

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської підготовки
Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему:

Вертикальна структура атмосфери при зимових опадах в м. Кропивницький

Виконав студент 2 курсу групи МНЗ- 61з/ф
спеціальності 103 – “Науки по Землю”

Михайлова Марія Володимирівна

Керівник к.геогр., доц.

Хоменко Інна Анатоліївна

Рецензент к.геогр.н., доц.

Монюшко Марина Михайлівна

Одеса 2018

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет _____ Магістерської та аспірантської підготовки
Кафедра _____ метеорології та кліматології
Рівень вищої освіти _____ магістр
Спеціальність _____ 103 “Науки про Землю”
(шифр і назва)
Освітня програма _____ Метеорологія

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри Івус Г.П.

“23” березня 2018 року

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

Михайловії Марії

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи _____ Вертикальна структура атмосфери при зимових опадах
в м. Кропивницький

керівник роботи _____ к.геогр., доц. Хоменко І.А.

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

затверджені наказом закладу вищої освіти від _____ 09 березня 2018 року № 47-С

2. Строк подання студентом роботи _____ 01 червня 2018 року

3. Вихідні дані до роботи *дані щогодинних наземних спостережень у кодї „METAR”, отримані в аеропорті „Кропивницький”, дані радіозондування за період з 2001 по 2017 рр.*

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) *Часова динаміка зимових опадів в районі м. Львів. Температурно-вітровий режим при ожеледно-наморозевих явищах. Метеорологічні умови випадіння зимових опадів. Термодинамічна структура атмосфери при випадінні зимових опадів*

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень) *Графіки часової динаміки зимових опадів за період, що розглядається. Розподіл повторюваностей температури повітря, швидкості та напрямків вітру при різних видах зимових опадів. Графіки залежності появи типу зимових опадів від температури та швидкості вітру, температури та температури точки роси, температури точки роси та швидкості вітру*

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання _____ 23.03.2018 р. _____

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	<i>Вивчення літературних джерел за темою дипломного проекту</i>	23 березня – квітень 2018 р.		
2	<i>Підготовка даних метеоспостережень до обробки</i>	квітень 2018 р.		
3	<i>Отримання даних радіозондування</i>	квітень 2018 р.		
Рубіжна атестація		30 квітня – 06 травня 2018 р.		
4	<i>Обробка даних метеоспостережень для аеропорту „Кропивницький” за допомогою графічно-розрахункового пакету „EXCEL”.</i>	травень 2018р.		
5	<i>Отримання режимних характеристик та побудова графіків</i>	травень 2018р.		
6	<i>Відновлення профілів температури та вологості за допомогою кубічних сплайнів та знаходження верхньої межі хмарності</i>	травень 2018р.		
7	<i>Аналіз отриманих результатів</i>	травень 2018р.		
8	<i>Оформлення дипломного проекту</i>	червень 2018р.		
Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)				

Студент _____

(підпис)

_____ (прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____

(підпис)

_____ (прізвище та ініціали)

Анотація

Тема: „Вертикальна структура атмосфери при зимових опадах в м. Кропивницький”

Автор: Михайлова М.В.

Актуальність. Всі види атмосферного наземного обледеніння, а саме: ожеледь, паморозь та налипання мокрого снігу завдають надзвичайно великих збитків економіці країни: порушують нормальну експлуатацію повітряних ліній зв'язку й електропередачі, режим польотів в аеропортах, утруднюють роботу залізничного та автомобільного транспорту, призводять до значних негативних наслідків у сільському і лісовому господарстві.

Метою даної роботи є всебічне дослідження метеорологічних умов, а також фізичних механізмів утворення та випадіння зимових гідрометеорів, що спричиняють відкладення різних типів атмосферного льоду біля поверхні землі.

Відповідно до поставленої мети було розв'язано такі **задачі:**

- досліджено умови утворення зимових опадів біля поверхні землі та на висотах,
- виявлено механізм утворення зимових опадів, що є поширеним для району аеропорту «Кропивницький».

Об'єкт дослідження – зимові гідрометеори такі як зливовий мокрий сніг, замерзаючі опади, льодяний дощ, туман з відкладенням ожеледі або зернистої паморозі, серпанок з утворенням кристалічної паморозі.

Предмет дослідження – фізичні механізми і комплексні умови утворення та випадіння зимових гідрометеорів, які спричиняють обледеніння біля поверхні землі.

Методи дослідження – фізико-статистичний та кліматичний аналіз.

Наукова новизна отриманих результатів.

В даній роботі *вперше* для м. Кропивницький:

- одержано режимні характеристики зимових опадів для періоду з 2001 р. по 2017 р.,
- зроблено класифікацію температурних профілів для зимових опадів для м. Кропивницький.

Практичне значення отриманих результатів. Отримані результати мають практичне значення для розробки нових методів прогнозу зимових гідрометеорів, які утворюють відкладення, на основі чисельних моделей прогнозу погоди.

Магістерська робота в обсязі 98 сторінок складається з 4 розділів, висновків, переліку посилань з 26 джерел, одного додатка, містить 18 рисунків та 16 таблиць.

Ключові слова: замерзаючі опади, льодяний дощ, туман, серпанок, ожеледь, зерниста і кристалічна паморозь

Summary

Theme: „The vertical structure of the atmosphere for winter precipitation in Kropyvnytskyi city”

Author: Mykhailova M.

Urgency of the issue All kinds of atmospheric icing near surface, namely: glaze, rime and wet snow accretion, cause extremely heavy damage to the economy: they disrupt the normal operation of communication lines and power networks, flight schedules at airports, restrict the railway and road traffic, lead to significant negative consequences in agriculture and forestry.

Aim of this study is a comprehensive study of meteorological conditions, as well as physical mechanisms of formation and fall of winter hydrometeors, which cause various types of atmospheric ice accretion near the surface.

According to aim assigned **such tasks** are solved:

- conditions of formation of winter precipitation near the surface and at altitudes, were studied;
- mechanisms of formation of winter precipitation, which is widespread for the vicinity of the Kropyvnytskyi airport, was discovered.

Object of scientific research is winter hydrometeors such as wet snow, freezing rain, ice pellets, fog with accretion of glaze or hard rime, mist with the formation of soft rime.

Subject of scientific research is physical mechanisms and complex conditions of the formation of winter hydrometeors, which cause atmospheric icing accretion near the surface.

Methods of scientific research is statistical and climatic analysis.

Scientific novelty of results obtained.

In this study for the Kropyvnytskyi city for the first time

- the statistical characteristics of winter precipitation for the period from 2001 to 2017,;
- classification of temperature profiles for winter precipitation was made for Kropyvnytskyi city.

Practical importance of results obtained. The results obtained are of practical importance for the development of new methods for forecasting winter hydrometeors, which form accretion, based on numerical models of weather forecasts.

The master thesis of 98 pages consists of three chapters, conclusions, bibliography of 26 sources, contains 18 figures and 16 tables.

Keywords: freezing rain, ice pellets, fog, mist, glaze, hard and soft rime

ЗМІСТ

Вступ.....	6
1 Загальна класифікація зимових опадів та відкладень атмосферного льоду.....	8
1.1 Переохолоджена вода в хмарах.....	8
1.2 Процеси формування опадів і відкладень атмосферного льоду.....	15
1.3 Метеорологічна та фізична класифікації зимових опадів і відкладень атмосферного льоду.....	20
1.4 Генетична класифікація льодових відкладень в атмосфері та їх типові характеристики	26
2 Умови та механізми утворення зимових опадів.....	31
2.1 Умови утворення замерзаючих опадів	35
2.2 Умови утворення льодяного дощу.....	38
2.3 Умови утворення мокрого снігу.....	41
2.4 Алгоритми визначення типу опадів.....	46
3 Особливості клімату і циркуляційних процесів над Україною в холодну пору року.....	53
4 Метеорологічні умови випадіння зимових опадів біля поверхні землі і на висотах в районі м Кропивницький.....	56
4.1 Характеристика використаних матеріалів і методика їх обробки...	56
4.2 Часовий розподіл зимових опадів в районі Кропивницького.....	59
4.3 Метеорологічні умови випадіння зимових опадів в районі Кропивницького.....	70
4.4 Розподіл повторюваності температури та вітру при зимових опадах у Кропивницькому.....	80
4.5 Термодинамічна структура атмосфери при випадінні зимових опадів.....	85
Висновки.....	93
Перелік посилань.....	95
Додаток А.....	98

ВСТУП

Опади, що формуються в циклонах та антициклонах взимку, поверхні землі можуть досягати у найрізноманітнішому вигляді, а саме у вигляді снігу, льодяного дощу, замерзаючого дощу або замерзаючої мряки, а також у вигляді опадів, що містять льодяні кристали та рідкі краплі одночасно.

Різні типи зимових опадів найчастіше спостерігаються на теплих фронтах, де часто-густо утворюється інверсія температури. Зазвичай, в цьому випадку в атмосфері мають місце теплий шар (шар танення, $T > 0^{\circ}\text{C}$) та холодний шар (шар рекристалізації, $T < 0^{\circ}\text{C}$), що розташований нижче теплого. Коли льодяні кристали проходять крізь шар танення, вони тануть та досягають нижнього шару рекристалізації у вигляді різновидів мокрого снігу або дощу. Тип опадів, що досягли нижньої межі шару танення (визначається як критичний рівень), має неабиякий вплив на тип опадів, який формується в шарі рекристалізації. Таким чином, такі характеристики, як товщина шару танення, максимальна температура в ньому, товщина шару рекристалізації, температура повітря біля поверхні землі, а також характеристики шару хмарності, є вкрай важливими для визначення фазового стану опадів при досягненні ними поверхні землі.

Складність задачі визначення фазового стану опадів полягає ще і в тому, що навіть для одного типу опадів не існує єдиного механізму утворення. Наприклад, часто-густо опади утворюються завдяки коагуляції рідких крапель води в переохоложеному повітрі, і, таким чином, краплі води, випадаючи з хмари та проходячи крізь переохоложене повітря, можуть залишитись у переохоложеному стані аж до осадження на земну поверхню або замерзнути. Як показують дослідження іноземних та вітчизняних вчених [24-26] цей механізм реалізується не тільки в більшості випадків твердих опадів, але і в більшості випадків рідких зимових опадів.

Прогнозування типу опадів (сніг, дощ, мокрий сніг, замерзаючий дощ, льодяні зерна) проводиться за допомогою програм постпроцесингу, що

реалізують той або інший алгоритм визначення типу опадів після того, як в рамках чисельної моделі була передбачена наявність опадів. Тому, при розробці алгоритмів для прогнозу фази зимових опадів найбільш доцільним є шлях накопичення архівної інформації з кожного типу опадів та скрупульозне порівняння мікрофізичних, метеорологічних та гідродинамічних характеристик для різних типів опадів та виявлення фізико-статистичних залежностей між ними.

Метою даної дипломної роботи є дослідження формування різних типів опадів в залежності від метеорологічних умов біля поверхні землі і на висотах та оцінка чутливості типу опадів до зміни метеорологічних умов на прикладі аеропорту „Кропивницький”.

Для вивчення режиму зимових опадів в районі м. Кропивницький було використано дані щогодинних наземних спостережень у коді „METAR”, отримані в аеропорті „Кропивницький”, та дані радіозондування за період з 2001 по 2017 рр.

Роботу виконано на кафедрі метеорології та кліматології під керівництвом доц., к.геогр.н. Хоменко І.А.

1 ЗАГАЛЬНА КЛАСИФІКАЦІЯ ЗИМОВИХ ОПАДІВ ТА ВІДКЛАДЕНЬ АТМОСФЕРНОГО ЛЬОДУ

1.1 Переохолоджена вода в хмарах

Переохолоджена вода вперше була відмічена в Англії Фаренгейтом (1724), а пересичення розчинів - в Росії Т. Ловіцем (1805). Вода виявилася зручнішим матеріалом для спостереження кристалографічних явищ, ніж інші мінерали. Снігова зірочка дозволила Кеплеру в 1611 р. встановити закон постійності кутів, що став згодом одним з основних законів кристалографії.

Ступінь переохолодження води залежить від розміру крапель. Наприклад, згідно Т. Ф. Боровік-Романової (1937), краплі діаметром 1,57 мм замерзають при $-6,4^{\circ}\text{C}$, краплі діаметром 0,24 мм при $-13,3^{\circ}\text{C}$, краплі діаметром 0,06 мм при $-18,5^{\circ}\text{C}$. Ця залежність, знайдена в лабораторії, якісно узгоджується із спостереженнями. Переохоложені дощі спостерігаються зазвичай при температурах до -5°C , переохолоджена мряка до -10°C . Чим нижче температура, тим менше на сніжинках крапель хмари, що намерзнули, тим рідше спостерігається обзернена паморозь. Якщо врахувати, що намерзають тільки великі краплі хмари, то це підтверджує статистичне правило відповідності дрібніших крапель хмари нижчим від'ємним температурам.

Статистична картина замерзання крапель дослідно не дослідилася. Л. Г. Качурін (1951), ґрунтуючись на тому, що вказана вище залежність - статистична (тобто при кожній від'ємній температурі, між 0° і деякою нижньою межею, в повітрі можуть існувати краплі переохолодженої води різного розміру, але в різній пропорції), дав рішення задачі про переохолодження хмар. Вперше вона була поставлена Л. Кристановим (1941). Залежність, знайдена Т. Ф. Боровік-Романовою, мабуть, витримується

тільки для даного окремого випадку. У цьому статистичному сенсі можна говорити і про «критичний» розмір крапель, вище за який при даній температурі відбувається масове замерзання крапель, або про «критичну» температуру для даного розміру крапель.

Нижня межа утворення переохолодженої води, згідно з лабораторними даними Шефера (1951), дорівнює -40°C , а в деяких випадках навіть нижче. Характерно, що уявлення про ступінь переохолодження води все ще розширюються. Так, Фурне (1856) вважав межею замерзання води в хмарах - $12\text{...}-15^{\circ}\text{C}$; Фіндайзен (1942) на підставі своїх дослідів в адіабатній камері називав цифру біля -25°C . Ту ж величину -25°C вказував Валь (1943).

Переохолоджений стан краплинної води порушується не тільки внаслідок утворення льодяного зародка усередині краплі. Переохолоджена крапля починає замерзати і від дії зовнішніх сил, наприклад, при зіткненні з льодяним кристалом або взагалі з твердим тілом. Цим пояснюється тривале існування переохолоджених крапель в хмарі та їх миттєве замерзання при ударі об сніжинку, як це відбувається в процесі утворення снігової крупи. Так само пояснюється збереження в переохолодженому стані крапель дощу та їх замерзання від удару об предмети, що не мають на своїй поверхні ніяких льодяних кристалів; так утворюється ожеледь навіть при великому дефіциті вологості.

Теплоємність переохолодженої води мало залежить від температури і в умовах атмосфери може бути прийнята рівній одиниці.

Пружність насиченої пари над льодом E_l менше пружності насиченої пари над водою E_v , причому відносна величина цієї різниці поступово збільшується у міру зниження температури (таблиця 1.1).

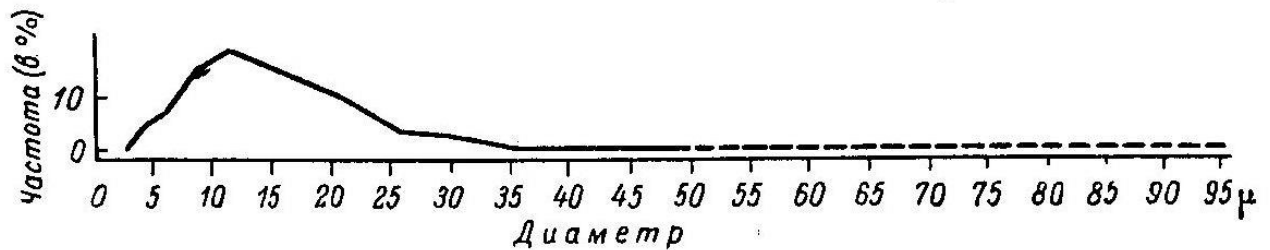
Таблиця 1.1 Пружність водяної пари над водою E_v і над льодом E_l залежно від температури

Пружність насиченої пари	0°C	-5°C	-10°C	-15°C	-20°C	-25°C	-30°C	-35°C	-40°C	-50°C
E_B (у гПа)	6,1	4,2	2,9	1,91	1,25	0,81	0,51	0,31	0,19	0,06
E_B (у гПа)	6,1	4,0	2,6	1,65	1,03	0,63	0,38	0,22	0,13	0,04
E_L/E_B (у %)	100	95	91	86	82	78	75	71	68	62

Приведені в таблиці 1.1 величини визначено для чистих води та льоду. Проте атмосферна вода має різні домішки. Пружність водяної пари, що насичує простір над розчином цих домішок, буде менша, ніж над чистою водою, а над льодом не змінюється. Тому відношення пружності водяної пари над льодом та водою в атмосфері буває, мабуть, більше, ніж воно вказане в таблиці 1. Все ж таки ряд явищ показує, що це співвідношення завжди існує. Різницею пружностей пояснюється зростання сублімаційних кристалів льоду всередині переохолодженого туману (паморозь) або хмари (сніг): дрібні краплі настільки швидко випаровуються поблизу льоду, що не можуть дійти до поверхні кристалу і осісти на ньому.

