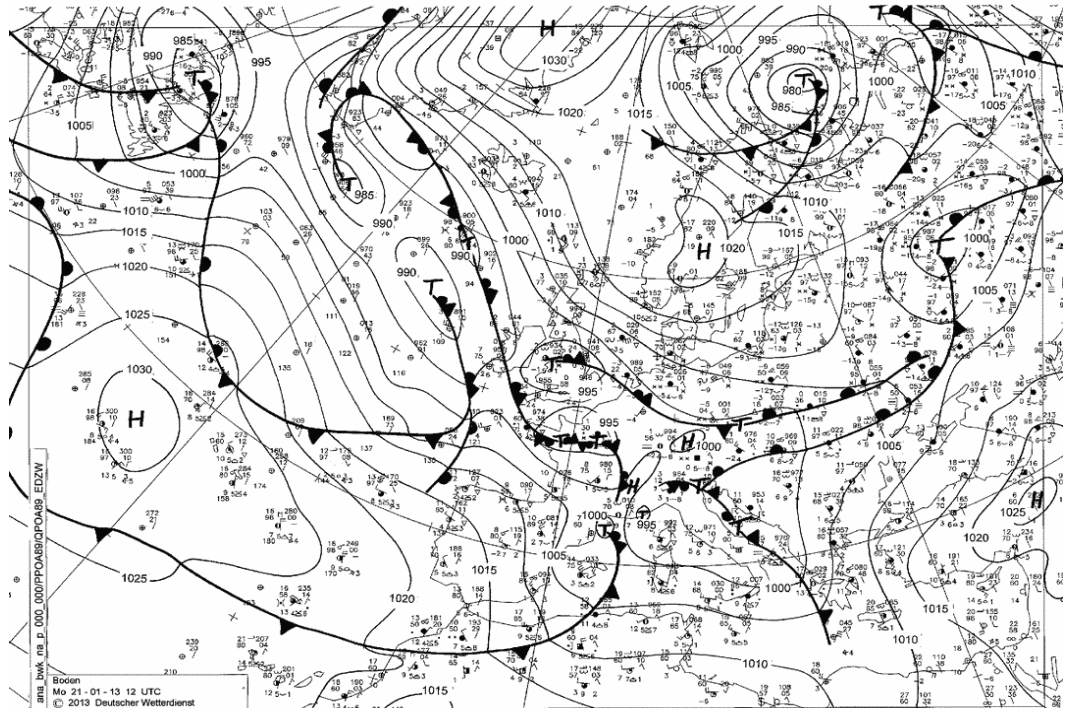


Рис. Б.7. Приземна карта погоди 21.01.2013 р., 12 ВСЧ

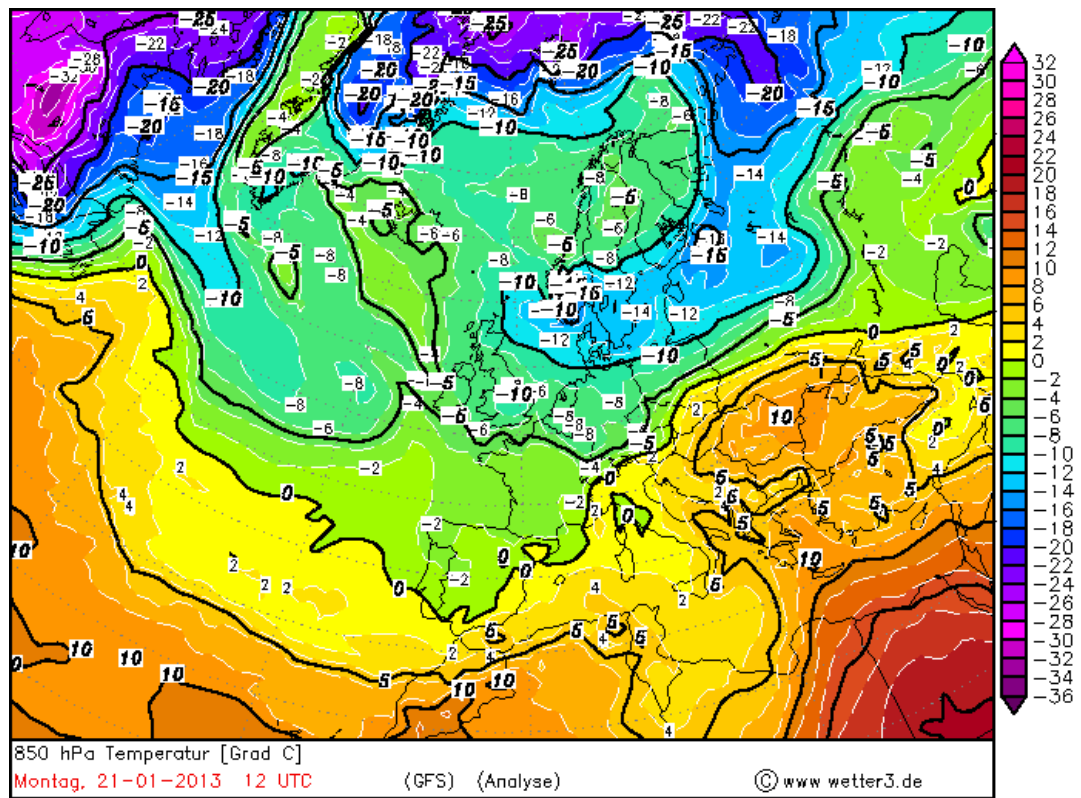


Рис. Б.8. Карта АТ-850 21.01.2013 р., 12 ВСЧ