

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

Кафедра військової підготовки

БАКАЛАВРСЬКА РОБОТА

на тему: « Фізико-статистичний підхід до прогнозу адвективних туманів
на станції Київ (Жуляни)»

Студента групи В-41

Спеціальність 103 Науки про Землю

Немолота Євгенія Олександровича

(прізвище, ім'я, по-батькові)

Керівник майор Сергій Ніколаєв

Національна шкала _____

Кількість балів: _____ Оцінка: ECTS _____

Члени комісії: полковник

Олег Грушевський

підполковник

Сергій Романенко

підполковник

Валерій Мансарлійський

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

Кафедра військової підготовки

Рівень вищої освіти бакалавр

Спеціальність 103 Науки про Землю
(шифр і назва)

Спеціалізація Метеорологія

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

ЗАТВЕРДЖУЮ

Начальник кафедри військової підготовки

полковник **Олег ГРУШЕВСЬКИЙ**

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

студенту **НЕМОЛОТУ Євгенію Олександровичу**

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: Фізико-статистичний підхід до прогнозу адвективних туманів на станції Київ.

керівник роботи Ніколаєв Сергій Володимирович

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

затверджені наказом ректора ОДЕКУ від 17 квітня 2020 року № 40 «С»

2. Строк подання студентом роботи 16 червня 2020 року

3. Вихідні дані до роботи данні електронних щоденників погоди по ст. Жуляни та дані об'єктивного аналізу адвекції питомої вологості та адвекції температури повітря за 2015...2019 рр.

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

1) Формування бази даних по станції аеропорту Жуляни.

2) Визначення повторюваностей за рік, по місяцям та за строки туманів за 2015-2019рр. по ст. Жуляни та побудова відповідних полів та гістограм.

3) Складання таблиць повторюваності видимості <1500м по градаціям за 5 років та побудова відповідної гістограми.

4) Побудова графіків адвективних змін температури та вологості повітря на ст. Жуляни в період формування туману.

6. Консультант розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв
1	Мансарлійський В.Ф., к.ф-м. н., доц.	22.05	22.05
2			
3			

7. Дата видачі завдання: 27 квітня 2020 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів бакалаврської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Пошук літературних джерел за темою бакалаврської роботи	27.04 – 01.05.20	87	добре
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	01.05 – 22.05.20	87	добре
3.	Рубіжна атестація	23.05.20	87	добре
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.05 – 03.06.20	90	відмінно
5.	Відпрацювання 3-го розділу	04.06 – 07.06.20	85	добре
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	08.06 – 09.06.20	85	добре
7.	Перевірка роботи на плагіат, підготовка презентації, доповіді	10.06.20		
8.	Подання роботи на рецензування	12.06.20		
9.	Подання роботи до навчальної частини кафедри	13.06.20		
10.	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	14.06.20	87	добре

Студент _____ Євгеній НЕМОЛОТ
(підпис) (ім'я та прізвище)

Керівник роботи підполковник _____ Сергій НІКОЛАЄВ
(підпис) (ім'я та прізвище)

ЗМІСТ

	Вступ.....	5
1	Умови утворення туманів та їх класифікація.....	7
	1.1. Радіаційні тумани.....	8
	1.2. Адвективні тумани.....	14
2	Методи прогнозу туманів.....	17
	2.1. Прогноз радіаційного туману.....	17
	2.2. Прогноз адвективного туману.....	22
	2.3. Нові параметри видимості для теплих туманів в числових моделях прогнозування погоди	28
	2.3.1 Туманна мікрофізична модель.....	32
	2.3.2 Глобальна система прогнозування.....	33
	Висновки по статті.....	39
3	Фізико-статистичний аналіз туманів на ст. Жуляни.....	43
	3.1 Вихідні данні.....	43
	3.2 Кліматологічний аналіз туманів на ст. Жуляни.....	43
	Висновки.....	49
	Перелік посилань.....	50

ВСТУП

Актуальність дослідження. Погіршення горизонтальної видимості поряд з наявністю низької хмарності, є найважливішими погодними характеристиками, які чинять безпосередній вплив на діяльність авіації, суттєво ускладнюючи виконання польотів.

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.

Мета роботи. Визначення кліматичних характеристик з туманами видимістю менше 1000м в теплий та холодний період 2015-2019рр. та адвективних змін температури та вологості повітря перед початком формування туману з ціллю подальшої адаптації методів прогнозу туманів для аеропорту Жуляни.

Для вирішення поставленої мети в якості *вихідних даних* використовувався електронні щоденники погоди по станції Жуляни та аеросиноптичний матеріал (карти приземного аналізу та дані радіозондування атмосфери) за період 2015-2018рр. і об'єктивного аналізу GRIB NOAA (адвекція температури та вологості повітря).

Завдання.

- Формування бази даних по станції аеропорту Жуляни.
- Визначення повторюваностей за рік, по місяцям та за строки туманів за 2015-2019рр. по ст. Жуляни та побудова відповідних полів та гістограм.
- Складання таблиць повторюваності видимості <1500м по градаціям за 5 років та побудова відповідної гістограми.

- Побудова граф адвективних змін температури та вологості повітря на ст. Жуляни в період формування туману.

Структура та обсяг роботи. Робота виконана на 29 сторінках машинописного тексту, складається зі вступу, трьох розділів, висновків та переліку посилань (5 найменувань)

1 УМОВИ УТВОРЕННЯ ТУМАНІВ ТА ЇХ КЛАСИФІКАЦІЯ

Туман - це помутніння повітря в приземному шарі атмосфери, що зумовлене продуктами конденсації водяної пари при видимості менше 1 км в бік погіршення видимості, якщо видимість знаходиться в межах $1 < VV < 10$ км явище має назву серпанок.

За синоптичними умовами утворення виділяють:

- туман фронтальний
- туман внутрішньо-масовий

Туман формується під дією наступних факторів:

- а) адвекції теплого та вологого повітря на холодну підстильну поверхню.
- б) випаровування з поверхні води, ґрунту або краплин дощу в більш холодне повітря.

в) надходження в приземний шар повітря водяної пари з продуктами згорання великої кількості: палива промисловими заводами, транспортом та інше.

Туман виникає при відносній вологості від 96 до 100%. В залежності від фізичних процесів формування тумани поділяють на три основних класи:

- 1) Тумани випаровування;
- 2) Тумани змішування;
- 3) Тумани охолодження.

Тумани охолодження в залежності від характеру зміни температури ділять на:

- 1) Радіаційні;
- 2) Адвективні;
- 3) Адвективно-радіаційні.

За інтенсивністю (в залежності від дальності видимості) тумани поділяються на:

- Дуже сильні (при видимості <50м);
- Сильні (при видимості 50-200м);
- Помірні (при видимості 200-500м);
- Слабкі (при видимості 500-1000м).

За інтенсивністю (в залежності від дальності видимості) серпанок поділяється на:

- Сильний (при видимості 1-2км);
- Помірний (при видимості 2-4км);
- Слабкий (при видимості 4-10км).

1.1 Радіаційні тумани

Радіаційний туман формується над сушею при безхмарному або малохмарному небі та слабкому вітрі в результаті нічного охолодження повітря, перед сходом Сонця, коли мінімальна температура повітря стає нижчою за температуру яка необхідна для туманоутворення.

Формування радіаційного туману відбувається в антициклонах, гребнях, баричних сідловинах, іноді, переважно влітку, у малоградієнтному полі зниженого тиску. В більшості випадків туман виникає при малохмарній 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 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 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 50-300м від поверхні землі сприятливий для виникнення радіаційного туману.[1, 2]

Радіаційний туман, як правило, утворюється ввечері або вночі і розсіюється через деякий час після сходу Сонця, приблизно через 2 год. над ґрунтом і через 2-4 год. над сніговим покривом. Стан поверхні ґрунту (її вологість) грає суттєву роль у виникненні туману. Виникненню туману сприяє також увігнутий рельєф місцевості (долина, улоговина), куди вночі стікає повітря з більш високих місць, застоюється і додатково охолоджується.

Оскільки при радіаційному охолодженні повітря насичення досягається спочатку в самій нижній частині приземної інверсії де точка роси звичайно знижується вночі з 20-21 години до сходу Сонця незалежно від того, виникне туман або не виникне. Зміна точки роси біля поверхні Землі вночі при радіаційному охолодженні нижнього шару повітря і відсутності адвекції обумовлена турбулентним перерозподілом вологи і випаданням роси.

Кількість сконденсованого водяного пару, визначаюча густину, залежить від початкового значення точки роси і її пониження при охолодженні повітря. Чим більше точка роси і її пониження на протязі ночі, тим густіше повинен бути радіаційний туман при сприятливих умовах для його утворення.[2]

Після утворення туману точка роси звичайно знижується одночасно з температурою повітря до сходу Сонця. Тому для прогнозу туману можна визначати середні величини пониження точки роси від початкового моменту у вечірній термін спостережень до моменту сходу Сонця, коли досягається її мінімальне значення.

Чим менше дефіцит точки роси в нижньому шарі повітря до висоти 500-1000м перед заходом Сонця, тим швидше може утворитися туман і тим більше буде його вертикальна потужність.

Вертикальна потужність туману, за даними аеростатного і літакового зондування, складає переважно 100- 300м, але в деяких випадках вона буває 50-100м і навіть менше 50м.

При великому початковому дефіциті точки роси і збільшенні його з висотою може утворитися лише поземний туман або серпанок. Дефіцит точки роси в шарі туману мало змінюється з висотою, і на верхній межі туману при температурі вище 0°C і від 0 до -4°C він знаходиться в межах $0,0-1,5^{\circ}\text{C}$, при температурі від -5°C до -12°C не перевищує 2°C , а при -16°C не перевищує 3°C . Над шаром туману дефіцит точки роси швидко збільшується з висотою. Тому верхня межа туману лежить на тому рівні, вище якого криві температури і точки роси різко розходяться. Унаслідок того що температура знижується більше точки роси, верхня межа інверсії температури при радіаційному тумані може лежати вище за верхню межу інверсії точки роси. Тому потужність туману буває менше потужності шару інверсії температури, що розповсюджується до висоти декількох сотен метрів. Навпаки, при потужності приземної інверсії менше 100м верхня межа туману може лежати вище за верхню межу цієї інверсії, якщо дефіцит точки роси не перевищує $1-2^{\circ}\text{C}$. У такому разі над шаром туману спостерігається друга інверсія. Схеми вертикального розподілу температури і точки роси, характерні для утворення, еволюції і розсіяння радіаційного туману, представлені на рис.1.1.

Представлена схема відповідає умовам виникнення радіаційного туману в другій половині ночі або рано вранці і розсіяння в першій половині дня. У стадії серпанку (а) і у стадії туману (б) спостерігається потужна приземна інверсія. Конденсація водяного пару починається після досягнення повітрям насичення в самому нижньому шарі і поступово розповсюджується вгору, але верхня межа серпанку і туману не досягає верхньої межі інверсії. Вдень унаслідок нагрівання повітря і посилення турбулентного обміну відбувається руйнування приземної інверсії або її нижньої частини і розсіяння туману (стадія в). При неповному руйнуванні інверсії під нею може зберегтися серпанок.[3]

Схема 2 відображає умови утворення радіаційного туману, коли різниця між температурою і точкою роси під час заходу Сонця у поверхні Землі не більш 3°C і коли вона зменшується або не змінюється з висотою в шарі до

200 - 400м. При цьому вітер слабкий і трохи посилюється з висотою. Туман утворюється у всьому шарі приземної інверсії (стадія *a*), що зберігається до сходу Сонця. Вдень унаслідок прогрівання повітря в шарі туману і посилення турбулентного обміну приземна інверсія лише частково руйнується. При цьому туман не розсіюється, але потужність його зменшується внаслідок випаровування крапель у верхній частині, де поглинається пряма сонячна радіація (стадія *б*).