Таблиця 1.1 показує і інше - летючість льоду при малій відносній вологості повітря, його швидку випаровуваність, порівняну із випаровуваністю води. Швидкість випаровування льоду ускладнює збереження його кристалів для вивчення. Взимку в сухих масах повітря добре видно, як сніг, що випадає із зливової хмари, дає короткі смуги опадів, що не досягають землі. У цьому полягає одна з вагомих відмінностей льоду від інших мінералів землі.

Переохолоджена вода в атмосфері спостерігається у вигляді дощу, мряки, туману і хмари. Хмари складаються з крапель різного розміру; найчастіше вони мають діаметр порядку 10 μ . Чим хмара потужніше і чим довше вона розвивається, тим більші краплі зустрічаються в ній, як результат процесу коагуляції. В результаті процесів конденсації і коагуляції хмара може складатися з крапель води діаметром від 2 до 100 - 200 μ , що частково видно з рис. 1.1.



Переривчаста лінія у правій частині графіку вказує наявність окремих великих крапель.

Рис. 1.1 – Графік розподілу розмірів крапель в купчастій хмарі

Хмари, по В. А. Зайцеву (1948), мають закономірний розподіл крапель різного розміру. Наприклад, купчасті хмари у основи мають найдрібніші краплі, з боків і у вершин - більші, а у верхній частині середини хмари - найбільші. Хмари із складнішою історією розвитку мають і складніший за розмірами розподіл крапель. Отже, льодяна частинка, проходячи під час свого зростання різні частини хмари, зустрічає істотно різні умови мікрофізики для свого розвитку. Це викликає шарувату будову льодяної частинки, вельми поширеної в природі: шаруватість граду, покриття сублимаційного кристалу змерзлимими хмарними краплями до утворення снігової крупи і тому подібне.

Зростання розміру крапель в хмарах, починаючи з діаметру близько 30 μ , відбувається, по Н. С. Шишкіну (1948), головним чином за рахунок коагуляції крапель між собою. До цього розміру краплі ростуть переважно внаслідок конденсації водяної пари. Переохоложені хмари великої вертикальної потужності існують достатньо довго, і повинні мати в своєму складі великі переохоложені краплі, а іноді давати і переохоложені опади типу дощу або мряки. Фактична сторона цього явища не досліджена. Штюве (1929) зареєстрував краплю, мряки діаметром 200 μ , що примерзнула до сніжинки. Це указує на утворення крапель переохолодженої мряки шляхом коагуляції. Великі краплі переохолодженої води, що створюють градині склоподібну прозору кірку льоду, виникають від підняття крапель дощу з області додатних температур вгору, в область від'ємних температур, коли

вони потрапляють в потужний висхідний потік повітря. Крім того, вони утворюються шляхом коагуляції дрібних переохолоджених крапель.

Переохолоджена вода виявляється не тільки у формі крапель, що знаходяться в повітрі. У тиху погоду невеликі маси наземної води можуть залишатися переохолодженими тривалий час. Метеорологам широко відоме переохолодження води, що змочує термометр в психрометричній будці

Не виключено переохолодження крапель роси або крапель дощової води на наземних предметах при заморожуванні.

Переохолоджена хмара є основним джерелом опадів атмосферного льоду. Механізм переходу переохолодженої води в лід до останнього часу передбачався, по Бержерону (1935), у вигляді перегонки пари з крапель на кристали, що потрапляють в хмару ззовні. Працями радянських учених доведено велике розповсюдження первинного утворення льодяних частинок в атмосфері в результаті змерзання переохолоджених крапель хмар і туманів.

Л. Г. Качурін (1951) дав метод розрахунку переохолоджених водних аерозолів і показав, що хоча змерзання крапель носить статистичний характер, все ж таки зледеніння хмар і туманів у кожному окремому випадку відбувається в порівняно вузькому діапазоні температур, залежному від розміру крапель та від швидкості охолодження хмари. Найчастіше змерзання хмар спостерігається при температурі від -11 до -15°C - для високошаруватих і шарувато-дощових хмар, а для зливових - при температурі від -15 до -20°C .

Розглянемо схему виникнення льоду в хмарі для двох випадків.

Випадок 1. Хмара знаходиться в нерухомому повітрі при температурі, що знижується: тип радіаційних шаруватих хмар і туманів. Зниження температури створює прогресуюче пересичення повітря водяною парою. Його надлишок забезпечує конденсаційне зростання крапель, які, крім того, ростуть внаслідок коагуляції один з одним. В результаті такого зростання краплі можуть досягти критичного розміру і замерзнути. Температура в хмарі, по умові, знижується, а разом з нею зменшується критична величина радіусу крапель. Тому поступово замерзатимуть все більш і більш дрібні

краплі. На змерзлих краплях почнеться зростання сублімаційного льоду за рахунок різниці пружностей водяної пари над водою і льодом. З водяної переохолодженої хмари почнуть випадати частинки льодяних опадів.

Випадок 2. Повітря бурхливо піднімається вгору, тому відбувається його швидке адіабатичне охолодження: тип зливових хмар. Зростання крапель відбувається також за рахунок конденсації та коагуляції, а охолодження - від підйому повітря вгору. Проте зростання крапель і адіабатичне охолодження повітря йдуть в десятки і навіть сотні разів швидше, ніж у випадку 1. Краплі, не дивлячись на досягнення ними критичної температури, яка відповідає повільному охолодженню, продовжують рости і охолоджуватися, не замерзаючи. Спостерігається як би надпереохолодження. При зупинці повітря, що піднімається, під інверсією краплі замерзають. Льодяні частинки, що утворилися, бурхливо сублімаційно ростуть за рахунок випаровування дрібних крапель, і з хмари починає випадати злива снігу або крупи. Роль інверсії в цьому процесі добре буває видна при розпластуванні верху зливової хмари або просто при зупинці його зростання, коли одночасно з цим можна спостерігати зледеніння вершини, а потім й випадіння опадів.

Випадки поступового підйому повітря в хмарах висхідного ковзання є проміжними. В центрі багатьох сублімаційних сніжинок, тобто сніжинок, що вирости шляхом сублімації пари, є плями розміром 10-20 μ , які, можливо, і є змерзлою краплею.

Критичний розмір змерзаючих крапель, як будь-яка статистична величина, припускає певну різноманітність окремих випадків. Тому вже при невеликій від'ємній температурі можуть зрідка утворюватися дрібні змерзлі краплі хмари, що швидко обростають сублімаційним льодом і переходять в сніжинки. В середньому льодяна складова переохолодженої хмари тим більше, чим нижче температура і чим повільніше охолодження повітря.

Переохолодженими водяними хмарами називатимемо хмари, що мають в своєму складі переохолоджену воду, як основну складову хмари. Одночасно

ці хмари можуть містити в тій або іншій кількості льодяні частинки. Водяний переохолоджений туман взимку утримується цілодобово, виділяючи частину води у вигляді льоду паморозі і поповнюватись за рахунок конденсації.

Замерзання всієї хмари, тобто крапель самих різних розмірів, не відбувається миттєво. У хмарі, в процесі її зледеніння, знаходяться протягом багатьох хвилин поряд один з одним змерзлі та водяні краплі. Це приводить до сублімаційного зростання перших й перетворення округлих крапель в скелетні кристали льоду з масою, у багато разів більшою, ніж маса змерзлої краплі. Одночасно з цим відбувається коагуляція кристала з переохолодженими краплями, які намерзають на кристал у величезній кількості. Тому зледеніння вершин потужних купчастих хмар супроводжується появою «волокнистої структури». Остання є результат тривалого існування кристалів на межі хмари. У свою чергу, стійкість льодяної частинки є наслідком її великої маси в порівнянні з масою краплі і меншої величини пружності насиченої пари над льодом, ніж над водою.

Таким чином, водяна хмара, замерзаючи, часто переходить в падаючі льодяні опади, а не тільки у завислу льодяну хмару. Ці опади можуть досягати поверхні землі у вигляді снігу або дощу. Так само вони можуть випаруватися у верхньому або середньому ярусі тропосфери. У наземному тумані лід виникає на предметах від замерзання крапель та від сублімації пари.

1.2 Процеси формування опадів і відкладень атмосферного льоду

Розглянемо своєрідність атмосферних процесів, унаслідок яких опади атмосферного льоду набувають своїх особливих відмітних видових ознак.

У поняття атмосферного льоду включаються форми, виникаючі з води, що знаходиться у повітрі в пароподібному або рідкому станах. Здатність води знаходитися одночасно в трьох фазах навіть при низьких від'ємних

температурах створює складну картину зростання льоду в повітрі шляхом сублімації і коагуляції рідкої води з кристалами. Розглянемо процес наростання льоду на вже виниклий льодяний зародок.

По-перше, атмосферний лід наростає шляхом сублімації водяної пари, що безпосередньо переходить в твердий стан. Центром сублімації може бути змерзла крапля хмари. По-друге, лід утворюється шляхом затвердіння рідкої води, що знаходиться в повітрі, у вигляді великих крапель. Цей процес приводить до утворення прозорого льоду: льодяного дощу, граду, ожеледі і тому подібне. По-третє, переохолоджена вода, що знаходиться у вигляді найдрібнішої краплинної суспензії, замерзає від зіткнення з поверхнею льоду без зміни своєї краплинної форми або з перетворенням її в напівправильний кристал. Основою для намерзання крапель слугує сублімаційний кристал. Краплі діаметром 20-50 μ , замерзають, майже не змінюючи своєї форми. У результаті намерзання вони дають лід, відмінний від ожеледі, граду і льодяного дощу. Цей дрібнозернистий лід має малу щільність і сніговий вигляд, тому часто змішується з сублімаційним льодом.

Таким чином, процес зростання атмосферного льоду на льодяних зародках відповідає наступним групам відкладень льоду, виділених А. А. Дмитрієвим (1946):

- 1) сублімація пари на предметах і на змерзлих краплях;
- 2) бісерне намерзання дрібних крапель на кристал і один на одного - обзернення;
- 3) замерзання великих крапель переохолодженої води, що розтікаються.

Опис сублімації льоду вперше з'явився мало не на початку ХІХ в. Пізніше ряд дослідників відзначили утворення атмосферного льоду шляхом чистої сублімації в переохолодженому тумані, коли краплі не виявляються на кристалах. Саме такі кристалічна паморозь, що росте в тумані, та кристалічні сніжинки у водяних хмарах, що виникають завдяки різниці пружностей водяної пари над водою і льодом. Проте випадки зростання кристалічної

паморозі в тумані та випадіння правильних форм сніжинок з хмар привели деяких дослідників до помилкового висновку про походження виключно сублімаційного снігу, без утворення його безпосередньо з крапель води.

Зростання сублімаційного льоду проходить при двох різних зовнішніх умовах: по-перше, кристали льоду виникають з пари без присутності рідкої води, тобто поза туманом або хмарою; по-друге, вони виникають з переохолодженого туману або хмари. Якщо в першому випадку мала на увазі проста сублімація водяної пари в лід, то в другому – більш складніше явище перегонки переохолодженої води в лід шляхом її попереднього випаровування і подальшої сублімації. Другий шлях сублімації був використаний для штучного викликання опадів.

Повітряне середовище, що живить кристал льоду, мікронеоднорідне у зв'язку з наявністю крапель туману. За відсутності крапель живлення льодяного кристалу відбувалося б подібно до живлення кристалу в розчині: деяке коливання концентраційних потоків, випадкові ущільнення молекул водяної пари в одному місці, їх розрідження в іншому і тому подібні невеликі коливання, що відбуваються на загальному фоні невеликого льодяного пересичення. Але наявність водяних крапель вносить суттєві зміни.

Крапля своєю присутністю різко змінює концентрацію водяної пари у кристала. Наприклад, при -25°C одна єдина середня крапля хмари в $15\ \mu$, випарувавшись, може наситити $1,5\ \text{см}^3$ сухого повітря. Наближаючись до поверхні кристалу, вона створює короткочасне велике місцеве пересичення, що викликає бурхливе зростання кристалу в цьому місці. Не виключено в деяких випадках відкладання цілих кристалічних плівок, вказане І. І. Андрєєвим (1908) для кристалів, що ростуть в розчинах. Ці плівки накладатимуться в різних частинах кристалу і більше там, де більше крапель. Ступінчастість кристалів снігу (наприклад, у пластинок), й особливо інею, частково пояснюється цією дискретністю поживного середовища. Великий розмір сходинок, помітних неозброєним оком, що значно перевершує сходинок у кристалів інших речовин, судячи з робіт І. І. Андрєєва (1908) і О.

М. Аншелеса (1937), можливо пов'язаний саме з більшим збільшенням концентрації водяної пари при наближенні краплі до кристалу.

У атмосфері, окрім вказаних мікроколивань вологості, є коливання, що захоплюють одночасно тисячі кубічних метрів повітря, і що відбиваються вже не на подробицях форми одного кристалу, а на стані великої маси кристалів. Внаслідок цього, наприклад, може відбуватися їх зростання в одному місці і випаровування в іншому. Водяна хмара не є однорідним шаром з плоскопаралельними нижньою і верхньою межами і безмежною протяжністю. Купчасті та зливові хмари чергуються з ясним небом і всередині вони украй неоднорідні (Заморський, 1948). Шаруваті хмари також мають хвилясту верхню межу, що відповідає турбулентному стану маси хмари. Області підвищеної й зниженої вологості, що знаходяться усередині хмари, обумовлюють різну швидкість росту кристалів в різних частинах хмари. Розташування одного шару хмар над іншим, яке часто спостерігається в хмарах висхідного ковзання, викликає закономірні коливання швидкості росту великих мас сніжинок на шляху їх падіння до землі.

Ця неоднорідність розподілу вологості в атмосфері та її мінливість в часі приводять, спільно з іншими чинниками, до величезної різноманітності форм сніжинок і до неповторності подробиць кожної окремої форми. Проте, точний розгляд комплексів випадіння сніжинок і зміни складу снігопаду може дозволити знайти закономірності і властивості того середовища вільної атмосфери, де вони формувалися і яку завуалювали.

Крапля, замерзаючи на кристалі, приймає не тільки форму кульового зерна, але і складнішу форму. Наприклад, Штюве вказував на кристалізацію крапель у формі клинів. На істотну відмінність кристалізації значно переохолодженої води і кристалізації води при температурі біля 0°C вказував В. І. Черниш (1937). У першому випадку виходили скелетні форми, в другому - масивні.

Утворення льодяних зерен з крапель переохолодженої хмари повинне йти за першим типом, тобто давати всередині краплі скелети. Це спостерігалось

рядом радянських дослідників. Гексагональну будову зерен відзначали Норденшельд (1893) і Бентлей (1931).

Все це показує, що переохолоджені краплі, які замерзають, дають не зовсім зовнішньо аморфні утворення. Все ж обзернений кристал настільки неправильний, порівняно з чистим сублімаційним кристалом, що його умовно можна назвати аморфним, маючи на увазі при цьому зовнішній вигляд, а не будову кристалу.

Залежно від ряду чинників переохолоджена хмара дає або сублімаційний, або зернистий, або склоподібний лід. Розглянемо деякі з цих чинників.

Сублімаційний лід виникає переважно при низьких температурах (сніжинки, паморозь), але іноді і при близьких до 0°C (іній). Водний лід виникає лише при температурах, близьких до 0°C (ожеледь, льодяний дощ). Змішаний лід, що виник від осадження крапель води на кристал, спостерігається при проміжних температурах (снігова крупа, зерниста паморозь). Кристал виникає переважно при низькій температурі, а краплі осідають при більш високій. Але іноді спостерігається покриття сублімаційного кристалу зернами при температурі -30°C .

Швидкість замерзання краплі мало залежить від температури, але дуже сильно від розміру самої краплі. Крупна крапля через велику кількість прихованої теплоти замерзання, що виділяється, і ряду інших причин затвердіває повільно і встигає розтектися, тоді як дрібна замерзає швидко і не встигає змінити свою форму (виключення - отримання кристалічних ограновувань). Сила поверхневого натягнення також сприяє збереженню округлої форми малою краплею більше, ніж великою. Тому великокрапельний дощ дає ожеледь при тій же температурі, при якій дрібнокрапельний туман дає паморозь.

Наскільки дія двох вказаних чинників переплітається, видно на прикладі інею, що виникає при незначних від'ємних температурах повітря і при зачатковому тумані. В цьому випадку чинник дрібнокрапельності переохолодженої води має вирішальне значення: краплі такі дрібні, що вони

не можуть дати обзернення і випаровуються поблизу кристалу. Коли радіаційний туман великокрапельний, то на кристалах радіаційного інею осідають окремі краплі, навіть при затишші. Про розмір крапель туману можна судити в цих випадках опосередковано: чим більша потужність туману, тим при тій же температурі більші краплі.

