

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Кафедра військової підготовки

Кваліфікаційна робота бакалавра

на тему: «Структура температурної стратифікації ГША при формуванні туманів»

Виконав курсант групи В-18
Спеціальності 103 «Науки про Землю»

Бурлака Дмитро Юрійович.

(прізвище, ім'я та по-батькові)

Керівник к.геогр.н., викладач.

Міщенко Наталія Михайлівна

Консультант _____ - _____.

Рецензент д-р геогр. наук, професор

Хохлов Валерій Миколайович

ОДЕСА – 2022 р.

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

Кафедра військової підготовки

Освітній ступінь бакалавр

Спеціальність 103 Науки про Землю

(шифр і назва)

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

ЗАТВЕРДЖУЮ

Начальник кафедри військової підготовки

полковник Олег ГРУШЕВСЬКИЙ

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

курсанту БУРЛАЦІ Дмитру Юрійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи «Структура температурно-вологісної стратифікації ГША при
формуванні туманів»

керівник роботи Міщенко Наталя Михайлівна, к.геогр.н.

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

затверджені наказом ректора ОДЕКУ від 21 грудня 2021 року № 267«С»

2.Строк подання курсантом роботи 14 червня 2022 року

3. Вихідні дані до роботи: дані радіозондування на станції Lindenberg (10393)
за 18, 00, 06, 12 СГЧ, у дні з наявністю туману за період 5 років; архів
фактичної погоди аеродрому Lindenberg

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

1) проаналізувати стан вивченості проблеми у літературних джерелах,
сучасний стан досліджень, визначити невирішені завдання

2) сформувати вибірку з випадками радіаційного туману на ст. Lindenberg.

3) визначити потужність та інтенсивність інверсійних шарів та їх зміну при
утворенні радіаційних туманів

4) проаналізувати вплив еволюційних змін характеристик інверсій на
видимість в радіаційному тумані

5. Перелік графічного матеріалу:

гістограми повторюваності кількісних характеристик інверсійних шарів, графіки часових змін потужності та інтенсивності інверсійних шарів, гістограма повторюваності змін потужності та інтенсивності інверсій в період існування туману.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання: 02 березня 2022 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Отримання завдання та пошук літературних джерел за темою кваліфікаційної роботи бакалавра	02.03 – 06.03.22		
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	07.03 – 16.05.22		
3.	Рубіжна атестація	17.05-20.05.22		
4.	Обробка і аналіз вихідних даних та опрацювання розрахункового алгоритму	21.05 – 01.06.22		
5.	Написання 3-го розділу	02.06 – 08.06.22		
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	09.06 – 10.06.22		
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	11.06.20		
8.	Подання роботи на рецензування	12.06.20		
9.	Подання роботи до навчальної частини	13.06.20		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	14.06.20		

курсант _____
(підпис)

Дмитро БУРЛАКА
(ім'я та прізвище)

Керівник роботи _____
(підпис)

Наталія МІЩЕНКО
(ім'я та прізвище)

Зміст

Вступ.....	5
1 Умови формування туманів.....	7
1.1 Загальні відомості про умови утворення туману.....	7
1.2 Розподіл і тривалість туманів над Україною.....	18
2. Умови утворення туманів та методи їх прогнозування.....	21
2.1 Метеорологічні умови виникнення туманів.....	21
2.2 Синоптичні та метеорологічні умови утворення радіаційних туманів.....	25
3. Структура температурної стратифікації ГША при формуванні туманів.....	31
3.1 Аналіз потужності, інтенсивності та видимості в радіаційних туманах.....	31
3.2 Часові зміни еволюції характеристик інверсій при радіаційному тумані.....	33
Висновки.....	37
Перелік посилань.....	39
Додатки.....	41

Вступ

Актуальність даної тематики полягає в тому, що погіршення горизонтальної видимості, є важливою погодною характеристикою, яка чинить безпосередній вплив на діяльність авіації, суттєво ускладнюючи виконання польотів, тому удосконалення методів прогнозу туманів є однією із найважливіших задач в авіаційних прогнозах погоди.

Збільшення ефективності прогнозу туману зумовлюється впливом цього явища на певні сфери народного господарства. Ефективний прогноз туману і завчасне попередження про його виникнення є запорукою безаварійної експлуатації автомобільного транспорту та судноплавства. Проте найбільшим споживачем інформації про тумани, беззаперечно, є авіація, оскільки це явище суттєво обмежує її діяльність. Забезпечення аеропортів сучасними системами посадки не знімає цієї проблеми, оскільки наведення літака на посадковий курс і зниження проводиться автоматично, а його вирівнювання та посадка – вручну.

Як відомо, причиною незадовільної справджуваності прогнозів - приблизно в 70% усіх випадків – є недосконалість методів прогнозу видимості. Саме цим чинником зумовлюються актуальність і високі вимоги, що висуваються до прогнозу туманів які суттєво погіршують видимість.

Метою роботи є визначення часової еволюції температурної стратифікації ГША при утворенні радіаційних туманів.

Вихідні данні: електронні щоденники погоди по станції Лінденберг за 2016...2021 рр., карти приземного аналізу, аерологічні діаграми.

Завдання дослідження:

- формування бази даних з випадками туманів по станції Лінденберг;
- класифікація випадків туману у межах сформованої бази даних;
- визначення характеристик затримуючих шарів та їх еволюції при утворенні туманів;
- розрахунок кліматології затримуючих шарів;

Структура роботи. Представлена робота складається зі вступу, 3 розділів, висновків, переліку посилань.

У першому розділі розглядаються загальні відомості про умови утворення туману.

Другий розділ присвячений опису методів прогнозу туманів.

Третій розділ містить розрахунки структури стратифікації ГША при формуванні радіаційних туманів.

Робота містить 18 рисунків та 3 таблиці. Перелік посилань складається з 20 позицій.

1 ФОРМУВАННЯ ТУМАНІВ

1.1 Загальні відомості про умови утворення туману

Туман – це продукт конденсації водяної пари що зумовлює помутніння повітря в приземному шарі, викликане зваженими в ньому краплями води, крижаними кристалами або їхньою сумішшю, при горизонтальній видимості менше 1 км хоча б в одному з напрямків [7].

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. 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 недонасичення 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 продукт конденсації знаходиться в двох (змішаному та рідкому), а при низьких негативних температурах – в трьох фазових станах (рідкому, змішаному та твердому).

Тумани виникають тоді, коли на поверхні або 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% [1].

За інтенсивністю (за ступенем погіршення горизонтальної видимості) тумани поділяються на:

- Дуже сильні – тумани видимість яких менша за 50м;

- Сильні – тумани з видимістю від 50м до 200м;
- Помірні - тумани з видимістю від 200м до 500м;
- Слабкі - тумани з видимістю від 500м до 1000м;

Залежно від вертикальної протяжності тумани поділяються на:

- Поземні – верхня межа туману до 2м;
- Низькі – верхня межа туману від 2м до 10м;
- Середні – верхня межа туману від 10м до 100м;
- Високі – верхня межа туману перевищує 10м;

За способом утворення тумани поділяються на три види:

- Тумани охолодження — виникають через конденсацію водяної пари під час охолодження повітря нижче точки роси.

- Тумани випаровування — є парами з теплішої поверхні, що випаровуються в холодне повітря над водоймами та вологими ділянками суходолу.

- Тумани змішування - поєднання двох повітряних мас з різними значеннями температури та вологості при яких підсумкова відносна вологість була вищою, ніж у кожній повітряній масі окремо, в наслідок чого частина крапель починає випаровуватися, а частина що залишилася утворює туман [2].

Крім того, тумани розрізняють за синоптичними умовами виникнення:

- Внутрішньомасові — виникають в однорідних повітряних масах:
 - адвективні — виникають унаслідок охолодження теплого вологого повітря;
 - радіаційні — утворюються внаслідок охолодження земної поверхні.
- Фронтальні — виникають у зоні атмосферних фронтів та обумовлені адвекцією теплого вологого повітря і насиченням холодного підфронтального повітря опадами з фронтальних хмар. Спостерігаються у порівняно вузьких зонах поблизу теплих фронтів і переміщується разом з ними, тому у кожному окремому пункті тривалість туману незначна (рис. 1.1).