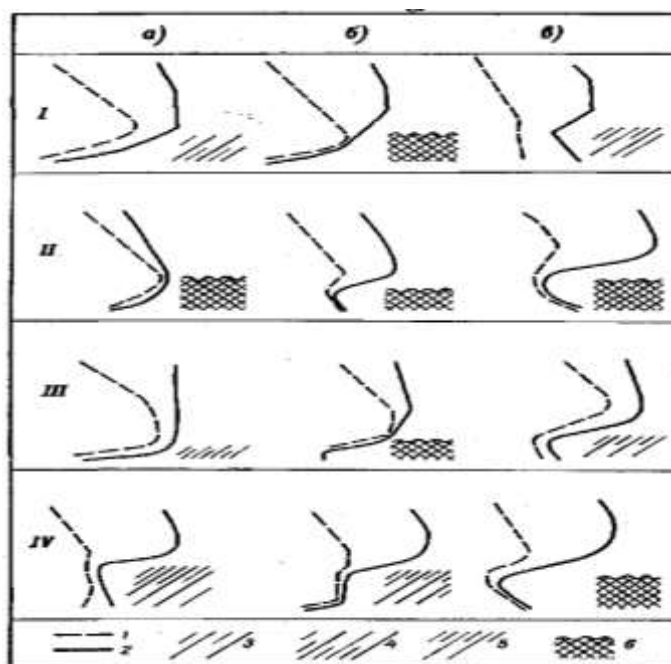


Рис. 1.1 – Схема (1-4) утворення радіаційного туману: а,б,в-стадії формування серпанку і туману; 1- крива вертикального розподілу температури точки роси, 2- крива вертикального розподілу температури, 3- слабкий серпанок (видимість 4 км і більше), 4- густий серпанок (видимість 2 км і менше) біля земної поверхні і слабкий на горі 5- слабкий серпанок біля земної поверхні і на горі, 6- туман. [2]

Після заходу Сонця ефективне випромінювання земної поверхні за рахунок збільшення ефективного випромінювання самого туману зменшується пропорційно густині. Внаслідок цього температура повітря у поверхні Землі

знижується повільніше, ніж на верхній межі туману, що приводить до підвищення нижньої межі інверсії і встановлення волого адіабатичного градієнта температури під нею (стадія *в*). Завдяки охолодженню під інверсійного шару повітря конденсація водяного пару посилюється, потужність туману зростає, а інверсія стає більш різко виразною.[1]

Схема 3 дає уявлення про умови утворення туману у разі приземної інверсії малої потужності, але з великою різницею температур на її верхній і нижній межах (5-7°C). Такі різко виражені приземні інверсії невеликої потужності формуються при штилі у земної поверхні, швидкості вітру 1-2 м/с до висоти 300-600м, дефіциті точки роси у поверхні Землі більше 3°C і при незначному зменшенні його з висотою перед заходом Сонця.

В результаті утворення приземної інверсії за вказаними характеристиками повітря досягає насичення в невеликому шарі завтовшки 100-150м. В цьому шарі з'являється густий серпанок (стадія *а*). Вона обумовлює зменшення ефективного випромінювання земної поверхні і уповільнює охолодження повітря в самому нижньому шарі. В той же час посилюється пониження температури безпосередньо в шарі серпанку, що створює умови для подальшої конденсації водяного пару і руйнування нижньої частини приземної інверсії до висоти 25-100м. Іноді причиною руйнування нижньої частини приземної інверсії є збільшення баричного градієнта на периферії антициклону, що обумовлює збільшення швидкості вітру і посилення турбулентного обміну. Так з руйнуванням нижньої частини приземної інверсії утворюється радіаційний туман невеликої потужності (стадії *б*).

Взимку при від'ємній температурі руйнування нижньої частини приземної інверсії до висоти 25-100м у зв'язку з невеликим посиленням вітру створює умови для винесення водяного пару і продуктів його конденсації під шар інверсії з міста, якщо застій повітря в самому нижньому шарі до руйнування інверсії перешкоджав такому винесенню. В результаті цього на підвітряній стороні міста серпанок згущується в туман.[2]

Влітку через 2-3 години після сходу Сонця у зв'язку з руйнуванням нижньої частини приземної інверсії підводиться наземний туман, що спостерігався до сходу Сонця над низькими болотистими місцями і долинами річок. Переміщаючись в напрямі вітру, цей туман може протягом декількох хвилин закутувати піднесеності і горби. Іноді такий туман проходить над високими місцями клаптями або грядями. При виникненні радіаційного туману вночі за таких умов, коли напередодні під шаром підведеної інверсії унаслідок денного прогрівання повітря спостерігалось розсіяння туману або низьких шаруватих хмар, різниця між температурою повітря і точкою роси у поверхні Землі менше 3°C , до нижньої межі інверсії (на висоті 300-400м) вона зменшується до 1°C , а в шарі інверсії швидко збільшується з висотою.

Схема 4. Унаслідок близькості повітря до насичення в під інверсійному шарі спостерігається серпанок (стадія *а*). Увечері і в першій половині ночі завдяки послаблені вітру, радіаційному охолодженню повітря у поверхні Землі на декілька градусів і менш значному охолодженню на нижній межі інверсії в під інверсійному шарі вертикальний розподіл температури наближається до ізотермічного, а до висоти 50-100м утворюється приземна інверсія (стадія *б*). Повітря, що охолодилося, стає насиченим до нижньої межі підведеної інверсії. Серпанок згущується і сильно зменшує ефективне випромінювання земної поверхні. При цьому посилюється ефективне випромінювання верхньої поверхні шара серпанку, знижується температура на нижній межі підведеної інверсії і збільшується вертикальний градієнт під нею. Збільшення вертикального градієнта температури служить поштовхом до посилення турбулентного обміну і перерозподілу тепла під підведеною інверсією. Приземна інверсія руйнується, і від поверхні Землі до підстави підведеної інверсії встановлюється вологоадіабатична стратифікація. В той же час висота нижньої межі підведеної інверсії зменшується унаслідок низхідних рухів повітря в антициклоні. В результаті зменшення товщини під інверсійного шару з волого-адіабатичним градієнтом і подальшого охолодження повітря в

цьому шарі збільшується концентрація продуктів конденсації, що і обумовлює утворення туману (стадія *в*).[2]

Умовами, які сприяють для утворення радіаційного туману є:

- відсутність хмар нижнього і середнього ярусів;
- збільшення відносної вологості повітря перед заходом сонця;
- слабкий вітер біля поверхні землі.

1.2 Адвективні тумани

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. Якщо очікується підвищення температури на 9-12°C, в прогнозі на 1-2 доби слід вказати туман. При дефіцитах точки роси більше 6°C умови для туману практично відсутні. Умови утворення адвективного туману тим сприятливіші, чим більша різниця температур між підстилаючою 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:

$$\Delta T_a = T_a - T_\phi, \quad (1.2.1)$$

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 границі розділу талого снігу. При переміщені над сухим снігом адвективний туман розсіюється за рахунок конденсації водяного пару з повітря на поверхню снігу.

Сприятливі умови для виникнення адвективного туману створюються при великому горизонтальному градієнті температури підстилаючої поверхні по напрямку руху теплого повітря і при достатньо великій швидкості вітру (5 – 7м/с). Завдяки швидкому охолодженню в теплом повітрі вздовж його траєкторії виникає значний горизонтальний градієнт температури, по величині якого в поєднанні із швидкістю вітру визначається можливість утворення адвективного туману. [1-2]

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).

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 6-10м/с, а іноді навіть при швидкості 12-15м/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.

Проте адвективний туман над сушею рідко 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 розсіюються вдень тумани, по суті, є адвективно-радіаційними.[2-3]

Адвективний туман в центральній частині Європейської території частіше всього виникає при швидкості вітру біля поверхні землі від 1-2 до 5-6м/с. Швидкість вітру 9-10м/с практично є граничною для нього в цьому районі. З висотою швидкість вітру звичайно помітно зростає при слабкому вітрі біля поверхні землі. Товщина шару адвективного туману знаходиться в межах 300-500м, в окремих випадках вона досягає 800-1000м.

В теплом секторі і в передній частині циклону верхня межа туману може лежати в шарі підведеної інверсії, ізотермії або сповільненого падіння температури з висотою. При цьому дефіцит точки роси іноді виявляється малим і над шаром туману. В таких випадках визначення верхньої межі туману по дефіциту точки роси буває скрутним, особливо за наявності хмар над туманом.

2 МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ТУМАНІВ

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

Розробка прогнозу туману має на меті відповідь на наступні питання:

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

2.1 Прогноз радіаційного туману

Існуючі способи прогнозу радіаційних туманів умовно можна розділити на дві групи.

До першої групи можна віднести способи, у яких передбачається розрахунок двох основних величин – температури туманоутворення T_T і мінімальної температури T_{min} , з їх подальшим порівнянням (рис. 2.1.1).

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

Якщо T_T буде на 1-2°C менше T_{min} , то можливе утворення серпанку.

До другої групи способів прогнозу радіаційних туманів можна віднести ті, які засновані на отриманні аналітичних або графічних функцій дискримінантів. Способи цієї групи припускають отримання формулювання прогнозу в категоричній формі шляхом підстановки початкових даних в розрахункову формулу або графік.

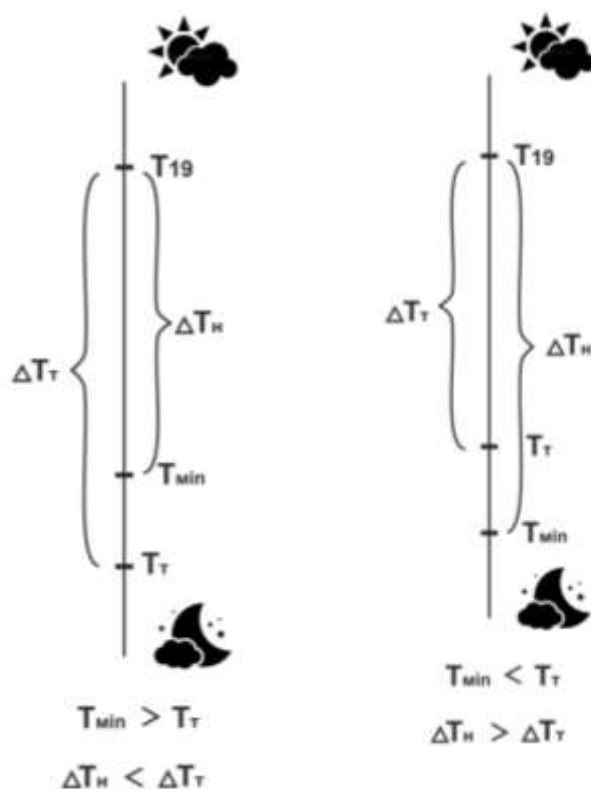


Рис. 2.1.1 – До прогнозу утворення радіаційного туману *а)* для випадку відсутності туману; *б)* для випадку утворення туману.

Спосіб О.С.Зверєва. За цим способом прогноз можливості утворення туману здійснюється шляхом порівняння ΔT_{tr} ($\Delta T_{д}$) і $\Delta T_{н}$:

- якщо $\Delta T_{н} > \Delta T_{tr} > \Delta T_{д}$ - туман утвориться.
- якщо $\Delta T_{tr} > \Delta T_{н} > \Delta T_{д}$ - туман не утвориться (в прогнозі вказують серпанок).