Вітер діє досить своєрідно. Чим сильніше вітер, тим більше крапель сідає на предмет за одиницю часу. Тому сильний вітер, з одного боку, збільшує теплообмін, а з іншого, - утеплює поверхню виділенням прихованої теплоти замерзання від посиленого притоку крапель. При цьому з посиленням вітру росте жива сила крапель, і вони щільніше укладаються на предмет. Таким чином, вітер діє у бік ущільнення покриву. Цим пояснюється щільне обледеніння літака навіть в дрібнокрапельних (судячи з низької температури, невеликої потужності хмари і слабкості висхідних течій) хмарах, що дають при невеликих швидкостях вітру тільки кристалічну пухнасту паморозь з невеликим числом зерен. Цей вплив вітру помітний навіть на паморозі: на великому вітрі паморозь щільніша, ніж в скритих від вітру місцях, де вона може бути чисто кристалічною (тут впливає ще й розмір крапель: у вітровій тіні вони дрібніші).

Три процеси виникнення атмосферного льоду - сублімація, обзернення і змерзання, що викликаються відповідними поєднаннями температури, розміру крапель, водності хмари, швидкості падіння крапель і деяких інших чинників, - приводять до трьох головних типів опадів і відкладень атмосферного льоду:

- 1) сублімаційному льоду (явно кристалічному);
- 2) змішаному сублімаційно-водному льоду (обзернення льодяного кристалу змерзлими краплями);
- 3) водному льоду (по зовнішності аморфному).

Їх комбінація між собою і дає величезну різноманітність відомих форм опадів. Поділ атмосферного льоду на сублімаційний і водний можна знайти у Добровольського (1923), Вернадського (1933), Вейнберга (1940). Проміжна,

найбільш часта і своєрідна група зернистої, змішаної форми льоду мало вивчалася. Є особливі випадки формування відкладення льоду, коли готовий лід приноситься зі сторони. Це - явище налипання вологого снігу та в меншій мірі розвиток зернистої паморозі разом з уловлюваними сніжинками й інші подібні явища.

1.3 Метеорологічна та фізична класифікації зимових опадів і відкладень атмосферного льоду

Атмосферний лід за своїми основними фізичними властивостями не відрізняється помітно від льоду іншого походження. Лід - кристалічне тіло. Проте його кристалічність зовні виявляється неоднаково. Лід, що виникає від замерзання води (водний лід), зовні мало проявляє свою кристалічність; такий льодяний покрив утворюється на водоймищах. Льоду, що виникає з водяної пари шляхом безпосередньої сублімації, притаманна чітко виражена кристалічність, оскільки зростає у формі правильних скелетних кристалів. Тому можна розрізнити лід зовні аморфний (ожеледь, град) і зовні кристалічний (сніг, іній).

При метеорологічних дослідженнях має значення, де виникає сублімаційний лід - на поверхні землі (кристалічна паморозь) або у вільній атмосфері (сніг), а також причина його виникнення - радіаційне охолодження (іній) або адвективне потепління (кристалічний наліт). Тому, окрім фізичного розділу речовини льоду на форми, необхідно підрозділити його на два класи:

- 1) наземний лід;
- 2) лід вільної атмосфери.

Огляд класифікацій льоду і принципів їх побудови надано Б. П. Вейнбергом. Дуже детальну і теоретично глибоко обґрунтовану класифікацію природного льоду, зокрема атмосферного, дав в 1933 р. В. І. Вернадський, а потім Н. І. Толстіхін.

Можна користуватися двома типами класифікації форм атмосферного льоду: фізичним і метеорологічним. Основне розділення форм в першому типі має бути вироблене шляхом врахування фізичних чинників формування льоду, а в другому - за допомогою врахування погодніх чинників. Розглянемо обидва типи класифікації.

Метеорологічний і фізичний принципи класифікації в деяких випадках мають відмінність. Наприклад, лід, що виник від замерзання краплинної рідики, і лід, що виник внаслідок сублімації, фізично є різними утвореннями (різна об'ємна густина, текстура). В той самий час паморозь сублімації, іній і кристалічний наліт фізично близькі один до одного і зазвичай об'єднуються під одним терміном „іній”.

З метеорологічної точки зору, доводиться об'єднувати деякі види сублімаційного та водного льоду і розділяти, як принципово різні, зовні однакові сублімаційні явища. Наприклад, в тумані можуть одночасно розвиватися сублімаційна паморозь (у скритих від вітру місцях) і зерниста, тобто в значній мірі водна (на вітрі). Метеорологічно вони близькі, а фізично різні. В протилежність цьому радіаційний іній, що виникає в ясну ніч, кристалічна паморозь при тумані та кристалічний наліт при потеплінні близькі фізично, як сублімати, але метеорологічно істотно різні.

Від'ємна величина різниці між від'ємною температурою предмету і температурою повітря є необхідною умовою утворення деяких видів атмосферного льоду. Достатньою умовою є зниження температури поверхні предмету нижче за точку роси. В цьому випадку на предметі утворюються льодяні кристали.

Якщо різниця температур виникла внаслідок радіаційного охолодження предмету, то явище називається радіаційний іней (іней). Якщо різниця температур виникла від адвективного потепління, коли термічно інерційні предмети ще не прийняли вищої температури навколишнього повітря, то явище сублімації зазвичай називається твердим нальотом (кристалічним нальотом). Якщо різниця температур виникла від адвективного морозу,

випаровування ґрунту, сирого й теплого вглибині, та сублімації на його поверхні, то явище називається «інеєві квіти», за аналогією із сублімацією пари на краях тріщин льоду водоймищ під час сильного морозу.

За наявності, по-перше, додатної температури повітря, по-друге, від'ємної температури предмету і, по-третє, крапель води в повітрі може відбуватися замерзання цих крапель на предметі.

У таблиці 1.2 наведено фізичну класифікацію процесів утворення зимових опадів і атмосферного льоду.

Таблиця 1.2 Фізична класифікація процесів утворення зимових опадів і атмосферного льоду

Процес утворення	Вид опадів та відкладення
<i>I. Сублімація</i>	
1. Наземне обледеніння:	
сублімація пари на радіаційно охолодженій поверхні	радіаційній іній
сублімація пари на холодних предметах при адвективному потепленні	кристалічний наліт
сублімація пара, що надходить з ґрунту при адвективному морозі, на поверхні ґрунту	„інесві квіти”
сублімація пари на предметах без ознак водяного туману	сибірська паморозь
2. Кристалізація у вільній атмосфері:	
кристалізація пари усередині переохолодженої хмари	кристалічний сніг
сублімація пари у повітрі без ознак водяного туману або хмари	льодовий пил, сніг без хмар
<i>II. Губчасте намерзання найдрібніших крапель на кристалі або предметі</i>	
1. Наземне обледеніння:	
намерзання крапель туману на холодний предмет під час відлиги	зернистий наліт
намерзання крапель переохолодженого туману на предмет під час морозу	зерниста паморозь
2. Обледеніння у вільній атмосфері:	
намерзання крапель переохолодженої хмари на кристал	снігова крупа та снігові зерна
<i>III. Склисте замерзання води</i>	
1. Наземне обледеніння:	
намерзання крапель дощу або мряки на холодний предмет під час відлиги	льодяний наліт
намерзання крапель переохолодженого дощу або мряки на предмет під час морозу	ожеледь
замерзання роси	змерзла роса
замерзання дощової або талої води	змерзла вода
замерзання налиплого мокрого снігу	змерзлий сніг
2. Обледеніння у вільній атмосфері:	
намерзання переохолоджених крапель мряки або дощу на сніжинки або снігову крупу	град та льодяна крупа
замерзання крапель переохолодженого дощу в повітрі при від’ємній температурі	льодяний дощ
3. Зледеніння у повітрі підталого снігу	зледенілий сніг

Ті ж самі умови, але із наявністю дрібніших крапель теплої води, наприклад крапель туману, викличуть осадження на холодному предметі цих крапель у вигляді змерзлих зерен. Якщо тепле повітря і туман піднімаються з тріщин в льоду водоймища, то утворюються «інеєві квіти». Якщо туман насувався адвективно в теплому секторі циклону, то явище обмерзання температуроінерційних предметів дає зернистий наліт.

Сублімація без видимого туману дає на холодному предметі:

- радіаційний іній, якщо охолодження було радіаційне,
- кристалічний наліт, якщо було охолодження адвективного теплого повітря,
- „інеєві квіти”, якщо охолоджувалося тепле ґрунтове повітря.

Всі ці явища пов'язані з однією основною фізичною умовою - виникненням температурної різниці між предметом і повітрям. Із зміною додаткових умов змінювався і вигляд явища. Крапельнорідка вода, що брала участь у виникненні деяких форм льоду, завжди знаходилася при додатній температурі і замерзала лише в результаті зіткнення з поверхнею предмету, що мав від'ємну температуру.

За наявності переохолодженої води у повітрі (при від'ємних температурах повітря), відбувається утворення льоду на предметах, що мають однакову температуру із температурою повітря. Якщо відбувається сублімація усередині переохолодженого туману, без осідання крапель на поверхні кристалу, то утворюється кристалічна паморозь, а у вільній атмосфері - правильні форми кристалічних сніжинок без ознак обзернення. Цьому сприяють дрібнокрапельність хмари і низька температура. У більш водних і великокрапельних хмарах, особливо, якщо температура не дуже низька, відбувається переважно обзернення кристалу краплями хмари (туману). Так виникають зерниста паморозь і снігова крупа. За наявності в повітрі переохолоджених крапель мряки або дощу, що замерзають від зіткнення з предметом, спостерігається утворення ожеледі на земних предметах, граду і льодяної крупи - у вільній атмосфері. У всіх цих випадках густий переохолоджений туман (хмара) дає залежно від додаткових умов цілий ряд

явищ обмерзання від сублімаційного до водного. Об'єднання цих явищ в одну групу за метеорологічною ознакою цілком природно.

Основний недолік фізичної класифікації - велике віддалення в систематиці один від одного близьких, стичних та перехідних з одного в інше метеорологічних явищ. Наприклад, перехідна форма паморозі може бути віднесена з однаковим правом або до кристалічної, або до зернистої паморозі. У першій класифікації вони стоять в різних групах явищ, в другій - поруч. Враховуючи ці плюси і мінуси обох класифікацій, вони можуть для різних випадків використовуватися по вибору.

У таблиці 1.3 наведено метеорологічну класифікацію видів зимових опадів та відкладень атмосферного льоду.

Таблиця 1.3 Метеорологічна класифікація видів зимових опадів та відкладень атмосферного льоду

Процес утворення	Вид опадів та відкладення
1	2
<i>I. Відкладення льоду, що утворюється на наземних предметах</i>	
1. Обледеніння предметів холодніших за повітря	
сублімація пари на радіаційно охолодженій поверхні	радіаційній іній
сублімація пари на холодних предметах при адвективному потепленні	кристалічний наліт
сублімація пара, що надходить з ґрунту при адвективному морозі, на поверхні ґрунту	„інеєві квіти”
намерзання крапель туману на холодні предмети під час відлиги	зернистий наліт
намерзання крапель мряки або дощу на холодному предметі під час відлиги	льодяний наліт
2. Сублімація пари при загальному пересиченні повітря, але без туману:	
сублімація пари на предметах без ознак туману	сибірська паморозь

Продовження табл. 1.3

1	2
3. Перетворення переохолодженої води, що знаходиться у повітрі	
сублімація пари на предметах усередині	кристалічна паморозь

переохолодженого туману на предмет	
намерзання крапель переохолодженого туману на предмет	зерниста паморозь
намерзання переохолоджених крапель мряки або дощу на предмет при морозі	ожеледь
4. Замерзання непереохолодженої води:	
замерзання роси	змерзла роса
замерзання дощової або талої води	змерзла вода
замерзання налиплого мокрого снігу	змерзлий сніг
<i>II. Опади льоду, що випадає з атмосфери</i>	
1. Сублімація пари при загальному пересиченні повітря, але без хмари або туману	
сублімація пари у повітрі без ознак водяної хмари або туману	льодяний пил, сніг без хмар
2. Перетворення переохолодженої води, що знаходиться у повітрі	
сублімація пари усередині переохолодженої хмари	кристалічний сніг
намерзання крапель переохолодженої хмари на кристал	снігова крупа, снігові зерна
намерзання переохолоджених крапель мряки або дощу на сніжинки або снігову крупу	град та льодяна крупа
замерзання крапель переохолодженого дощу в повітрі при від'ємній температурі	льодяний дощ
3. Замерзання непереохолодженої води	
зледеніння у повітрі підталого снігу	зледенілий сніг

–

–

- 1.4 Генетична класифікація льодових відкладень в атмосфері та їх типові характеристики

Стосовно генетичної класифікації атмосферного льоду, атмосферне обледеніння поділяють на 3 класи в залежності від процесів формування:

1. обледеніння, що утворюється при осіданні крапель води, які знаходяться у зваженому стані у повітрі;
2. обледеніння, що спостерігається при опадах;
3. обледеніння, що утворюється при сублімації водяної пари.

Перший тип обледеніння має результатом кристалічну та зернисту паморозь. Другий тип обледеніння утворюється при випаданні: дощу або мряки, що замерзає і утворює ожеледь; мокрого снігу; сухого снігу.

Третій тип обледеніння утворює іній. Іній має невелику густину та його осадження не досягають у діаметрі великих розмірів. Він негативно впливає на телекомунікаційні лінії, призводячи до значної втрати енергії завдяки електричним розрядам. Іній також може стати причиною видимих іскор та шуму у струмоприймачах, що надають енергію потягам.

Запропонована класифікація є більш простою у порівнянні з фізичною та метеорологічною класифікаціями, проте враховує основні процеси утворення льодових відкладень.

В таблиці 1.4 представлено стандартні фізичні характеристики для визначення типів атмосферного обледеніння, які було запропоновано Всесвітньою метеорологічною організацією.

Таблиця 1.4 Типові характеристики льодових відкладень

<i>тип осадження</i>	<i>густина, кг/м³</i>	<i>зчеплення</i>	<i>зовнішній вигляд</i>	
			<i>колір</i>	<i>форма</i>
<i>крига</i>	900	сильне	прозорий	рівномірно розподілена голчаста або гладенька маса
<i>мокрый сніг</i>	300-600	слабке (в стадії формування) сильне (змерзлий)	білий	рівномірно розподілена маса
<i>зерниста паморозь</i>	600-900	сильне	непрозорий	спрямована у напрямку вітру маса
<i>кристалічна паморозь</i>	200-600	від низького до помірного	білий	спрямована у напрямку вітру голчаста маса

Як видно з таблиці фізичні характеристики та тип обледеніння змінюється у широких межах в залежності від метеорологічних умов впродовж зростання льодового осадження.

Окрім фізичних характеристик, що їх представлено в таблиці, інші параметри такі як міцність, опір зсуву, тощо, мають враховуватись, щоб описати природу обледеніння.

Рисунок 1.2 показує межі змінювання основних параметрів (температури та швидкості вітру), що контролюють головні типи формування відкладення. Густина осадження коливається у широких межах від низької (кристалічна паморозь) та помірної (зерниста паморозь) до високої (ожеледь).



Рис. 1.2 – Тип відкладення як функція температури повітря та швидкості вітру

Інтенсивність обледеніння залежить від багатьох факторів, з яких найважливішими є вологість повітря, температура та тривалість льодового відкладення. Головна передумова для значного за інтенсивністю обледеніння – це розміри об'єкту та його орієнтація відносно напрямку вітру, що спостерігається під час обледеніння.

Хмари або туман містять маленькі краплі води або кристали льоду. Навіть якщо температура нижча за 0°C, краплі залишаються у рідкому стані. Такі переохолоджені краплі замерзають одразу ж при контакті з якимось відкритими поверхнями.

Таблиця 1.5 Метеорологічні параметри, що суттєво впливають на фізичні характеристики обледеніння

<i>тип відкладення</i>	<i>температура повітря, °С</i>	<i>швидкість вітру, м/с</i>	<i>розміри крапель</i>	<i>вміст води у повітрі</i>	<i>тривалість</i>
<i>обледеніння внаслідок опадів</i>					
ожеледь (дощ або мряка, що замерзають)	від -10 до 0	будь-яка	великі	помірний	години
мокрый сніг	від 0 до +3	будь-яка	сніжинки	дуже високий	години
<i>обледеніння внаслідок осадження крапель води з атмосферного повітря</i>					
ожеледь	рис. 1.2	рис. 1.2	помірний	високий	години
зерниста паморозь			помірний	помірний	до кількох діб
кристалічна паморозь			маленький	низький	до кількох діб

Якщо приплив водяних крапель до об'єкту менший за інтенсивність замерзання, кожна крапля замерзає перш ніж наступна крапля зіткнеться з поверхнею у тому самому місці, і тоді кажуть, що зростання льоду є «сухим». Коли приплив водяних крапель зростає, то зростання льоду стає «мокрим», оскільки краплі не мають досить часу, щоб замерзнути до зіткнення з наступними краплями.

Загалом, сухе обледеніння має результатом різні типи паморозі (містить повітряні бульбашки), в той час, коли мокре обледеніння формує ожеледь (щільна та прозора крига).