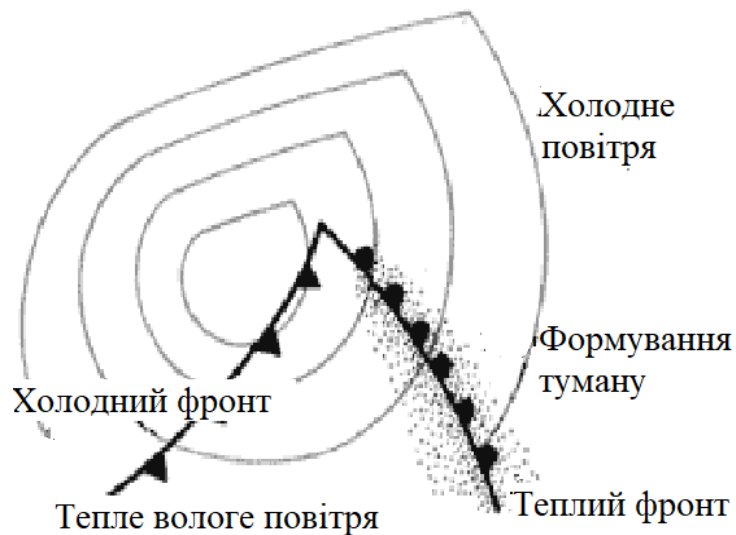


Рисунок 1.1 - Умови формування фронтального туману

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 [17].

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 (рис. 1.2).

З появою туману починає випромінювати теплову енергію й його верхня поверхня, і туман поступово наростає в висоту, охолодження же підстильної поверхні кілька слабшає.

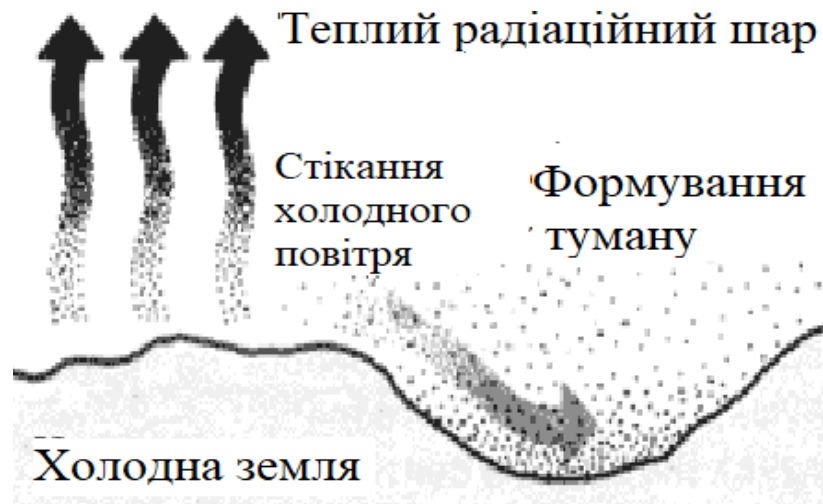


Рисунок 1.2 – Умови формування радіаційного туману

З самого процесу утворення очевидно, що умовами, сприятливими для утворення та розвитку радіаційних туманів є:

- велика абсолютна вологість приземного шару повітря;
- 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;
- слабкий вітер, так як при вітри 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:

- 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.

– Густота 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.

– 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). Розсіяння радіаційного туману внаслідок виникнення конвекційних струмів в міру нагрівання підстильної поверхні. Тому, за інших рівних умов, радіаційні тумани розсіюються над сушею раніше, ніж над морем. В процесі розсіяння 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 розсіюються і, нарешті, зовсім зникають. Але якщо прогрівання недостатньо – такі шаруваті хмари можуть триматись весь день або навіть кілька днів поспіль, поступово наростаючи в товщину день від дня [10].

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 густота 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 настають після рясних дощів, сильно зволоживши ґрунт (внаслідок чого також велика вологість нижнього шару повітря) і ці ясні ночі досить довгі, як наприклад, восени.

Формування радіаційного туману відбувається в антициклонах, гребнях антициклону, баричних сідловинах, іноді, переважно влітку, у малоградієнтному полі пониженого тиску. В більшості випадків туман виникає при малоохмарній погоді та швидкості вітру біля поверхні землі до 2-3 м/с . При повному штилі перенос вологи обумовлюється тільки молекулярними процесами, і хоча на поверхню ґрунту може випасти роса, туман не виникає через відсутність перемішування. Чим менший дефіцит точки роси (у вечірні години) і відносна вологість більше 60 % то повітря наближається до стану насичення і з'являються 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. Навпаки для степової місцевості, де повітря не може застоюватися.

Адвективні тумани виникають в теплом 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. Найчастіше такі тумани утворюються на периферії

тривало існуючих антициклонів. 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 [6].

Умови утворення адвективного туману тим сприятливіші, чим більша різниця температур між підстильною поверхнею звідки прийде повітряна маса (ПМ) і поверхнею куди прийде ПМ, де прогнозується туман, тобто утворення туману визначається мірою охолодження повітря, і можна записати у вигляді формули:

$$\Delta T_a = T_a - T_\phi, \quad (1.1)$$

де T_a – адвекція температури, T_ϕ – температура в пункті прогнозу.

Для утворення туману адвективне охолодження повітря повинно бути достатнім, щоб турбулентне перемішування пов'язане з швидкістю вітру і стратифікацією повітряної маси, не мало б змоги переносити продукти конденсації, утворені в приземному шарі, верх. Якщо ці умови не будуть виконуватись, то турбулентність приведе до підняття рівня конденсації, на деяку висоту, що призведе до утворення хмар шаруватих форм.

При переміщені теплого повітря з відкритої підстильної поверхні на поверхню покриту снігом, найбільш інтенсивний туман буде спостерігатись на межі розділу талого снігу. При переміщені над сухим снігом адвективний туман розсіюється за рахунок конденсації водяного пару з повітря на поверхню снігу.

Особливо часті адвективні тумани поблизу узбережжя морів і океанів, восени і взимку при русі повітря з теплої води на сушу, навесні і влітку - з теплої суші на холодну воду або з відкритої води на крижані поля арктичних морів, а також над холодними морськими і океанічними течіями при перенесенні повітря з теплої води (морський туман) [9].

На Чорному морі адвективний туман найбільш часто утворюється в березні - травні.

Якщо рух повітря відбувається упоперек ізотерм водної поверхні, то туман спостерігається при швидкості вітру 6-10 м/с, а іноді навіть при швидкості 12-15 м/с.

Над сушею адвективний туман утворюється переважно пізніше восени і взимку, коли тепле вологе повітря з океану або моря вторгається на охолоджений ґрунті, особливо, на сніжний покрив. Найбільш густий і тривалий туман спостерігається поблизу межі сніжного покриву, де тепле повітря, що притікає, з температурою вище за нуль сильно охолоджується завдяки великій втраті тепла на танення снігу (рис. 1.3).

Проте адвективний туман над сушею не часто спостерігається в чистому вигляді. Звичайно вночі адвективне охолодження нижнього шару повітря при невеликій або тонкій хмарності посилюється радіаційним охолодженням; вдень, навпаки, адвективне охолодження зменшується завдяки нагріву ґрунту внаслідок поглинання прямої або розсіяної сонячної радіації. Оскільки над сушею добовий хід температури в самому нижньому шарі повітря великий, то велика частина адвективних туманів виникає (або посилюється) пізно увечері і розсіюється (або слабшає) після сходу сонця. Виникаючі увечері і такі що розсіюється вдень тумани, по суті, є адвективно-радіаційними.



Рисунок 1.3. - Умови формування адвективного туману

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 теплого повітря. Швидкість вітру в приземному шарі повітря складає 1...2, інколи 3...4 м/с. Додаткова конденсація водяної пари виникає за рахунок радіаційного охолодження теплого повітря в приземному шарі, чому сприяє повне прояснення навіть на короткий проміжок часу або хмарність незначної густини і товщини.

В результаті нічного охолодження повітря під шаром підведеної інверсії відбувається ущільнення тонкої хмарності або щільного серпанку які спостерігалися раніше спочатку на деякій висоті над поверхнею Землі, а потім поступове опускання їх на підстильну поверхню і перетворення в туман. Процесу туманоутворення сприяє ослаблення вітру вночі до 1...2, інколи 3...4 м/с. Іноді після прояснень під підведеною інверсією формується невелика приземна інверсія, в якій починається утворення туману, потім відбувається його злиття з серпанком, що ущільнюється, або тонкою шаруватою хмарністю під підведеною інверсією [13].

Точка роси в шарі підведеної інверсії, як і при адвективному тумані, збільшується з висотою; дефіцит її буває невеликим, але над шаром туману зростає.

Адвективно-радіаційний туман, як і радіаційний, може спостерігатися на великих площах, але не одночасно у всіх або в більшості близько розташованих пунктах, а місцями.

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.

