

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

Кафедра військової підготовки

БАКАЛАВРСЬКА РОБОТА

з дисципліни «Авіаційні прогнози погоди»

на тему: «Розробка методу прогнозу нижньої межі низької хмарності з використанням методу еталонів»

Студента 4 курсу, групи В-41

Спеціальність 103 Науки про Землю

Буряк Вікторії Петрівни
(прізвище, ім'я та по-батькові)

Керівник полковник О.М.Грушевський

Національна шкала _____

Кількість балів: _____ Оцінка: ECTS _____

Члени комісії: полковник

Грушевський О.М.

підполковник

Романенко С.Е.

підполковник

Мансарлійський В.Ф.

ОДЕСА – 2020 р.

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

студентці БУРЯК Вікторії Петрівні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: Розробка методу прогнозу нижньої межі хмарності з використанням «методу еталонів».

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

(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 прогностичні та фактичні дані температурно-вітрового радіозондування атмосфери на станції Одеса для випадків формування низької хмарності.

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

1) узагальнити дані температурно-вітрового зондування атмосфери;

2) автоматизувати метод еталонів;

3) розрахувати побудувати діаграми розсіювання для різних пар предикторів для прогнозу низької хмарності;

4) вичвити найбільш інформативні предиктори для прогнозу низької хмарності;

5. Перелік графічного матеріалу: діаграми розсіювання, табличні форми, рисунки.

6. Консультант розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв
1	.		
2			
3			

7. Дата видачі завдання: 27 квітня 2020 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Пошук літературних джерел за темою магістерської роботи	27.04 – 01.05.20	86	4
2.	Відпрацювання 1 та 2-го розділів роботи	01.05 – 22.05.20	84	4
3.	Рубіжна атестація	23.05.20	85	4
4.	Обробка вхідних даних та розрахункової частини	24.05 – 03.06.20	86	4
5.	Відпрацювання 3-го розділу	04.06 – 07.06.20	84	4
6.	Відпрацювання вступної частини, висновків, списку використаних джерел та додатків	08.06 – 09.06.20	85	4
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	85	4

Студентка _____ Вікторія БУРЯК
(підпис) (ім'я та прізвище)

Керівник роботи підполковник _____ Олег ГРУШЕВСЬКИЙ
(підпис) (ім'я та прізвище)

Зміст

Вступ.....	5
1. Загальні відомості про низьку хмарність та умови її утворення	7
1.1 Загальна характеристика низької хмарності	7
1.2 Особливості переносу в нижніх шарах атмосфери і їх роль у формуванні стратифікації при низькій хмарності	9
1.3 Структура вертикальних профілів швидкості вітру при утворенні низької хмарності	12
1.4 Структура вертикальних профілів напрямку вітру при утворенні низької хмарності	17
2. Основні методи прогнозування низької хмарності	28
2.1 Загальні відомості щодо прогнозування неконвективної внутрішньомасової хмарності.....	28
2.2 Прогноз висоти нижньої межі хмар за методом О. І. Гоголевої.....	27
2.3 Прогноз висоти нижньої межі хмар за методом МГАМЦ	30
2.4 Прогноз виникнення та збереження низької хмарності за методом А. К. Лугченко.....	31
3. Розробка методу прогнозу нижньої межі низької хмарності для станції Одеса	34
3.1 Характеристика вихідних даних та їх первинної обробки	34
3.2 Застосування методу еталонів для прогнозу низької хмарності	35
Висновки	42
Перелік посилань.....	43

ВСТУП

Від прогнозу погоди залежить функціонування окремих галузей народного господарства, однією з яких є авіація, для польотів якої повинні надходити найдетальніші дані про погоду.

Основні ускладнення для пілотів при посадці і зльоті пов'язані з хмарністю і умовами видимості, яка залежить від висоти хмар, вологості і швидкості вітру. Погіршення видимості біля земної поверхні частіше за все відбувається при наявності низьких хмар. Під низькими хмарами розуміють хмари, висота нижньої межі яких менше 600 м, на практиці ж проводиться розрахунок нижньої межі хмар з максимальною висотою 300 м, оскільки для військової авіації саме це її значення має важливе значення. У 80% випадків при висоті хмар близько 100 м горизонтальна видимість біля землі погіршується і становить менше 4 км.

Низька хмарність прогнозується при оцінюванні синоптичних умов, а саме запасу вологості біля поверхні землі та градієнтом температури в шарі земля – 300 метрів. Для прогнозу утворення хмарності з нижньою межею нижче 300 метрів використовуються дані приземних спостережень або радіозондування атмосфери за фактичними значеннями температури, вологості повітря, швидкості вітру або ж розрахунки виконуються за їх похідними та прогностичними даними цих величин.

Актуальність даної теми зумовлюється необхідністю розробки максимально точного прогнозу нижньої межі хмарності на будь-якому етапі підготовки або виконання польотів, оскільки її значення входять до погодного мінімуму командира екіпажу, повітряного судна та аеродрому і суттєво впливають на безпеку зльоту та посадки літальних апаратів.

Метою дослідження є розробка методу прогнозу нижньої межі низької хмарності для ст. Одеса з використанням доступних у оперативній роботі метеопідрозділу даних.

Завданнями, що вирішувалися для досягнення мети дослідження є:

- 1) відбір предикторів для складання прогнозу нижньої межі низької хмарності на ст. Одеса;
- 2) формування вихідного масиву даних;
- 3) графічна обробка даних і автоматизація методу еталонів;
- 4) визначення найбільш інформативних предикторів для прогнозу низької хмарності.

У якості вихідних даних використовувалися:

- 1) дані метеорологічних спостережень РП-5;
- 2) прогностичні дані GFS температури повітря і його відносної вологості у вузлах сітки $0,25 \times 0,25^\circ$.

У першому розділі бакалаврської роботи розглядаються теоретичні відомості про фізичні механізми, синоптичні і метеорологічні умови формування низької хмарності та структуру поля вітру при її формуванні.

Другий розділ присвячений розгляду основних методів прогнозу нижньої межі низької хмарності.

У третьому розділі розглядається використання методу еталонів для прогнозування нижньої межі низької хмарності. Зокрема, наводяться результати розрахунків з використанням різних предикторів та різних вихідних даних (фактичних або прогностичних).

Бакалаврська робота містить 15 рисунків, 5 таблиць, перелік посилань, який складається з 17 позицій.

1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО НИЗЬКУ ХМАРНІСТЬ ТА УМОВИ ЇЇ УТВОРЕННЯ

1.1 Загальна характеристика низької хмарності

Умови польоту літальних апаратів у хмарності визначаються її просторовою структурою (висотою верхньої та нижньої межі, вертикальною потужністю, горизонтальною протяжністю, розшаруванням, товщиною хмарних шарів і безхмарних прошарків), мікрофізичними характеристиками, температурним режимом, водністю і турбулентним станом. Хмарність суттєво впливає на керування літаком, ускладнює пілотування, візуальне спостереження і орієнтацію, впливає на профіль польоту і вибір маршруту, ускладнює виконання маневрів по висоті та виконання польотних завдань [1].

Однією з основних причин виникнення низької хмарності є охолодження вологого повітря при його підйомі. Його можуть спричиняти адіабатичне розширення повітря при підйомі і радіаційне охолодження. Низька хмарність може спостерігатися на атмосферних фронтах усіх типів, а також усередині однорідних повітряних мас в антициклонах, що сформувалися в морському повітрі помірних широт, або в теплих секторах циклонів і баричних сідловинах.

Висота нижньої межі низької хмарності досить мінлива у часі і просторі. Ця характеристика надзвичайно важлива для оцінки метеорологічних умов польоту, посадки літаків і польоту на малих висотах. Найбільша мінливість висоти нижньої межі характерна для шаруватих розірваних хмар (*St fr*), а також вона змінюється при опадах з шарувато-дощових хмар (*Ns*).

Найбільш стійкими по висоті є шарувато-купчасті хмари (*Sc*). Просторова мінливість висоти нижньої межі фронтальних хмар більш значна,

ніж внутрішньо масових, і залежить від типу атмосферного фронту і сезону року [2].

Шаруваті хмари (*St*), частіше за все, виникають у підінверсійному шарі, коли повітря в ньому досягає стану насичення. Нижня межа хмар, як правило, знаходиться на висоті 100-300 м, але може опускатися до 50 м, в окремих випадках і до земної поверхні.

Коливання висоти нижньої межі значно ускладнює політ на малих висотах. Горизонтальна протяжність хмар може сягати сотень і навіть тисяч кілометрів. Вертикальна протяжність шаруватих хмар зазвичай не перевищує 600 м, але в особливих випадках може й перевищувати 600 м.

Шарувато-купчасті хмари (*Sc*) можуть бути щільними і з просвітами. Висота нижньої межі щільних хмар частіше за все 300-600 м, товщина – 600-1000 м і більше. Висота нижньої межі хмар з просвітами складає 500-1000 м, товщина – 100-300 м. В зонах атмосферних фронтів існують і розшаровані хмари.

Шарувато-дощові хмари (*Ns*) типові для фронтальних розділів. Висота їх нижньої межі і вертикальна потужність залежать від відстані до приземної лінії фронту, поблизу якої мінімальна висота хмар (разом з розірвано-шаруватими) складає 100-200 м, а іноді і менше.

Товщина хмар змінюється від декількох сотень метрів до декількох кілометрів. В усі сезони року при польоті в шарувато-дощових хмарах на літаках можливе виникнення значних зарядів статичної електрики від тертя мілких крапель водяної пари об обшивку літака на великих швидкостях.

У верхніх шарах тропосфери і в нижній стратосфері в помірних широтах метеорологічні умови польоту з точки зору розподілу хмарності більш сприятливі, ніж в нижніх шарах тропосфери, оскільки на висотах 10-11 км хмари зустрічаються лише у 25 % випадків [1].

1.2 Особливості переносу в нижніх шарах атмосфери і їх роль у формуванні стратифікації при низькій хмарності

Аналіз швидкостей переносу, розрахованих з допомогою побудови 12-часових траєкторій на стандартних рівнях нижньої половини тропосфери, дозволив виявити існування максимуму, розташованого в середньому найбільш часто на рівні 600 м над поверхнею Землі. На рівні максимуму швидкості перенесення спостерігаються найбільші адвективні зміни температури, що впливають на формування стратифікації нижніх шарів, істотно різною при адвекції тепла і холоду. Це призводить до особливостей в утворенні нижніх хмар.