Таблиця 1.5 дає схематичний опис головних метеорологічних параметрів, що контролюють інтенсивність обледеніння.

2 УМОВИ ТА МЕХАНІЗМИ УТВОРЕННЯ ЗИМОВИХ ОПАДІВ

Опади, що формуються в циклонах або в антициклонах взимку, (в іноземній літературі отримали назву «winter precipitation», тобто зимові опади) поверхні землі можуть досягати у найрізноманітнішому вигляді, а саме у вигляді снігу, льодяного дощу, замерзаючого дощу або замерзаючої мряки, а також у вигляді опадів, що містять льодяні кристали та рідкі краплі одночасно. Такі опади призводять до багатьох негативних наслідків в різних галузях економіки. Наприклад, при випадінні опадів, що містять рідкі краплі, на незахищених поверхнях може формуватись потужний шар льоду, створюючи небезпеку для ліній електропередач, вітрових турбін, телекомунікаційних веж, підіймачів тощо. Так, наприклад, випадок ожеледі 1998 р. в Монреалі, Канада, став одним з найкатастрофічніших стихійних явищ в історії Канади.

Різні типи зимових опадів найчастіше спостерігаються на теплих фронтах, де часто-густо утворюється інверсія температури (табл. 2.1).

Зазвичай, в цьому випадку в атмосфері мають місце теплий шар (шар танення, $T > 0^{\circ}\text{C}$) та холодний шар (шар рекристалізації, $T < 0^{\circ}\text{C}$), що розташований нижче теплого. Коли льодяні кристали проходять крізь шар танення, вони тануть та досягають нижнього шару рекристалізації у вигляді різновидів мокрого снігу (мокрий сніг, slush, табл. 2.1) або дощу. Тип опадів, що досягли нижньої межі шару танення (визначається як критичний рівень), має неабиякий вплив на тип опадів, який формується в шарі рекристалізації. Наприклад, якщо частки мокрого снігу сягаючи критичного рівня, перетворюються на частково замерзлі частки, які складатимуться з льодяної оболонки та рідкого ядра, тобто утвориться, так званий, льодяний дощ з рідким ядром, то в залежності від профілю температури він може повністю замерзнути та перетворитись на льодяний дощ перш, ніж досягне поверхні землі.

Таблиця 2.1. Визначення категорії гідрометеорів

Гідрометеор	Визначення
Дощ	Опади у формі рідких крапель води, діаметр яких перевищує 0,5 мм, або, якщо великий розкид, то краплі можуть бути меншими
Замерзаючий дощ	Краплі дощу, що випадають в рідкому стані, проте замерзають при осадженні на відкриті поверхні
Переохолоджений дощ	Рідкі опади при від'ємних температурах
Сніг	Опади, що складаються з білих або напівпрозорих кристалів льоду, головним чином, гексагональної форми та часто скупчені в сніжинки
Льодяний дощ (тип А та тип В)	Тип опадів, що складається з прозорих або напівпрозорих льодяних кульок, діаметр яких не перевищує 5 мм
Мокрий сніг	Сніг, який містить велику кількість води (зазвичай від 15 до 25% води)
Рекристалізований мокрий сніг	Знову замерзлі сніжинки мокрого снігу
Slush	Опади, що складаються одночасно з води та льоду, в яких структура та форма сніжинок перестає бути помітною (зазвичай, це опади що містять близько 40 % води)
Льодяні кристали	Первісні льодяні кристали
Хмарні краплі	Рідкі краплі малого розміру, які не осаджуються
Льодяний дощ з рідким ядром	Частково рекристалізовані краплі, в яких оболонка є твердою, а в середині знаходиться рідке ядро

Взаємодія між частками різних типів може також вплинути на тип опадів, що сягають поверхні землі. Наприклад, акумуляція льодяних кристалів рідкими переохолодженими краплями при від'ємних температурах спричинить

замерзання крапель, а отже формування льодяного дощу, як це було запропоновано [7].

Незважаючи на те, що розуміння процесів формування зимових опадів стає більш глибоким, проте точний прогноз зимових опадів є досі нерозв'язаною задачею. Складність цієї задачі частково визначається тісною залежністю від температури, вологості, вертикальних та горизонтальних рухів, так само як від конденсації в хмарі та розподілу льодяних кристалів. Статистичні методи мають бути застосовані для розробки прогнозу різних типів зимових опадів. Проте, ці методи не враховують такі важливі фактори, як розподіл часток за розміром та поля вітру. Ці методи також не дозволяють існування опадів змішаної фази разом з іншими типами опадів. В протилежність, одночасне випадіння опадів різних типів досить часто реєструється. Наприклад, дуже поширеним явищем є одночасне випадіння льодяного та замерзаючого дощу. Іноді ці типи опадів спостерігаються разом з льодяними кристалами.

Еволюцію опадів при падінні крізь шар танення та шар рекристалізації показано на рис. 2.1. Коли сніг досягає шару танення, то розпочинається процес танення, при якому найдрібніші сніжинки швидко тануть в той час як великі зберігають попередній стан. В цьому випадку утворюється мокрий сніг. Якщо процес танення продовжуватиметься, то мокрий сніг поступово трансформується в „slush”, що означає мокрий сніг, в якому кристалічна гексагональна структура стає практично непомітною. На останній стадії мокрий сніг перетворюється на дощ.

Тип опадів, що досягають поверхні землі сильно залежить від рідкої фракції в талих опадах на критичному рівні (рис. 2.1). Наприклад, якщо мокрий сніг досяг критичного рівня, то він починає рекристалізуватись та утворювати рекристалізований мокрий сніг. З іншого боку, якщо „slush” досягне критичного рівня, то такий мокрий сніг трансформується в льодяний дощ з рідким ядром. В залежності від температури та товщини шару рекристалізації льодяний дощ з рідким ядром кристалізуватись повністю або частково (льодяний дощ типу А) перш, ніж досягне поверхні землі.

В решті решт, в шарі рекристалізації дощ може стати переохолодженим. Якщо в шарі рекристалізації присутні льодяні кристали, то взаємодіючи з переохолодженими краплями вони можуть утворити льодяний дощ (тип В). Відмінність між льодяним дощем типу А та типу В в процесі утворення.

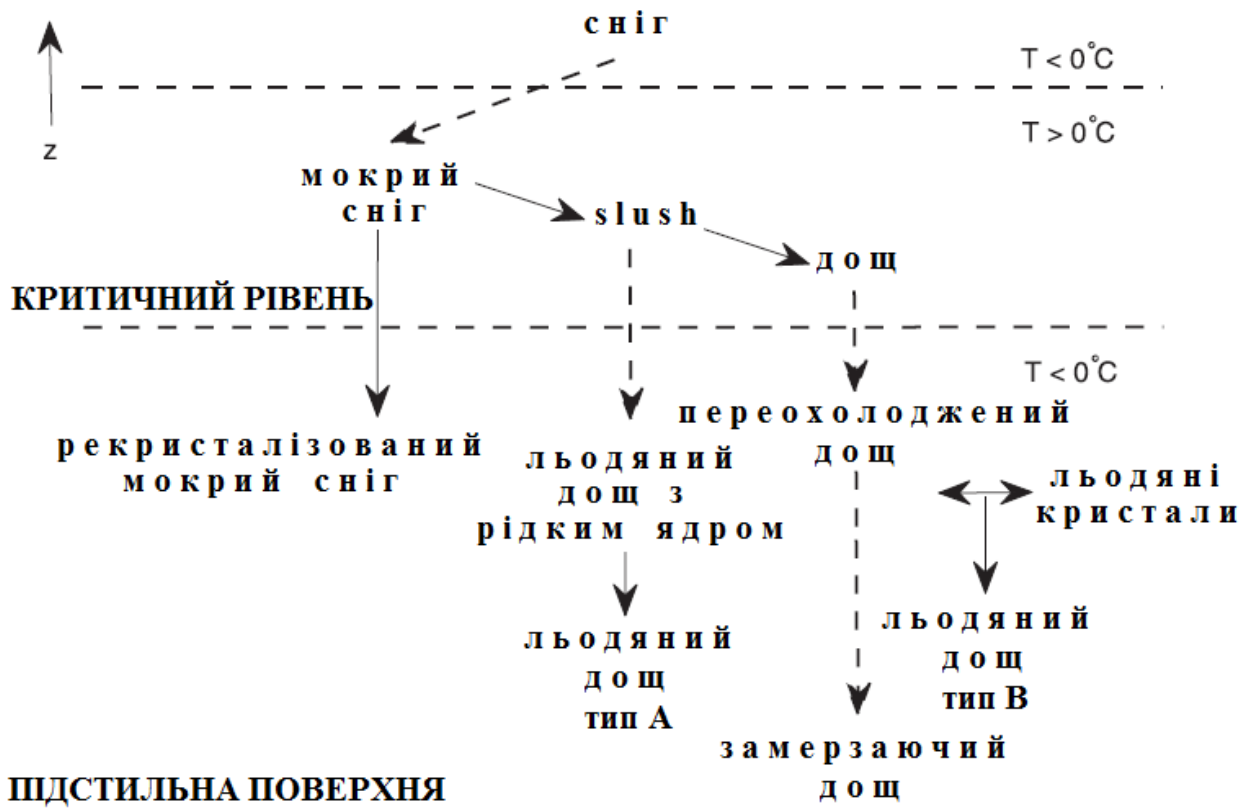


Рис. 2.1 – Схематична діаграма еволюції опадів різного типу при наявності піднятого теплого шару (шару танення) в атмосфері. Суцільні стрілки між категоріями опадів вказують на зміну прогностичних величин. Пунктирні лінії вказують на те, що тип опадів змінюється, проте прогностичні величини лишаються такими самими.

2.1 Умови утворення замерзаючих опадів

Починаючи з робіт [13], широко відомий так званий класичний механізм утворення переохолоджених (замерзаючих) опадів [4, 20, 35, 44, 46]: якщо

усередині хмари лежить обмеженої товщини шар з позитивною температурою, то сніжинки, що падають з верхньої, холодної частини хмари, тануть при попаданні в цей теплий шар і перетворюються на краплі, які потім випадають в холодний шар, розташований нижче, і набувають від'ємної температури (тобто стають переохолодженими); падаючи потім на холодну підстильну поверхню, вони замерзають і утворюють ожеледь. Цей процес в англійській науковій літературі іноді позначається як "melting process". Дослідники, аналізуючи температурну стратифікацію в хмарах в періоди випадіння замерзаючих опадів, нерідко знаходили такі теплі шари усередині хмар (шар інверсії температури, що має вигляд «теплого клину» на кривій температурній стратифікації), частіше за все у випадках замерзаючого дощу, а не мряки [30, 33, 43, 50]. Проте така стратифікація виявляється далеко не у всіх випадках замерзаючих опадів і навіть не в їх більшості. Дуже часто у всьому хмарному шарі температура негативна.

За результатами дослідження конкретних випадків пізніше було запропоновано альтернативний механізм: замерзаючі опади можуть формуватися в результаті зіткнення і злиття хмарних крапель при слабких від'ємних температурах [17]. Цей механізм отримав назву „процесу переохолодженого теплого дощу” (supercooled warm rain process). В назві підкреслюється той факт, що краплі переохолоджувались протягом всього часу їх зростання.

Цей процес привернув увагу дослідників у тому числі через його зв'язок з обмерзанням літаків: з хмар з негативною температурою випадає зазвичай переохолоджена мряка, а саме вона особливо небезпечна для літаків. Дослідження географічного розподілу цього явища утруднено тим фактом, що замерзаюча мряка часто спостерігається в хмарах і під хмарами, але при цьому на землі її не реєструють. Було показано [17], що за наявності замерзаючої мряки керованість літака погіршується набагато сильніше, ніж за наявності замерзаючого дощу. Швидке відкладення льоду на поверхні літака при випаданні замерзаючої мряки може призвести до катастрофи [44].

Дослідження умов випадання замерзаючих опадів в різних фізико-географічних умовах показало, що певний відсоток випадків замерзаючого дощу і особливо замерзаючої мряки спостерігається в ситуаціях, коли в атмосфері немає шарів з позитивною температурою. В [37] отримано, що такі ситуації складають близько 30% всіх випадків замерзаючих опадів на території США, для яких дані радіозондування були в наявності. Звідси робився висновок, що ці замерзаючі опади утворилися в результаті дії механізму „переохолодженого теплого дощу”. Аналіз мікрофізичних процесів в хмарах привів авторів [37] до висновку, що процес переохолодженого теплого дощу, може мати місце, якщо температура вершини хмари (cloud top temperature – СТТ) задовольняє нерівності $0 > \text{СТТ} > -10^{\circ}\text{C}$. В [49] досліджено порівняльний внесок обох механізмів на матеріалі 25-річного ряду спостережень замерзаючих опадів в США. Виявилось, що процес переохолодженого теплого дощу, явно мав місце в 47% випадків: хмари або були цілком холодними (тобто $T < 0^{\circ}\text{C}$ скрізь), або тільки вершини хмар були теплими ($T > 0^{\circ}\text{C}$), що не задовольняє визначенню класичного механізму. Хмари при цьому характеризувалися малою вертикальною потужністю, а випадаючі опади були замерзаючою мрякою. Справжній класичний процес, при якому $\text{СТТ} < -10^{\circ}\text{C}$ і є теплий шар усередині хмари, зустрічався в 25% від всього часу спостереження, причому випадав замерзаючий дощ, а хмари були більш потужними.

За іншими даними, процентне співвідношення двох механізмів виявляється іншим. Так, в [38] приводяться матеріали досліджень для Денвера, де відсоток радіозондів, в яких теплі шари не було виявлено при переохолоджених опадах, сягає 83. Над іншими районами середніх широт відсоток випадків замерзаючих опадів, що випадають в „некласичних умовах”, коливається в широких межах. Так, в Європі [21] відсутність теплих шарів в хмарі була відзначена в 30–40% випадків. Аналогічні результати було отримано в [54] за даними спостережень в Канаді, але відсоток відсутності теплих шарів на північних станціях більш високий (до 53%). В

Росії [7-10] частка випадків замерзаючих опадів, що випадають з холодних хмар, сильно варіює, загалом зростаючи із заходу на схід і з півдня на північ – від 74 % в Москві до 83 % в Нижньому Новгороді і 96 % в Мінеральних Водах. В той же час в Одесі частка випадків відсутності теплих шарів відносно невисока (48 %), а частка випадків добре вираженого класичного механізму складає 23 %. У всіх проаналізованих пунктах за наявності теплого шару усередині хмари – тобто класичного механізму «танення» - випадали замерзаючі дощі, а не мряка. Більш високий відсоток таких випадків в Одесі автори [9] відносять за рахунок підвищеної повторюваності середземноморських повітряних мас з відносно високими температурою і вологістю.

Таким чином, було запропоновано два основні механізми утворення замерзаючих опадів. В [34, 50] указується також, що можливі які-небудь проміжні варіанти. В цілому слід зазначити, що, хоча процес утворення замерзаючих опадів є процес мікрофізичний, проте реалізація того або іншого механізму залежить від властивостей повітряних мас, перш за все від профілю температури і вертикальної потужності хмар. Є ряд спроб з'ясування такого роду залежності за матеріалами спостережень. Так, в [15] при сумісному аналізі умов випадання замерзаючих опадів і обмерзання літаків було встановлено, що в конкретних районах США повторюваність замерзаючих опадів порівну була розподілена між арктичним повітряними масами і повітряними масам східного узбережжя США, в інших повітряних масах їх повторюваність нехтує. Аналогічний аналіз для іншого регіону США виконаний в [49]. В[34] були вивчені розподіли СТТ для кожного з наступних типів опадів: сніг, дощ, що замерзає дощ і мряка. СТТ визначалася за даними IC3 GOES (температура яскравості) і паралельно за даними радіозондування, при аналізі яких хмарним вважався шар, в якому відносна вологість перевершувала 87%. Було знайдено, що тільки градація опадів «слабкий сніг» має одномодальний розподіл температури яскравості верхньої

межі хмар; помірний і сильний сніг, дощ, що замерзає дощ і мряка знаходять дві моди з максимумами близько -16 і від -35 до -50°C .

Можна вважати встановленим, що класичний механізм відповідальний лише за певну частку випадків замерзаючих опадів. Саме цей механізм, проте, був узятий за основу розробниками чисельних моделей, в яких прогнозується, в числі іншого, і тип опадів [42, 51, 52, 57, 58]. Аргументом на користь такого вибору вважається той факт, що саме класичний механізм реалізується у випадках найінтенсивніших і небезпечних замерзаючих дощів.

Магістральним напрямом прогнозування типу опадів є прогнозування полів температури, вологості і опадів за допомогою чисельних моделей, а потім, за допомогою вбудованих в модель схем постпроцесингу, реалізація того або іншого алгоритму розпізнавання типів опадів. Іноді використовуються декілька алгоритмів, що дозволяє формувати ансамблі моделей.

2.2 Умови утворення льодяного дощу

Льодяний дощ – мілкі прозорі льодяні кульки неправильної чи округлої форми, які випадають із хмар і виникають від зледеніння дощу або напіврозтавшого мокрого снігу, розміром 1 - 3 мм у діаметрі.