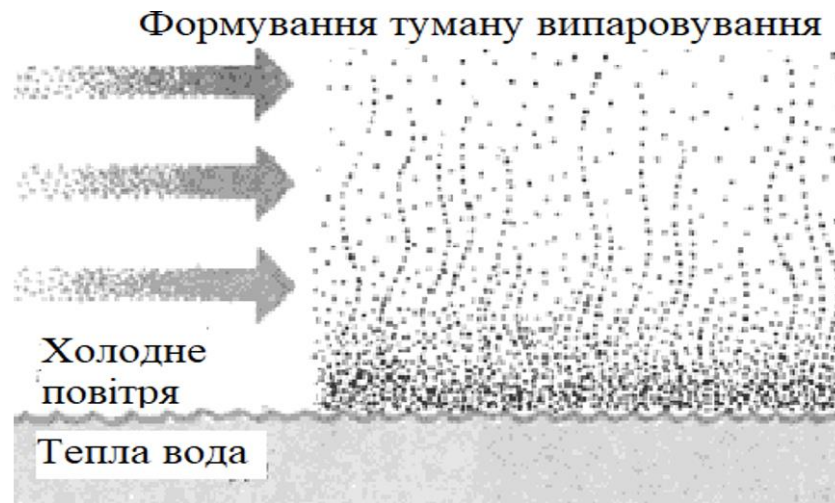


Рисунок 1.4. - Умови формування туману випаровування

Якщо в сильно вихолодженому над сушею повітрі в антициклоні або гребні антициклону 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 [15].

Тумани випаровування часто відмічаються над арктичними морями при

переході із сильно вихолодженого над льодом або поверхнею ґрунту повітря на відкриту водну поверхню. Виникає випаровування, що підвищує температуру крапки роси. Повітря нагрівається знизу, зверху охолоджується, виникає нестійкість атмосфери. Туман може виникати в тих випадках, коли в повітрі спостерігалася добре виражена інверсія, у нижній частині шару інверсія може розмиватися. Туман виникає при різниці температур повітря і води не менше ніж 10°C .

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 вологообміні з вище розташованими шарами.

Для радіаційного і адвективного туманів характерна квазістаціонарність баричного поля [4].

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 хмарне небо;

- 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, 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.

1.2 Розподіл і тривалість туманів над Україною

В Україні 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. З року в рік їх повторюваність змінюється. Влітку спостерігаються переважно радіаційні тумани, які найгустіші о 4-6-й годині, розсіюються між 6-ю і 10-ю годинами, поновлюються о 18-20-й годині. Взимку частіше бувають адвективні,

їх добовий хід більш вирівняний. В Українських Карпатах, Кримських горах, на Донецькій і Приазовській височинах середньорічне число днів з туманами становить 80-100 [8].

Велика повторюваність туманів притаманна Передкарпатській, Волинській, Подільській, Придніпровській височинам, де протягом року фіксується 60-90 днів з туманом. Найменше туманів буває на Поліській, Придніпровській, Закарпатській, Причорноморській низовинах: від 30-50 до 60-80 днів щорічно.

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. 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 і Приазовській височинах — листопаді-березні, Волинській, Подільській і 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. 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.

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

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 [5].

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.

2 УМОВИ УТВОРЕННЯ ТУМАНІВ ТА МЕТОДИ ЇХ ПРОГНОЗУВАННЯ

2.1 Метеорологічні умови виникнення туманів

Тумани, що виникають при різкому зниженні температури земної поверхні (так званому вихолодженні), називаються радіаційними [12].

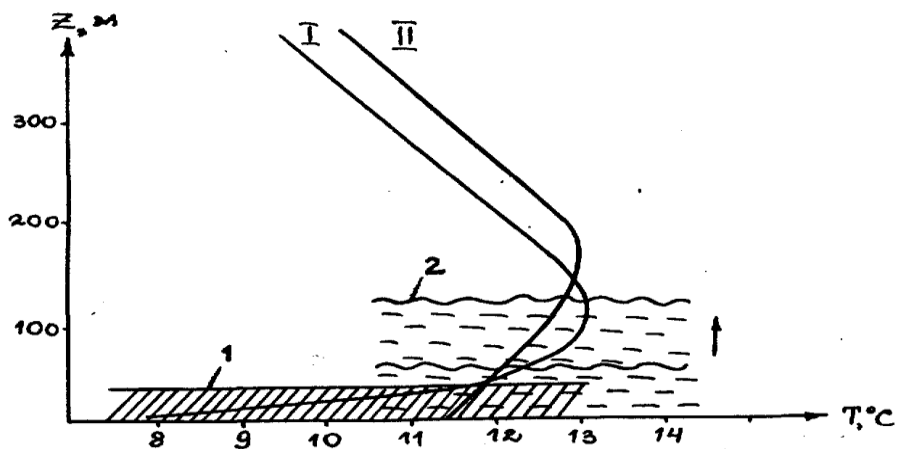
Радіаційні тумани утворюються, як правило, при безхмарному небі та слабкому вітрі. Відповідно до досліджень М. Е. Берлянда 69 % радіаційних туманів виникає при позитивній температурі і 39 % цих туманів виникає над сніжним покривом. В західній Європейській частині радіаційний туман частіше спостерігається при температурі від 1 °С до 15 °С, в інтервалі від -6 °С до -15 °С туман утворюється рідко. При температурі нижче -16 °С повторюваність радіаційного туману збільшується внаслідок збільшеного вмісту в повітрі ядер сублімації. Таке положення обумовлено тим, що при позитивній температурі, випаровування вологи з поверхні ґрунту більш інтенсивне. При цьому буде спостерігатися істотне збагачення приземного шару повітря з водяним паром. Над сніжним покривом відбувається безперервна конденсація (сублімація) водяного пару в тонкому шарі повітря, що прилягає безпосередньо до сніжного покриття, т. як. в цьому шарі досягнуто стану насичення над льодом.

В теплий період року повторюваність виникнення туману над вологим ґрунтом значно більше, ніж над сухим. Радіаційний туман, в більшості випадків, утворюється при швидкості вітру 1 - 2 м/с. Швидкість вітру 3 - 4 м/с є практично межею для виникнення туману. Однак ряд досліджень підтверджує, що вони можуть виникнути і при швидкості вітру 4 - 7 м/с. Сприятливою умовою при цьому є незначне підсилення швидкості вітру з висотою. Так по даним більшості куле-пілотних спостережень швидкість вітру на висоті 100 м складає від 1 до 5 м/с, на висотах 200 – 300 м - від 1 до 7 м/с, на висотах 800 – 1500 м - від 2 до 9 м/с. Наявність слабкого вітру в приземному шарі і деяке посилення його з висотою сприяє виникненню турбулентності, яка визначає перенесення

продуктів конденсації (сублімації) від земної поверхні вгору та їх підтримання в зваженому стані в граничному шарі атмосфери.

Крім цього турбулентний теплообмін сприяє перерозподілу температури повітря в граничному шарі та формування приземної або припіднятої інверсії. Опрацювання інформації про температурні показники в граничному шарі в дні з туманами дозволяє сказати про механізм утворення туману. Встановлено, що вертикальна потужність нічних інверсій коливається в широких межах - від десятків метрів до 300 – 400 м. Різниця температур в інверсійному шарі становить 3 - 5 °С, іноді 7 - 9 °С [19].

У тих випадках, коли радіаційне охолодження підстильної поверхні відбувається при штилі (швидкість вітру менше 1 м/с), турбулентний і молекулярний обмін має місце в тонкому шарі повітря. Формується приземна інверсія яка має потужність кілька десятків метрів, а різниця температур біля землі і на верхній границі інверсії складає кілька градусів (рис. 2.1).



I – при штилі; II – при швидкості вітру (1 – 3) м/с;

1 – шар холодного повітря; 2 – шар туману

Рисунок 2.1 – Профілі розподілу температури повітря в приземному шарі

Якщо при вихолоджуванні в приземному шарі виконується умова $T = T_d$, то відбувається конденсація водяного пару, що призводить до утворення низького (приземного) туману або до випадання роси. Випадіння роси у приземному шарі

різко знижує вологість, що призводить до зменшення вірогідності утворення туману. Однак при достатньому подальшому охолодженні і виникненні слабого вітру утворення туману не виключено. Швидкість вітру в приземному шарі 1 - 3 м/с обумовлює шар у якому відбувається активне тепло та вологообмін. Спочатку конденсація водяного пару відбувається в нижньому самому холодному шарі порядку декількох метрів. Виникнений шар туману поступово збільшує свою вертикальну потужність. Верхній край туману підвищується до тих пір, поки не встановиться термогігрометрична рівновага системи "земна поверхня - туман - атмосфера". Припинення росту можна вважати завершенням першої стадії формування туману [14].

При швидкості вітру біля землі більше 4 - 5 м/с, як правило, утворюється припіднята інверсія тертя на висоті 150-200 м, що сприяє накопиченню під нею твердих домішок та продуктів конденсації (рис. 2.2).

Внаслідок цього утворюється під інверсійний шар повітря, близький до стану насичення. Якщо в подальшому спостерігатиметься заток водяного пару з нижньої частини вгору, то під інверсією утвориться шар туману, що поступово спускатиметься до земної поверхні.