Якщо туман прогнозується, то необхідно визначити час його виникнення. Для цього обчислюється відношення $\Delta T_{tr} / \Delta T_{н}$ і за графіком (рис. 2.1.2) визначається частка ночі n до моменту утворення туману (повна тривалість ночі прийнята за одиницю, $n = 1$).

Наприклад, якщо тривалість ночі $\Delta t = 10$ годин, захід Сонця в 20 годин, а за графіком $n = 0,5$, то туман утворюється в час ночі. Чим більше значення $\Delta T_{tr} / \Delta T_{н}$, тим ближче до сходу. Сонця утворюється туман.

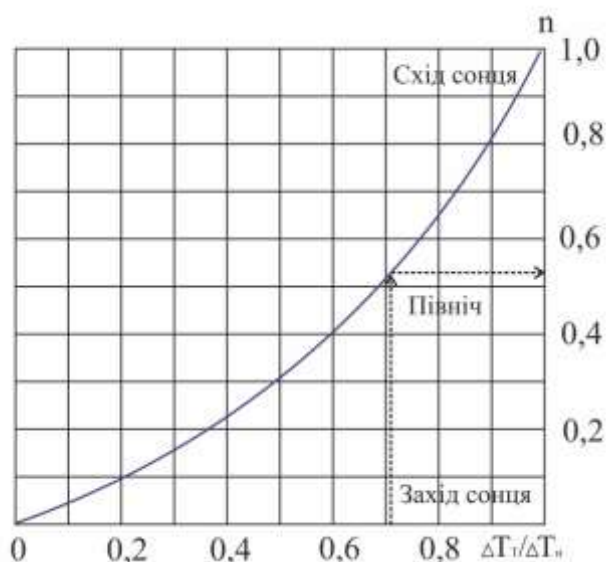


Рис. 2.1.2 – Графік для прогнозу часу утворення туману [3]

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

Спосіб М. Е. Берлянда. Вихідними даними для прогнозу туману є:

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

- стан ґрунту (суха, волога, мокра). Ґрунт приймається мокра, коли на поверхні ґрунту є калюжі, волога - ґрунт зволожена випали опадами, але калюжі відсутні;

- прогноз кількості хмар їх форми і висоти;

- прогноз швидкості вітру;

- час заходу і сходу сонця.

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

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

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

Алгоритм прогнозу включає в себе деякі попередні розрахунки і використання номограми, представленої на рис. 2.1.2:

1. Обчислюється середнє значення температури за попередню добу за формулою

$$\bar{T} = \frac{2T_{18} + T_{12} + T_{06} + T_{00}}{5} \quad (2.1.1)$$

2. Розраховується температура туманоутворення за формулою

$$T_T = \frac{2T_{d18} + T_{d12} + T_{d06} + T_{d00}}{5} \quad (2.1.2)$$

3. За значеннями T_{cp} и T_{d18} визначається величина ефективного випромінювання E_0 при безхмарному стані неба [1]

4. З урахуванням прогнозу хмарності і величини E_0 по [1] визначається значення ефективного випромінювання E при хмарному стані неба.

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

6. Розраховується мінімальна температура повітря за формулою

7.

$$T_{\min} = T_{18} - \Delta T \quad (2.1.3)$$

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

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

Для цього необхідно::

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

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

3. Від початку координат по осі абсцис відкласти ΔT_T (рис. 10 точка M).

4. По осі ординат від лінії АВ відкласти величину ΔT_1 (відрізок DE).

5. Через точки M і E провести лінії паралельні координатним осям (відрізки EN і MN). Точка перетину цих ліній (точка N) відповідає проміжку часу Δt , через який утворюється туман.

6. Час утворення туману дорівнюватиме $t_T = t_0 + \Delta t$ (t_0 час заходу Сонця).

Спосіб М. Е. Берлянда зазвичай використовується при стійкому внутрімасові процесі, коли повітряна маса знаходиться в даному районі 2-3 дня. Гідність методу полягає в обліку цілого комплексу метеорологічних умов, в тому числі і стану ґрунту.

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

Дискримінантний функція для прогнозу туману і рівняння регресії для прогнозу видимості в ньому мають вигляд

$$D = 1,743 + 0,76 \cdot (T_{d18} - T_{\min}) - 0,35 \cdot V_{\text{пр}} \quad (2.1.4)$$

$$S_{\min} = 1,751 + 0,372 \cdot (T_{d18} - T_{\min}) - 0,454 \cdot V_{\text{пр}} \quad (2.1.5)$$

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

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

2.2 Прогноз адвективного туману

Прогноз адвективних туманів слід розробляти в тому випадку, коли за прогнозом синоптичного положення очікуються сприятливі умови для адвекції теплового вологого повітря на більш холодну підстилаючу поверхню.

Розробку прогнозу адвективних туманів можна проводити із застосуванням:

- а) синоптичного методу;
- б) розрахункових способів.

Синоптичний метод застосовується при наявності на приземній карті зони з туманом. В цьому випадку прогнозистів необхідно відповісти на два основних питання:

1. Яка швидкість переміщення зони з туманом?
2. Яка еволюція зони з туманом на період прогнозу?

Розрахунок переміщення зони туману виробляється або екстраполяційними методами, або шляхом переміщення її по потоку зі швидкістю рівною $0,7-0,8Vg$, де Vg - швидкість градієнтного вітру у землі.

При прогнозі еволюції зони адвективних туманів необхідно враховувати наступні фактори:

1. Розширення зони вночі в зв'язку з радіаційним охолодженням приземного шару повітря і її зменшення днем внаслідок нагрівання нижнього шару повітря від поверхні землі;

2. Вплив добового ходу вітру на розміри зони туману і його інтенсивність;

3. В разі виходу зони туманів на територію зі сніговим покривом необхідно врахувати, що при негативних температурах над сніговою поверхнею зона адвективних туманів зменшується внаслідок перегонки водяної пари з повітря на крижані кристали підстильної поверхні (наприклад, при температурі -10°C тиск насичення по відношенню до льоду становить $2,60\text{гПа}$, по відношенню до води $2,87\text{гПа}$. Таким чином, як тільки відносна вологість перевищить 91% , на сніговій поверхні почнеться сублімація пара, яка буде перешкоджати його конденсації в повітрі у вигляді крапель туману). При позитивних температурах поверхню талого снігу зазвичай покрита плівкою води, в результаті чого властивість снігу розсіювати туман не проявляється.

Якщо в повітряній масі крапельно-рідкий туман утворився до вступу повітря на снігову поверхню, то внаслідок сублімації водяної пари туман над сніговою поверхнею почне розсіюватися. Це розсіювання може бути затримано в тому випадку, якщо температура повітря, що вступив на снігову поверхню, швидко знижується. Тоді туман може посилитися.

Найбільш сприятливі умови для утворення туману над сніговою поверхнею спостерігаються при температурах, близьких до 0°C . В цьому випадку різниця тисків насиченої водяної пари над водою і льодом невелика, в той же час охолодження повітря від сніжної поверхні служить сильним туманоутворюючим фактором. Тому над сніговою поверхнею найбільш часто туман утворюється при температурах, близьких до 0°C (від 5°C до -5°C).

При використанні розрахункових методів для попередньої оцінки умов утворення адвективних туманів слід проаналізувати термогігрометричні характеристики які переміщуються в повітрі і в пункті прогнозу. Позитивна

різниця температури повітря, точки роси на початку траєкторії і в пункті прогнозу розраховується за формулою (2.2.1)

$$\Delta T = T' - T; \quad \Delta T_d = T'_d - T_d \quad (2.2.1)$$

де T, T_d - температура і температура точки роси в пункті прогнозу;

T', T'_d - температура і температура точки роси на початку траєкторії;

Різниця між температурами вказує на можливість утворення туману. Чим більше ця різниця, тим більша ймовірність виникнення туману. Дефіцит точки роси в теплом повітрі при цьому не повинен перевищувати 2°C при плюсовій температурі і 3°C при негативній.

Більшість застосовуваних в прогностичній практиці розрахунково-графічних способів побудовано з використанням розглянутих вище параметрів в різному поєднанні. Вихідною метеорологічною інформацією при розробці прогнозу адвективних туману є приземні карти погоди, карти АТ925 або АТ850 дані вертикального зондування атмосфери, результати щогодинних метеорологічних спостережень. Переважно ці способи дозволяють розробляти прогноз туману з завчасністю до 9 годин.

Узагальнений алгоритм прогнозу можна представити в наступному вигляді.

1. З урахуванням фактичної швидкості вітру побудувати зворотну траєкторію і визначити початкову точку перенесення (вихідний район) для обраної завчасності прогнозу $S_{np} = V\phi \cdot \Delta t_{np}$.

2. У вихідному районі і в пункті прогнозу визначають значення предикторів відповідно до обраного способу прогнозу (як правило, це предиктори $T, T_d, T', T'_d, D, D', T, \Delta T_d$).

3. Використовуючи графіки розрахункових методів або вирішуючи рівняння зробити прогностичний висновок про можливість виникнення туману.

Розглянемо найбільш вживані на практиці способи прогнозу виникнення адвективних туманів і видимості в них.

Спосіб прогнозу адвективних туманів І. В. Кошеленко розроблений для території України. Вихідними даними є температура повітря в пункті прогнозу T і в вихідному районі T' , прогностична швидкість вітру V в пункті прогнозу. Прогноз розробляється за допомогою графіка (рис. 2.2.1).

Попередньо необхідно розрахувати складову горизонтального градієнта температури вздовж траєкторії за наступною формулою (2.2.2)

$$\frac{\Delta T}{\Delta L} = \frac{T' - T}{\Delta L} \quad (2.2.2)$$

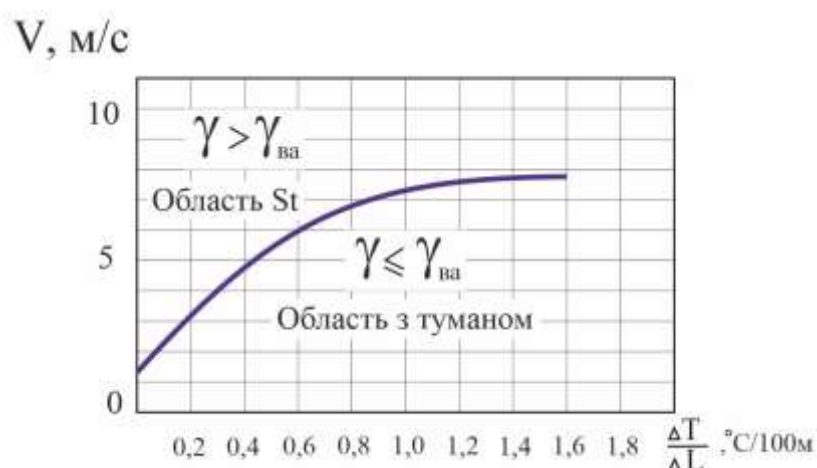


Рис. 2.2.1 - Графік для прогнозу адвективних туманів за способом І.В. Кошеленко.

При використанні графіка необхідно мати на увазі:

1. Графік застосовується за умови, що на початку траєкторії на вихідній карті погоди спостерігається низька хмарність;

2. Величина вертикального градієнта температури в нижньому 300-метровому шарі не перевищує значення волого-адіабатичного градієнта ($\gamma_{ва} \leq 0,65^\circ\text{C} / 100\text{м}$).

Справджуваність прогнозів адвективних туманів з використанням типового графіка в європейській частині становить 68%, попередження туману - 83%.

Додаткові дослідження умов утворення адвективних туманів різної інтенсивності над рівнинною частиною України дозволили автору створити спосіб прогнозу видимості в тумані.