Льодяний дощ – теплофронтове облогове явище. Він випадає із шарувато-купчастих і купчасто-дощових хмар, в рідких випадках – із високошаруватих хмар. Виникає тоді, коли на великій висоті над поверхнею землі знаходиться шар теплого повітря, в якому тоне падаючий сніг, а безпосередньо над земною поверхнею знаходиться шар повітря з від'ємною температурою.

За практичною значимістю видів льодяного дощу виділяють три групи:

- змерзлий дощ – складається з льодяних часток різної форми і будови, не має слідів сублімаційних сніжинок (є аналогом ожеледі);
- льодяні шкаралупки, що викликають ожеледь від змерзання витікаючої води (через практичні труднощі розрізнення шкаралупок при розвитку ожеледі їх відмічають як змерзлий дощ, що випадає спільно із переохолодженим дощем);
- зледенілі сніжинки – неправильні кусочки льоду, що частково зберегли форму сніжинки (є аналогом змерзлого налипання).

Льодяний дощ має два види: змерзлий дощ і зледенілий сніг.

Змерзлий дощ – мілкі льодяні кульки, що випадають із хмар. Звичайний їх розмір 1 - 3 мм, але зустрічаються і до 20 мм (мають вигляд декількох великих напівзлипаних крапель). Форма часток змерзлого дощу частіше за все буває округлою – шар, конус. Ці частки можуть складатися з декількох льодяних крапель, тому мають неправильну форму або матовий вигляд. Лід аморфний, жодних слідів скелетної будови не має. Змерзлий дощ утворюється від змерзання крапель дощу при їх проходженні через морозний приземний шар повітря. Це явище нерідке.

Зледенілий сніг – випадаючі з хмар неправильні шматочки льоду, що ще частково зберегли форму сніжинки. Звичайний їх розмір 1 - 3 мм. Зледенілі сніжинки не мають неспотворених плоских кристалічних поверхонь. Форму сніжинки, з якої вони виникли в результаті підтаювання і послідуєчого змерзання, визначити не можна. В той же час зледеніла сніжинка не є конгломератом мілких водяних крапель, що змерзлися разом. Зледенілий сніг випадає доволі рідко.

Звичайне походження дощу із снігу пояснює значну частоту випадіння мокрого, частково розтанувшого снігу. Якщо теплий прошарок повітря у вільній атмосфері невеликий, то падаючі крізь нього сніжинки можуть не встигнути повністю розтанути. Тоді в нижньому холодному шарі вони будуть замерзати, і на землю випаде сухий зледенілий сніг, який складатиметься із спотворених форм кристалів. Зледенілий сніг може

приймати всі форми між правильними льодяними кульками льодяного дощу і правильними кристалами снігу. За ступенем спотворення сніжинок, тобто за величиною їх зледеніння можна судити про розміри теплої прошарку в атмосфері. Різні розміри сніжинок, що падають в теплий шар повітря, призводять до різного часу їх танення. Тому кожен льодяний дощ складається з льодяних часток різної величини, а кожен зледенілий снігопад – це й зі сніжинок різного ступеню спотворення.

Під час переохолодженого дощу в приземному холодному шарі повітря при його достатній потужності швидко відбувається льодяне перенасичення за рахунок випаровування рідких крапель дощу перед його змерзанням. Результатом цього є утворення слабкого туману випаровування і сублімація водяного пару. Льодяні кристали розвиваються в повітрі і випадають разом із крижинками льодяного дощу.

Льодяний дощ є аерологічною ознакою теплої фронту, тому він має діагностичне значення в службі погоди. Мікроаналіз його часток показує наявність зростання крапель дощу. Це дозволяє використовувати спостереження мікробудови часток льодяного дощу, як засіб аналізу формування крапель дощу.

Пояснення льодяного дощу було вперше запропоновано Жуком (1902). Він вважав, що в атмосфері на висоті є шар теплої повітря, з якого випадає звичайний дощ. Нижче теплої шару повітря розташовується холодний шар з від'ємними температурами повітря. Крапля дощу, що проходить через нижній холодний шар повітря, замерзає. Температура у поверхні землі при цьому повинна бути нижче 0°C або близькою до неї. Приземна інверсія при льодяних опадах частіше за все буває пов'язана з теплим фронтом, тому льодяний дощ є ознакою теплої фронту. Часточки льодяного дощу тим більші, чим більша ефективна потужність шару додатних температур

повітря. В ньому проходить танення сніжинок, які являють собою обов'язкову стадію облогового дощу в помірних широтах.

2.3 Умови утворення мокрого снігу

Мокрий сніг (сніг з дощем) – опади, які представляють собою суміш сніжинок і крапель або напіврозтанувших сніжинок. Випадає при температурах, близьких до 0°C.

Сніжинки мокрого снігу зазвичай злипаються у пластівці. Снігові пластівці спостерігаються у 14% випадків при слабких і у 92% випадків при сильних снігопадах. Утворенню снігових пластівців сприяє відносно висока температура повітря, велика густина снігопаду, тривалість шляху падіння тощо. Гранично великі пластівці утворюються при штилі або слабкому вітрі (1-2 м/с). Можна розрізнити:

- облоговий мокрий сніг (снігопад із суцільного однорідного хмарного покриву шарувато-дощових або високо-шаруватих хмар, тривалий і без різких коливань інтенсивності);
- зливовий мокрий сніг (тверді опади великої інтенсивності, але нетривалі, що випадають з купчасто-дощових хмар; характеризуються швидким збільшенням інтенсивності на початку випадіння, різкими її коливаннями, різким припиненням, швидкими змінами хмарності, що супроводжується посиленням вітру з поривами і шквалами. Спостерігаються в нестійких холодних повітряних масах, особливо в тилу циклону).

В умовах України переважає випадання облогового мокрого снігу (76,4%) над зливовим (23,6%); одночасно вони випадають в 1,8% випадків.

Частота випадання мокрого снігу від року до року змінюється залежно від характеру переважаючих синоптичних процесів. Випадання мокрого снігу на

Україні можливо в період від першої п'ятиденки жовтня до першої п'ятиденки травня. Річний хід має два максимуми: у березні та грудні.

Розподіл числа випадків випадання мокрого снігу по території України характеризується значною плямистістю, із загальною тенденцією убуття з північного заходу на південний схід (рис. 2.2). На карті середньорічного числа днів з випаданням мокрого снігу виділяються райони з підвищеною частотою явища - на заході, північному заході, півночі і північному сході України. Ізолінії, відповідні 25 дням і більше з мокрим снігом, проходять поблизу Чорнобиля та на схід від Сум; вогнище з інтенсивністю до 30 днів знаходиться на сході Львівської і півночі Тернопільської областей.

Тривалість випадання мокрого снігу зазвичай невелика: переважають випадки тривалістю 2 години і менше (46% при облоговому мокрому снігу і 71% при зливовому). Випадання мокрого снігу протягом 6 годин і більше спостерігалось тільки в 17% випадків.

Формування і випадання мокрого снігу залежить від температурного і вітрового режиму, вогності і структури хмар, ступеня зволоження підхмарного шару.

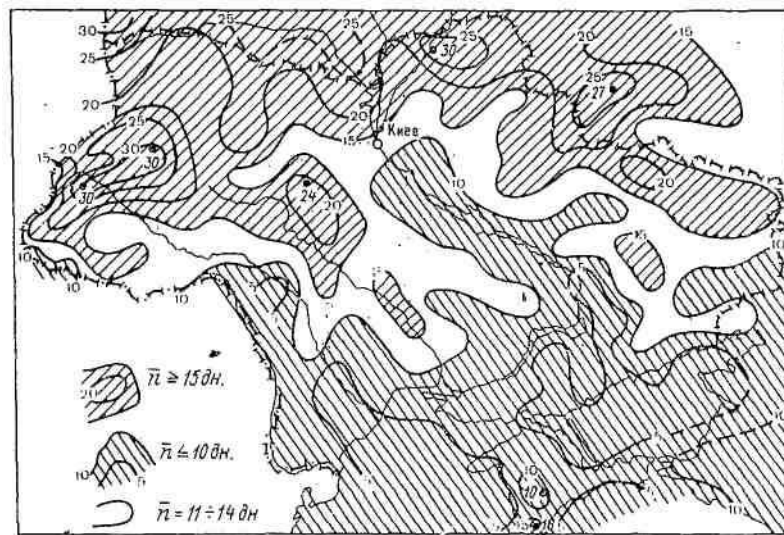


Рис. 2.2 – Середньорічне число днів (n) з випаданням мокрого снігу

Зволоження повітряного шару під хмарою обумовлює інтенсивність випаровування випадаючих опадів. При великій сухості повітря сніжинки під час падіння інтенсивніше випаровуються, внаслідок чого вони охолоджуються, і мокрий сніг може випадати при вищих температурах повітря. Цим, мабуть, можна пояснити випадання мокрого снігу при температурі повітря вище 5°C .

Збільшення швидкості вітру сприяє руйнуванню сніжинок, внаслідок чого змінюється щільність мокрого снігу і його структура. Збільшується турбулентність, змінюється і шлях руху сніжинок, можливість їх зіткнення як між собою, так і з водяними крапельками.

Наявність водяних крапель в атмосфері істотно впливає на характеристики сніжинок і в першу чергу на форму кристалів. По-перше, краплі в безпосередньому сусідстві з кристалами випаровуються, збільшуючи перенасичення над поверхнею кристалів і сприяючи їх зростанню; по-друге краплі коагулюють з кристалами. Із збільшенням водності переохолодженої хмари збільшуються розміри і значно ускладнюється форма сніжинок. Всі типи кристалів (пластинки, стовпчики і зірочки) при високій водності переходять від елементарних форм до складних комплексів, що може слугувати поясненням складної структури мокрого снігу і великого діапазону коливань його щільності. Температура повітря робить вирішальний вплив на формування фази і структури опадів.

У переважній більшості випадків мокрий сніг випадає при температурі повітря у земної поверхні в інтервалі $0\dots 2^{\circ}\text{C}$ (89%). При температурі вище 2°C мокрий сніг випадає рідко (3%).

Відмічені випадки випадання мокрого снігу (снігу з дощем) при від'ємній температурі повітря як в приземному шарі, так і у земної поверхні (8%). Мабуть, відбувається складний процес паралельного формування твердих і рідких опадів, з різних частин потужної хмарності із змішаною фазовою структурою.

Мокрий сніг формується і випадає переважно при фронтальних ситуаціях в зонах атмосферних фронтів (98%). Він може спостерігатися поблизу фронтів будь-якого типу: 38% випадків на теплих фронтах, 20% - на холодних, 10% - на фронтах оклюзії, 32% - на вторинних холодних фронтах. Таким чином, в зонах холодних фронтів мокрий сніг випадає частіше (52%), ніж поблизу теплих і фронтів оклюзії (48%). Вірогідність випадання мокрого снігу зменшується у напрямі з північного заходу на південний схід.

За переважанням різних типів фронтів, що супроводжуються випаданням мокрого снігу, територія України може бути схематично розділена на три частини:

- 1) захід і північний захід території, де при оцінці загрози випадання мокрого снігу основна увага повинна бути приділена вторинним холодним фронтам (34-43%), а потім основним теплим (22-33%);
- 2) південний схід території, де випадання мокрого снігу рівноймовірно при переміщенні як теплих, так і холодних фронтів;
- 3) інші частини території, на якій найчастіше мокрий сніг випадає на теплих фронтах (32-52%) і на вторинних холодних (21-30%).

Мокрий сніг спостерігається в зонах як малорухливих, так і швидкорухливих фронтів; швидкість переміщення фронту не грає вирішальної ролі у формуванні умов для випадання мокрого снігу.

Найчастіше випаданням мокрого снігу супроводжуються атмосферні фронти, що зміщуються із заходу (39%) або північного заходу (28%). Мокрий сніг може випадати в різних частинах баричного поля, при різноманітних ситуаціях. Так, на заході України, де випадання мокрого снігу спостерігається найчастіше, формування його відбувається в зонах холодних фронтів, переважно в тилу південних циклонів, що огинають Карпати з південного сходу і потім переміщуються на північ. Для півдня країни найбільш характерне випадання мокрого снігу в передній частині циклонів, що зміщуються з південного заходу і півдня. У північній половині України нерідкі випадки випадання мокрого снігу при зсуві улоговин із заходу.

Оцінюючи вірогідність випадання мокрого снігу в зоні фронту, корисно використовувати простий і практично зручний температурний критерій: вірогідність випадання мокрого снігу досягає 85-90% у зонах тих фронтів, поблизу приземної лінії яких розташовуються ізотерми $0...2^{\circ}\text{C}$.

Для випадання мокрого снігу характерна:

- наявність прилеглого до земної поверхні шару повітря з додатньою температурою;
- невелика вертикальна протяжність цього шару (500 м і менше);
- відсутність шарів з $T > 0^{\circ}\text{C}$ на вище розміщених рівнях;
- відсутність в нижньому 500-метровому шарі інверсійного ходу температури, внаслідок чого температура повітря поблизу земної поверхні, як правило, є найвищою у всьому пограничному шарі тропосфери.

2.4 Алгоритми визначення типу опадів

Прогнозування типу опадів (сніг, дощ, мокрий сніг, замерзаючий дощ, льодяні зерна) проводиться за допомогою програм постпроцесингу, що реалізують той або інший алгоритм визначення типу опадів після того, як в рамках чисельної моделі була передбачена наявність опадів.

В різний час було запропоновано декілька алгоритмів такого роду. За часом публікації першим слід рахувати алгоритм «товщини шару» [41, 58]: тип опадів пропонувалося визначати за даними про висоту поверхонь 1000, 850 і 700 гПа:

- сніг випадає, якщо товщина шару 850-700 гПа менше або рівно 1540 м;

- дощ випадає, якщо товщина шару 1000-850 гПа більше 1310 м або якщо товщина шару 850-700 гПа більше 1560 м і при цьому температура змоченого термометра у землі $T_w > 0^{\circ}\text{C}$; якщо $T_w \leq 0^{\circ}\text{C}$, то випадає замерзаючий дощ;
- льодяні зерна (ice pellets) випадають, якщо товщина шару 850-700 гПа лежить в інтервалі (1540, 1560 м].

Даний алгоритм працює лише у тому випадку, коли є реальні (не екстрапольовані) дані про висоти трьох ізобаричних поверхонь. Якщо ж, як це часто буває при випаданні опадів, тиск у землі нижче 1000 гПа, - алгоритм незастосовний. Це обмежує можливості його використання.

Алгоритм Реймера [48] використовує дані про тиск P , температуру T , відносну вологість RH і температуру змоченого термометра T_w для розділення умов випадання снігу, дощу, замерзаючого дощу, крижаних зерен і змішаних опадів:

- якщо на нижньому рівні (у землі) $T_w \geq 2^{\circ}\text{C}$, очікується дощ;
- якщо у землі $T_w \leq 2^{\circ}\text{C}$ і на решті рівнів $T_w < -6,6^{\circ}\text{C}$, очікується сніг.

В решті випадків визначається рівень генерації опадів як верхня межа самого нижнього з шарів, в яких $RH > 90\%$, при товщині цього шару не менше 16 гПа. Якщо на цьому рівні $T_w < -6,6^{\circ}\text{C}$, а на решті рівнів $T_w < 0^{\circ}\text{C}$, то вважається, що все гідрометеори є кристалами, і очікується сніг.

Коли гідрометеори падають з рівня генерації, вони можуть танути при відповідній стратифікації T_w . Льодяна фракція гідрометеорів визначається з формули

$$\frac{dI}{d \ln p} = \frac{0^{\circ}\text{C} - T_w}{E},$$

де $E = E'RH$. Емпірично знайдено на великому статистичному матеріалі $E' = 0.045^{\circ}\text{C}$. Величина I міняється від 0 (рідкі краплі) до 1 (кристали). Остаточне рішення про тип опадів ухвалюється на підставі наступних правил

по значеннях I і T_w на самому нижньому рівні:

- якщо $I > 0,85$, очікуються снігові зерна;
- якщо $I = 1$, очікується сніг;
- якщо $I < 0,04$ і $T_w < 0^{\circ}\text{C}$ у землі, очікується замерзаючий дощ;
- якщо $I < 0,04$ і $T_w \geq 0^{\circ}\text{C}$ – очікується дощ;
- якщо $0,04 \leq I \leq 0,85$ і $T_w < 0^{\circ}\text{C}$ у землі, то очікуються змішані осідання, частина з яких – замерзаючий дощ; якщо ж $T_w \geq 0^{\circ}\text{C}$, замерзаючих опадів не очікується.

Алгоритм ВТС (Baldwin, Treadon, Contorno) [12] був призначений для розпізнавання типів опадів по спостережуваному або передбаченому вертикальному розподілу температури і вологості. Цей алгоритм в даний час використовується в службі погоди США спільно з ETA-моделлю. Ідея алгоритму полягає в аналізі вертикальної стратифікації шарів, крізь які проходять падаючі гідрометеори, і визначенні можливостей його танення або замерзання. Теплі і холодні шари визначаються через площу між нульовою ізотермою і кривою $T_w(z)$, де z – висота.