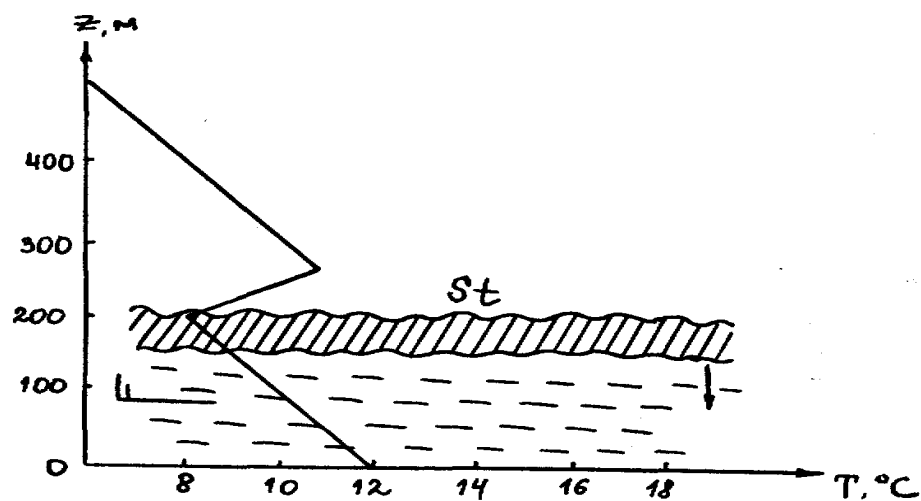


Рисунок 2.2 - Схема утворення туману з шаруватої хмарності

Формування туману відбувається як би згори вниз. З практики відомо, що від моменту виявлення помутніння до утворення туману на аеродромі проходить

20 - 30 хвилин, а іноді 1 - 2 години. Вертикальна потужність радіаційного туману складає переважно 100 - 300 м, але в деяких випадках вона коливається 50 - 100 м і менше. Верхню межу туману можна визначити за допомогою аерологічної діаграми. Аналізуючи діаграму треба звернути увагу на приземний шар, за рахунок туману і малих дефіцитів крива точки роси та крива стратифікації знаходяться близько одна до одної, висота на якій відбувається ріст дефіциту точки роси (розходження кривих) і можна приймати за верхню межу туману. Чим менше дефіцит точки роси у вечірні часи до висоти 500 - 1000 м, тим швидше після заходу сонця утвориться туман, тим більше буде його вертикальна потужність [16].

В середньому більше 69% випадків радіаційного туману, при початковому значенні відносної вологості 60%. Слід відмітити, що взимку радіаційні тумани можуть виникнути при початковому дефіциті 6 – 7 °С. Це пояснюється великою тривалістю ночі та значним ефективним випромінюванням сніжного покриву. Формування радіаційних туманів носить як би локальний характер, що пов'язано з місцевими фізико-географічними особливостями. Тумани не утворюють суцільну велику зону, як адвективний та його розподіл носить «плямистий» характер. Тривалість існування радіаційного туману визначена тривалістю ночі та сходом сонця. Зазвичай, більш тривалі тумани, які виникають у першій половині ночі або одразу після заходу сонця. Тумани, що виникли перед сходом Сонця, швидко розсіюються. По даним М. Е. Берлянда в 70% випадків спостерігаються тумани тривалістю не більше 3 годин, у 25 % випадків 4 - 9 годин і лише 5 % випадків 10 годин і більше. Розсіювання туману відбувається після сходу сонця при інтенсивному прогріві та відсутності вітру. Швидке підвищення температури призводить до руйнування інверсії, краплі туману випаровуються, а водяна пара за рахунок вертикальних рухів переноситься в верхні шари. Видимість в тумані поступово покращується. Розсіювання туману таким чином частіше всього спостерігається на початку і в середині літа.

В кінці літа та восени частіше всього радіаційний туман розсіюється, переходячи в хмарність при піднятому туману (St або St fr). Інколи хмарність може існувати всю першу половину дня, але за часту тримається декілька годин.

Чим більша площа зайнята радіаційним туманом, тим довше існує туман або хмарність при піднятого туману [3].

2.2 Синоптичні та метеорологічні умови утворення радіаційних туманів

Як відомо, радіаційні тумани найчастіше формуються у глибинах континенту. Також значну повторюваність вони мають в центральній частині антициклону (рис. 2.3а), на його північній та західній периферії, в гребні антициклону, малоградієнтному баричному полі (рис. 2.3б,в).

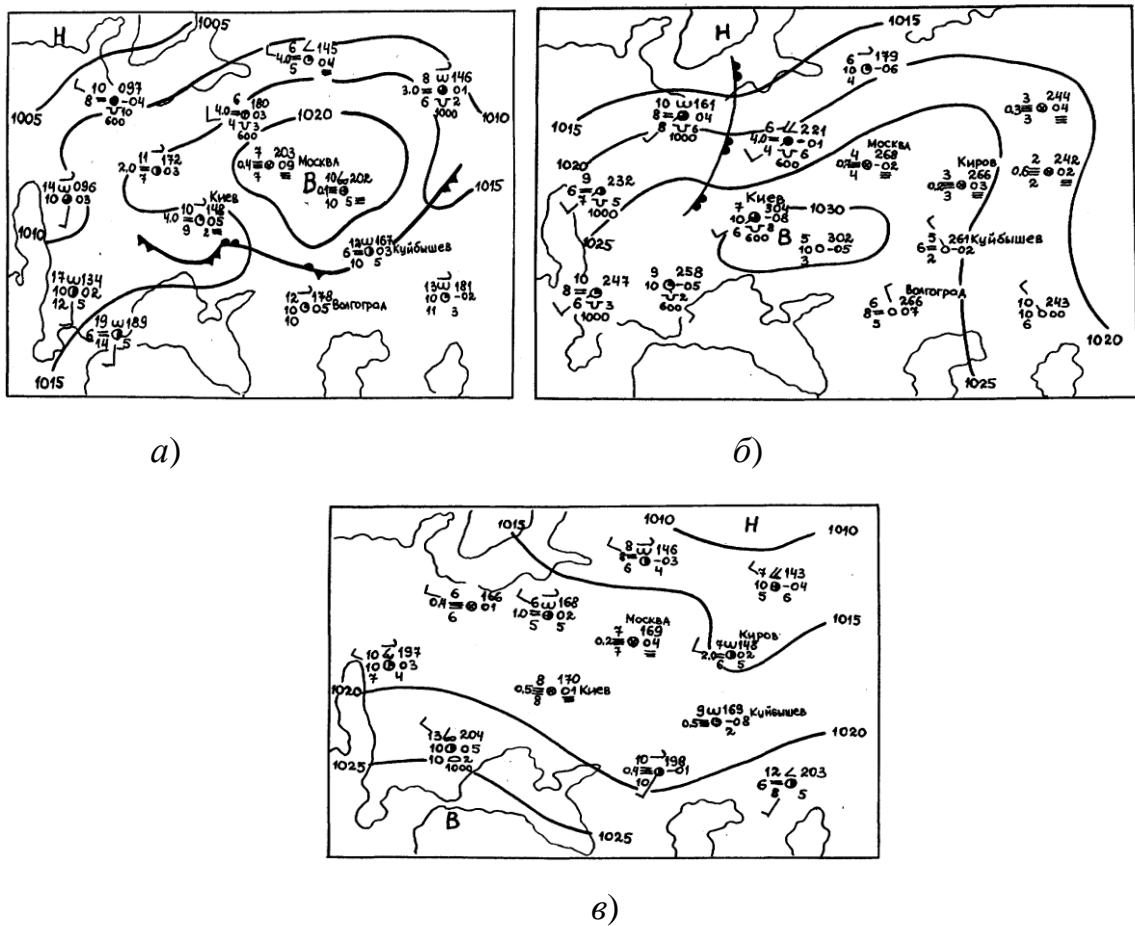


Рисунок 2.3 - Сприятливі синоптичні умови для виникнення радіаційного туману: а) центр антициклону; б) гребінь антициклону; в) малоградієнтне баричне поле

Радіаційні – це тумани, які виникають переважно над сушею в одній повітряній масі, коли основною причиною зниження температури є радіаційне випромінювання підстильної поверхні. Радіаційні тумани утворюються, як правило, при безхмарному небі та слабкому вітрі. Із досліджень М. Є. Берлянда бачимо, що 69% радіаційних туманів виникає при позитивних температурах температури і 39% цих туманів виникає над сніговим покривом.

У Європейській частині Росії радіаційний туман можна спостерігати при температурі від 1° до 15°C , в діапазоні від -6° до 15°C туман утворюється рідко. При температурі нижче -16°C частота радіаційного туману збільшується за рахунок вмісту ядерної сублимації в повітрі. Така ситуація пов'язана з тим, що при плюсовій температурі, випаровування вологи з поверхні ґрунту відбувається інтенсивніше. Це буде свідчити про значне збагачення поверхневого шару повітря водяною парою.