Прогноз розробляється за допомогою номограми (рис. 2.2.1) і додаткового графіка (рис. 2.2.2). Номограма дозволяє визначити ймовірність утворення туману із заданою горизонтальною видимістю.

Вихідними даними для прогнозу є адвективних зміни температури повітря $T = T' - T$, дефіцит точки роси в вихідному районі D' , прогностична швидкість вітру V . Всередині області, обмеженої кривою 0,5 ймовірність туману з видимістю менше 500м становить 68%, крива 1 обмежує область, де ймовірність туману з видимістю 500-1000м дорівнює 52%, причому вона включає майже всі випадки з туманом, що потрапляють в цю область (93%).

За межами області, обмеженою кривою 2, ймовірність відсутності туману практично дорівнює 100%, а в області між кривими 1 і 2 переважають низькі хмари. З номограми видно, що, чим вище і лівіше від кривої 1 потрапляє точка, тим інтенсивніше туман. Умовна ймовірність зазначеної закономірності становить близько 60%. Така закономірність зберігається до величини адвективних змін $4^{\circ}\text{C}/6 \text{ ч}$.

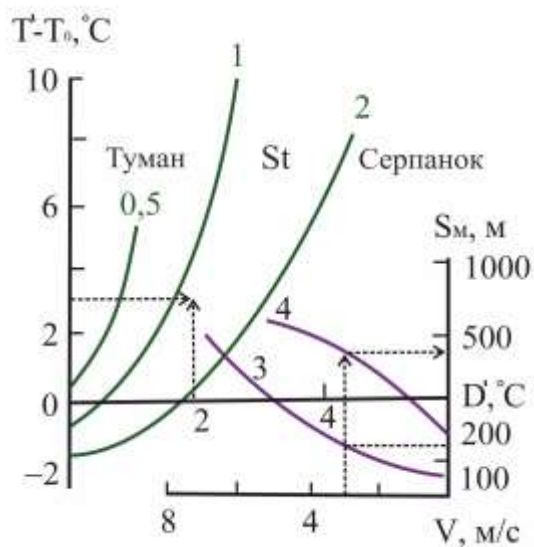


Рис. 2.2.2 - Номограма для прогнозу і туману низьких хмар за способом І.В. Кошеленко

У разі більшої величини адвективних змін ймовірність туману зменшується, але збільшується ймовірність утворення низької хмарності. Такий стан можна пояснити збільшенням турбулентного обміну за рахунок збільшення швидкості вітру.

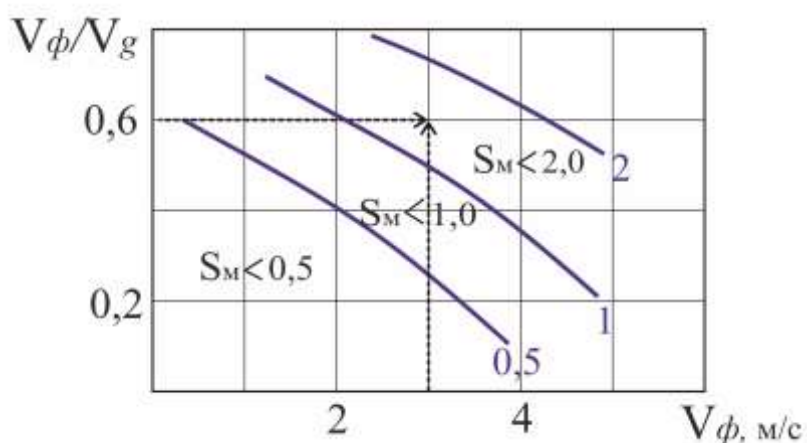


Рис. 2.2.3 - Допоміжний графік для прогнозу видимості в тумані і серпанку за способом І.В. Кошеленко.

Облік швидкості вітру при прогнозі інтенсивності туману дає можливість більш точно прогнозувати межі видимості в тумані. Нижня частина номограми (рис. 2.2.1) дозволяє за значеннями швидкості вітру визначити величину мінімальної (крива 3) і найбільш вірогідної (крива 4) видимості в тумані. Наприклад, при швидкості вітру 3м/с можливий туман. При мінімальній видимості близько 150м, а найбільш імовірна видимість близько 400м.

Уточнення прогноз видимості можна виконати по допоміжному графіку (рис. 2.2.3). Відношення швидкості вітру у землі $V\phi$ до швидкості градієнтного вітру Vg характеризує стратифікацію пограничного шару атмосфери. З графіка видно, що видимість в тумані тим менше, чим стійкіша атмосфера і менша швидкість вітру у землі. Криві 0,5; 1; 2 - демаркаційні лінії, що розділяють області з видимістю менше 500м, менше 1км і менше 2км відповідно. Виправданість прогнозу видимості, з використанням вищенаведених номограм і графіка, для рівнинних частин України становить 70-80%.

2.3 Нові параметри видимості для теплих туманів в числових моделях прогнозування погоди

Формування туману безпосередньо пов'язане з термодинамічними, динамічними, радіаційними, аерозольними, мікро-фізичними процесами та з поверхневими умовами. Зникнення світла у видимих межах в тумані призводить до низької видимості, що може впливати на низькі рівні польотів, морські подорожі, судноплавство та перевезення. У деяких регіонах Канади поява туману перевищує 10% часу та потребує вдосконалення моделей мовлення або прогнозування туману. Зокрема, слід більш точно прогнозувати інтенсивність туману, представлену видимістю (Vis), щоб зменшити витрати на туман пов'язані з аваріями та зменшення затримок в аеропортах та в

морських умовах. Зокрема, слід більш точно прогнозувати інтенсивність туману, представлену із видимістю (Vis) (краще ніж на 30%), щоб зменшити витрати на аварії, пов'язані з туманом, та зменшити затримки в аеропортах та в морських середовищах.

Прогнозування туману за допомогою моделей NWP важливо, оскільки супутникові спостереження не можуть бути використані точно в нічний час доби та коли лід або сніговий покрив закривають земну поверхню. Поверхневих спостережень над сушею також недостатньо для визначення справжньої міри туману. Моделі NWP для розрахунків видимості зазвичай використовують залежність між видимістю та вмістом рідкої води (LWC). Однак в реальних атмосферних умовах видимість пов'язана з кількістю крапель і масою води в заданому об'ємі повітря. Підвищення концентрації кількості крапель N_d в умовах теплового туману ($T > 0^\circ\text{C}$) для фіксованого LWC призводить до зменшення видимості. Крім того, збільшення LWC призводить до зниження видимості, що в даний час представлено відносинами Vis -LWC у більшості моделей NWP (Stoelinga і Warner). Однак Гултепе і Ісаак показали, що N_d і LWC повинні бути включені в параметризацію видимості для теплих умов туману.

Моделі прогнозу та хмари, як правило, використовують мікрофізичні параметри туману, розроблені Kunkel, які базуються на зв'язках між параметром згасання β_{ext} та LWC. Наприклад, Берго і Гудалія використовували 1D-модель для вивчення туману і використовували відношення K84. Модель циклу швидкого оновлення (RUC), яка зазвичай використовується для чисельного прогнозування в Північній Америці, також використовує параметризацію K84 для розрахунків наочності. Стоелінга та Уорнер широко вивчали коефіцієнт вимирання гідрометрів як функцію їх конденсованої води. Їх роботи також виконувались за допомогою параметризації K84 і використовувались для умов теплового туману та рідких хмар.

Попередні дослідження Nd та LWC показали, що зазвичай існує велика мінливість для Nd для даного LWC. Робота Гультепе про мікрофізику туману припустила, що Nd може змінюватись від декількох крапель на об'єм до 100см^{-3} для фіксованого LWC, і видимість повинна функціонувати як Nd, так і LWC. Ці роботи вказували на те, що Nd слід враховувати в параметрах видимості. Раніше Ботт і Траутман розробили модель, яка передбачила Nd, і LWC. За насичених умов наявність ядер більшої концентрації хмар призводить до утворення великої кількості дрібних крапель, що призводить до повільніше гравітаційного осідання крапель, а отже, низької видимості. Як показано експериментальним відношенням Джуесто, видимість безпосередньо пов'язана із середнім радіусом крапель хмари (а отже, і концентрацією чисельності) і опосередковано пов'язана з LWC. Ця ситуація показує, що параметризація видимості також повинна включати числову концентрацію крапель як незалежну змінну.

Браун та Мейсон дослідили вплив радіаційного охолодження на ріст крапель та модифікацію спектру крапель та констатували важливість радіаційних процесів у розвитку туману. Бут вивчав вплив активації та складу аерозолі на розподіл розмірів крапель туману та LWC. Бут і Траутман - обчислювали дуже ефективну 1D модель туману з параметризованою мікрофізикою на основі детальних мікрофізичних процесів, вивчених Буттом. Наведені вище дослідження дозволяють припустити, що фізика туманів є дуже важливою і що лише LWC не може бути достатнім для обчислення Vis.

Хоча концентрація кількості крапель може бути прогностичною змінною в мезомасштабних моделях, основні мікрофізичні параметризації, як правило, з однією або двома змінними для кожної категорії гідрометеорів, використовують передбачені розподіли розмірів. Потім коефіцієнт змішування прогнозується виходячи з припущених розподілів розмірів. Расмуссен та інші використовували нову мікрофізичну модель з 36 бінними каналами в спектрах частинок і дозволяли розподілу розмірів розвиватися природним шляхом, не

визначаючи форму спектра. Томпсон та інші провели всебічне дослідження зимових опадів над ідеалізованою двовимірною горою, щоб дослідити різні аспекти об'ємної змішаної фази мікрофізичної параметризації, виявленої в Пенсільванському державному університеті п'ятого покоління - Національному центрі мезомасштабних досліджень атмосфери (MM5), RUC модель та модель погодних досліджень та прогнозування. Вони заявили, що моделі бункерів є обчислювально дуже дорогими і з цієї причини моделі ще не є життєздатними для роботи в режимі реального часу роботи ПЗВ. У їх застосуванні для обчислення коефіцієнта змішування хмарної води для масового перетворення вважалося, що N_d дорівнює 50, 100, 200 та 500см^{-3} .

В даний час N_d фіксується як 100см у програмах RUC отже, N_d не може розглядатися як незалежна змінна для програм видимості. Аналогічним чином канадська операційна модель глобальної екологічної багатомасштабності (GEM) також не мала прогностичного рівняння для N_d або фіксованого значення для мікрофізичної схеми; однак вона закріплена за радіаційною схемою. Важливо знати, що моделі NWP з високою роздільною здатністю, засновані на двомоментних об'ємних схемах, могли передбачати N_d та LWC незалежно, і тоді обидва параметри можна використовувати для обчислення видимості на кожному кроці часу. З іншого боку, N_d зазвичай розраховувались як прогностичну змінну в моделях туман / хмара.

У цій статті запропонована нова схема параметризації видимості теплового туману як функції LWC так і N_d та застосовується до негідростатичної мезомасштабної моделі з детальною мікрофізичною схемою, щоб показати різницю в обчисленні видимості на основі старих і нових схем параметризації. . Детальна мікрофізика моделі 1D параметризованого туману (PAFOG) була включена і повністю поєднана з 3D негідростатичною мезомасштабною моделлю (NMM) Національних центрів прогнозування довкілля NOAA (NCEP).
[6]

2.3.1 Туманна мікрофізична модель

Нинішні експлуатаційні моделі NWP не можуть вирішити процеси, які відіграють важливу роль у формуванні туману, головним чином через грубу роздільну вертикальну сітку та надто спрощену хмарну мікрофізику. У цих моделях надмірне охолодження дуже часто відбувається в нічний час доби, коли вертикальна роздільна здатність збільшується для кращого вирішення прикордонного шару. Розвиток дуже сильної поверхневої інверсії здебільшого пов'язаний із схемою турбулентності, яка недооцінює змішування в стабільних умовах, характерних для радіаційного туману. Для подолання таких проблем була переглянута схема турбулентності та детальна мікрофізика 1D моделі RAFOG та повністю поєднані з 3D NMM від NOAA / NCER. Мікрофізика RAFOG обмежується нижньою 1,5км атмосфери і замінює конденсацію випаровування хмарної води в атмосферних опадах схемою фізики хмари.