Одним з основних факторів, що призводить до локальної появи хмар і зміни висоти їх нижньої межі, є адвекція тепла і вологи, що визначається в оперативній практиці за допомогою побудови траєкторій перенесення по напрямку зі швидкістю градієнтного вітру. Адвективні зміни температури точки роси, з допомогою яких опосередковано оцінюється вплив трансформаційних змін повітряної маси шляхом перенесення на формування нижніх хмар, зазвичай знаходяться при цьому по наземним даним.

Разом з тим у формуванні умов, що сприяють появі нижніх хмар, велику роль повинен грати розподіл швидкості переносу по вертикалі, від якого значною мірою залежить турбулентний режим, а також утворення затримуючих шарів у нижній частині атмосфери у процесі перенесення.

Швидкість перенесення уздовж траєкторії можна розглядати як сукупність індивідуальних швидкостей частинки повітря в різні моменти часу. Вважається можливим поширити на профілі швидкості переносу вздовж траєкторій деякі закономірності, що характеризують розподіл вітру з висотою, отримані теоретичним шляхом [8, 16] і які знайшли підтвердження в середніх значеннях мережевих спостережень над вітром. Найбільш

суттєвими для формування стратифікації та умов обміну в нижніх шарах атмосфери є наступні особливості теоретичного профілю вектора вітру [8]:

а) уповільнення, а потім і припинення зростання швидкості вітру (в окремих випадках навіть її зменшення) у шарі між рівнями досягнення відповідно швидкості та напрямку градієнтного вітру;

б) залежність кута відхилення вектора швидкості приземного від стійкості нижнього шару атмосфери (кут більше при стійкій стратифікації, ніж при нестійкій).

Перша з зазначених особливостей була виявлена в ряді випадків появи нижніх хмар у вигляді чітко вираженого максимуму в профілі швидкості перенесення на рівнях 600-900 м [6]. Тут же спостерігалися найбільші адвективні зміни температури, і точки роси; вони збільшувалися з висотою до рівня максимальної швидкості переносу і були відносно невеликими на всіх верхніх рівнях навіть в тих випадках, коли, знову зростаючи від рівня 900-1500 м, швидкість переносу значно перевищувала таку на рівні нижнього максимуму. Такий розподіл адвективних змін температури, навіть без впливу підстильної поверхні, в разі адвекції тепла повинно збільшувати стійкість нижніх шарів повітря, у разі адвекції холоду – їхню нестійкість.

Зауважимо, що увагу ряду дослідників було звернено на існування окремих максимумів в профілі вітру в нижніх 1,5 км, швидкість в яких іноді значно перевищувала швидкість градієнтного вітру. Зазначалося при цьому, що максимумами в профілі швидкості вітру можуть характеризувати істотно різні явища - від нічного посилення вітру на верхній межі інверсії до великомасштабних струминних течій нижніх рівнів [10].

Друга особливість розподілу вектора вітру з висотою стосовно до нижньої хмарності розглядалася в роботі [7] у зв'язку з адвекцією температури: при адвекції тепла було відзначено більш значне праве обертання вітру з висотою, ніж при адвекції холоду, коли це обертання могло і не спостерігатися.

Становить інтерес розглянути, наскільки закономірними є зазначені вище особливості розподілу перенесення по висоті, щоб скласти уявлення про їх роль у формуванні характерних рис структури нижніх шарів атмосфери, що сприяють появі низьких хмар.

У роботі [7] узагальнено дані 641 траєкторії; у семи пунктах траєкторії були забраковані із-за поганої освітленості районів спостереженнями.

Для аналізу перенесення в різних частинах баричного поля при різній адвекції температури був обраний період з 1 по 3 березня 1961 р., який входив в число випадків спеціальних спостережень при вивченні умов формування нижніх хмар. Перенесення розглядалось за допомогою побудови 12-часових траєкторій біля поверхні Землі і на висотах 300, 600, 900, 1500 і 3000 м. Розрахунок траєкторій проводився на електронній обчислювальній машині за схемою А. В. Бурцева і В. П. Ветлова [9]. Був використаний діагностичний варіант цієї схеми для розрахунку траєкторій за полем вітру, згідно з яким в машину вводяться значення компонентів вітру u і v у вузлах географічної сітки. Розрахунок був виконаний для 108 пунктів, розташованих більш або менш рівномірно на Європейській території СРСР і в прилеглих до неї районах Західного Сибіру, для двох термінів (3 і 15 годин) кожного дня обраного триденного періоду. Всього, таким чином, для всіх шести термінів спостережень на кожному із зазначених вище рівнів було отримано 648 траєкторій, представлених у вигляді двох шестигодинних відрізків переміщення повітряних частинок

Для подальшого аналізу і узагальнення даних уздовж кожної траєкторії була визначена середня швидкість переносу в км/год; напрямок, звідки походив перенесення, виражену в градусах, бралось по прямій, що з'єднує початкову і кінцеву точки траєкторії.

Вже попередній перегляд кожного профілю швидкості перенесення показав, що в 614 випадках з 641 можна було виявити максимум на одному з розглянутих рівнів. Однак приблизно в U_3 випадків максимумів виявилось два. При визначенні висоти розташування максимуму для подальшої обробки

матеріалу брався перший по висоті максимум, оскільки нас цікавили умови переносу в самих нижніх шарах атмосфери..

Виняток становили випадки максимумів швидкості перенесення біля поверхні Землі, що спостерігалися в 11% випадків. Для них був прийнятий такий порядок: якщо, окрім максимуму біля поверхні Землі до висоти 1,5 км спостерігався другий максимум, то бралася висота останнього; якщо другого максимуму не було, випадок належав до групи, в якій максимуму в профілі швидкості переносу не спостерігалось.

Нам представлялося доцільним спробувати охарактеризувати основні риси розподілу по висоті переносу при різній адвекції температури, яка визначалася як найбільш ймовірна при даній синоптичній ситуації.

В результаті такого відбору були виділені шість груп синоптичних положень, при яких розраховувалися траєкторії перенесення; вони зазначені в наведених нижче таблицях.[5]

1.3 Структура вертикальних профілів швидкості вітру при утворенні низької хмарності

Повторюваність випадків, коли на одному з рівнів від 300 до 1500 м спостерігався максимум швидкості переносу, в середньому склала 91% (табл. 1). У більшості випадків (в середньому 78%) максимум розташовувався на висоті 300 або 600 м і лише в 3% випадків зустрічався на рівні 1500 м. Приблизно така ж повторюваність спостерігалася і при різних синоптичних положеннях. Разом з тим можна відзначити деякі особливості в розташуванні максимуму швидкості.

У випадках адвекції тепла (в передній і південній частинах циклонів і в суміжних з ними периферійних частинах антициклонів) положення максимуму швидкості перенесення частіше було більш високим, ніж при

інших синоптичних положеннях. Найбільш часто максимум розташовувався на висоті 600 м і його повторюваність на висоті 300 м була менше, а на висоті 900 м відповідно більше, ніж при всіх інших ситуаціях. Такий розподіл повторюваності знайшов відображення і в профілях середніх значень швидкостей переносу, які представлені на рис. 1.1 (криві 1 і 2).

Таблиця 1. – Повторюваність (%) висоти максимуму в профілі швидкості переносу

Синоптичне положення	Рівні розміщення максимуму (м)				Число випадків	Повторюваність (%) максимуму швидкості	Загальне число випадків
	300	600	900	1500			
Передня частина циклона, західна периферія антициклона	29	39	26	6	110	93	118
Теплий сектор циклона, північна периферія антициклона	21	54	21	4	77	92	84
Тил циклона, східна периферія антициклона	39	40	17	4	151	90	167
Північна частина циклона, південна периферія антициклону	47	34	19	-	64	90	71
Малоградієнтна область зниженого тиску	57	28	13	2	54	89	61
Гребінь	41	39	17	3	129	92	140
В середньому	38	40	19	3	585	91	641

Обидва профілі відповідають в основному адвекції тепла, на висоті 600 м розташовується добре виражений максимум швидкості переносу. Слід зауважити, що в цих випадках було порівняно невелика кількість подвійних максимумів (близько 20% випадків), а також часто спостерігалися великі перепади швидкості при її зменшенні в шарі над максимумом.[4]

Це, мабуть, сприяло збереженню достатньо чіткого максимуму при осередненні значень швидкості на окремих рівнях. Найбільші зміни

швидкості по висоті, що спостерігалися в нижніх 300 м, склали в середньому близько 11 км/годину, тобто 3 м/с на 100 м; однак і в шарі 300-600 м вони залишалися досить великими (близько 1,5 м/с на 100м).

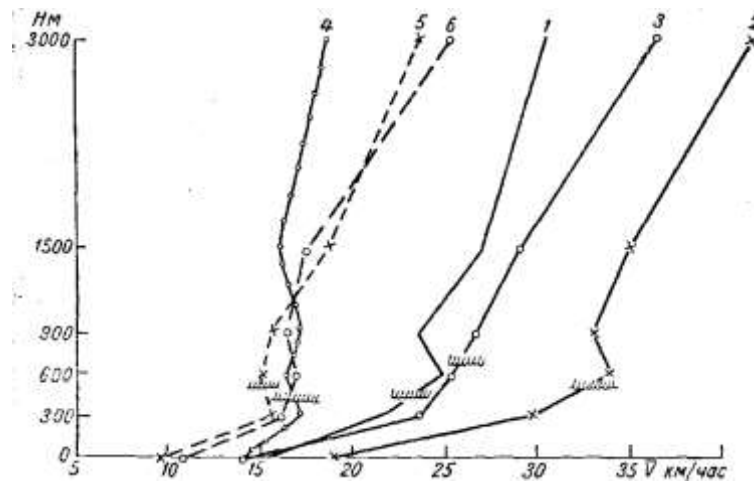


Рис. 1.1 Профілі середніх швидкостей переносу

1 - в передній частині циклону і на західній периферії антициклону; 2 - у південній частині (теплому секторі) циклону і на північній периферії антициклону; 3 - у тилу циклону та на східній периферії антициклону; 4 - у північній частині циклону і на південній периферії антициклону; 5 - в розмитій області зниженого тиску; 6 - в гребені високого тиску. Штрихуванням вказано середнє положення нижньої межі хмар.