Над сніговим покривом відбувається суцільна конденсація (сублимація) водяної пари в тонкому шарі повітря на зовнішньому покриві, оскільки в цьому шарі досягається стан насильства над льодом.

У теплу пору року частота туману над вологою поверхнею набагато вища, ніж над сухою.

Радіаційний туман, в більшості випадків, виникає при штилі та швидкості вітру 1-2 м/с. Швидкість вітру 3-4 м/с є практично граничною для туману. Однак ряд досліджень підтверджує, що їх можна представити при швидкості вітру 4-7 м/с.

Неприємним станом є незначне збільшення швидкості вітру з висотою. Так, за даними більшості спостережень пілотів, швидкість вітру на висоті 100 м становить від 1 до 5 м/с, на висотах 200-300 м - від 1 до 7 м/с, на висотах 800-1500 м - від 2 до 9 м/с.

Наявність слабого вітру поблизу землі та дія його посилення з висоти сприяє турбулентності, яка визначає перенесення продуктів конденсації (сублимації) із земної поверхні вгору та підтримку їх у зваженому стані в граничному шарі.

Крім того, турбулентний теплообмін сприяє перерозподілу температури повітря в граничному шарі та утворенню поверхневої або підвищеної інверсії.

Узагальнення інформації про температурні профілі в граничному шарі в дні з туманами дозволяє появу деяких моделей інверсії відповідно до механізму утворення туману [12].

Встановлено, що вертикальна потужність нічних інверсій зростає в широкому діапазоні - від десятків метрів до 300-400м. Різниця температур в інверсійному шарі становить 3-5°C, іноді 7-9°C.

У тих випадках, коли радіаційне охолодження під типовою поверхнею відбувається при штилі (швидкість вітру менше 1 м/с), турбулентний і молекулярний обмін відбувається в тонкому шарі повітря.

Поверхня, яка утворюється, має товщину в кілька десятків метрів, різницю температур у землі та на верхній межі інверсії на кілька градусів (рис. 2.4).

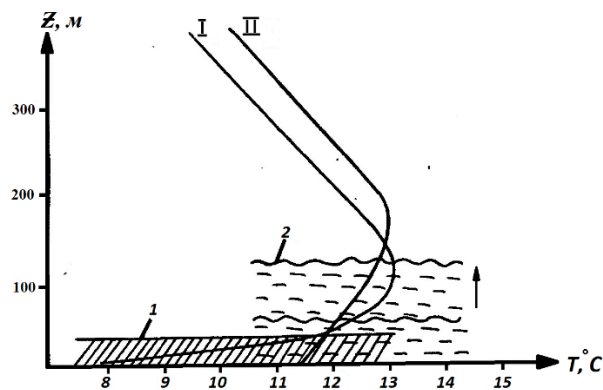


Рисунок 2.4 – Профілі температури повітря в приземному шарі, I – при штилі; II – при швидкості вітру (1-3 м/с); 1 - шар холодного повітря; 2 - шар туману

Якщо умова виконується під час охолодження в якомусь поверхневому шарі.

У випадку, коли $T = T_d$, відбувається конденсація водяної пари, що призводить до утворення слабкого (поверхневого) туману або роси. Роса в поверхневому шарі різко знижує вологість, що зменшує ймовірність туману.

Однак утворення туману неможливе при достатньому подальшому охолодженні та появі слабких вітрів [20].

Швидкість вітру в поверхневому шарі 1-3 м / с викликає значний вертикальний шар потужності, в якому відбувається активний тепло- та вологообмін. Спочатку конденсація водяної пари відбувається в найнижчому найхолоднішому шарі товщиною кілька метрів. Сформований шар туману поступово зростає вгору. Верхня межа туману зростає до встановлення термогігрометричної рівноваги системи "поверхня землі - туман - атмосфера". Припинення зростання шару можна вважати завершенням першого етапу утворення туману.

При швидкості вітру в землі більше 4-5 м / с, як правило, на висоті 150-200 м утворюється підвищена інверсія тертя, що сприяє накопиченню твердих домішок і продуктів конденсації під це (рис. 2.5)

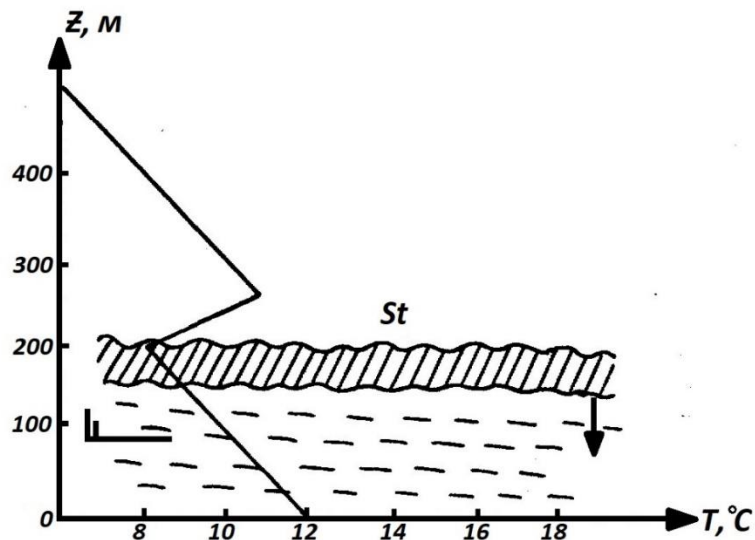


Рисунок 2.5 – Схема утворення радіаційного туману з шаруватої хмарності

Як результат, створюється підінверсійний шар повітря, який знаходиться близько до стану насичення. Якщо в майбутньому приплив водяної пари зменшується вгору, то під інверсією створюється шар туману, нижня межа якого поступово руйнується до землі. Утворення туману здійснюється зверху вниз. З

практичної інформації, з моменту виявлення змін до створення туману на аеродромі проходить 20-30 хвилин, а іноді 1-2 години.

Вертикальна потужність радіаційного туману в основному становить 100-300 м, але в деяких випадках вона становить на 50-100 м і менше. Верхню межу туману можна визначити за допомогою аерологічної діаграми. Дефіцит точок роси в шарі туману мало відрізняється з висотою, а на верхньому рівні туману при температурі від 0 до -4°C він знаходиться в межах $0,0-0,5^{\circ}\text{C}$, при температурі від -5° до -12°C не перевищує 2°C , а при -16°C не перевищує 3°C . Над шаром дефіцит туману різко збільшується, що виражається в різкому відхиленні кривої точки роси лівіше від кривої стратифікації [18].

Чим менший дефіцит точок роси в початковий момент часу до 500-1000 м, тим швидше після заходу Сонця створюється туман, тим більша його вертикальна потужність.

В середньому понад 69% випадків радіаційного туману створюються при початковому значенні відносної якості 60%. Слід зазначити, що взимку радіаційні тумани можуть використовуватися з початковим дефіцитом $6-7^{\circ}\text{C}$. Це пов'язано з великою тривалістю ночі та значним ефективним випромінюванням снігового покриву. Влітку через коротку тривалість ночі тумани підтримуються при початковому дефіциті більше $3-5^{\circ}\text{C}$.

Створення радіаційних туманів має локальний характер, залежно від місцевих фізико-географічних особливостей. Тумани не утворюють суцільної великої площі, розподіл по площі «плямистий».

Тривалість радіаційного туману пов'язана з часом його створення. Зазвичай довші тумани, що з'являються в першій половині ночі. Тумани, що з'являються перед сходом Сонця, швидко розсіюються.

За даними М.Є. Берлянда, в 70% випадків тривалість туману не перевищує 3 годин, у 25% випадків 4-9 годин і лише в 5% випадків 10 годин і більше.

Розсіювання туману «на місці» відбувається після сходу сонця з інтенсивним потеплінням та відсутністю вітру. Швидке підвищення температури в шарі туману призводить до руйнування інверсії, краплі туману випаровуються, а водяна пара переноситься у верхні шари завдяки вертикальним рухам.

Видимість в тумані поступово поліпшується. Розсіювання туману "на місці" найчастіше спостерігається на початку та наприкінці літа [11].

В кінці літа і восени найчастіше радіаційний туман розсіюється, переходячи в хмарність піднесеного туману (St або St fr). Іноді хмарність може існувати всю першу половину дня. Чим більше площа зайнята радіаційним туманом, тим довше існує туман або хмарність піднесеного туману.