В моделі вміст рідкої води є прогностичною змінною і як тільки вона утворюється, транспортується як турбулентністю так і адвекцією. Крім того, концентрація кількості крапель вводиться як прогностична змінна NMM. В цілому N_d , і LWC змінюються як функція адвекції в горизонтальному та вертикальному напрямках осідання та зміни фаз, а також від активації та конденсації випаровування.

У розрахунках передбачається нормальний розподіл розмірів крапель з параметром дисперсії 0.2м. Для 3D-моделювання в складній топографії використовується 50 - кілометровий внутрішній вкладений домен з роздільною здатністю горизонтальної сітки 1км, зосереджений у Цюріху, унікальний аеропорт у Швейцарії. Вертикальна сітка використовує 45 рівнів, 27 перекриває найнижчий 1км над землею. У ґрунті застосовують 11 шарів для рівнянь тепла та вологи, де перший шар має товщину 0,25см. Ця структура сітки обрана для вирішення дрібномасштабних впливів на процеси прикордонного шару. Початкові та погодинні граничні умови для моделювання 3D-туману

виводяться з прогнозів NMM з проміжком 4км. 4-кілометрова сітка була вкладена в 22-кілометрову сітку, яка охоплювала Європу, керовану моделлю. [6]

2.3.2 Глобальна система прогнозування.

а) Підсумок розрахунку видимості

Із спостережень *in situ*, зібраних під час RACE, LWC, Nd та параметр згасання β_{ext} використовуються для отримання співвідношення між Vis та Nd та LWC, і тоді виходить $Vis=f(LWC, Nd)$. Параметр згасання розраховували з вимірювання зонда FSSP наступним чином:

$$\beta_{ext} = \sum Q_{ext} n(r) \pi r^2 dr, \quad (2.3.2.1)$$

де n - щільність кількості частинок у розмірі бункера як радіус r , а Q_{ext} - коефіцієнт згасання Mie; Q_{ext} пов'язаний з концентрацією чисел, радіусом частинок і довжиною хвилі видимого світла.

Коли розмір краплі збільшується до приблизно 4мкм, Q_{ext} стає 2 мкм. Він коливається між 3,8 і 0,9 для розмірів частинок менше 4мкм. Параметр вимірювання перетворюється у Vis за допомогою рівняння, поданого Стоелінгом та Уорнером як

$$Vis = -\ln(0.02)/\beta_{ext}. \quad (2.3.2.2)$$

б) Параметризація видимості порівняно з Nd або LWC.

Нова параметризація розробляється після показу взаємозв'язків між Vis та LWC, а також між Vis та Nd. На (рис. 2.3.1.1) показано LWC, отриманий із

зондів проти N_d , який базується на вимірюваннях FSSP-100 з вихідним діапазоном розмірів 2,1–48,4мкм; FSSP-96 та розширеним діапазоном розмірів 4,6–88,7мкм; FSSP-124. LWC збільшується зі збільшенням N_d , але для даного LWC N_d змінюється від кількох крапель на об'єм до 100см^{-3} . Пристосовані лінії на рис. 2.3.1.1 для FSSP-96 та FSSP-124 наведені як:

$$\text{LWC}_{96} = 1 \times 10^{-6} N_d^2 + 0.0014 N_d, \quad (2.3.2.3)$$

та

$$\text{LWC}_{124} = 3 \times 10^{-7} N_d^2 + 0.0009 N_d, \quad (2.3.2.4)$$

відповідно. Коренева середньоквадратична помилка (rmse) та середня відносна похибка (mre) при оцінці LWC становлять $0,02\text{гм}^{-3}$ та 76% відповідно, що вказує на велику варіативність спостережень. Збіги до даних FSSP показують значні відмінності, пов'язані з їх розмірами; тут спостереження FSSP96 були враховані в розрахунках через наявність невеликих крапель туману $<50\text{мкм}$. Цей діапазон розмірів також використовувався в Meyeretal.

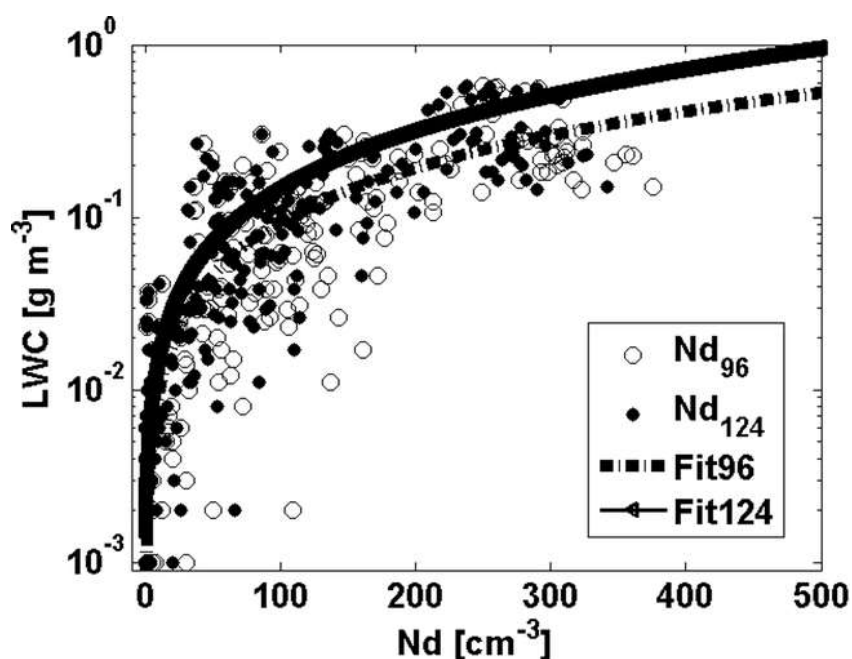


Рис. 2.3.2.1 LWC проти Nd за двома вимірюваннями FSSP з польової програми RACE. Пристосування показані суцільними та пунктирними лініями. Nd96 та Nd124 призначені для спостережень FSSP-96 (понад початкові діапазони розмірів) та FSSP-124 (у розширених діапазонах розмірів) відповідно.

На (рис.2.3.2.2) показано Vis по відношенню до Nd, отриманого в результаті вимірювань FSSP, з оригінальним діапазоном розмірів та відповідності даним. Цей показник також показує, що Vis швидко зменшується при збільшенні Nd для $Nd < 100 \text{ cm}^{-3}$, а потім поступово зменшується для $Nd > 100 \text{ cm}^{-3}$. Його рівняння для спостережень отримуємо як:

$$Vis_{obs} = 44.989 N_d^{-1.1592}, \quad (2.3.2.5)$$

з коефіцієнтом кореляції $R = 0,85$, а rmse та mre за оцінкою Vis становлять відповідно 18м і 46%. Великі зміни у Vis відбуваються, коли Nd змінюється від декількох крапель до 100 cm^{-3} . Вище 100 cm^{-3} , Vis стає менше 100м.

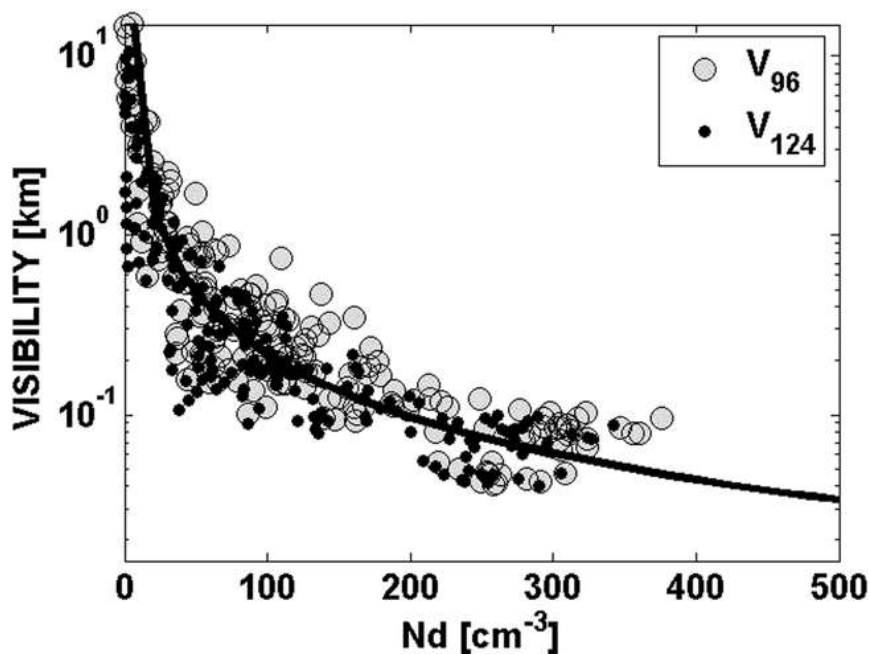


Рис. 2.3.2.2 Видимість проти Nd від вимірювань FSSP; кожна точка даних являє собою масштаб 1 км. Суцільна лінія підходить для FSSP96. V96 та V124 призначені для спостережень FSSP-96 та FSSP-124 відповідно.

На (рис.2.3.2.2) наведено як вміст Vis проти LWC, так Vis проти вмісту крижаної води IWC. Видно, що мінливість у Vis як функція вмісту конденсованої води порівнянна зі змінною у Vis як функцією Nd, показаною раніше. Придатність для Vis (Visobs) проти LWC на основі спостережень виходить як

$$Vis_{obs} = 0.0219LWC^{-0.9603} \quad (2.3.2.5)$$

Visobs зменшуються при $LWC > 0,03\text{гм}^{-3}$ відносно пристосування K84 (VisK) і збільшуються при $LWC < 0,03\text{гм}^{-3}$. Значення rmse і середня відносна похибка в оцінці Vis складають відповідно 37м і 44%.

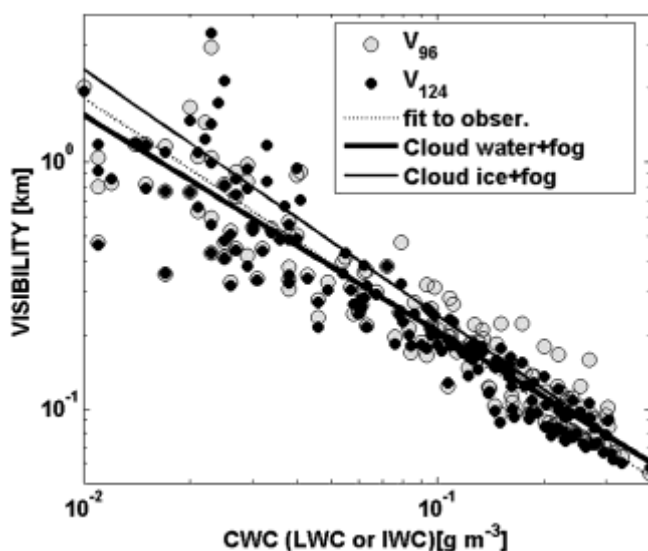


Рис. 2.3.2.3 видимість, розрахована за вимірюваннями FSSP та K84

Vis – LWC (як хмарна вода + туман) та Vis – IWC (як хмарний лід + туман). V96 та V124 призначені для спостережень FSSP-96 та FSSP-124 відповідно.