Далі визначається початковий стан гідрометеорів (вода або лід, що переохолоджувала). Вважається, що рівень генерації опадів знаходиться у верхньому „насиченому шарі” ($T - T_d < 6^{\circ}\text{C}$). Розраховується площа між ізотермою -4°C і T_w до висоти поверхні 500 гПа і площа між ізотермою 0°C і T_w приземного теплого або холодного шарів:

- якщо мінімальне в насиченому шарі $T_w > -4^{\circ}\text{C}$ і $T_0 > 0^{\circ}\text{C}$, очікується дощ; він також очікується при $T_0 > 0^{\circ}\text{C}$ і якщо площа між -4°C і T_w перевищує 3000 град•м, а площа між 0°C і T_w в нижньому шарі завтовшки 150 гПа перевищує -3000 град•м, або товщина приземного теплого шару більше 50 град•м.

Алгоритм Бургуена [18] схожий з ВТС і визначає умови танення або замерзання гідрометеорів. Розраховуються площі між нульовою ізотермою і спостережуваною позитивною температурою («енергія танення») і між нульовою ізотермою і спостережуваною від’ємною температурою («енергія

замерзання») на стандартній тефіграмі. Тип опадів визначається по співвідношенню енергій танення і замерзання:

- якщо енергія танення в приземному шарі більше або рівно 5 Дж/кг або доступна енергія танення в проміжному теплому шарі (тобто в теплому шарі над приземним холодним шаром) менше 2 Дж/кг, очікується сніг;
- якщо енергія танення лежить в інтервалі від 5,6 до 13,2 Дж/кг, то льодяні гідрометеори і гідрометеори, що розтанули, рівноімовірні, і випадковим чином діагностується сніг або дощ;
- якщо в піднятому шарі енергія танення менше 2 Дж/кг і приземна енергія танення більше 13,2 Дж/кг, то очікується дощ;
- якщо сніг не очікується і енергія замерзання менш величини $46 + 0,66x$ (енергія танення), то очікується замерзаючий дощ при $T_0 < 0^{\circ}\text{C}$ і дощ при $T_0 \geq 0^{\circ}\text{C}$;
- якщо енергія замерзання перевищує величину $66 + 0,66x$ (енергія танення) і енергія танення у землі менше або рівно 5,6 Дж/кг, очікуються крижані зерна;
- якщо енергія танення у землі лежить між 5,6 і 13,2 Дж/кг, то крижані зерна і дощ рівноімовірні, і вибір проводиться випадковим чином;
- якщо енергія замерзання лежить в проміжку між величинами $46 + 0,66x$ (енергія танення) і $66 + 0,66x$ (енергія танення), то рівноімовірні замерзаючий дощ і снігові зерна, і рішення ухвалюється випадковим чином.

Алгоритм CSTPS (Czys, Scott, Tang, Przybylinski, Sabones) [30] був призначений для розділення снігових зерен і замерзаючого дощу шляхом визначення частки льоду в одиничному сферичному гідрометеорі.

Тип опадів спочатку визначається шляхом розрахунку часу, протягом якого крижана сфера зберігається в теплому шарі, і часу, необхідного для повного танення цієї сфери. Відношення цих двох часів, I , служить для розмежування умов існування типів опадів: якщо $I = 0$, танення відсутнє, якщо $I = 1$,

гідрометеор повністю тане. Час збереження визначається шляхом розподілу глибини теплого шару на кінцеву швидкість падіння гідрометеора (вважаючи повітря таким, що покоїться). Час повного танення визначається з балансу між виділенням прихованого тепла при таненні і швидкістю передачі тепла через рідку оболонку гідрометеора. Для визначення часу танення використовуються три характеристики підведеного теплого шару: середня товщина, середній тиск і середня температура змоченого термометра. Пропонуються наступні вирішальні правила:

- якщо $0 < I < 1$ при будь-якому T_0 (де T_0 – приземна температура або мінімальна температура змоченого термометра), очікуються крижані зерна;
- якщо $I > 1$, $T_0 = 0^{\circ}\text{C}$, очікується замерзаючий дощ;
- якщо $I > 1$, $T_0 > 0^{\circ}\text{C}$, очікується дощ;
- якщо немає шару танення ($I = 0$), очікується сніг.

Алгоритм Кортінаса і ін. [28], як і CSTPS, був заснований на визначенні умов повного танення гідрометеора при його падінні через теплий шар. Основна відмінність від методу CSTPS полягає в тому, що характеристики теплого шару не використовуються, а замість них для оцінки швидкості танення льодяної сфери такого ж діаметра, як в CSTPS, використовуються криві стани нижче 500 гПа:

- при будь-якому T_0 очікуються снігові зерна, якщо лід ще зберігався, коли частинка досягла нижньої межі шару танення;
- якщо частинка повністю розтанула, а у землі $T_0 \leq 0^{\circ}\text{C}$, то очікується замерзаючий дощ;
- якщо $T_0 > 0^{\circ}\text{C}$, то очікується дощ;
- якщо шар танення відсутній, очікується сніг.

Даний алгоритм не мав оперативного вживання зважаючи на обчислювальну неекономічність.

Такі основні опубліковані алгоритми визначення типів опадів. В літературі зустрічаються модифікації цих алгоритмів, алгоритму Реймера, що особливо

часто використовується. Питання, наскільки результати визначення типу опадів залежать від конкретного прийнятого алгоритму, розв'язувалося шляхом тестування на матеріалі радіозондів (а не модельних прогнозів, які містять власні помилки). Такого роду найдокладніші результати, отримані в університеті Оклахоми (США), були представлені на щорічному мітингу Національної метеорологічної асоціації США [28] і опубліковані на сайті [36]. Тестування виконувалося на вибірці 1828 радіозондів, випущених при приземній температурі нижче 5оС і за наявності опадів, у тому числі 387 випадків замерзаючого дощу. Алгоритм товщини шару не вдалося зіставити з іншими, оскільки в 65% випадків тиск у землі був нижче 1000 гПа. Для нього оцінки були отримані по зменшеній вибірці. Результати були представлені в альтернативному і вірогідності вигляді. Альтернативне визначення типу опадів виявилось найуспішнішим для дощу і снігу, менш успішним (але практично значущим) для замерзаючого дощу і якнайменше успішним для крижаних зерен, але для всіх типів опадів результати краще випадкових. Жоден з алгоритмів не показав явної переваги, але алгоритм Реймера визнаний дещо кращим. Комбінація алгоритмів, використана для формування ансамблю, виявилася корисною.

Більш пізні дані про верифікацію алгоритмів визначення типу опадів знаходимо в [55]: приведені вище 5 алгоритмів (окрім алгоритму товщини шару) використовувалися в комбінації з різними чисельними моделями і різними початковими умовами для цих моделей. Таким чином, формувалася ансамбль, який і використовувався для прогнозу типу опадів. Знову був підтверджений висновок, що дощ і сніг прогнозуються цілком успішно, замерзаючий дощ – з практично значущою, але невисокою успішністю, а прогноз крижаних зерен в цілому невдалий.

Подальше просування знаходимо в [31], де, в поєднанні з моделлю WRF, для визначення типу опадів була застосована модифікація алгоритму Реймера. Модифікація полягає в більш повному врахуванні стратифікації самого нижнього шару. Саме, вводиться „льодяна фракція на рівні замерзання”:

$$I_{FL} = \sum_{k=1}^K dI,$$

де I – число модельних атмосферних рівнів нижче за саму нижню нульову ізотерму.

Якщо початковий алгоритм Реймера передбачає замерзаючий дощ, то саме цей тип опадів і прогнозується. Крім того, замерзаючий дощ слід очікувати, якщо $0 < I_{FL} \leq 0.1$, $T_0 \leq 0^\circ\text{C}$. В решті випадків зберігається той тип опадів, який передбачався оригінальним алгоритмом Реймера. Порогові значення I_{FL} були отримані емпірично.

Оригінальний алгоритм Реймера недооцінює повторюваність замерзаючого дощу. Модифікований алгоритм передбачає набагато більше випадків, що спостерігалися, але все таки недооцінка зберігається. Ще одна модифікація алгоритму Реймера була запропонована в [47].

З висловленого укладаємо, що рішення про використання того або іншого алгоритму визначення типу опадів слід приймати залежно від властивостей прогностичної моделі, що використовується, і з урахуванням особливостей режиму опадів різних типів на території, для якої дається прогноз. Враховуючи наявний міжнародний досвід, доцільно більше уваги уділити алгоритму Реймера. Разом з тим не можна випустити з уваги, що цей алгоритм, включаючи і його модифікації, орієнтований на виявлення умов, коли реалізується класичний механізм формування замерзаючих опадів унаслідок танення сніжинок в теплому шарі. Те ж відноситься до алгоритмів Бургуена, CSTPS і Кортінаса. Алгоритм ВТС не вимагає наявності шару танення і допускає випадання замерзаючого дощу при слабо негативній температурі (> -4 оС); таким чином, він повинен розпізнавати принаймні частину випадків дії механізму теплового переохолодженого дощу. Оцінка ефективності кожного з представлених алгоритмів постпроцесингу стосовно конкретних фізико-географічних умов повинна проводитися шляхом тестування на матеріалі спостережень в цих умовах.

– 3 ОСОБЛИВОСТІ КЛІМАТУ І ЦИРКУЛЯЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ НАД УКРАЇНОЮ В ХОЛОДНУ ПОРУ РОКУ

–

У формуванні кліматичного режиму на Україні велику роль відіграє регіональна атмосферна циркуляція, яка у свою чергу є частиною великомасштабної циркуляції атмосфери. Помітна зміна великомасштабних атмосферних процесів відмічається в останнє десятиріччя. Постійні та сезонні центри дії атмосфери, змістились на 200 східніше та формують нові стійкі погодні умови на території України.

Переміщення повітряних мас на Україну відбувається при різних циркуляційних процесах. Ці процеси відрізняються різноманіттям форм і сезонними відмінностями, що значною мірою обумовлює часту зміну і складність погодних умов на Україні [21].

Зимовий сезон, як і все холодне півріччя, характеризується переважаючою роллю циркуляційного чинника. Значення радіаційного чинника зменшується внаслідок відносно малої висоти сонця над горизонтом, невеликої тривалості дня, значної хмарності. Взимку на Україні дуже розвинена циклонічна діяльність, більшість циклонів переміщається на територію України саме в цей сезон року. Тому взимку спостерігається інтенсивний міжширотний обмін повітря.

Циклони, що пов'язані з середземноморською гілкою полярної висотної фронтальної зони, найбільш яскраво виражені в зимовий і весняний сезони. Західні і північно–західні атлантичні циклони приносять морське повітря помірних широт. Їх переміщення здійснюється по північній гілці полярної висотної фронтальної зони, що проходить над центральними районами східної частини Європи, і супроводжується короткочасними потепленнями, інтенсивними снігопадами, завірюхами і посиленням вітру. Північно–західні пірнаючі циклони нерідко застоюються над Нижнім Поволжям. Тоді в їх тилу по західній периферії з півночі на південь переміщаються вторинні

холодні фронти, що постачають «порції» холодного арктичного повітря та викликають короткочасні снігопади і завірюхи з поривчастим північним вітром. В цілому погода зимового сезону відрізняється великою кількістю похмурих днів, частими опадами, туманами, ожеледдю.

Опади у вигляді снігу взимку в останнє десятиріччя стали швидше виключенням, ніж правилом, оскільки переважають опади у вигляді мокрого снігу або дощу. Найбільші суми опадів в зимовий період доводяться на січень і лютий (56–58%). Раніше взимку випадало 49% твердих, 34% змішаних і 17% рідких опадів. Взимку спостерігається в середньому 62 дні з опадами. Ці дні рівномірно розподілені по всьому сезону, тобто кожний зимовий місяць має близько 20 днів з опадами (з кожних трьох днів зими два дні з опадами). З вказаних 62 днів близько 12 характеризуються незначними опадами: за добу їх кількість складає менше 0,1 мм. Щомісячно спостерігається по 4 дні з такими опадами [21].

Для зимового сезону характерною є підвищена швидкість вітру. Середня швидкість вітру в січні складає 2,9 м/с, в лютому – 3,2 м/с. В грудні швидкість вітру складає 2,7 м/с. Найбільшу повторюваність (35–40%) має вітер із швидкістю 2 – 3 м/с. Удвічі рідше повторюється вітер із швидкістю 4–5 м/с. Вітер із швидкістю більше 10 м/с відзначається в 10% випадків. Сильний вітер (більше 15 м/с) відмічається рідко (в середньому 1 день в місяць). Взимку, в умовах збільшеної кількості днів з похмурою погодою, різниця в швидкості вітру вдень і вночі практично відсутня. Відмінності починають виявлятися лише в лютому [21].

Характерною особливістю зимового сезону в Україні є часта відлига, яка має три механізми утворення: адвективний, радіаційний і радіаційно–адвективні. В 80% випадків на Україні буває відлига адвективного характеру. В холодний період року значне потеплення часто обумовлено адвекцією теплих повітряних мас, особливо з Середземного моря. В роки, коли відбувається тривале вторгнення холодних арктичних мас, спостерігаються найнижчі абсолютні мінімуми (близько -30°C).

Клімат центральної частини України помірно-континентальний, м'який, з достатньою зволоженістю. Зима тривала, порівняно тепла; літо – достатньо тепле і вологе. Середня багаторічна температура січня півдня Центральної України складає $-6,5^{\circ}\text{C}$, центральної частини $-5,8^{\circ}\text{C}$, а півночі $-6,6^{\circ}\text{C}$. В липні температура складає для південних районів Центральної України $20,1^{\circ}\text{C}$, для центральних – $19,5^{\circ}\text{C}$, і для північних районів – $19,2^{\circ}\text{C}$ [22].

За рік випадає в середньому 500–600 мм опадів, в більш південних районах Центральної України кількість опадів зменшується до 400–500 мм. Максимальна кількість опадів випадає влітку.

Сталий сніговий покрив (з грудня по березень) складає висоту 25–30 см. Серед несприятливих кліматичних явищ – інтенсивні зливові дощі з грозами, град, засухи, ожеледь і інші небезпечні явища погоди.

4 МЕТЕОРОЛОГІЧНІ УМОВИ ВИПАДІННЯ ЗИМОВИХ ОПАДІВ БІЛЯ ПОВЕРХНІ ЗЕМЛІ І НА ВИСОТАХ В РАЙОНІ М. КРОПИВНИЦЬКИЙ

4.1 Характеристика використаних матеріалів і методика їх обробки

В даному дипломному проекті використовувалася така інформація за період 2001–2017 рр.:

1) дані щогодинних наземних спостережень аеропорту “Кропивницький” в кодї “METAR” за період 2001–2017 рр., які обирались для таких явищ як зливовий мокрий сніг, замерзаючий дощ, замерзаюча мряка, льодяний дощ, туман з утворенням ожеледі, туман з утворенням зернистої паморозі, серпанок з утворенням кристалічної паморозі;

2) дані радіозондування (стандартні ізобаричні поверхні, особливі точки і стандартні висоти над рівнем моря і підстильною поверхнею), які вибирались в околиці ± 2 год. від часу реєстрації зимових опадів.

Для дослідження вертикальної структури атмосфери необхідні відомості про хмарні шари, зокрема, про висоту їх верхньої і нижньої меж. Для кількісної оцінки цих характеристик використовувалися дані радіозондування. Методи оцінки висоти верхньої і нижньої меж хмар за вертикальними профілями температури і вологості ґрунтуються головним чином на критичних значеннях або дефіциту ($T - T_d = D^\circ\text{C}$), або відносної вологості ($r, \%$), що отримані з даних спостережень. Також враховуються особливі шари (інверсії) по температурі.

Нижче приведений короткий опис кожного з методів.

Так *Гоголевою Е. І.* [4] для нефронтальних хмар запропоновано наступний підхід: в хмарах дефіцит точки роси $T - T_d$ не повинен перевищувати 1°C . *Абрамович К. Г.* [1] знайшла, що в нижньому

800-метровому шарі та в хмарах, що знаходяться в стадії “зрілості”, ця умова виконується в 80 і 66% випадків відповідно; в цілому для всіх хмар виконується умова $T - T_d \leq 3^\circ\text{C}$.

Завариною М. В. [6] були проаналізовані профілі температури і вологості в шаруватих та шарувато-купчастих хмарах і знайдено, що на верхній межі хмари, в 70% випадків має місце інверсія з одночасним зменшенням відносної вологості ($dr/dz < 0$).

Дмитрієва-Арраго Л. Р. і Колоскова Л. Ф. [5] для нефронтальних шаруватих хмар встановили наступні критерії:

$$T - T_d \leq 1,5^\circ\text{C} \text{ нижче } 800\text{м},$$

$$T - T_d \leq 2,5^\circ\text{C} \text{ вище } 800\text{м}.$$

Ці результати ґрунтуються на дослідженні 128 випадків. Точність оцінки коливається в межах від 0 до 500м в 73,6% випадках.