При адвекції холоду (в тилу циклону і на східній периферії антициклону) повторюваність максимуму швидкості на висотах 300 і 600 м, згідно з даними табл. 1, була практично однакова, причому у сумі склала близько 80%. Приблизно така ж повторюваність висоти максимуму спостерігалася і в гребені підвищеного тиску. Однак профілі середніх швидкостей переносу (криві 3 і 6 на рис. 1.1) істотно різні. Тут в першу чергу позначилася, очевидно, відмінність у значеннях самих швидкостей, особливо істотна від висоти 300 м і вище.

В результаті цього в тилу циклону і на східній периферії антициклону (при адвекції холоду) в нижніх 300 м спостерігаються дуже великі вертикальні градієнти швидкості переносу, приблизно рівні градієнтам в

цьому шарі при адвекції тепла. Вище, до 1,5 км, в середньому спостерігається лише уповільнене зростання швидкості переносу, незважаючи на зазначену раніше велику повторюваність максимуму на двох нижніх рівнях і на малу повторюваність подвійних максимумів (18% випадків). Такому вирівнюванню ходу середніх значень швидкості по висоті, як показав аналіз окремих випадків перенесення, сприяли відносно невеликі зміни швидкості в шарі її зменшення над максимумом.

Профіль середньої швидкості переносу в гребені близький до такого у малоградієнтній області низького тиску (крива 5). Деякі розбіжності спостерігаються лише у шарі 300-900 м з-за різної висоти максимальної швидкості переносу.

Більш низьке положення максимуму в профілі швидкості в областях зниженого тиску обумовлено його повторюваністю на висоті 300 м, яка склала більше половини випадків (табл. 1.1). Подвійні максимуми при кожній із зазначених ситуацій спостерігались приблизно у 25% випадків, що сприяло відносно малим змінам середньої швидкості по висоті в шарі 300-900 м.

Дуже часто, майже в половині випадків, перший максимум швидкості перенесення розташовувався на висоті 300 м також у північній частині циклону і на південній периферії антициклону. Однак профілів середніх швидкостей переносу на рис. 1 (крива 4) є два максимуми швидкості. Причиною цього стали часті випадки звернення вітру з висотою при даних ситуаціях. В результаті тут спостерігалось найбільше число випадків подвійних максимумів, в тому числі і таких, коли перший максимум розташовувався біля поверхні Землі (всього випадків з подвійним максимумом було близько 70%, із них з максимумом біля поверхні Землі 30%).

Була зроблена спроба знайти залежність висоти положення максимуму від швидкості перенесення біля поверхні Землі. Прямий зв'язок встановити не вдалося, так як при будь-якій висоті розташування максимуму і при всіх

синоптичних положеннях швидкості біля поверхні Землі (за даними флюгера) у 80-85% випадків не перевищували 25 км/год (7 м/с). Однак, як впливає з рис. 1.1, а також з рис. 2.1, положення максимуму залежить від зміни швидкості переносу по висоті, яке, в свою чергу, визначається баричним градієнтом.

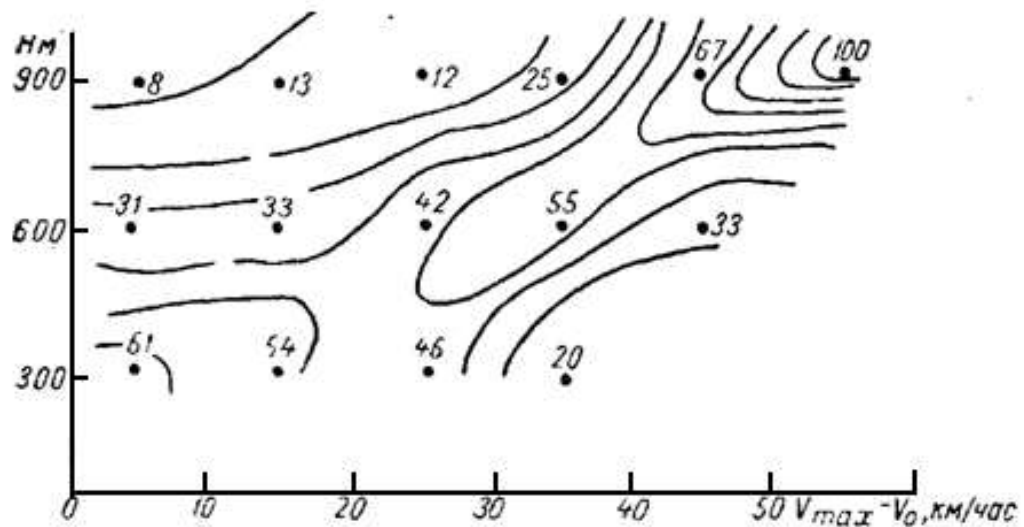


Рис. 2.1 Повторюваність висоти максимуму в профілі швидкості переносу в залежності від різниці швидкостей на рівні максимуму (V_{max}) і біля поверхні Землі (V_0).

Так, в областях великих швидкостей градієнтного вітру положення максимуму в середньому трохи вище, ніж у малоградієнтних баричних утвореннях. Величина градієнтного вітру, як відомо, значною мірою визначає і умови турбулентного обміну в нижньому шарі, що знайшло відображення в наведених значеннях різниць швидкостей по висоті в нижніх 300 м при адвекції тепла і холоду.

1.4 Структура вертикальних профілів напрямку вітру при утворенні низької хмарності

Зміна з висотою напрямки міграції, як зазначалося вище, має важливе значення. Однак досліджувати це питання шляхом узагальнення всіх даних не представилося можливим через велике число випадків перенесення в малоградієнтних баричних утвореннях. У цих умовах часто спостерігалися значні зміни напрямку по висоті, мабуть, викликані розшаруванням потоків. У зв'язку з цим важко виявити які-небудь закономірності і, тим більше, погодити ці зміни з адвекцією температури.

Тому були відібрані випадки перенесення в області циклону (передня частина, теплий сектор, тил) та проведено порівняння положень траєкторій, розрахованих на рівнях 300-1500 м з траєкторією, побудованої за градієнтному вітру біля поверхні Землі. Остання в 88% випадків виявилася досить близькою до однієї з траєкторій на висотах 600, 900 або 1500 м, однак розташовувалася або трохи лівіше або кілька правіше пучка траєкторій на нижчих рівнях; швидкість, визначена за нею, була в середньому на 3 км/год менше, ніж максимальна швидкість. Поділ всіх випадків за положенням траєкторії перенесення на рівні градієнтного вітру в залежності від адвекції температури представлено в табл. 2.

Таблиця 1.2 – Повторюваність (%) положення траєкторії перенесення на рівні градієнтного вітру відносно нижче розташованих траєкторій (правіше, лівіше)

Характер адвекції	правіше	лівіше
Тепло	100	-
Холод	23	77

Результати, отримані за табл. 1.2 при адвекції тепла, говорять про те, що праве обертання вітру в приземному шарі, обумовлене ослабленням з висотою впливу тертя, очевидно, посилюється при адвекції тепла; внаслідок цього вона досить добре виражена і в зміні з висотою напрямки міграції, отриманого за допомогою траєкторій. Цікаві дані при адвекції холоду, вказують на те, що внесок адвекції температури в нижньому шарі в більшості випадків перекидає вплив тертя на зміну напрямку з висотою.

Для того щоб зробити більш точні висновки щодо змін напрямку переносу по висоті, випадки адвекції тепла і холоду були проаналізовані шляхом побудови спеціальних графіків, приклад яких наведено на рис. 1.3. При цьому можна було виявити наступні досить загальні закономірності.

В областях адвекції тепла траєкторії перенесення, розташовані нижче рівня максимальної швидкості, завжди з висотою відхилялися вправо. Іноді кут повороту був дуже значним, як, наприклад, у випадку, наведеному на рис. 1.3 а, хоча в цілому цей випадок, що спостерігався в теплом секторі циклону, досить типовий для адвекції тепла.

Вище рівня максимальної швидкості, на якому адвективні зміни температури, як правило, були найбільшими, траєкторії перенесення кілька відхилялися вліво (спостерігалось ослаблення адвекції тепла, тобто була відносна адвекція холоду). У разі адвекції холоду в тилу циклону або улоговини спостерігався дуже слабкий правий або лівий поворот траєкторій перенесення, а практично її напрям можна було вважати незмінним до рівня максимальної швидкості.[5] Вище цього рівня внаслідок зменшення адвекції холоду в ряді випадків траєкторія відхилялася трохи вправо (відносна адвекція тепла). Наведений для цих випадків приклад на рис. 1.3б відповідає перенесенню в тилу улоговини за холодним фронтом, де, як можна бачити, адвективні зміни температури були дуже не великими. Однак особливості, що характеризують адвекцію холоду, досить добре виступають і тут.

Слід зауважити, що мінливість по висоті адвективного вкладу температури до рівня максимуму була у всіх випадках більше при адвекції тепла, ніж при адвекції холоду.

Мабуть, це узгоджується з виявленими в цих випадках відмінностями в зміні з висотою напрямків міграції. Зміна напрямку з висотою є додатковою характеристикою при визначенні зсувів ветру. Останні, як відомо, в поєднанні з вертикальним градієнтом температури в якому-небудь шарі визначають рівень турбулентної енергії цього шару. Зсуви вітру понад 3 м/с на 100 м самі по собі забезпечують такий рівень турбулентної енергії, при якому $\gamma \rightarrow \gamma_a$ навіть в шарі інверсії [12].