3 СТРУКТУРА ТЕМПЕРАТУРНОЇ СТРАТИФІКАЦІЇ ГША ПРИ ФОРМУВАННІ ТУМАНІВ

3.1 Аналіз потужності, інтенсивності та видимості в радіаційних туманах

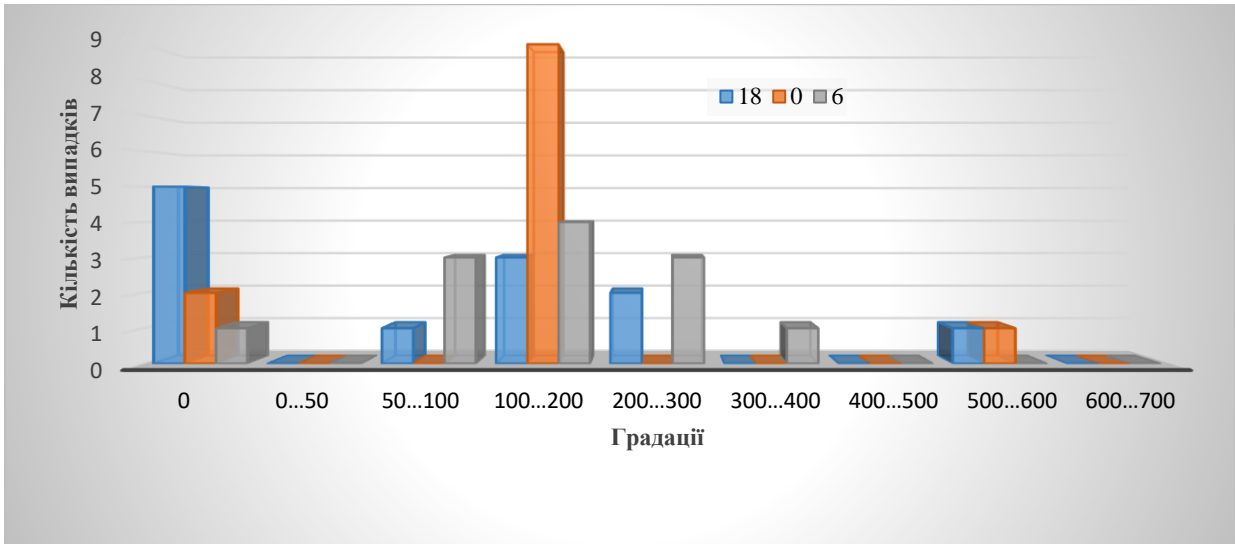
На першому етапі роботи по станції Лінденберг відбиралися випадки з туманами з 2016 по 2021 рр, з. яких за допомогою щоденників погоди та карт приземного аналізу обиралися саме радіаційні тумани.

Далі, за обрані дати розраховувалися повторюваність видимості в тумані (відсотки для кожної градації). Із наведеної таблиці 3.1 бачимо, що при радіаційних туманах максимальну повторюваність має видимість 201..400 м. та 601...800 м.. Мінімальна повторюваність припадає на видимість менше 200 м, та 401...600 м.

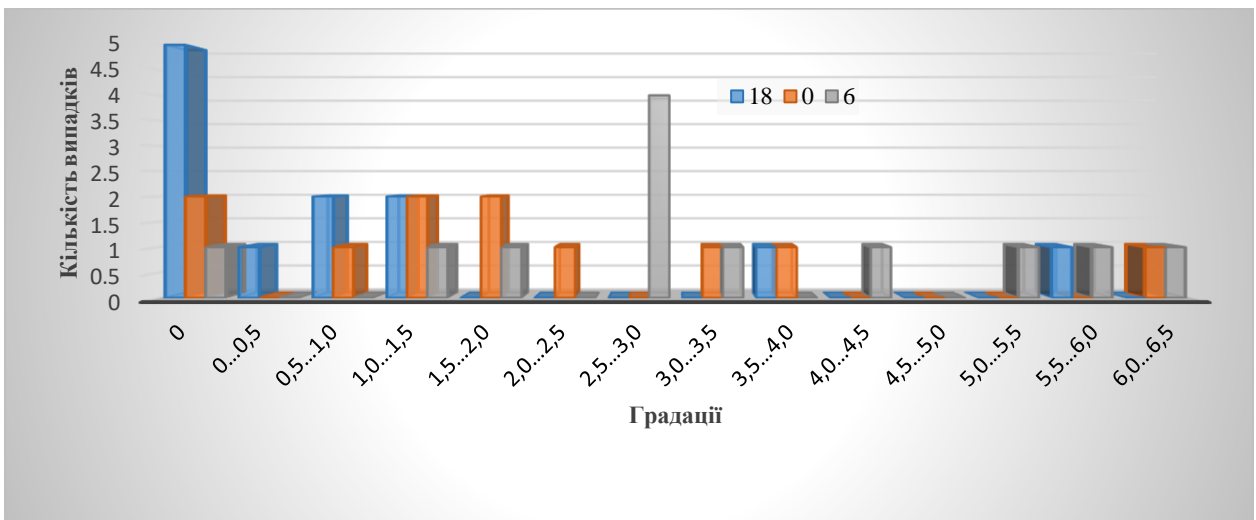
Таблиця 3.1 – Повторюваність (%) видимості в радіаційному тумані

Видимість в тумані (м.)				
менше 200 м	201-400 м	401-600 м	601-800 м	801-1000 м
10	26	10	39	16

Далі за даними радіозондування розраховувалася вертикальна потужність інверсії ΔN та її інтенсивність ΔT . Всі отримані показники розбивалися на градації та розраховувалися їх повторюваності (кількість випадків) та будувалися відповідні гістограми (рис. 3.1).



a)



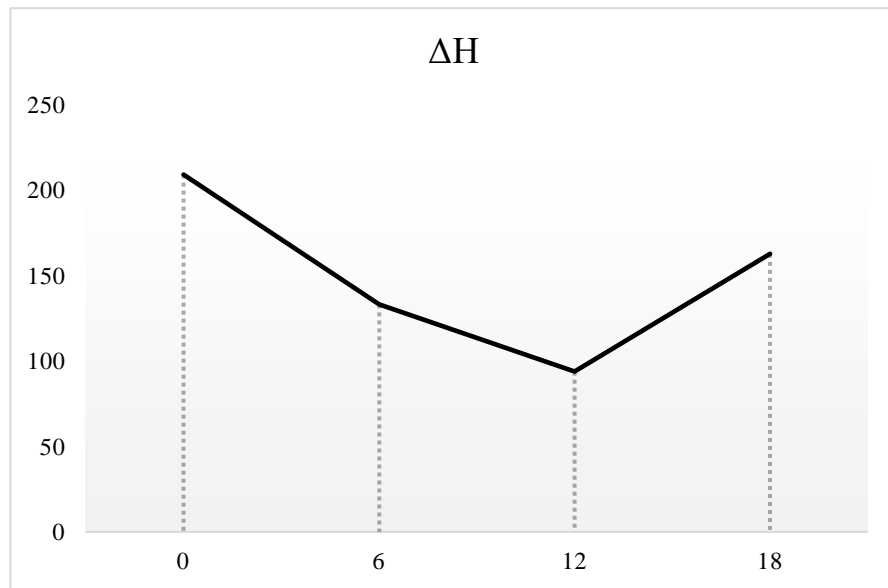
б)

Рисунок 3.1 – Гістограми *a)* вертикальної потужності інверсії ΔH та *б)* вертикальної інтенсивності ΔT

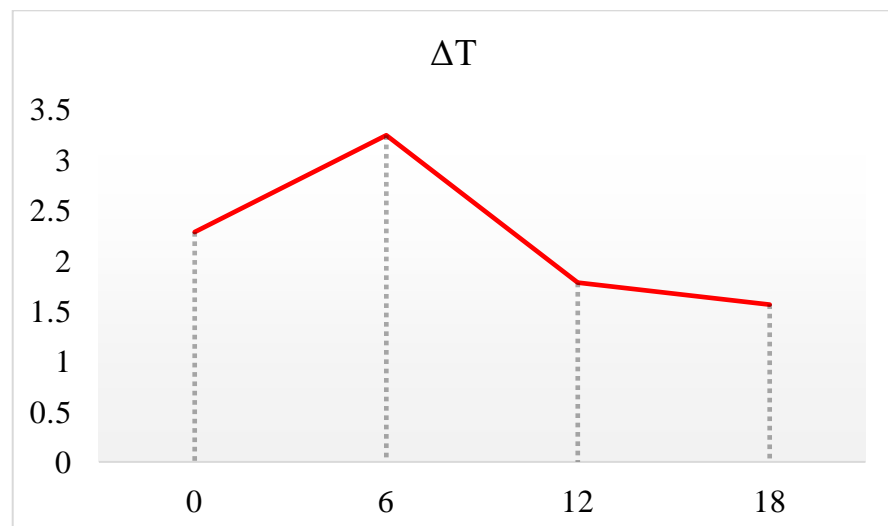
Із наведених гістограм бачимо, що в радіаційних туманах найчастіше вертикальна потужність інверсії складає 100...200 м. в 0 год. Приріст температури в шарі інверсії складає 2,5...3,0° С в 6 год, від 0,5...1,5° С о 18 год і від 1,0 до 2,0° С в 00 год., також в 0 год досить часто відмічалася відсутність інверсійного шару (5 випадків).