с) Параметризація видимості K84 як функція LWC

Параметризація VisK також базувалася на вимірюваннях FSSP в діапазоні розмірів 0,5–45 мкм. Параметризація коефіцієнта вимірання β_{ext} проти LWC від K84 та IWC від Stoelinga та Warner наведені відповідно як:

$$\beta_{\text{ext};\text{water}} = 144.7LWC^{0.88}, \quad (2.3.2.6)$$

Та

$$\beta_{\text{ext};\text{ice}} = 163.9IWC^{1.0}, \quad (2.3.2.7)$$

де β_{ext} і LWC мають одиниці зворотних кілометрів і грамів на кубічний метр відповідно. Тоді β_{ext} від рівняння (2.3.2.6) перетворюється у VisK за допомогою рівняння (2.3.2.7). Після перетворення VisK проти LWC отримують як:

$$\text{Vis}_K = 0.027LWC^{-0.88}, \quad (2.3.2.8)$$

Рівняння 2.3.2.8 зазвичай використовується для параметризації наочності у багатьох моделях оперативного прогнозу.

d) Нова параметризація видимості як функція LWC так і Nd.

Використовуючи інформацію, що Vis зменшується зі збільшенням Nd та LWC, як показано на (рис. 2.3.2.2 та 2.3.2.3) досліджується взаємозв'язок між Visobs та $(LWC \times Nd)^{-1}$. Потім, як описано в Gulterpetal, Vis параметризується як функція як Nd, так і LWC (рис. 2.3.2.4), оскільки Vis також є сильною функцією Nd. Потужність, відповідна спостережуваній видимості порівняно з xfi (індекс туману), визначається як $(LWC \times Nd)^{-1}$ і отримується як:

$$Vis_{fi} = \frac{1.002}{(LWC \times Nd)^{0.6473}} \quad (2.3.2.8)$$

Ця відповідність вказує на те, що Vis обернено пов'язаний як з LWC так і з Nd. Оцінка rmse та mre за оцінкою Vis становить відповідно 37м і 44%. Більш великі значення xfi (відповідні Vis > 100км) говорять про те, що мінливість у Vis зростає зі збільшенням xfi і це збільшення може бути пов'язане з невизначеностями спостережень при малих значеннях $LWC < 0,005 \text{гм}^{-3}$. [6]

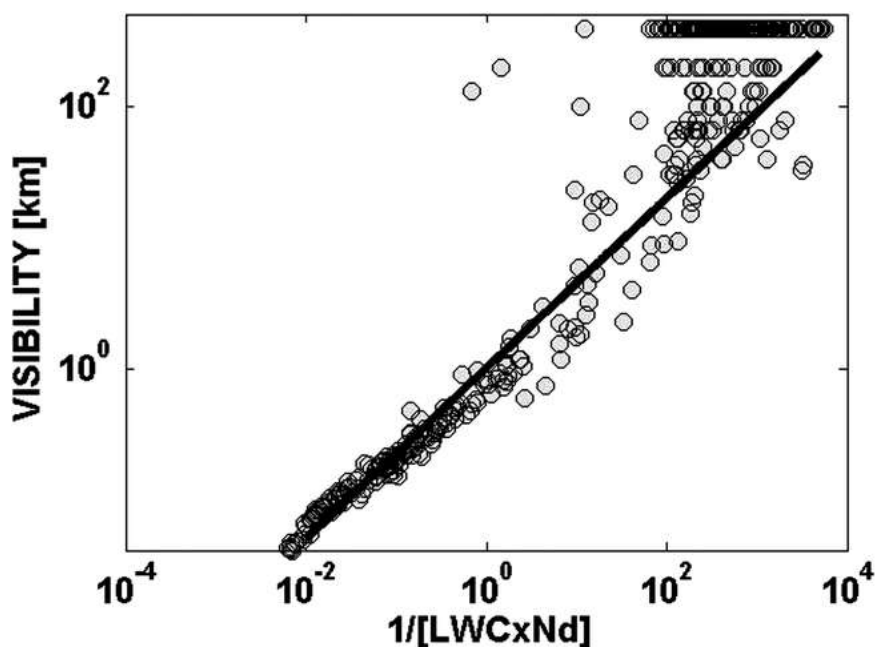


Рис. 2.3.2.4. Видимість проти $f(LWC, Nd)$ від спостережень на місці.

Висновки по статті

Основні результати цього дослідження пов'язані з реагуванням моделі 3D-туману на попередні та нові схеми параметризації. В цій статті підсумовуються загальні спостереження, пов'язані з туманом, що формується в унікальному аеропорту Цюриха, а потім підкреслюється вплив нової схеми параметризації на обчислення видимості в моделі 3D NMM.

Поверхневі спостереження поблизу наземної станції поблизу аеропорту та модель на основі моделі в 0002 UTC, показана у вигляді кіл, узагальнені на (рис. 2.3.2.5). На (рис. 2.3.2.5.a) видно, що в період сильного туману Vis становив близько 100м і був порівнянним із розміром на основі моделі 200м. Різниця між ними, ймовірно, виникла через недооцінку N_d від моделі.

Температура T поступово зростала з 0°C в 0000 UTC до $1,5^\circ\text{C}$ в 0200 UTC (рис.2.3.1.5.b). На основі моделі T (-2°C) було порівняно зі спостережуваним T (0°C). Туман піднявся незабаром після сходу сонця, ймовірно, в результаті сонячного радіаційного нагріву, що вказується на збільшення T на поверхні.

Під час сильних туманів швидкість вітру становила від 2 до 6 мс^{-1} (рис.2.3.2.5.c). Спостережувані та на основі моделей R_{Hw} були близькими до 100% під час сильних туманів (рис. 2.3.2.5.d).

Значення LWC , отримані з прогностичного рівняння за допомогою 3D-моделі NMM, були використані для обчислення значень Vis , які були пов'язані лише з LWC (K84), а також як N_d і LWC . 10-годинний прогноз NMM, дійсний в 0200 UTC 28 листопада, підсумовується для Цюрихського унікального аеропорту. Туман в районі аеропорту в цей день, ймовірно, утворився через радіаційного похолодання; однак складний рельєф призвів до того, що стік холодного повітря з гір перетікає з гори в «долини», що також сприяло формуванню туману.

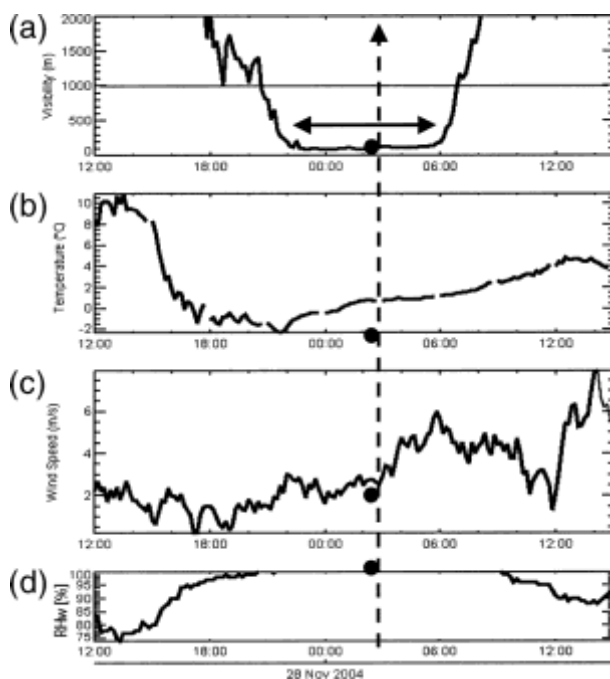


Рис. 2.3.2.5.- Часовий ряд (а) видимості, (b) температури, (c) швидкості вітру та (d)ВВт. Область важкого туману показана лінією з подвійною стрілкою. Дані, засновані на моделі, в 0002 UTC в аеропорту Цюріха показані заповненими колами вздовж пунктирної лінії. На основі моделі *Vis* виходить параметризація K84.

Значення LWC, отримані з прогностичного рівняння за допомогою 3D-моделі NMM, були використані для обчислення значень *Vis*, які були пов'язані лише з LWC (K84), а також як *Nd* і LWC. 10-годинний прогноз NMM, дійсний в 0200 UTC 28 листопада, підсумовується для Цюріхського унікального аеропорту. Туман в районі аеропорту в цей день, ймовірно, утворився через радіаційного похолодання; однак складний рельєф призвів до того, що стік холодного повітря з гір перетікає з гори в «долини», що також сприяло формуванню туману.

На рис. 2.3.2.6 видно, що *RHw* близький до насичення на рівнях нижче 600м. Унікальний аеропорт Цюріха розташований в 47км приблизно вздовж перерізу південь-північ. На цьому малюнку видно тонкі коливання *RHw*, що вказує на велику мінливість у полі вологи. Поперечний переріз T, що відповідає

значенням RH_w , показаний на рис. 2.3.2.7 На цьому малюнку туман видно нижче 600м де T коливається від 0°C до -2°C .

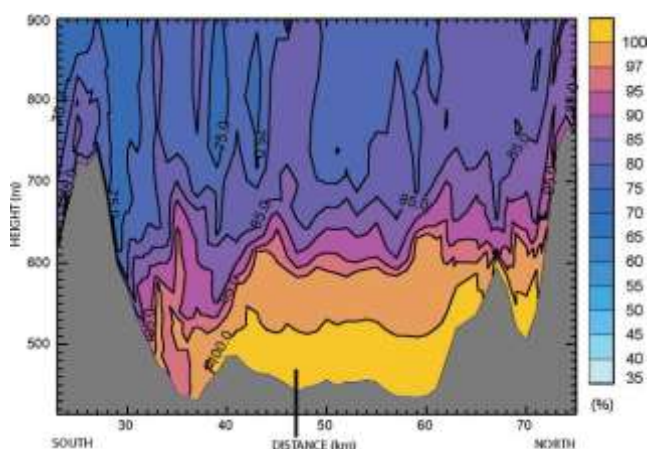


Рис. 2.3.2.6 Поперечний переріз відстані до висоти RH_w . Аеропорт розташований приблизно на 47 км, представлений чорною лінією.

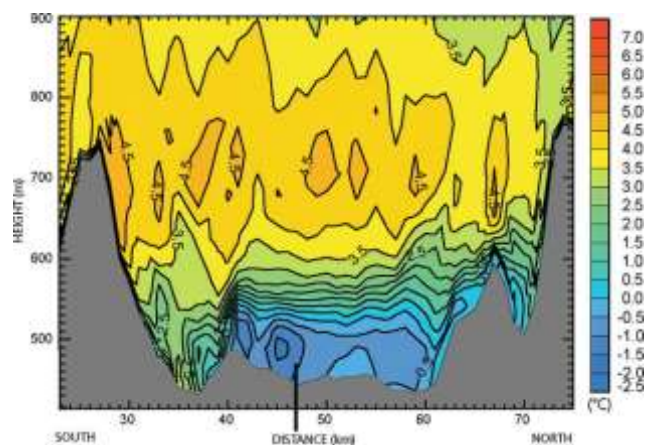


Рис. 2.3.2.7 Перетин температури - висота перерізу. Аеропорт представлений чорною лінією на 47 км.

На рис. 2.3.2.8 показано перетин перерізу відстань-висота LWC , N_d та Vis , обчислений за допомогою формули 2.3.2.8.