Арабей Е. Н. [2] узагальнила результати, отримані Мошниковим [7], і розробила метод, заснований на визначенні критичного значення дефіциту точки роси як функції від температури:

$$T - T_d \leq 1,2^\circ\text{C} \text{ при додатних температурах};$$

$$T - T_d \leq 2,2^\circ\text{C} \text{ при } -10,0^\circ\text{C} < T < 0,0^\circ\text{C};$$

$$T - T_d \leq 2,2^\circ\text{C} \text{ при } -20,0^\circ\text{C} < T \leq -10,0^\circ\text{C}.$$

Верхня і нижня межі для хмар шаруватих форм визначалися достатньо точно в 87 і 83% випадків в денний і нічний час відповідно.

В роботі [15] хмарним вважається шар, в якому профілі температури і вологості (апроксимовані кубічними сплайнами) задовольняють умовам:

$$\frac{d^2T}{dz^2} \geq 0 \quad \text{і} \quad \frac{d^2r}{dz^2} \leq 0$$

В роботі [13] автори стверджують, що метод дає добрі результати в 90% випадків для хмар таких форм St, Sc, As, Ac, Ci, Cs і Cs межі таких хмар можуть визначатися безпосередньо за вертикальним профілем вологості; як порогове використовується значення відносної вологості 95% [21]; в деяких роботах використовується $r=90\%$ [17].

В *Російському ГМЦ* у відділі авіаційної метеорології для відпрацювання методики був проведений спеціальний аналіз ефективності всіх методів, описаних вище, на вибірці з 34 підйомів літаків в холодний сезон за наявності опадів (замерзаючих опадів або снігу) в аеропорту Внуково [12]. Ці дані містили прямі вимірювання висот меж хмарних шарів. Було знайдено, що для виділення хмарних шарів прості правила, засновані на прийнятті порогових значень відносної вологості, які дорівнюють 95 і 90%, дають задовільний результат. Проте вони не можуть бути застосовані в тих випадках, коли датчик вологості не реєструє значень вище за порогові, хоча хмари є в наявності. В цих умовах є ефективними методи, що використовують порогові значення дефіциту точки роси, або метод, що визначає верхню межу хмари як нижню межу інверсії при одночасному падінні відносної вологості з висотою. Останній метод забезпечує хорошу точність у межах своєї застосовності, тобто у випадках підінверсійних хмар. Метод оцінки меж хмарних шарів по кривизні профілів температури і вологості в тому вигляді, в якому він був запропонований в [15], виявився непридатним. Тільки в комбінації з пороговим значенням відносної вологості цей підхід дає прийнятні результати.

В даній роботі висота нижньої межі хмар визначалася за даними спостережень в аеропорту „Кропивницький”. Вертикальні профілі температури і вологості відновлювалися за даними радіозондування кубічними сплайнами.

4.2 Часовий розподіл зимових опадів в районі Кропивницького

Умови випадіння зимових опадів в районі Кропивницького розглядалися на прикладі таких опадів, як замерзаюча мряка, замерзаючий дощ, зливовий мокрий сніг, туман з утворенням ожеледі, туман з утворенням зернистої паморозі, льодяний дощ і серпанок з утворенням кристалічної паморозі за період 2001-2017 рр. Усього за період, що розглядається, було вибрано 2542 випадки з зимовими гідрометеорами (табл. 4.1).

Таблиця 4.1 – Випадки з зимовими гідрометеорами (щогодинні спостереження)

Аеропорт	Тип явища							Загалом
	<i>Зливовий мокрий сніг</i>	<i>Замерзаюча мряка</i>	<i>Туман з утворенням ожеледі</i>	<i>Туман з утворенням зернистої паморозі</i>	<i>Серпанок з утворенням кристалічної паморозі</i>	<i>Замерзаючий дощ</i>	<i>Льодяний дощ</i>	
Кропивницький	853	261	575	483	224	110	36	2542

На рисунку 4.1 представлено розподіл кількості випадків для кожного типу погоди під час випадіння зимових опадів.

Серед всіх типів зимових опадів, що розглядається в роботі, найчастіше спостерігався зливовий мокрий сніг (33,6 % від загальної кількості випадків), замерзаючий дощ і замерзаюча мряка мають значно меншу повторюваність (4,3 і 10,3 %, відповідно).

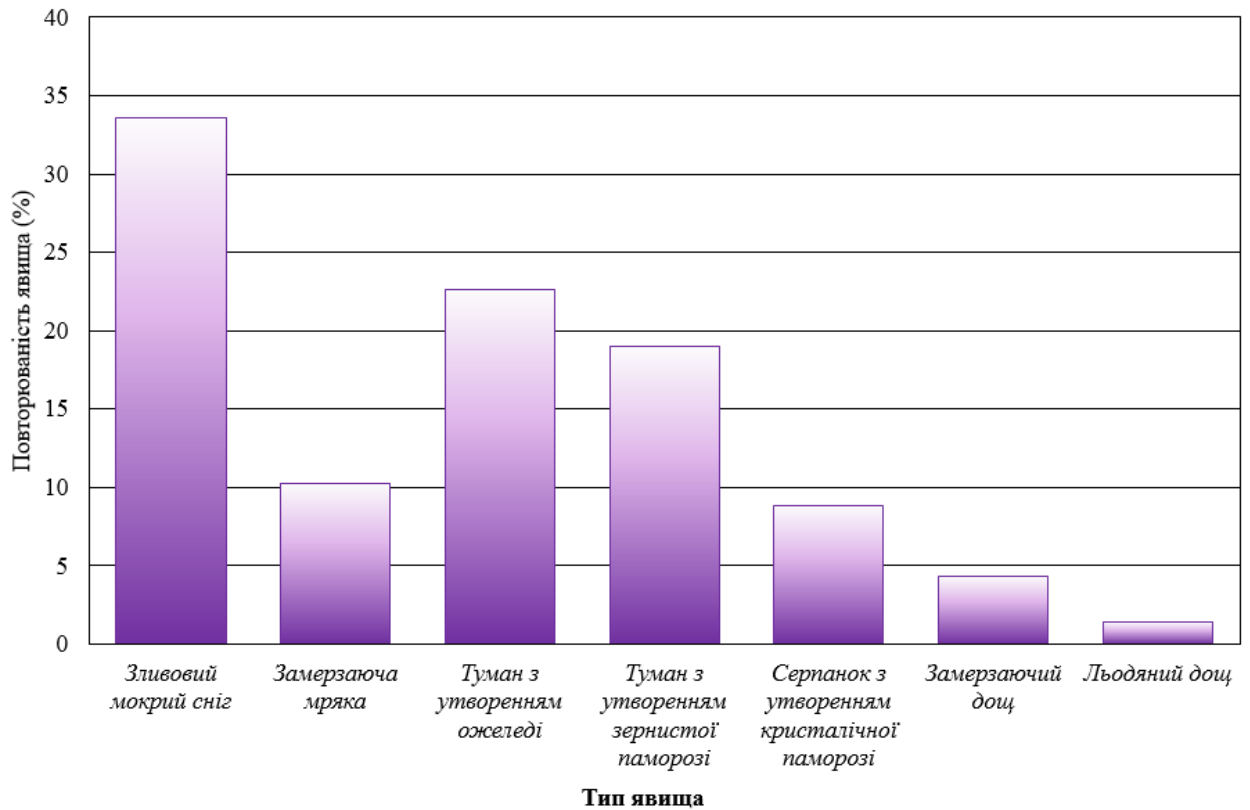


Рис. 4.1 – Розподіл повторюваності кількості випадків зимових опадів в залежності від типу опадів

Досить часто мають місце тумани з утворенням ожеледі (з повторюваністю 22,6%) або з утворенням зернистої паморозі (повторюваність складає 19,0%). Серпанок з утворенням кристалічної паморозі спостерігається набагато рідше: у 8,8% випадків. Вкрай рідко реєструється льодяний дощ (1,4% від загальної кількості випадків).

В табл. 4.2 представлено повторюваність зимових гідрометеорів в залежності від року та місяця. Найчастіше зимові гідрометеори, які розглядаються в даній роботі, мають місце з листопада по березень з максимумом повторюваності в грудні і січні (27,5 і 29,8% випадків, відповідно).

За роками зимові гідрометеори розподілились досить рівномірно з повторюваністю 4-6% на рік, хоча в деякі роки (2003, 2010, 2013 і 2016 рр.) повторюваність збільшувалась до 8-9%.

Таблиця 4.2 – Повторюваність зимових опадів (кількість випадків) в залежності від року та місяця

Рік	Жовтень	Листопад	Грудень	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Загалом
2001	-	30	22	21	24	18	-	115
2002	-	15	32	12	26	10	11	106
2003	1	13	29	55	39	60	14	211
2004	-	15	20	90	23	3	-	151
2005	4	41	15	22	45	5	-	132
2006	-	7	22	23	55	14	-	121
2007	-	32	30	17	12	6	-	97
2008	-	7	37	35	18	19	-	116
2009	-	3	33	61	22	48	-	167
2010	5	-	51	49	64	22	-	191
2011	8	3	44	80	5	13	-	153
2012	3	13	46	54	20	19	-	155
2013	3	-	152	51	7	13	-	226
2014	4	15	48	10	22	-	-	99
2015	-	10	24	48	60	5	3	150
2016	-	17	80	83	10	15	-	205
2017	-	31	13	46	15	13	19	137
Загалом	28	252	698	757	467	283	47	2532

Міжрічна мінливість кожного типу опадів має свої особливості (рис. 4.2, 4.3). В кількості випадків зі замерзаючою мрякою та туманами з утворенням ожеледі спостерігається тенденція до збільшення, в той час як кількість випадків льодяного дощу з часом несуттєво зменшується. Кількість випадків замерзаючого дощу, як показує лінійний тренд, практично не змінюється з часом. Тобто в м. Львів з часом поступово збільшується кількість замерзаючих опадів, що мають внутрішньомасовий механізм утворення та зменшується або лишається незмінною кількість випадків з фронтальними опадами (рис. 4.2).

Така сама тенденція простежується і на прикладі зливого мокрого снігу (рис. 4.3а): суттєве зменшення кількості випадків з часом, а для туманів з утворенням замерзаючої паморозі відбувається збільшення кількості випадків. Як і у випадках з льодяним дощем, у випадках зі зливовим мокрим снігом відбувається дуже різкі зміни у річному ході цих явищ.

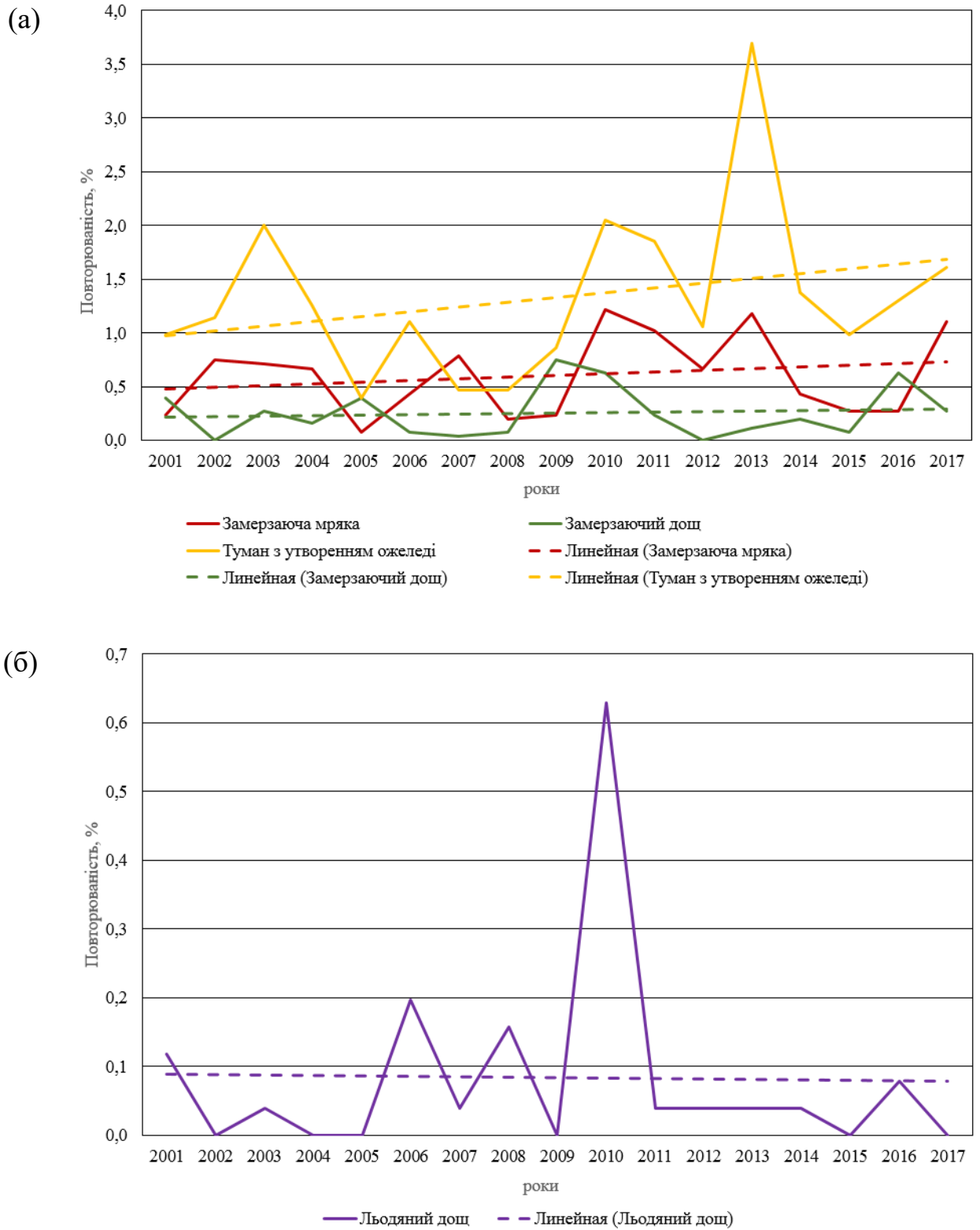


Рис. 4.2 Розподіл повторюваності замерзаючої мряки, замерзаючого дощу та туману з утворенням ожеледі (а); льодяного дощу (б) по роках.

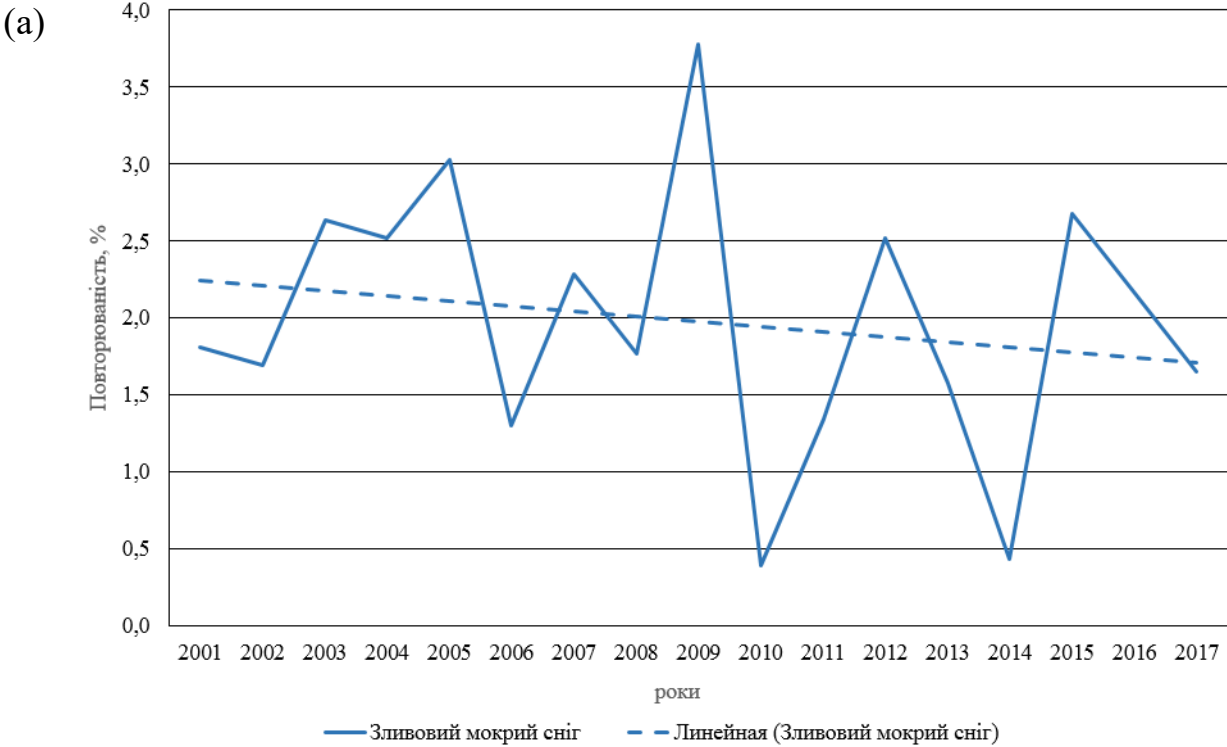


Рис. 4.3 Розподіл повторюваності зливого мокрого снігу (а) та туману з утворенням зернистої паморозі і серпанку з утворенням кристалічної паморозі (б) по роках.