3.2 Часові зміни еволюції характеристик інверсій при радіаційному тумані

На наступному етапі будувалися графіки часових змін вертикальної потужності інверсії та її інтенсивності для кожного типу туманів. На рисунку 3.2 наведені осереднені графіки таких змін для випадків, коли туман починався після 0 год.



а)

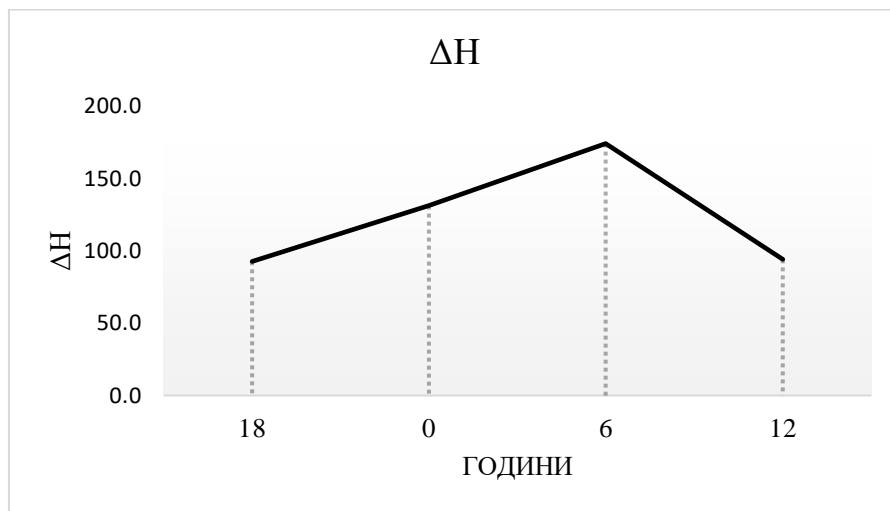


б)

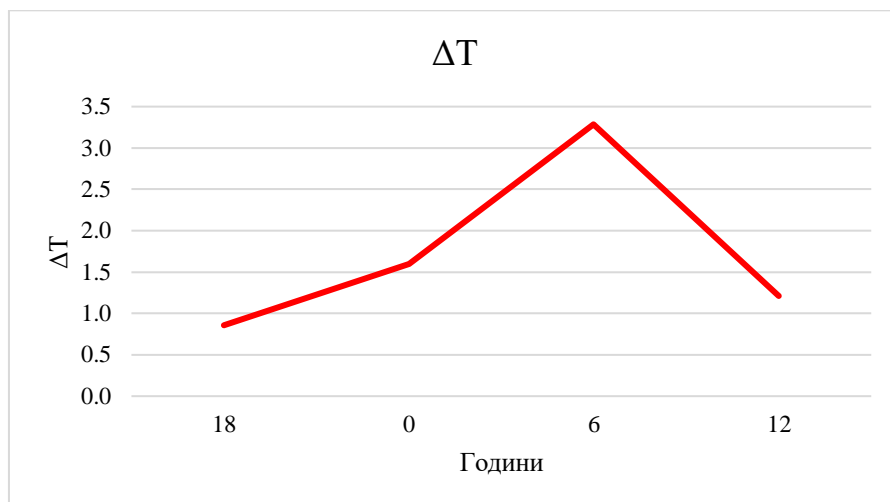
Рисунок 3.2 – Графіки часових змін а) потужності та б) інтенсивності інверсії в радіаційному тумані, які утворилися після 0 годин

Із рисунків бачимо, що перед утворенням туману, як правило вертикальна потужність інверсії зростає, а після – одразу починає спадати. Як показав аналіз кожного окремого випадку, при таких умовах туман триматиме до 3...4 год. Інтенсивність інверсії (рис. 3.2 б) при цьому найчастіше зростає і в момент утворення туману і ще деякий час після.

Наступні випадки розглядались для туманів, які утворювалися після 18 години (рис. 3.3).



а)



б)

Рисунок 3.3 – Графіки часових змін а) потужності та б) інтенсивності інверсії в радіаційному тумані, які утворилися після 18 години

На даних рисунках ми бачимо, що найчастіше вертикальна потужність інверсії зростає в момент початку формування туману та ще деякий час після утворення, аналогічна ситуація відбувається і з інтенсивністю інверсії.

Наступним етапом був більш детальний розгляд еволюційних змін потужності, інтенсивності інверсій і їх вплив на зміни видимості в тумані. Для цього було складено наступні таблиці (табл. 3.2).

Таблиці 3.2 – Зміни потужності та інтенсивності інверсій *а)* та зміни видимості в тумані *б)*

ΔH	ΔT	Зміни $\Delta H/\Delta T$
384	2,2	РР
1	0,2	РР
0	0	-
-9	2,5	ПР
-15	4	ПР
5	-0,3	РП
-8	0,3	ПР
-22	3,7	ПР
-19	1,9	ПР
-31	1,6	ПР
17	4	РР
0	0	-
-1	-0,3	ПП
497	1,6	РР
-21	-1,5	ПП
506	1,8	РР
-16	1,4	ПР
-36	0,7	ПР
-19	1,2	ПР
-12	6,3	ПР

а)

Зміни видимості	ПР	РР	РП	ПП
-0,4	-	ЗМ	-	-
0	-	БЗ	-	-
0	-	-	-	-
-8,7	ЗМ	-	-	-
0,3	ЗБ	-	-	-
2,9	-	-	ЗБ	-
0	БЗ	-	-	-
-2,4	ЗМ	-	-	-
-3,4	ЗМ	-	-	-
0	БЗ	-	-	-
-2,5	-	ЗМ	-	-
0	-	-	-	-
1,1	-	-	-	ЗБ
0,8	-	-	-	-
-2,8	-	-	-	ЗМ
-1,7	-	ЗМ	-	-
-7,2	ЗМ	-	-	-
0,2	ЗБ	-	-	-
-1	ЗМ	-	-	-
1	ЗБ	-	-	-

б)

Для складання таблиці 3.2 а, була розрахована різниця ΔH за 00 та 06 годин та ΔT в той же проміжок часу (Додаток Б.1). Далі кожному випадку були

присвоєні літерні характеристики змін потужності і інтенсивності інверсій в однаковий проміжок часу. На прикладі першої строки бачимо скорочення РР, яке означає, що з 00 до 6 годин потужність (ΔH) та інтенсивність (ΔT) інверсій зростали, при цьому, якщо одразу перейти до таблиці 3.2 б, то для цього ж випадку в стовпчики РР стоїть скорочення ЗМ, що означає, що видимість при цьому зменшувалася. Таким чином, скорочення в таблиці а) РР означає що ΔH падало, а ΔT зростало, ПП – обидві характеристики зменшувалися, РП – ΔH зростало, а ΔT зменшувалася. В таблиці б) ЗМ означає, що видимість зменшувалася, ЗБ – збільшувалася, БЗ – не змінювалася.

Із таблиці 3.2 а) можна отримати наступну діаграму (рис. 3.4), яка показує повторюваність еволюційних змін вертикальної потужності та інтенсивності шарів інверсії.

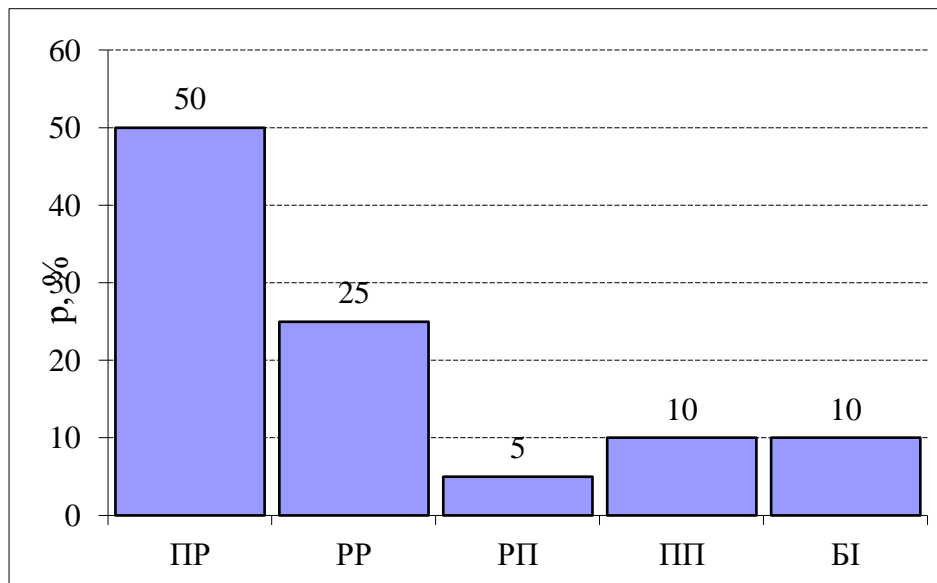


Рисунок 3.4 – Гістограма повторюваності змін ΔH та ΔT в період існування туману

Із рисунку 3.2 можна побачити, що в 50% випадків при формування туману, потужність інверсій зменшується, в той час як її інтенсивність збільшується. Зростання обох характеристик відмічається у 25%.