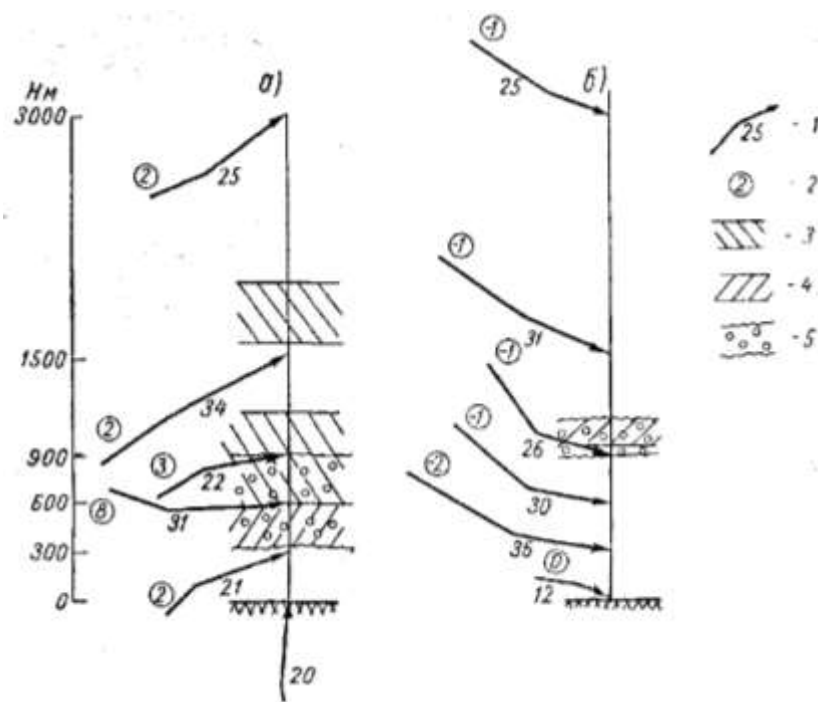


Рис. 1.3 Перенесення на різних рівнях в Києві в 03 години 1/111 (а) і в 15 годин 2/111 (б) 1961 р.

1 - напрямок і середня швидкість (км/год) перенесення; 2 - адвективні зміни температури на даному рівні, 3 і 4 - відповідно ізотермія та інверсія, 5 - шар хмар.

Для формування нижніх хмар суттєвим є також зменшення турбулентного обміну з висотою [14]. Тому становило інтерес розглянути зміну перенесення, як одну з характеристик зміни рівня турбулентної енергії в окремих шарах до рівня максимальної швидкості.

Наведені нижче дані отримані за вітровим спостереженнями, тобто відносяться до окремих моментів часу, але, очевидно, їх можна поширити і на перенесення протягом кількох годин.[10] У середньому найбільші зміни швидкості вітру з висотою спостерігаються в нижніх 100 м, далі вони поступово зменшуються приблизно до висоти 500 м, а вище (до 800 м) стають незначними [15, 17]. Якщо розглядати зсув вітру, то навіть їх середні значення в нижніх 100 м значно перевищують 3 м/с, а потім поступово зменшуються з висотою: до 2 м/с на висоті 300 м і до 1 м/с на висоті 600-700 м [12]. У цьому дослідженні за шаропілотним спостереженнями у Внуково в холодні місяці 1964 р. повторюваність зрушень від вітру 3 м/с і більше склала в нижніх 100 м в циклоні до 30 - 40% випадків (відповідно при адвекції холоду і тепла), в антициклоні 25-28% випадків і в розмитих баричних утвореннях 17 - 19% випадків.

В шарі 100-200 м повторюваність цих зрушень в циклоні становить 25-30%, а в антициклоні - 15-17%, в розмитих областях - 8%; в шарі 200-300 м лише при адвекції тепла в циклоні повторюваність цих величин зрушень вітру досягає 16% і 10% випадків вони зустрічаються в шарі 300-600 м. При цьому лише у випадках дуже слабких вітрів (1-2 м/с) на одному, зазвичай нижньому, рівні шару можна знехтувати зміною напрямку при визначенні зрушень вітру. Вже при швидкості 5 м/с зміна напрямку істотно впливає на величину зсуву, а при швидкості 10 м/с на нижньому рівні значення зрушень вітру дуже сильно змінюються навіть при невеликих різницях напрямків вітру на двох рівнях.[11]

Таким чином, в умовах адвекції тепла розподіл перенесення по висоті, що характеризується значними змінами напрямку до рівня максимуму швидкості, сприяє найбільшою повторюваності зрушень вітру, що

перевищують критичні значення, при яких відбувається руйнування інверсії. Найбільші зміни швидкості та напряму переносу спостерігаються, як випливає з викладеного вище, в нижніх 300 м> внаслідок чого з висотою рівень турбулентної енергії слабшає. В областях адвекції холоду і тим більше в малоградієнтних баричних утвореннях зрушення вітру, як фактор турбулентності грають роль в основному лише в самих нижніх 200-100 м.

Зазначені вище особливості перенесення дозволяють укласти, що повинна існувати зв'язок між положенням максимуму швидкості переносу та інверсією, спостерігається досить часто в нижній частині атмосфери в холодну пору року. [12] При високих значеннях вологості в нижньому шарі атмосфери інверсія сприяє появі хмар, затримуючи турбулентний перенос вологи у вище лежачі шари. Порівняння положення рівня максимальної швидкості переносу з положенням інверсії в нижньому шарі проводилося для тих пунктів, де були дані зондування атмосфери. Необхідно при цьому зробити наступні застереження: межі шарів інверсії і ізотермія визначалися безпосередньо за спостереженнями, в той час як траєкторії будувалися на стандартних рівнях, які могли дещо відрізнятися від фактичних рівнів максимумів швидкості переносу. Тому наступні висновки зроблені на підставі найбільш часто спостерігалися сполучень і на середніх значеннях.

Теж, але в дещо меншій мірі, відноситься і до зв'язку максимумів з хмарними шарами, оскільки висота нижньої межі хмар в основному знімалася з синоптичних карт (крім 15 пунктів літакового зондування), де вона зазначена градаціями. Для кожного випадку розглядалися траєкторії перенесення за 12 год, що передують того терміну спостережень, до якого ставилися стратифікація і хмарність. Останні, таким чином, повинні були наслідком умов переносу, включаючи і вплив трансформаційних факторів.

Було виявлено, що в значній більшості випадків при існуванні максимуму в профілі швидкості переносу в нижньому кілометровому шарі атмосфери тут спостерігалася і інверсія; у випадках відсутності максимуму швидкості не було і затримує шару або він розташовувався на більш високих

рівнях, поза шару тертя. Однак розташування максимуму відносно нижнього шару інверсії було кілька по-різному у випадках адвекції тепла і адвекції холоду.[10] Так, у випадках адвекції тепла максимум швидкості зазвичай розташовувався в шарі інверсії, вище якої швидкості кілька слабшали. У разі адвекції холоду максимум швидкості був на нижній межі інверсії або в підінверсійному шарі, так що в самій інверсії швидкості перенесення слабшали. У малоградієнтних баричних утвореннях могли зустрічатися і ті й інші випадки розташування максимуму швидкості відносно затримуючого шару.

Положення хмарних шарів по відношенню до положення максимуму в середньому профілі швидкості перенесення представлено на рис. 1.4. Тут відібрані випадки (всього їх було 369) з хмарами в кількості 7-10 балів з висотою нижньої межі в межах нижнього кілометри, причому вони, так само як і 272 випадку без нижніх хмар, були розділені на дві групи - за характером кривизни ізобар приземного поля тиску.

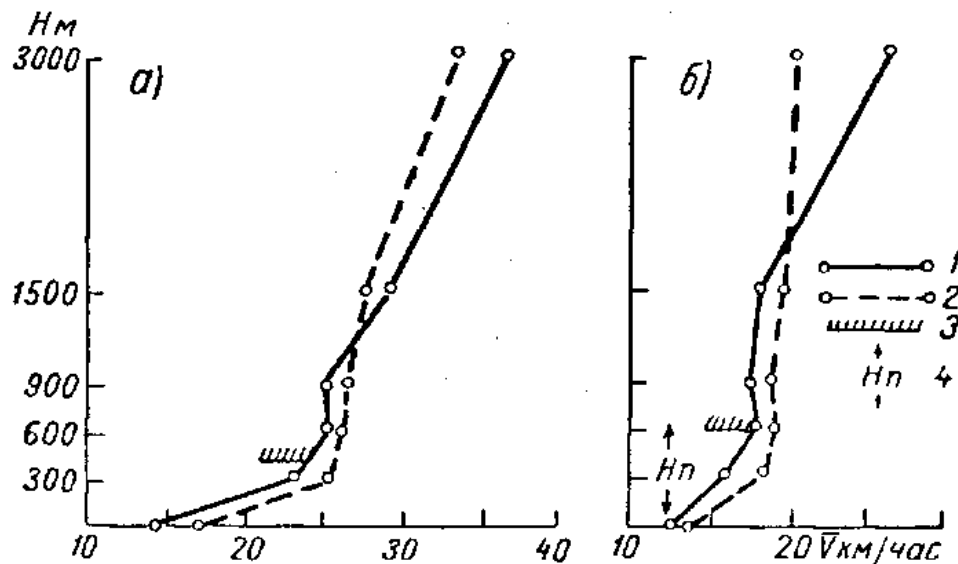


Рис. 1.4 Профілі середніх швидкостей переносу в циклоні (а) та антициклоні (б).

1 і 2 - відповідно при нижніх хмарах і без них, 3 - середнє положення нижньої межі хмар, 4 - середня висота прикордонного шару.

Як впливає з рис. (1.4), в циклонічних областях в середньому нижня межа хмар розташовувалася нижче максимуму швидкості, антициклонічних її середнє положення відповідало рівню максимальної швидкості переносу. Це підтверджує наведені вище результати узагальненого аналізу окремих випадків щодо взаємного розташування максимумів швидкості переносу і шарів інверсії.

Цікаво також відзначити, що швидкість перенесення в нижніх шарах в середньому при нижніх хмарах була дещо меншою, ніж у випадках без хмар. Однак в останніх випадках зміни швидкості переносу по висоті були в основному лише в нижніх 300 м, у той час як у випадках з хмарами ці зміни достатньо великі до висоти 600 м. Розташований на цій висоті максимум у випадках нижніх хмар виражений більш чітко.

Якщо прийняти, що в середньому вітер досягає швидкості градієнтного на висоті 1-1,5 км [16], то, розглядаючи рис. 1.4, можна зробити наступний висновок: в циклонічних областях підвищенню хмар сприяють більш активні процеси, з великими градієнтами тиску, а в антициклонічних областях - навпаки.

На рис. (1.4 б) наведена також розрахована за формулою Д. Л. Лійхтмана висота прикордонного шару за даними швидкості переносу у випадках нижніх хмар. При цьому було прийнято $V_e = V_{1500}$ і $\gamma = 0,6^\circ/100$ м. Розрахунок був зроблений тільки для антициклону, так як формула в роботі [16] придатна лише для стаціонарних умов, яким більше задовольняють умови в антициклоні.