Значення LWC і N_d приблизно в $0,30\text{гм}^{-3}$ та 50см^{-3} в місці аеропорту ($x=47\text{км}$), але ці значення неможливо перевірити через відсутність спостережень на ділянці поверхні. Відповідні значення Vis_K та Vis_{fi} оцінюються

приблизно на 200 та 100м відповідно і обидва обчислення Vis виявляються порівнянними із спостережуваними значеннями Vis приблизно 150м (Рис. 2.3.2.5.a). Ця різниця вказує на те, що обчислення Vis у моделях прогнозування повинно включати як N_d , так і LWC і що їх невизначеність дуже важлива при оцінці точного Vis . Великі значення модельного Vis , ймовірно, пов'язані з недооцінкою N_d (Рис. 2.3.2.5.b). Якщо N_d не включений в параметризацію K84, Vis може бути або заниженим, або завищеним, залежно від мікрофізичних умов. Це дозволяє припустити детальні порівняння для різних моделей прогнозування. Однак основна складність залишається в точному прогнозуванні як LWC , так і N_d для складної місцевості в числовій моделі.

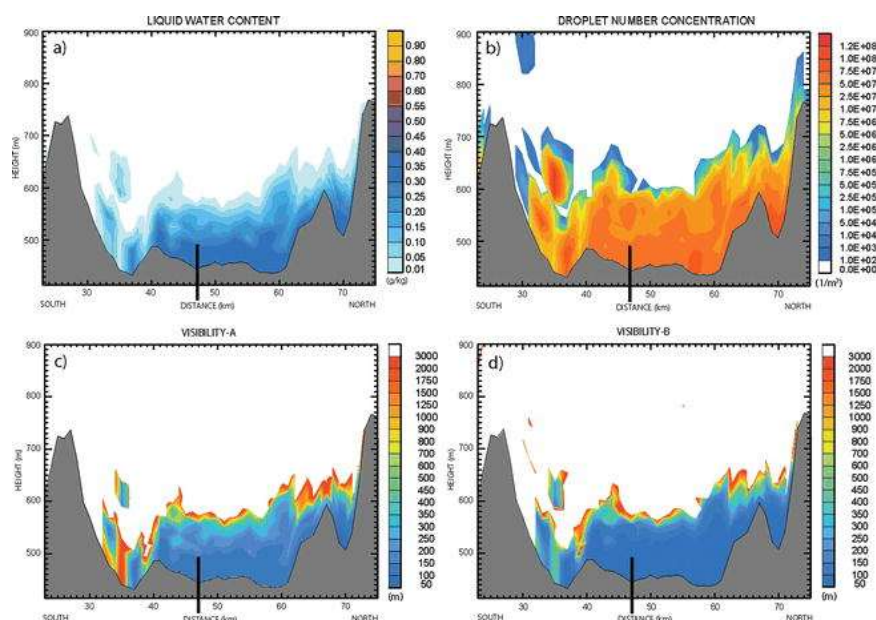


Рис. 2.3.2.8 Результати 10-годинного моделювання 3D NMM в 0200 UTC: (a) LWC , (b) N_d , (c) Vis_f та (d) Vis_K . Чорна лінія вказує розташування аеропорту на 47км.[6]

3 ФІЗИКО-СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ТУМАНІВ НА СТ. ЖУЛЯНИ

3.1 Вихідні данні

В якості вихідних використовувалися данні електронних щоденників погоди по ст. Жуляни за 2015...2019 рр. та дані об'єктивного аналізу адвекції питомої вологості та адвекції температури повітря за обрані періоди формування туману.

3.2 Кліматологічний аналіз туманів на ст. Жуляни (Київ)

На першому етапі роботи відібрані строки з туманами за останні п'ять років (2015...2019 рр.). В результаті отримали поле добово-річного ходу повторюваності туманів (рис.3.2.1), із якого можна побачити, що більшість туманів формується з січня о березень та з жовтня по грудень (рис. 3.2.2).

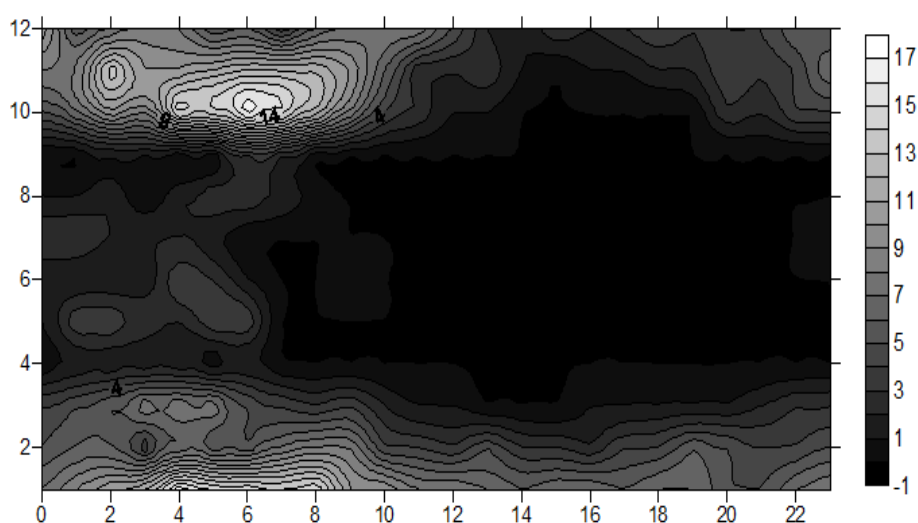


Рис.3.2.1 - Добово-річний хід повторюваності туманів на ст. Жуляни за період з 2015 по 2019 р.р.

В теплий період кількість туманів суттєво знижується, в квітні та вересні практично не спостерігалися.

Якщо розглядати по місяцям, то максимум повторюваності туманів відмічається в січні (25%), а мінімум – в квітні (1%). Таким чином, за холодний період відмічається максимум повторюваності туманів, що складає 91% від загальної кількості туманів за весь рік.

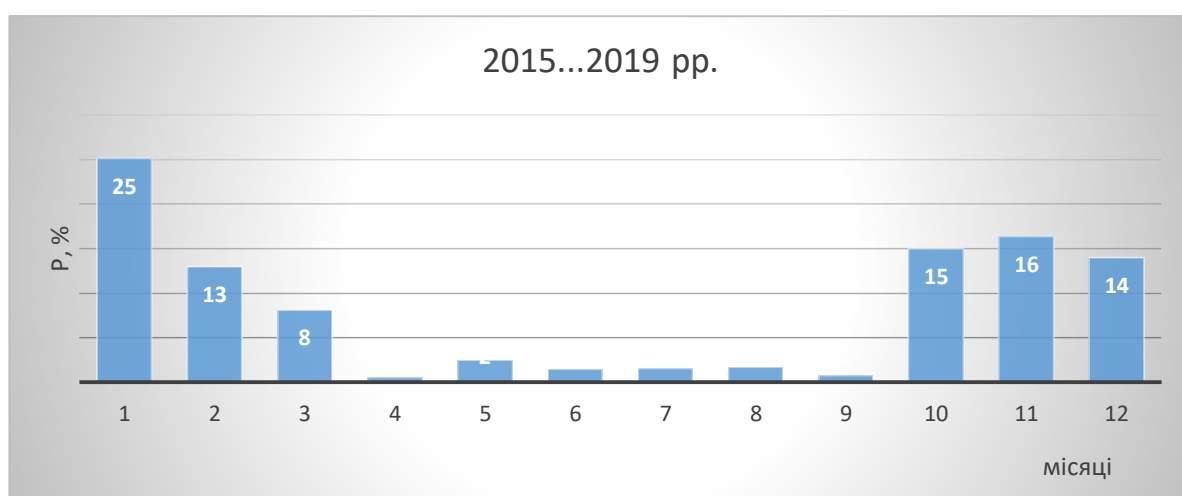


Рис.3.2.2 – Гістограми розподілу (%) туманів за 2015...2019 рр по ст. Жуляни

Таким чином, можна припустити, що половина цих туманів є адвективного походження. Це також можна підтвердити графіком добового ходу туманів за останні п'ять років.

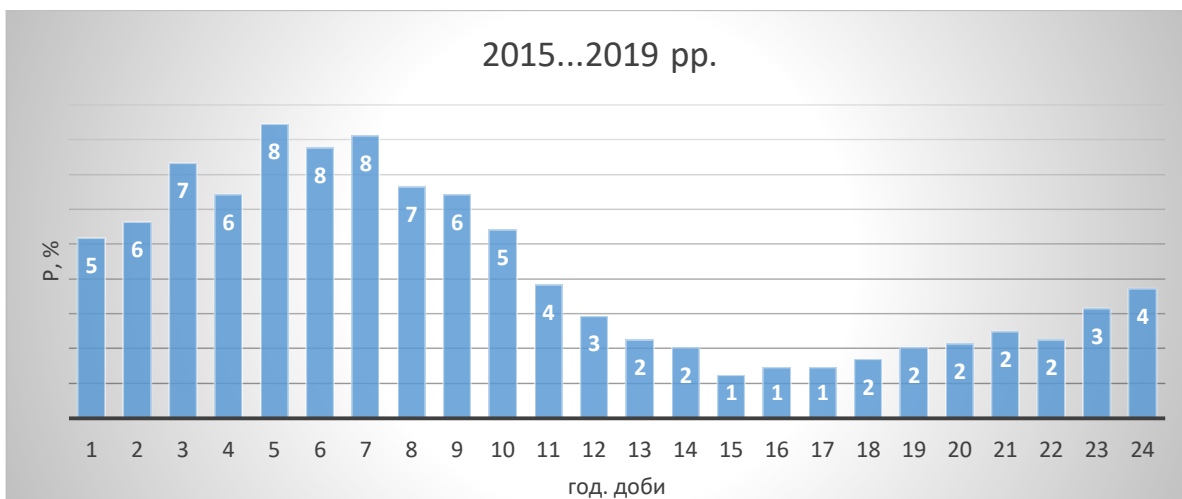


Рис. 3.2.3 – Добовий хід туманів на ст. Жуляни за 2015...2019 р.р.

Так можна відмітити, що максимум повторюваності туманів відмічається з 1 до 10 год. Пік максимумів бачимо з 2 до 10 год.

З ціллю виявлення всього діапазону значень видимості в тумані, що відмічалася за період дослідження, були проаналізовані дані щогодинних спостережень за видимістю, в результаті отримали рис.3.4.

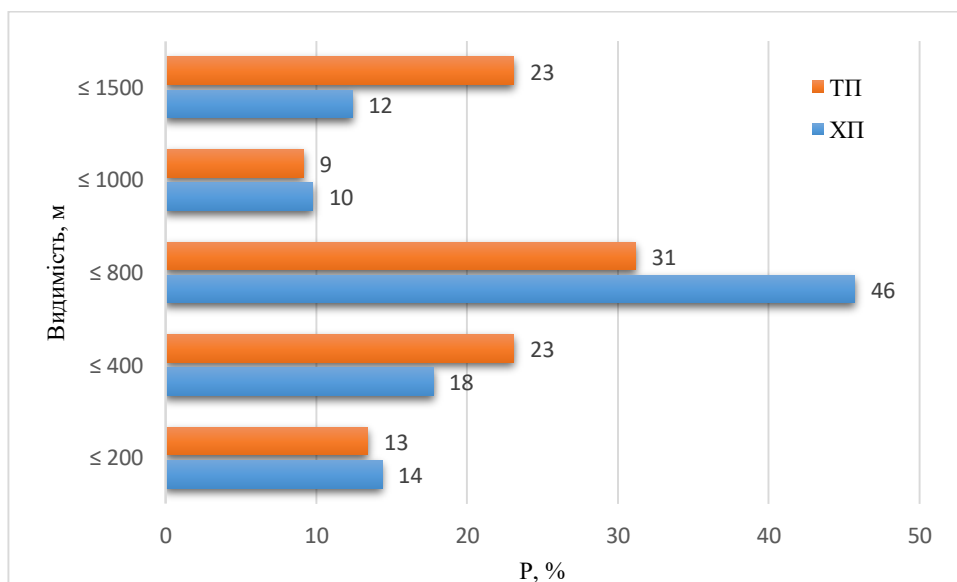


Рис.3.2.4 – Гістограма повторюваності різних значень видимості в теплий та холодний період на ст. Жуляни за 2015...2019 р.р.