ВИСНОВКИ

В результаті виконаної роботи можна зробити наступні висновки:

- При радіаційних туманах максимальну повторюваність має видимість 201..400 м. та 601...800 м. Видимість менше 200 м, та 401...600 м. – має мінімальну повторюваність.

- В радіаційних туманах найбільшу повторюваність має вертикальна потужність інверсії в межах 100...200 м. в 0 год. Приріст температури в шарі інверсії складає 2,5...3,0° С в 6 год, від 0,5...1,5° С о 18 год та від 1,0 до 2,0° С в 00 год., також в 0 год досить часто відмічалася відсутність інверсійного шару.

- Аналіз еволюції структури інверсій в період утворення радіаційних туманів показав, що у 50% випадків зменшення вертикальної потужності інверсії супроводжується зростанням її інтенсивності; збільшення потужності інверсій характеризується збільшенням їх інтенсивності у 25% випадків; зростання потужності з одночасним зменшенням інтенсивності спостерігалось у 5% випадків радіаційних інверсій та у 10% випадків спостерігалось падіння потужності інверсій при падінні їх інтенсивності. Відсутність інверсій при утворенні туманів спостерігалась у 10% випадків.

- Вплив перебудови структури радіаційних інверсій на значення горизонтальної дальності видимості в тумані полягає в тому, що для випадків зменшення вертикальної потужності інверсії з одночасним посиленням її інтенсивності відсутня чітко виражена тенденція – для 50% випадків характерне погіршення видимості, для 30% – її покращення, у 20% випадків змін видимості в тумані не зафіксовано.

- При одночасному зростанні вертикальної потужності інверсії та її інтенсивності зафіксована тенденція (75% випадків) на погіршення видимості біля поверхні землі. Для двох інших випадків перебудови стратифікації – зростанні потужності інверсії при падінні інтенсивності та

відсутності інверсії – тенденція змін видимості через брак статистичних даних залишається невизначеною.

- Аналіз залежності горизонтальної дальності видимості біля поверхні землі від вертикальної потужності інверсії показав, що покращення видимості спостерігається при збільшенні потужності інверсії. Це пояснюється недостатньою інформативністю потужності інверсії як прогностичного предиктора. Вона має розглядатися лише у поєднанні з інтенсивністю інверсії.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Баранов А.Н., Губицин А., Иоффе Н.Н., Лисодет В.Н. *Авиационная метеорология* Военное издательство Министерства обороны СССР Москва, 1971. 343 с.
2. Баранов А.Н., Солонин С.В., *Авиационная метеорология*. Ленинград Гидрометеиздат 1975. 382 с.
3. Баранов А.Н., Богаткина А.Г. и др. *Авиационная метеорология*. СПб Гидрометиздат, 1992. 352 с.
4. Богаткина А.Г. *Практикум по авиационной метеорологии*. СПб. РГГМУ, 2005. 129 с.
5. Воробьев В.И. *Синоптическая метеорология*. Л. Гидрометеиздат, 1991. 616 с.
6. Винниченко Н.К., Пинус Н.З., Шметер С.М., Шур Г.Н. *Турбулентность в свободной атмосфере*. Л. Гидрометеиздат, 1968. 336 с.
7. Зверев А.С. *Синоптическая метеорология и основы пред- исчисляемого погоды* Л . Гидрометеиздат, 1968. 774 с.
8. Івус Г.П. *Краткосрочные прогнозы погоды с учетом мезометеорологии*. Конспект лекцій. Одесса, 2007. 162 с.
9. *Клімат України*. К. Видавництво Раєвського, 2003. 343 с.
10. Матвеев Л.Т. *Курс общей метеорологии. Физика атмосферы*. Л. Гидрометеиздат, 1984. 752 с.
11. П. А. Воронцов, П.Н. Красиков, В.Я. Никандров, Н.В. Петренко Берлянд М.Е. и др. *Туманы*. Л. Гидрометеиздат, 1990. 272 с.
12. *Руководство по короткостроковым прогнозов погоды (Часть1)*. Л. Гидрометеиздат, 1986. 696 с.
13. *Руководство по практическим работам метеоподразделений авиации Вооруженных Сил*. М. Воениздат, 1992. 243-263 с.

14. Синоптична метеорологія (короткострокові прогнози погоди) (конспект лекцій) для очної та заочної форми навчання / Івус Г.П. Одеса, ОДЕКУ, 2003 р. 106 с.
15. Ю.Г. Хабутдинов, К.М. Шанталінский, А. А. Николаев Учение об атмосфере.
16. Allred, Lance. Enchanted Rock: A Natural and Human History. University of Texas Press. (2009) 99-109 p.
17. FMI (2007). "Fog And Stratus Meteorological Physical Background". Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. (2009) 360-385 p.
18. "Federal Meteorological Handbook Number 1 Chapter 8 Present Weather". Office of the Federal Coordinator for Meteorology. (2003) 450-456 p.
19. Gultepe, M. D. Müller, Z. Boybeyi A. New Visibility Parameterization for Warm Fog Applications in Numerical Weather Prediction Models. Journal of Applied Meteorology and Climatology. (2006) 45 (11) 1469-1480 p.
20. Robert Penrose Pearce. Meteorology at the Millennium. Academic Press. (2002) 66-75 p.

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки
до кваліфікаційної роботи бакалавра
курсанта групи В-18 Бурлаки Дмитра
на тему:

«Структура температурної стратифікації ГША при формуванні туманів»

1. Доповідь на науковій конференції молодих вчених 23-31 травня 2022 р. за темою «Структура температурної стратифікації ГША при формуванні туманів» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОДЕКУ. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: <https://odeku.edu.ua/wp-content/uploads/programa-konferenczi%D1%97-molodih-vchenih-23-31-travnja-2022-r.pdf>

Додаток Б
Табличний матеріал

Таблиця Б.1 – Вихідні дані потужності ΔH , інтенсивності ΔT та видимості S в шарах інверсії при радіаційному тумані на станції Лінденберг

Дата	ΔH				ΔT				S			
	18	0	6	12	18	0	6	12	18	0	6	12
30-31.01.2021	-	-	384	-	-	-	2,2	-	-	0,6	0,2	-
13-14.12.2020	-	425	426	427	-	0,1	0,3	0,4	-	0,6	0,6	10
11-12.02.2021	431	-	-	-	2,2	-	-	-	0,8	-	-	-
12-13.10.2020	-	446	437	-	-	1,2	3,7	-	-	10	1,3	-
10-11.11.2019	-	440	425	-	-	0,6	4,6	-	-	0,2	0,5	-
21-22.10.2019	490	504	509	-	3,6	2,6	2,3	-	10	0,5	3,4	-
16-17.05.2019	-	433	425	-	-	1,2	1,5	-	-	0,2	0,2	-
22-23.03.2019	-	553	531	-	-	5,6	9,3	-	-	2,5	0,1	-
26-27.02.2019	572	572	553	-	1	3,7	5,6	-	10	3,8	0,4	-
23-23.11.2018	-	455	424	424	-	2,1	3,7	1,9	-	0,2	0,2	4,5
07-08.11.2018	453	444	461	439	1	1,7	5,7	0,5	10	2,8	0,3	10
15-16.11.2017	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
06-07.11.2017	-	524	523	-	-	0,4	0,1	-	-	0,4	1,5	-
23-24.10.2017	-	-	497	465	-	-	1,6	0,2	-	-	0,8	10
17-18.10.2017	-	482	461	-	-	4	2,5	-	-	3,1	0,3	-
16-17.08.2017	-	-	506	-	-	-	1,8	-	-	2	0,3	-
22-23.07.2017	450	449	433	-	0,9	1,6	3	-	10	8	0,8	-
28-29.06.2017	-	303	267	-	-	0,4	1,1	-	-	0,4	0,6	-
22-23.01.2017	517	505	486	486	5,6	2,8	4	1,3	8	1,3	0,3	2,7
29-30.12.2016	435	620	608	602	4,5	0,3	6,6	5,8	10	5	6	8