В середньому висота прикордонного шару співпала з рівнем максимальної швидкості переносу і з середнім положенням нижньої межі хмар, що вказує на існування зв'язку між цими трьома рівнями.[16]

Для уявлення про те, як часто спостерігалися різні поєднання відносного розташування максимуму швидкості і висоти нижньої межі хмар (хмарного шару) при різних синоптичних положеннях, наводиться табл. (1.3),

У цій таблиці дана повторюваність випадків розташування максимуму (якщо їх було два, то першого з них по висоті, H_{t1}) вище або поблизу нижньої межі хмар. Можна бачити, що у випадках, коли могли бути найбільші градієнти тиску (перші три рядки таблиці), сумарна повторюваність зазначених двох положень склала від 79 до 88%.

У малоградієнтних баричних утвореннях, а також у випадках частого звернення вітру з висотою повторюваність цих випадків лише трохи більше половини (55-60%), в інших випадках нижня межа хмар розташовувалася вище максимуму, положення якого було, як правило, низьким.

В таблиці вказана також повторюваність випадків, коли цей максимум був єдиним (H_t ці випадки були часті в гребені високого тиску) і наведена повторюваність випадків, коли вище нижньої межі хмар (але не обов'язково в межах хмарного шару, частіше вище нього) спостерігався другий максимум ($H_{t\%}$).[15]

Додатковий аналіз випадків подвійних максимумів швидкості переносу в пунктах літакового зондування атмосфери показав, що часто з ними були пов'язані два шари хмар.

Відсутність одного з шарів відповідало великим дефіцитів точки роси. При цьому можна було встановити наступне.

При температурі повітря біля поверхні Землі від 0 до -5°C (значення, при яких у досліджуваному періоді проводилось зондування) хмари в межах нижнього кілометра спостерігались лише при дефіциті точки роси біля поверхні Землі не більше 2°C і в шарі хмар не більше 1°C ; самі низькі хмари висотою менше 300 м спостерігались тільки при дефіциті точки роси у всьому нижньому шарі, включаючи і приземний, менше 1°C .

Якщо дефіцити перевищували зазначені межі, хмари розмивалися. Остаточне розмивання найнижчих хмар було при дефіциті у поверхні Землі і в хмарі більш 2°C , а хмар з нижньою межею 300-600 м – при дефіциті в хмарі понад 3°C .

Хмарні шари, розташовані вище 1 км, існували при дефіциті точки роси до 4°C, хоча у вигляді суцільного хмарного покриву вони з'являлися при дефіциті точки роси $\leq 2^\circ\text{C}$.

Проведений аналіз дозволяє зробити висновок, що при адвекції тепла особливостями перенесення створюються всі необхідні умови для формування інверсії у верхній частині шару, обмеженого рівнем максимальної швидкості, внаслідок збільшення адвективних змін температури з висотою, великих зсувів вітру в нижніх 300 м, поступового ослаблення зсувів з висотою.

Таблиця 1.3 – Повторюваність (%) розміщення нижньої границі хмар відносно рівня максимальної швидкості переносу

Синоптичне положення	Положення висоти хмар (H_0) відносно висоти максимуму (H_m)				Число випадків з хмарністю		
	$H_0 < H_{m1}$	$H_0 = H_{m1}$	$H_{m1} < H_0 < H_{m2}$	$H_0 > H_m$	с максимумом швидкості	без максимуму швидкості	Загальне
Передня частина циклона, західна периферія антициклона	63	25	2	10	57	4	61
Південна частина (теплий сектор) циклона, північна периферія антициклона	58	21	6	15	33	3	36
Тил циклона, східна периферія	55	26	13	6	129	8	137
Північна частина циклона, південна периферія антициклона	33	20	47	—	15	—	15
Розмита область зниженого тиску	33	20	40	7	40	2	42
Гребень високого тиску	41	19	14	26	76	2	78
В середньому	47	23	18	12	350	19	369

Турбулентний обмін, який з цього випадку захоплює і шар інверсії, тут обумовлений виключно зсувами вітру (динамічним фактором). Якщо адвекція тепла супроводжується і адвекцією вологи, то перетворення

вертикального градієнта температури під впливом турбулентності ($\gamma \rightarrow \gamma_a$ в нижніх 300 м і ослаблення інверсії в вище розташованих слоях) призводять до надлишку вологи в інверсії і в деякому шарі під нею і до формування хмар. Таким чином, при адвекції тепла формування піднесеної інверсії і нижніх хмар - процеси взаємопов'язані, що відбуваються, мабуть, одночасно.[5] Адвекція холоду до рівня максимуму швидкості забезпечує нестійку стратифікацію повітря, яка є в цьому випадку основним (термічним) фактором турбулентності; лише в самій нижній частині цього шару (близько 100-200 м) можуть мати значення і вертикальні зсуви вітру. Для формування затримуючого шару (в окремих випадках цей шар характеризується лише невеликим зменшенням градієнта температури, а не інверсією) умови до висоти максимуму швидкості не сприятливі. Затримуючий шар може утворитися лише вище рівня максимальної швидкості в зоні ослабленого перенесення. Сприяють цьому ослаблення адвекції холоду в цьому шарі, що забезпечує зменшення вертикального градієнта температури і, отже, ослаблення турбулентності; низхідні вертикальні рухи в вільній атмосфері.

Хмарність у разі адвекції холоду утворюється під затримуючим шаром у результаті турбулентного переносу водяної пари, випаровування з підстильної поверхні при досить високому вологовмісті останньої. Зауважимо, що при адвекції холоду від ступеня стійкості повітря, тобто від характеру вкладу адвективних змін температури по висот, залежить форма хмар – від окремих хмарних утворень при стратифікації близькій до нестійкої до суцільної шарувато-купчастої хмарності при відносно малих адвективних змінах температури у всьому нижньому шарі.[7] У розмитих баричних утвореннях шари інверсії, мабуть, є наслідком попередніх процесів.

В антициклоні – це результат низхідних вертикальних рухів, у розмитих областях зниженого тиску нерідкі випадки розшарування потоків на невеликих висотах. Швидкості переносу при цьому зазвичай дуже невеликі, тому турбулентність, якщо й існує, забезпечується в основному лише термічним фактором.

Цим, наприклад, можна пояснити існування хмарності в центральній частині антициклонів у Атлантико-Європейському секторі лише восени або в першу половину зими, коли радіаційний баланс земної поверхні допускає існування під інверсією осідання вертикальних градієнтів температури, близьких до волого адіабатичного. Результати досить переконливо показують, що при розробці об'єктивних методів прогнозу нижніх хмар із застосуванням статистики необхідний поділ випадків з урахуванням характеру адвекції і градієнта тиску; по цим даним у першому наближенні можуть бути оцінені зміни по висоті перенесення і пов'язані з ними структурні особливості нижнього шару атмосфери.[8]

2. ОСНОВНІ МЕТОДИ ПРОГНОЗУВАННЯ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ

2.1 Загальні відомості щодо прогнозування неконвективної внутрішньомасової хмарності

Утворення низької внутрішньомасової неконвективної хмарності, типу St і Sc може відбуватися з двох причин: при адвекції теплого вологого повітря на холодну підстильну поверхню і при надходженні водяної пари в нижні шари атмосфери від підстильної поверхні.

Найбільш сприятливі умови для виникнення цих хмар у першому випадку створюються в тилових частинах антициклонів, а також в передніх частинах і теплих секторах циклонів, а у другому випадку - в передніх частинах країв антициклонів, малорухомих антициклонах і малоградієнтних баричних; полях. Прогноз кількості хмар зазвичай не викликає труднощів, оскільки створюється суцільне хмарне поле. Тільки при розсіянні хмар St і Sc кількість хмарності може бути менш 10 балів. Тоді прогноз кількості їх ґрунтується на оцінці інтенсивності процесів, що зумовлюють деградацію хмарності [2].

Існує кілька методів альтернативного прогнозу низької внутрішньої масової хмарності при адвекції теплого і вологого повітря та висоти нижньої межі [4].

Хмарність відноситься до числа найбільш важкопрогнозованих елементів. В основі методів прогнозу хмарності лежить генетична сутність хмарності, тобто враховуються ті причини, що призводять до розвитку хмарності (врахування термічного режиму і режиму вологості, врахування процесів, що викликають розвиток висхідних вертикальних рухів. Сюди відносяться упорядковані вертикальні рухи за рахунок нестационарності процесу, а також вертикальні рухи за рахунок динамічної і термічної конвекції).

Схема прогнозу хмарності може бути наступною:

(Умови виникнення хмарності) → (адвекція хмарності) → (трансформація хмарності) → (вплив місцевих особливостей) → (добовий хід).

При прогнозі хмарності не можна розглядати атмосферні фронти і баричні утворення як об'єкти, що переносять хмарність. Необхідно аналізувати зазначені синоптичні об'єкти з точки зору систем формування хмарності.

Труднощі в прогнозуванні хмарності полягають в її значній мінливості та у відсутності достатньої кількості інформації.[5]

У цьому плані великого значення набули дані штучних супутників Землі (ШСЗ). Ці дані дозволяють судити не тільки про форми хмарності, про масштаби хмарних систем, але і про еволюцію хмарності.

У цьому ж плані, але з меншою завчасністю, мають застосування дані метеорологічних радіолокаторів (МРЛ). У прогнозі хмарності вказується кількість хмарності (якісними або кількісними характеристиками), форма і вид хмарності, нижня і верхня межа, а також середня висота хмарних масивів. Найбільша деталізація дається при обслуговуванні авіаційних

підрозділів. Загальні закономірності, які слід враховувати при прогнозі хмарності.

Хмари будуть знижуватись, якщо:

- присутні висхідні рухи;
- спостерігається адвекція теплого повітря на холодну підстильну поверхню;
- відбувається збільшення вологості повітря;
- спостерігається падіння тиску;
- наближається атмосферний фронт до пункту прогнозу.

Хмари будуть підвищуватись, якщо:

- розвиваються низхідні рухи повітря;
- спостерігається сильний вітер біля поверхні землі;
- спостерігається адвекція холоду в нижньому шарі атмосфери;
- відмічається зростання тиску;
- відбувається віддалення (розмивання) атмосферних фронтів [3].

2.2 Прогноз висоти нижньої межі хмар за методом Гоголевої О. І.

В синоптичних умовах, при яких очікується добре виражений перенос повітряних мас, для оцінки висоти нижньої межі хмар використовується метод О.І. Гоголевої (рис. 2.1), що відображає залежність висоти нижньої межі хмар від різниці температури повітря в пункті прогнозу T і точки роси T_{da} повітря, що надходить.