Із рис. видно, що найбільшу повторюваність має видимість 800м як в тепле так і в холодне півріччя. Взагалі, видимість більше 800м в тепле півріччя відмічається у 32% випадків, в холодне – 22%. Видимість менше 800м в тепле півріччя спостерігалось у 36% випадків, в холодне – 32%.

3.3 Адвективні зміни температури та вологості повітря перед початком туманоутворення

В якості прикладу розглянемо період туману на ст. Жуляни з 21.10.2019 р. по 23.10.2019 р.

Синоптична ситуація визначалася південно-західною частиною антициклону. На ст. Жуляни в цей день відмічався вітер південного напрямку 2-4 м/с.

Графік змін видимості в зазначений період показав чотири періоди формування туману (рис.3.3.1).

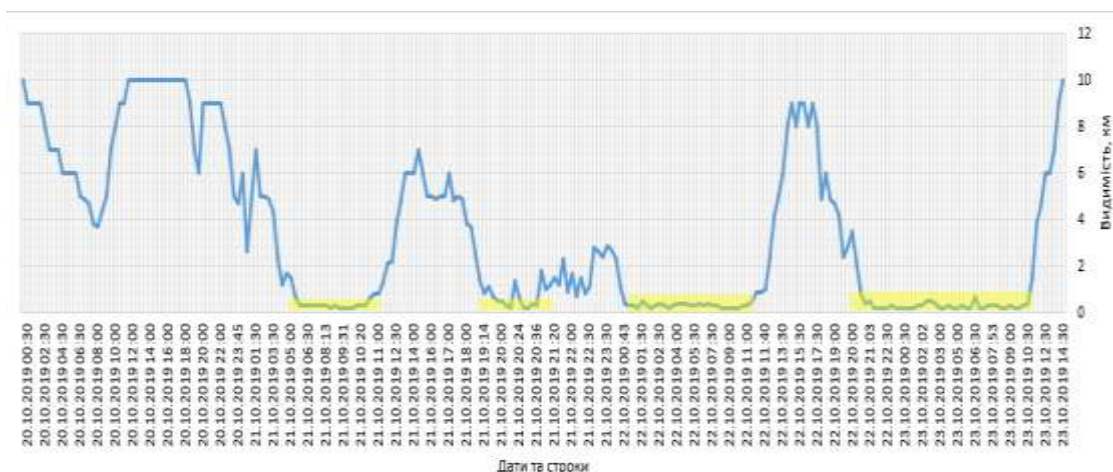


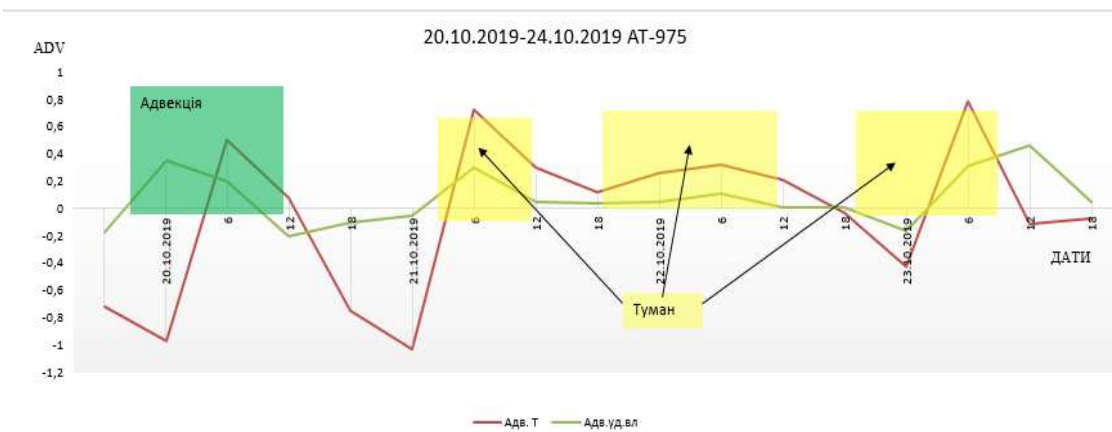
Рис.3.3.1 – Графік змін горизонтальної дальності видимості на ст. Жуляни в період з 20.10.2019 р. по 22.10.2019 р. Жовтим кольором відмічений період існування туману (видимість менше 1000м)

Побудова графіків розподілу адвекції вологи та температури повітря на рівнях від поверхні землі до 850 гПа за день до початку туману та в період його утворення і існування показав, що по всім рівням приблизно за 12 годин до початку туману відмічалася зростання адвекції вологи та температури (рис.3.3.2).

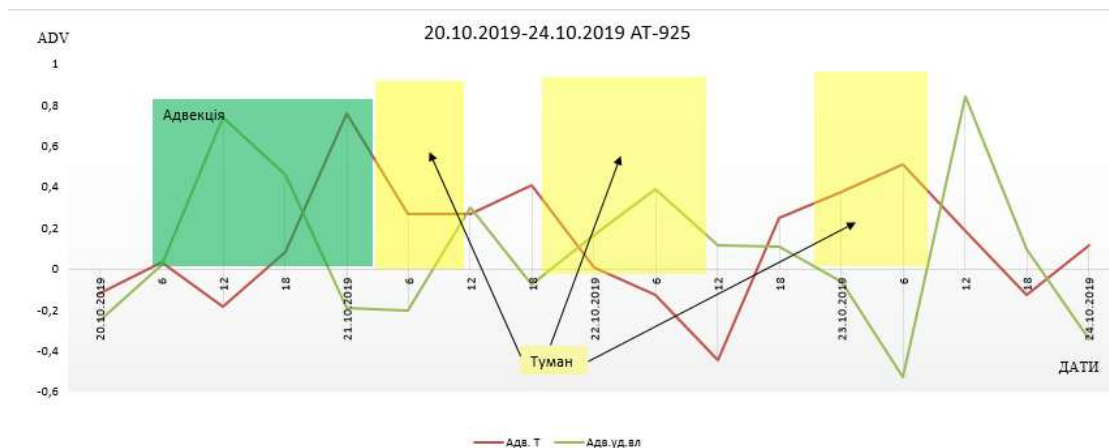
а)



б)



в)



г)

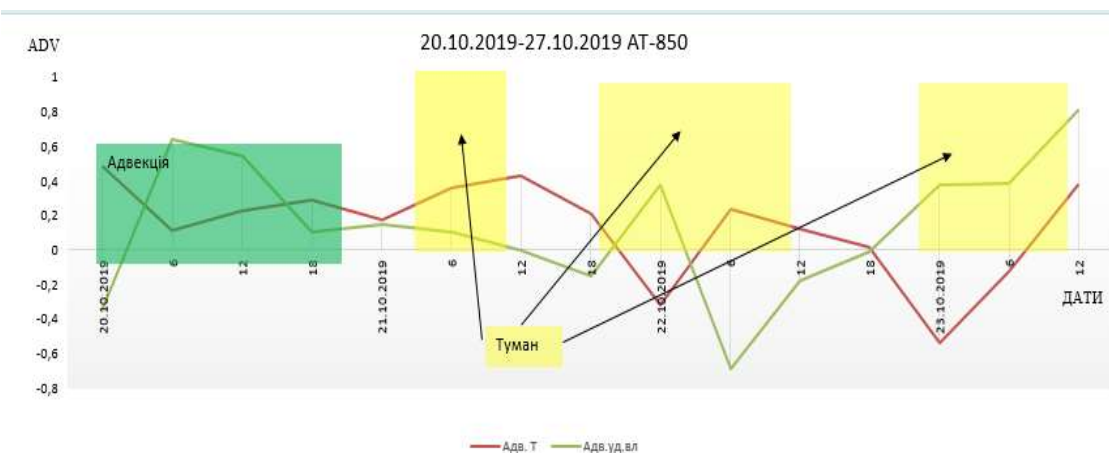


Рис.3.3.2 – Графіки адвективних змін вологи та температури в період формування туману на ст. Жуляни з 20.10.2019 р. по 24.10.2019 р.

При цьому звертає на себе увагу той факт, що у поверхні землі відмічається тільки додатна адвекція температури, в той час як адвекція вологи має від'ємний знак (рис.3.3.2 а). На всіх інших рівнях має місце додатні значення як адвекції вологи так і температури з тією різницею, що адвекція температури починає зростати з деяким запізненням, після початку зростання адвекції вологи.

ВИСНОВКИ

В результаті виконаної роботи можна зробити наступні висновки:

за дослідний період, на ст. Жуляни найбільшу повторюваність мають тумани в холодне півріччя. Таким чином, можна припустити, що більшість цих туманів є адвективного походження;

аналіз добового ходу туманів на ст. Жуляни показав, що максимум повторюваності відмічається з 2 до 10 год. ранку;

найчастіше в тумані на с. Жуляни відмічається видимість <800 м як в тепле так і в холодне півріччя;

дослідження адвекції вологи та температури перед початком розвитку туману показало початок їх зростання приблизно за 12 год до початку туману, при цьому, зростання адвективних значень вологи спостерігається дещо раніше, ніж температури;

у поверхні землі відмічається зростання тільки адвекції температури, в той час як адвекція вологи має від'ємні значення.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. - Л.: Гидрометеиздат, 1991. - 616 с.
2. Зверев А.С. Синоптическая метеорология и основы пред- исчисляемого погоды - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 774 с.
3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. - Л. Гидрометеиздат, 1984. - 752 с.
4. Руководство по короткостроковым прогнозов погоды (Часть1). - Л. Гидрометеиздат, 1986. - 696 с.
5. Івус Г.П. Краткосрочные прогнозы погоды с учетом мезометеорологии. Конспект лекций. – Одесса:, 2007. – 162 с.
6. Gultere, 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.
7. Баранов А.Н., Губицин А., Иоффе Н.Н., Лисодет В.Н. Авиационная метеорология Военное издательство Министерства Обороны СССР Москва, 1971. - 343 с.
8. Баранов А.Н., Солонин С.В., Авиационная метеорология – Ленинград Гидрометеиздат 1975 - 382 с.
9. Баранов А.Н., Богаткина А.Г. и др. Авиационная метеорология. - СПб.: Гидрометиздат, 1992. - 352 с.
10. Богаткина А.Г. Практикум по авиационной метеорология. - СПб: РГГМУ, 2005. - 129 с.
11. Винниченко Н.К., Пинус Н.З., Шметер С.М., Шур Г.Н. Турбулентность в свободной атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 336 с.
12. Клімат України. - К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.

13. Синоптична метеорологія (короткострокові прогнози погоди) (конспект лекцій) - для очної та заочної форми навчання / Івус Г.П. – Одеса, ОДЕКУ, 2003 р. – С. 106.

14. Руководство по практическим работам метеоподразделений авиации Вооруженных Сил. – М.: Воениздат, 1992. – С. 243-263.

15. Електронні щоденники по аеродрому Жуляни <http://rp5.ru>. (дата звернення 12.10.2019).