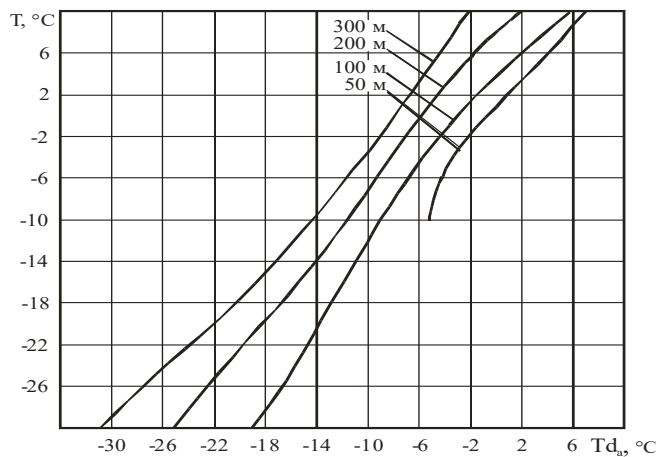


Рис 2.1 Графік для прогнозу нижньої межі хмар (за методом О.І. Гоголевої) [4].

На рис. 2.1 на осі ординат відкладені значення температури (T) в пункті прогнозу, а на осі абсцис – точка роси на початку траєкторії.

2.3 Прогноз висоти нижньої межі хмар за методом МГАМЦ

Для прогнозу висоти нижньої межі хмар із завчасністю 8-10 годин використовуються уточнені графіки за методом МГАМЦ.

Для прогнозу нижньої межі хмарності за графіками необхідно заздалегідь, за допомогою основних або кільцевих карт погоди, визначити район, звідки буде надходити повітряна маса.

Досить точно це можна зробити, якщо опиратися на аналіз карт АТ-850 або АТ-700, розглядаючи ізогіпси, як траєкторії повітряних часток. При використанні цих карт швидкість переносу рекомендується приймати рівною 0,7...0,8 від середньої швидкості, визначеної на цих рівнях. Якщо такі карти відсутні, то для розрахунку треба брати середнє значення швидкості геострофічного вітру біля поверхні землі.

На рис. 2.2 наведена залежність висоти нижньої межі хмар від значень температури повітря T і зміни адвентивної температури точки роси δT_{da}



Рис. 2.2 Графік для прогнозу висоти нижньої межі хмар в залежності від зміни точки роси вздовж траєкторії переносу і прогностичної температури повітря [4].

На рис. 2.3 наведена залежність висоти нижньої межі хмар від значення температури повітря T_a і точки роси T_{da} на початку траєкторії.

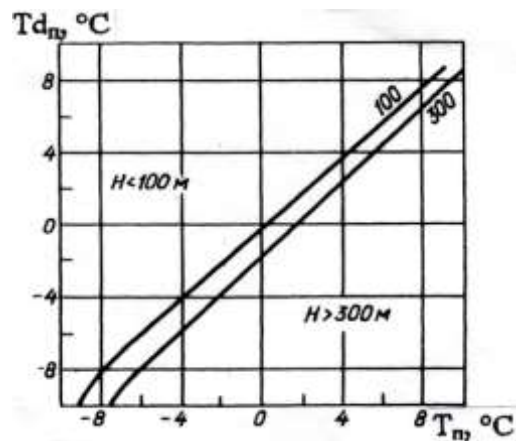


Рис. 2.3 Графік для прогнозу висоти нижньої межі хмар [4].

Графік на рис.2.4 дає можливість прогнозувати зміни висоти нижньої межі хмар із завчасністю до 12 год за даними про зміни температури повітря δT і точки роси δT_d вздовж прогностичної траєкторії:

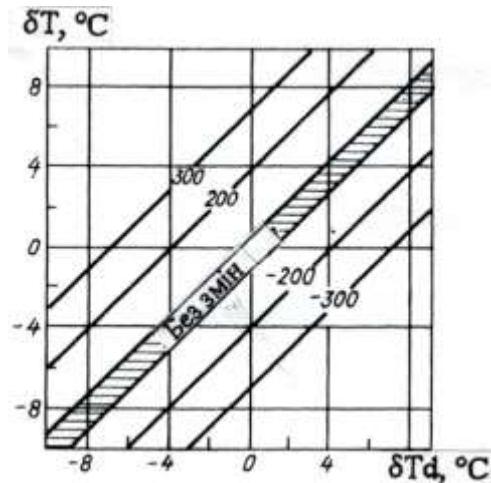


Рис. 2.4 Графік для прогнозу зміни висоти нижньої межі хмар в залежності від зміни температури і точки роси вздовж траєкторії переносу [4].

За графіком можна прогнозувати зміни висоти нижньої межі хмар які залежати від змін температури і точки роси вздовж траєкторії.

2.4 Прогноз виникнення та збереження низької хмарності за методом А.К. Лугченко

Низька хмарність найчастіше виникає в холодний період року, коли температура підстильної поверхні близька до 0°C або від'ємна. Повторюваність низької хмарності збільшується при адвекції вологого і теплого повітря над холодною підстильною поверхнею. Імовірність появи низьких хмар можна визначити за допомогою графіка, запропонованого А.К. Лугченко (рис. 2.5). На осі абсцис цього графіка відкладена температура повітря, на осі ординат - прогностична температура (T_{np}) на добу вперед. Криві на цьому графіку показують імовірність (%) виникнення низьких хмар висотою менше 200 м.

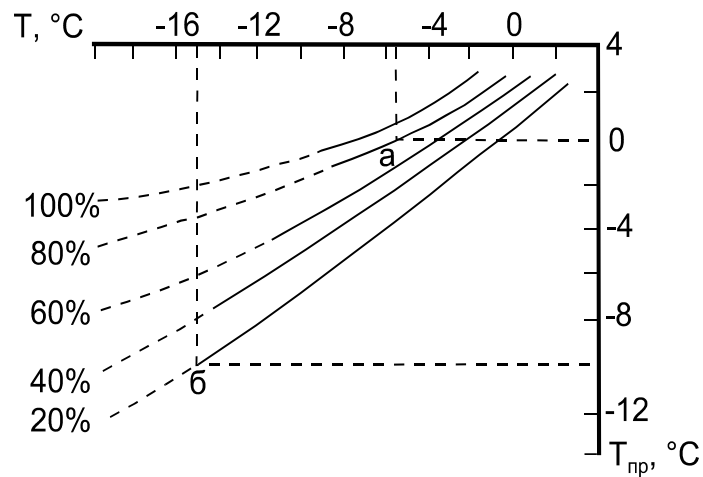


Рис. 2.5 – Графік для визначення імовірності появи хмар висотою менше 200 м (за методом А.К. Лугченко) [4].

На основі цього графіка, можна передбачити виникнення або збереження низьких хмар або туману в ранкові години наступної доби. В місці перетину визначають імовірність виникнення або збереження низьких хмар [4]

3 РОЗРОБКА МЕТОДУ ПРОГНОЗУ НИЖНЬОЇ МЕЖІ НИЗЬКОЇ ХМАРНОСТІ ДЛЯ СТАНЦІЇ ОДЕСА

3.1 Характеристика вихідних даних та їх первинної обробки

На підставі даних РП-5 був сформований масив даних з випадками низької хмарності на станції Одеса, висота нижньої межі якої не перевищувала 300 м. При цьому кожен зі строків спостережень, в який вона відзначалась приймався за окремий випадок. Тобто, якщо низька хмарність спостерігалась протягом 6 годин, то це приймалося за 6 випадків. Випадки низької хмарності з висотою нижньої межі понад 300 м не розглядалися.

У якості вихідних даних для проведення дослідження використовувалися фактичні і прогностичні (GFS) дані температури,

відносної вологості повітря, швидкості вітру біля поверхні землі, а також дані про відносну вологість повітря та температуру на стандартних ізобаричних поверхнях АТ-975 та АТ-925. За період 2018 та 2019 року, було взято лише два місяці листопад та грудень.

За психрометричними таблицями з використанням даних про температуру і відносну вологість повітря розраховувався дефіцит точки роси.

Вибір саме цих предикторів для подальших розрахунків зумовлюється тим, що температура є суттєвим чинником при формуванні низької хмарності, оскільки її адвективні зміни є необхідною умовою цієї хмарності. Значення дефіциту точки роси біля поверхні землі показує ступінь зволоженості повітряної маси і, відповідно, характеризує імовірність досягнення її насичення при додатковому охолодженні.

Швидкість вітру також істотно впливає на процеси формування низької хмарності, оскільки зумовлює перенесення тепла і вологи під затримуючий шар.

3.2 Застосування методу еталонів для прогнозу низької хмарності

Особливістю цього методу класифікації по мінімуму відстані є те, що для кожного розглянутого класу в просторі вибраного вектора-предиктора задається деяка єдина характерна точка – еталонний образ. В якості такого еталонного образа-класа зазвичай вибирається середнє значення предиктора в даному класі, яке розраховується за формулою

$$\bar{x}_{jk} = \frac{1}{N_k} \sum_{i=1}^{N_k} x_{jki}; \quad j = 1, 2, \dots, n; \quad k = 1, 2, \dots, m; \quad i = 1, 2, \dots, N_k, \quad (3.1)$$

где $\bar{x}_{jk}$ – умовне середнє j -го предиктора в k -ому класі;

x_{jki} – значення i -го елемента еталонної вибірки j -го предиктора в k -ому класі.

Алгоритм реалізації метода еталонів такий:

1. Розраховують відстань від досліджуваного образу x до кожного з еталонів по формулам:

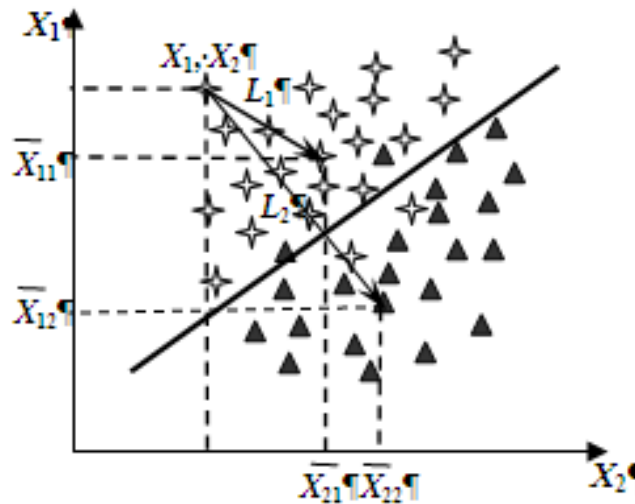


Рис. 3.1 До проведення дискримінації методом еталонів.

$$L_1 = \sqrt{\sum_{j=1}^n (x_j - \bar{x}_{j1})^2};$$

$$L_2 = \sqrt{\sum_{j=1}^n (x_j - \bar{x}_{j2})^2}$$
(3.2)

2. На підставі аналізу одержаних значень L_1 и L_2 встановлюється клас, до якого належить досліджуваний образ $\vec{x}$. При цьому використовується наступне правило: якщо $L_1 < L_2$, то досліджуваний образ належить до першого класу. Іншими словами, досліджуваний образ $\vec{x}$ відноситься до того класу, який виявляється найближчим до нього. Наприклад, на рис. 1 видно, що відстань L_1 від реалізації $\vec{x}(x_1, x_2)$ до середнього значення першого предиктора у першому класі є меншою, ніж відстань L_2 . Відповідно, одержана нами реалізація відноситься до першого класу. Порівняльний аналіз методів класифікації за мінімумом відстані свідчить, що кращим за

точністю і трудомісткістю є метод еталонів. Перші два методи потребують більшої кількості змінних за класами значень вектора - предиктора і пов'язані з виконанням більшої кількості розрахунків.

Для реалізації методу еталонів всю вибірку було розділено на 4 образи. До першого увійшли значення температури повітря і дефіциту точки роси, при яких спостерігалася НМХ 50 м, до другого – 100 м, до третього – 200 м і до четвертого – 300 м. Для кожного з образів за формулою 3.1 розраховувався еталонний образ, значення яких наведені у табл. 3.1.

Таблиця 3.1 – Значення еталонів для 1-4 образів.

Значення образу	$T, ^\circ\text{C}$	$D, ^\circ\text{C}$
50	2,84	0,48
100	6,51	0,89
200	6,07	1,33
300	6,70	2,08

На другому етапі на діаграмі розсіювання формувалися графічні відображення образів (рис. 3.1), у межах яких відображалися еталонні образи.

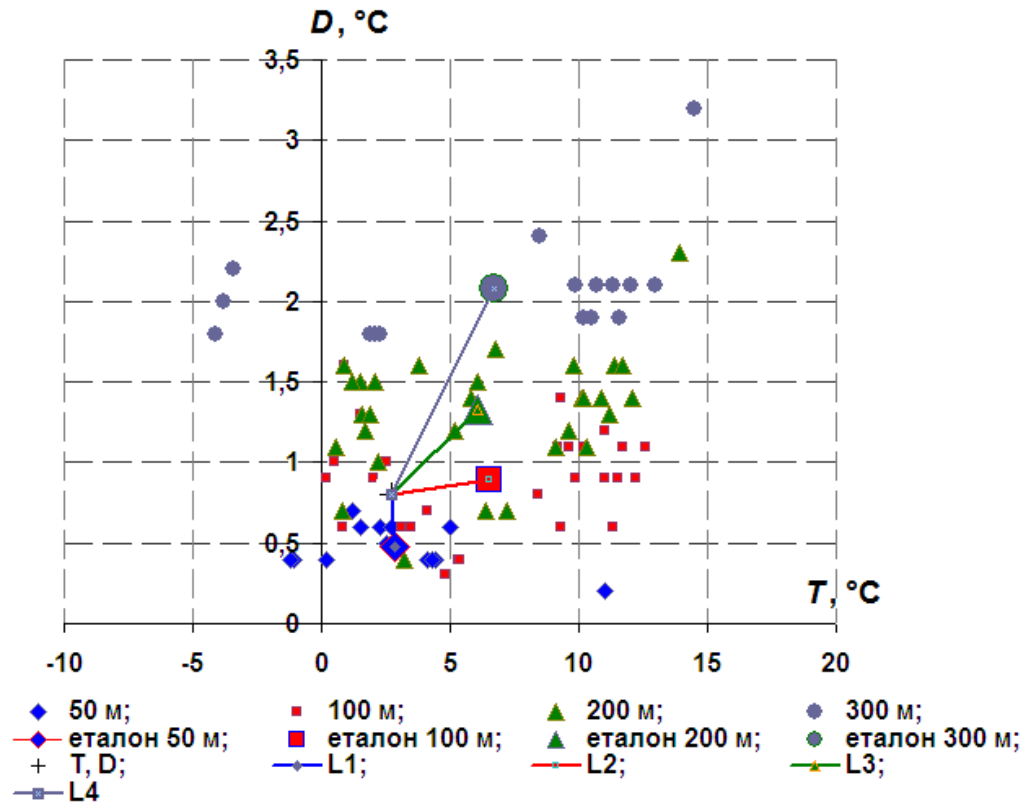


Рис. 3.1 – Графічні відображення образів 1-4 з визначеними еталонами для кожного з них і нанесеними відстанями до точки, належність якої необхідно визначити.

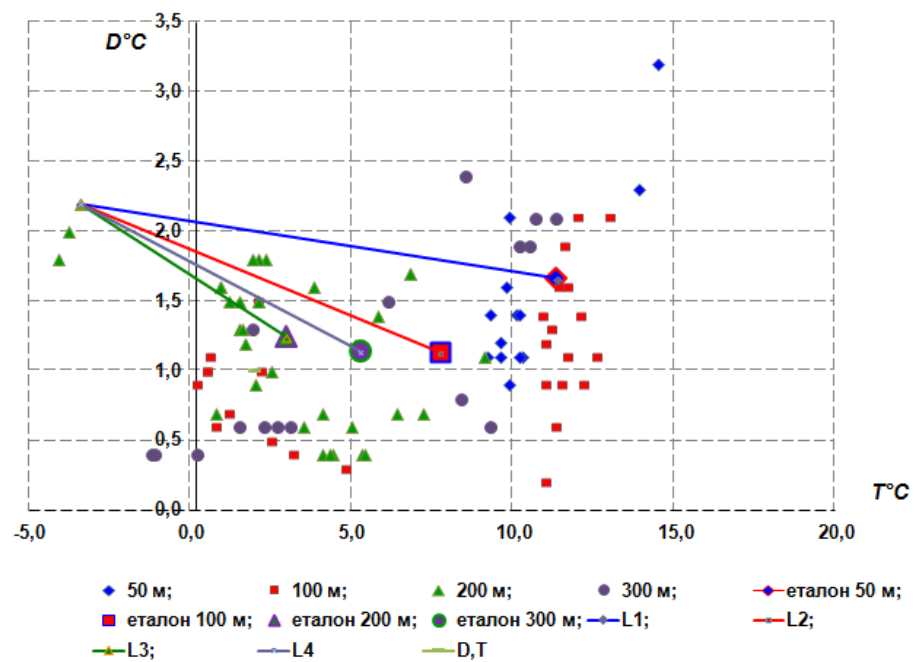
Збільшеними маркерами позначені еталонні образи, лініями – відстані від них до точки, належність якої до одного з образів необхідно визначити.

На третьому етапі за формулою (3.2) розраховувалися відстані від точки, належність якої до одного з сформованих образів необхідно визначити, до значення еталону кожного з образів. Шляхом порівняння розрахованих відстаней отримується можливість такого визначення, тобто до образу, відстань до якого є мінімальною і належить точка з вхідними значеннями температури повітря і дефіциту точки роси.

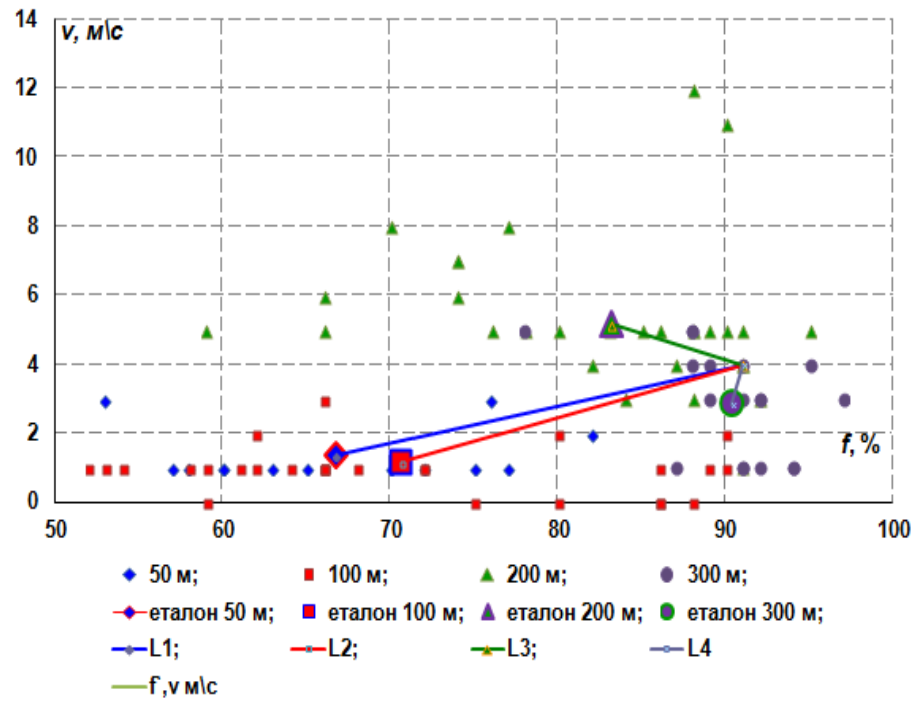
Таким чином, будь-яка комбінації цих двох величин автоматично відноситься до одного з чотирьох визначених образів, формулюючи прогноз нижньої межі низької хмарності.

Після налаштування автоматичної реалізації методу зазначена процедура проводилася для визначення найбільш інформативних предикторів для прогнозу нижньої межі хмарності. Для цього був сформований перелік предикторів для її прогнозу, які, крім вже апробованих T і D , були розбиті попарно – швидкість вітру біля поверхні землі (V , м/с) та відносна вологість повітря біля поверхні землі (f , %), відносна вологість повітря (f_{975} , %) та температура повітря (T_{975} , °C) на рівні 975 гПа, відносна вологість повітря (f_{925} , %) та температура повітря (T_{925} , °C) на рівні 925 гПа.

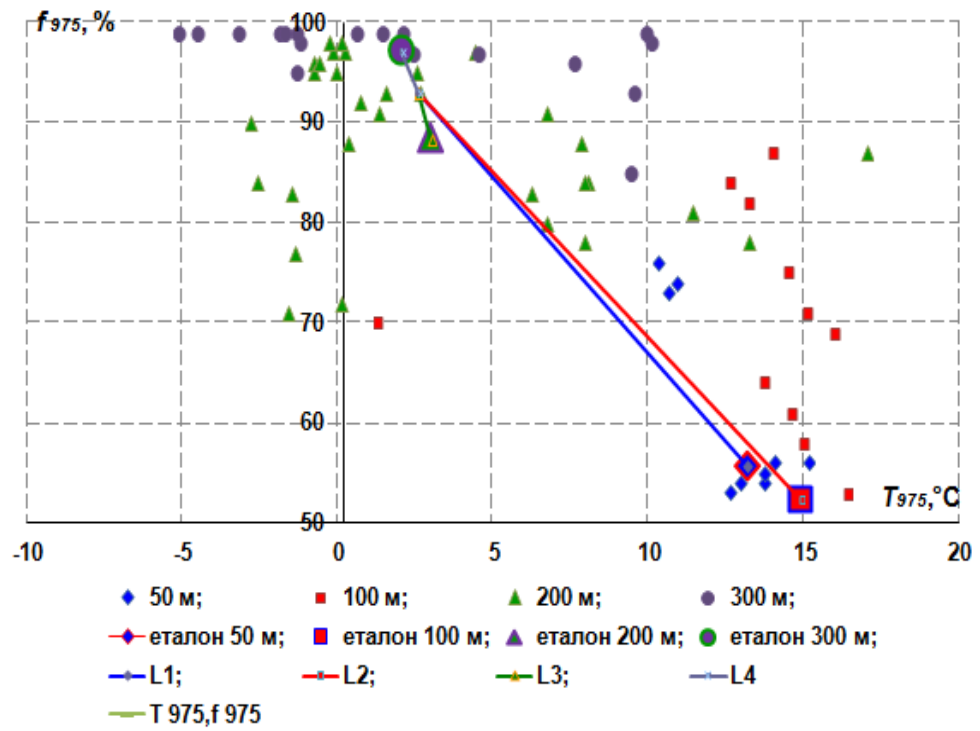
Так, для випадку 23.11.2018 року (графічні відображення наводяться на рис. 3.2) видно, що за даними візуалізації згідно вхідних даних точка відноситься до 3 або 4 образу, тобто за прогнозом очікується нижня межа хмарності у межах 200-300 м.



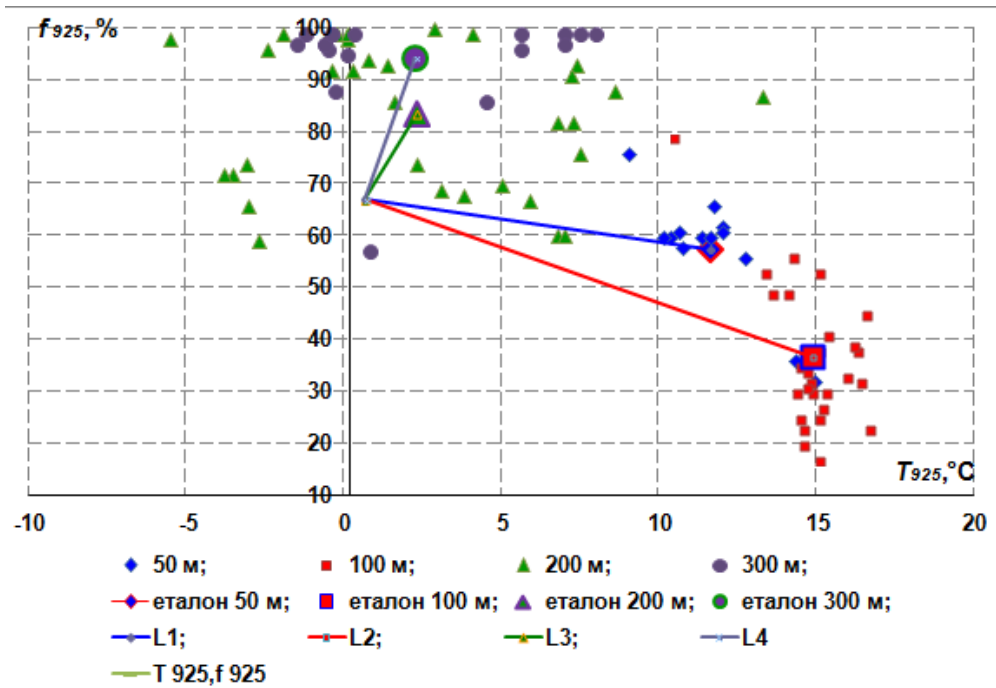
a)



б)



в)



з)

Рис. 3.2 Графічні відображення образів 1-4 з визначеними еталонами для ст. Одеса 23.11.2018 року.

а) для температури повітря (T , °C) та дефіциту точки роси (D , °C) біля поверхні землі; б) для швидкості вітру біля поверхні землі (V , м/с) та відносної вологості повітря біля поверхні землі (f , %); в) для відносної вологості повітря (f_{975} , %) та температури повітря (T_{975} , °C) на рівні 975 гПа; з) для відносної вологості повітря (f_{925} , %) та температури повітря (T_{925} , °C) на рівні 925 гПа.

Детальніший аналіз дискримінації образів можна провести за табл. 3.1, в якій розраховані відстані до еталону зведені за всіма предикторами (ряди значень).

Табл. 3.1 – Відстані до еталонів образів для різних пар предикторів 23.11.2018 р.

	1 пара		2 пара		3 пара		4 пара		Σ
	T	D	V	f	f_{975}	T_{975}	f_{925}	T_{925}	
L_1	14,8		24,4		38,8		14,5		92,5
L_2	11,2		20,6		42,5		33,6		107,9
L_3	6,5		7,9		4,6		16,5		35,5
L_4	8,7		1,3		4,2		27,4		41,6
Σ	41,2		54,2		90,1		92,0		

Аналіз відстаней показує, що їх сума за визначеними предикторами є найменшою для третього образу (35,5). Таким чином, прогноз нижньої межі можна конкретизувати ($H_{\text{пр}} = 200$ м).

З іншого боку, якщо розглянути і значення у стовбцях, то їх сенс буде полягати у сумарній відстані до еталонів кожного образу для тієї чи іншої пари предикторів. Чим меншою є ця сума, тим інформативнішими для прогнозу предиктанта (у нашому випадку ВНМХ) є обрана пара предикторів. Для розглянутого випадку такою парою є температура і дефіцит точки роси біля поверхні землі.

Таким чином комбінуючи предиктори та їх поєднання ми можемо визначати найбільш інформативні з них.

ВИСНОВКИ

1) Головними метеорологічними умовами утворення низької хмарності є наявність піднесеного затримуючого шару (інверсії, ізотермії), адвекція теплого і вологого повітря у граничному шарі атмосфери та слабкий турбулентний обмін у підінверсійному шарі повітря.

2) Доцільність вибору предикторів полягає у тому, що зазначені предиктори характеризують вплив головних чинників, які є визначальними при формуванні низької хмарності біля поверхні землі і у граничному шарі атмосфери.

3) На підставі проведеного розмежування значень нижньої межі хмарності сформовані образи, для кожного з яких проведена процедура автоматизації з визначення їх еталонних образів та розрахунку відстаней до кожного з них для певних вхідних даних. Критерієм належності будь-якої пари предикторів до визначених образів є мінімальність відстані від цієї точки до еталону того чи іншого образу.

4) Розширення переліку предикторів дає змогу отримання прогностичного значення величини, яка враховує вплив усіх визначених предикторів на неї.

5) Сумарні значення відстаней до всіх виділених образів по кожній з пар предикторів ідентифікують найбільш інформативну з них, а різне поєднання предикторів у таких парах дозволяє остаточно виділити найінформативніші.

6) Автоматизація методу еталонів дозволяє швидко розробити прогноз нижньої межі хмарності, який буде адаптованим до конкретного пункту спостережень.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Богаткин О.Г. Авіаційна метеорологія. Підручник. – СПб.: Видавництво РГГМУ, 2005. – 238 с.
2. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Авіаційна метеорологія: Конспект лекцій – Дніпропетровськ: ПБП «Економіка», 2006. – 140 с.
3. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации // Под ред. Абрамович К.Г., Васильева А.А. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 301 с.
4. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды – часть II. Под ред. И. Г. Пчелко., Техн. ред. А. А. Соловейчик., Коректор. А. И. Вайцман. – Гидрометиздат. Ленинград, В.О., 2-я линия, 1954. – 228 с.
5. Авиационные прогнозы погоды. Учебное пособие. Гидрометиздат. 2004. – 67 с.
6. Абрамович К.Г. К характеристике атмосферных процессов в дни с нижней облачностью. Труды ЦИП, вып. 136, 1964.
7. Абрамович К.Г., Глазунов В.Г. Условия формирования и эволюции нижних облаков на Украине в ноябре – декабре 1962 г. Труды ЦИП, вып. 157, 1966.
8. Берлянд М.Е. Теория изменения ветра с высотой. Труды НИУ ГУГМС, серия 1, вып. 25, 1947.
9. Бурцев А.И., Ветлов И.П. Построение траекторий воздушных частиц с помощью электронных вычислительных машин. Труды ЦИП, вып. 128, 1963.
10. Blackadar A.K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions/ BAMS? Vol. 38, No. 5, May 1957
11. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Авіаційна метеорологія та кліматологія. Конспект лекцій – Одеса:, 2007. – 201с.

12. Абрамович К.Г., Хргиан А.Х. Исследование условий возникновения слоистообразной облачности нижнего яруса. Труды ЦАО, вып. 28, 1960.
13. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Издание второе, переработанное и дополненное. Ответственный редактор Смирнов П.И., Тараканов Г.Г. Гидрометиздат, 2-е изд., перераб. и доп., 1977г.
14. Арраго Л. А., Шве́ц М. Е. К теории образования неконвективной облачности. Труды ГГО, вып. 121, 1960
15. Воронцов П. А. Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы. Гидрометеиздат. Л., 1960
16. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1961
17. Цвѣрава В.Г. Некоторые характеристики ветра в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 161, 1964. 10