Максимуми повторюваності замерзаючого дощу припадають на роки, коли замерзаюча мряка має мінімум повторюваності. Взагалі, через різні механізми утворення річний хід замерзаючої мряки та замерзаючого дощу не узгоджені між собою. Проте, добре узгоджується річний хід льодяного дощу і замерзаючого дощу, що вказує на їх загальний механізм утворення. А для замерзаючої мряки річний хід має однакові максимуми та мінімуми з річним ходом туманів з ожеледдю, ці явища є східні за природою і досить часто спостерігаються одночасно.

У річному ході туманів з відкладенням зернистої паморозі (рис. 4.3б) спостерігається яскраво виражена тенденція до збільшення.

Отримані результати можна пояснити зростаючою поширеністю в останні десятиріччя внутрішньомасового механізму утворення опадів взимку.

Серпанок з утворенням кристалічної паморозі має невелику тенденцію до зменшення частоти своєї появи, у річному ході спостерігаються суттєві перепади: роки, коли взагалі не реєструються випадки кристалічної паморозі і роки, коли повторюваність складає 1,5 – 2% від загальної кількості усіх випадків.

Частота появи туману з утворенням ожеледі і замерзаючої мряки, як і замерзаючого дощу, є найвищою в найхолодніший час доби – в нічні години і години перед місцевим сходом сонця (рис. 4.4а).

Незабаром після сходу сонця повторюваність туману з утворенням ожеледі, замерзаючої мряки та замерзаючого дощу різко падає і сягає свого абсолютного добового мінімуму ополудні. Після місцевого заходу сонця повторюваність замерзаючої мряки і замерзаючого туману починає суттєво зростати. Такий добовий хід можна пояснити радіаційним вихолодженням, що сприяє переохолодженню крапель. Можна припустити, що при радіаційному вихолодженні реалізується саме неklasичний механізм утворення замерзаючих опадів – „скрізь холодне повітря”, який найчастіше генерує замерзаючу мряку.

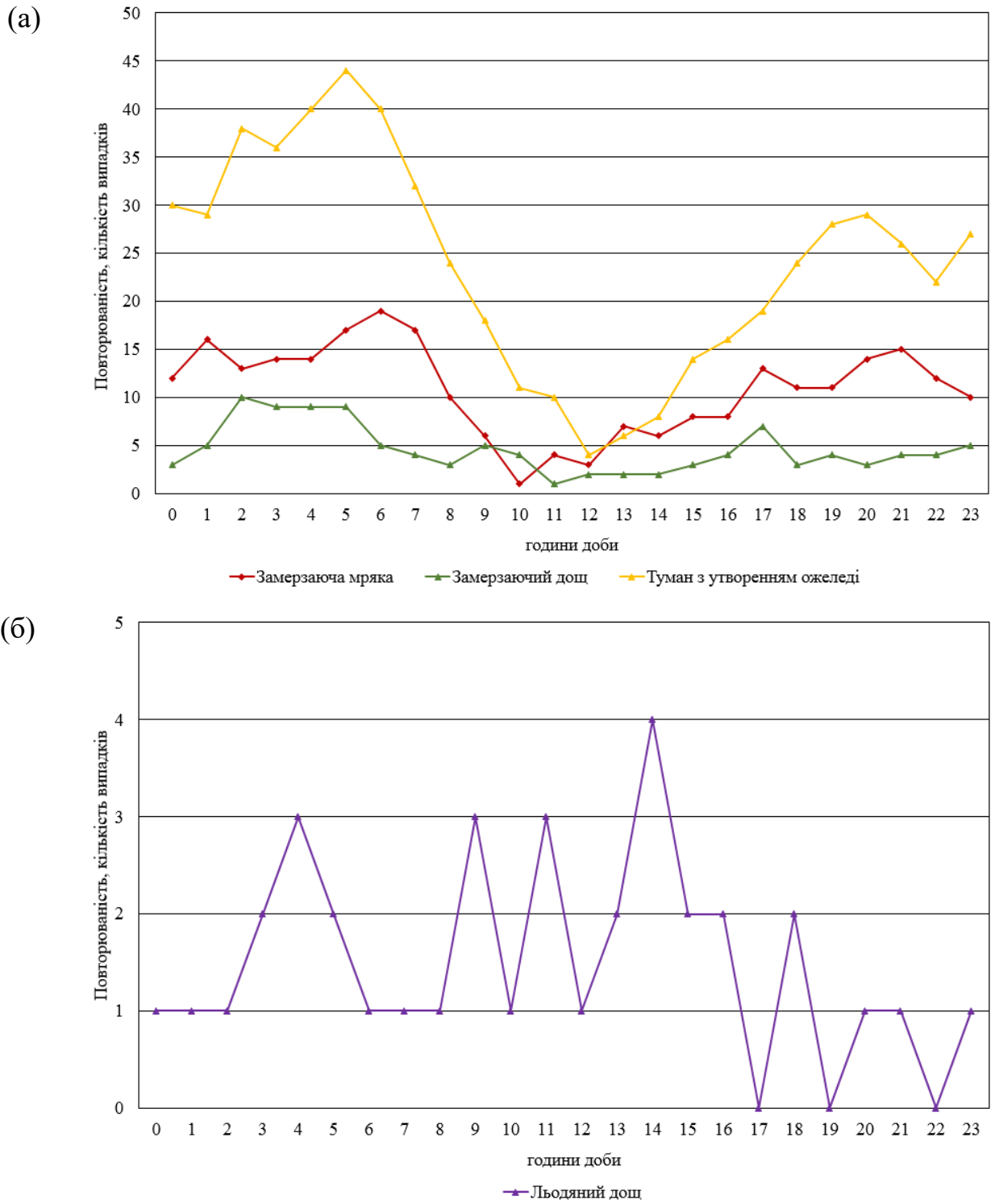


Рис. 4.4 Повторюваність замерзаючої мряки, замерзаючого дощу та туману з утворенням ожеледі (а); льодяного дощу (б) по роках. в залежності від години доби.

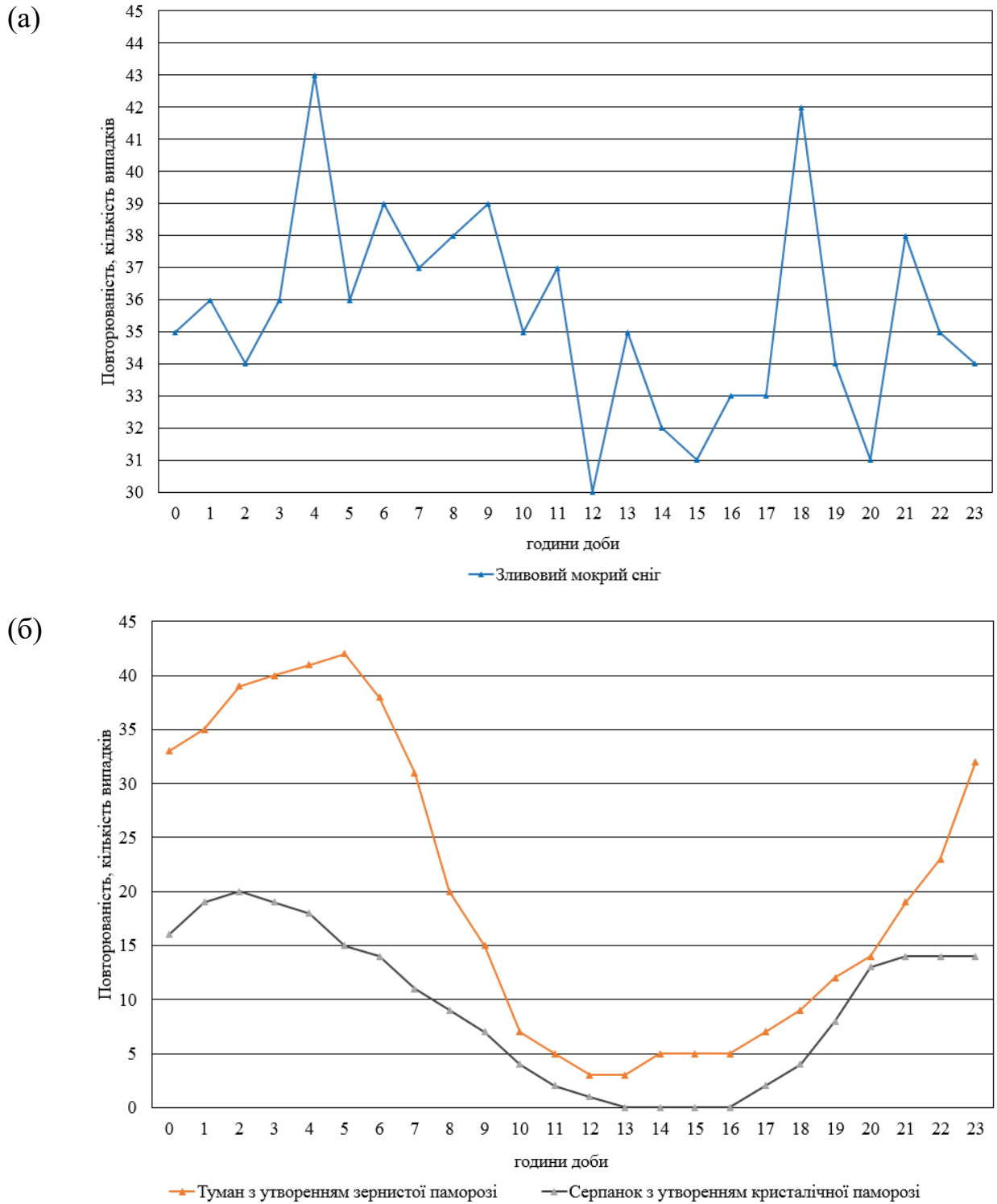


Рис. 4.5 Повторюваність зливого мокрого снігу (а) та туману з утворенням зернистої паморозі і серпанку з утворенням кристалічної паморозі (б) в залежності від години доби.

Максимуми повторюваності переохолодженого дощу в нічні години може бути обумовлено загостренням процесів на атмосферних фронтах саме в передсвітанкові години, оскільки ці опади мають фронтальний характер.

Зливовий мокрий сніг, як і льодяний дощ, не має яскраво вираженого добового ходу (рис. 4.4б, 4.5а). Локальні максимуми для зливового мокрого снігу спостерігаються в ранкові години після місцевого сходу сонця та після полудня, коли підстильна поверхня добре прогріта і в нижньому шарі формується профіль температури, сприятливий для випадіння дощу зі снігом.

Найбільш яскраво виражений добовий хід мають туман з утворенням зернистої паморозі і серпанок з утворенням кристалічної паморозі (рис. 4.5б). Максимум їх повторюваності припадає на ранкові та нічні години, коли відбувається вихолодження повітря, що сприяє переохолодженню крапель та сублімації водяної пари.

В таблиці 4.3 представлено розподіл різних типів зимових опадів в залежності місяця.

Таблиця 4.3. Розподіл повторюваності різних типів зимових опадів в залежності від місяця

<i>Місяці</i>	<i>Тип опадів</i>							<i>Всього</i>
	<i>Зливовий мокрий сніг</i>	<i>Замерзаюча мряка</i>	<i>Туман з утворенням ожеледі</i>	<i>Туман з утворенням зернистої паморозі</i>	<i>Серпанок з утворенням кристалічної паморозі</i>	<i>Замерзаючий дощ</i>	<i>Льодяний дощ</i>	
<i>Січень</i>	168	102	183	151	98	53	5	760
<i>Лютий</i>	164	29	104	80	66	9	16	468
<i>Березень</i>	194	7	39	26	9	2	6	283
<i>Квітень</i>	44	0	3	0	0	0	0	47
<i>Жовтень</i>	11	0	10	4	0	4	0	29
<i>Листопад</i>	113	27	38	35	15	24	0	252
<i>Грудень</i>	159	96	198	187	36	18	9	703
<i>Всього</i>	853	261	575	483	224	110	36	2542

Типи зимових опадів, що розглядаються в даній роботі, спостерігаються з жовтня по квітень включно. В квітні спостерігається зливовий мокрий сніг і туман з утворенням ожеледі, в жовтні до цих явищ ще додаються туман з утворенням зернистої паморозі і замерзаючий дощ. Максимум повторюваності всіх опадів припадає на січень та грудень (табл. 4.3).

Вкрай рідко зимові гідрометеори спостерігаються у жовтні (29 випадків) та квітні (47 випадків). Хоча кількість випадків більша в квітні, проте, в цей час не реєструються будь-які зимові опади, виключаючи зливовий мокрий сніг і туман з утворенням ожеледі. В жовтні окрім цих явищ мають місце туман з утворенням зернистої паморозі та замерзаючий дощ.

Тривалість зимових гідрометеорів представлено в табл. 4.4. Тривалість епізоду визначалась як кількість послідовних випадків з одним й тим самим явищем. Знаючи кількість епізодів і випадків, можна розрахувати середню тривалість явища, поділивши кількість випадків на кількість епізодів. Найбільшу середню тривалість має серпанок з утворенням кристалічної паморозі 6,4 год, також досить довго в середньому тривають туман з утворенням ожеледі і зернистої паморозі – 5,2 і 5,8 год. Середня тривалість зливого мокрого снігу, льодяного дощу і замерзаючого дощу коливається від 2,4 год (льодяний дощ) до 3,0 год (замерзаючий дощ). Найменшу середню тривалість з усіх зимових явищ, що розглядаються в даній роботі, має замерзаюча мряка (1,0 год).

Як можна бачити з таблиці найчастіше тривалість бідь-якого зимового гідрометеору не перевищує 6 год. Зазвичай, найдовше триває туман з утворенням зернистої паморозі – його максимальна тривалість сягала 31 год. Хоча для серпанку з утворенням кристалічної паморозі та туману з відкладенням ожеледі максимальна тривалість сягала менших значень: 18 год. Проте, в 40-45% випадків для цих явищ тривалість перевищує 5 год.

Таблиця 4.4 – Тривалість зимових опадів (години)

Тип явища	Кількість послідовних випадків з різними типами опадів																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	...	18	19	...	31
<i>Зливовий мокрий сніг</i>	119	70	36	20	16	9	11	9	2	1	1	2	1	2					1		
<i>Замерзаюча мряка</i>	25	46	75	28	40		21						26								
<i>Туман з утворенням ожеледі</i>	5	23	14	18	12	10	8	3	3	1	3	3	2	3				2			
<i>Туман з утворенням зернистої паморозі</i>	3	16	13	6	14	6	5	5	2	2	3		2	3		1		1			1
<i>Замерзаючий дощ</i>	8	11	8	4	1	2	1	1	1												
<i>Льодяний дощ</i>	9		3		1	1	1														
<i>Серпанок з утворенням кристалічної паморозі</i>	1	1	6	8	3	1	3	1	2	3	3	1	1		1						

Для зливогого мокрого снігу, льодяного дощу та замерзаючих опадів тривалість у 80% випадків не перевищує 5 год, тобто ці явища є досить короткочасними. Приблизно у 60% випадків їх тривалість припадає на діапазон 1-3 год.

4.3 Метеорологічні умови випадіння зимових опадів в районі Кропивницького

Однією з найважливіших характеристик при зимових опадах є температура повітря біля поверхні землі, оскільки саме ця метеорологічна величина визначає характер явища, а таким чином і їх небезпечність. На рис. 4.6, 4.7 представлено розподіл повторюваності зимових опадів в залежності від температури повітря.

Випадіння зимових опадів відбувалось в діапазоні температур від $-26,0^{\circ}\text{C}$ до $+4,9^{\circ}\text{C}$. Змішані опади у вигляді зливогого мокрого снігу випадають і при від'ємних, і додатних температурах (від $-4,0$ до $+4,9^{\circ}\text{C}$), при чому максимум повторюваності припадає на слабкі додатні температури (69,9% від $0,0$ до $+0,9^{\circ}\text{C}$).

При додатних температурах реєструвались також замерзаюча мряка, замерзаючий дощ і туман з утворенням ожеледі (4,65% від усіх випадків, температури не перевищували $+0,9^{\circ}\text{C}$). Близько половини усіх випадків замерзаючого дощу, замерзаючої мряки і туману з утворенням ожеледі припадає на інтервал зі слабкими від'ємними температурами від $-1,0$ до $-0,1^{\circ}\text{C}$. Практично всі випадки замерзаючого дощу і мряки (91,5%) зосереджено в діапазоні температур від $-4,0$ до $-0,1^{\circ}\text{C}$. Це досить очікуваний результат, оскільки в останніх публікаціях [25,26] було показано, що при температурах повітря $-4,0^{\circ}\text{C}$ відбувається спонтанна кристалізація і умови для утримання крапель у переохолодженому стані є несприятливими.



Рис. 4.6 Розподіл повторюваності (%) температури повітря на рівні 2 м при замерзаючих опадах: (а) - замерзаюча мряка, замерзаючий дощ та туман з утворенням ожеледі; (б) – льодяний дощ.

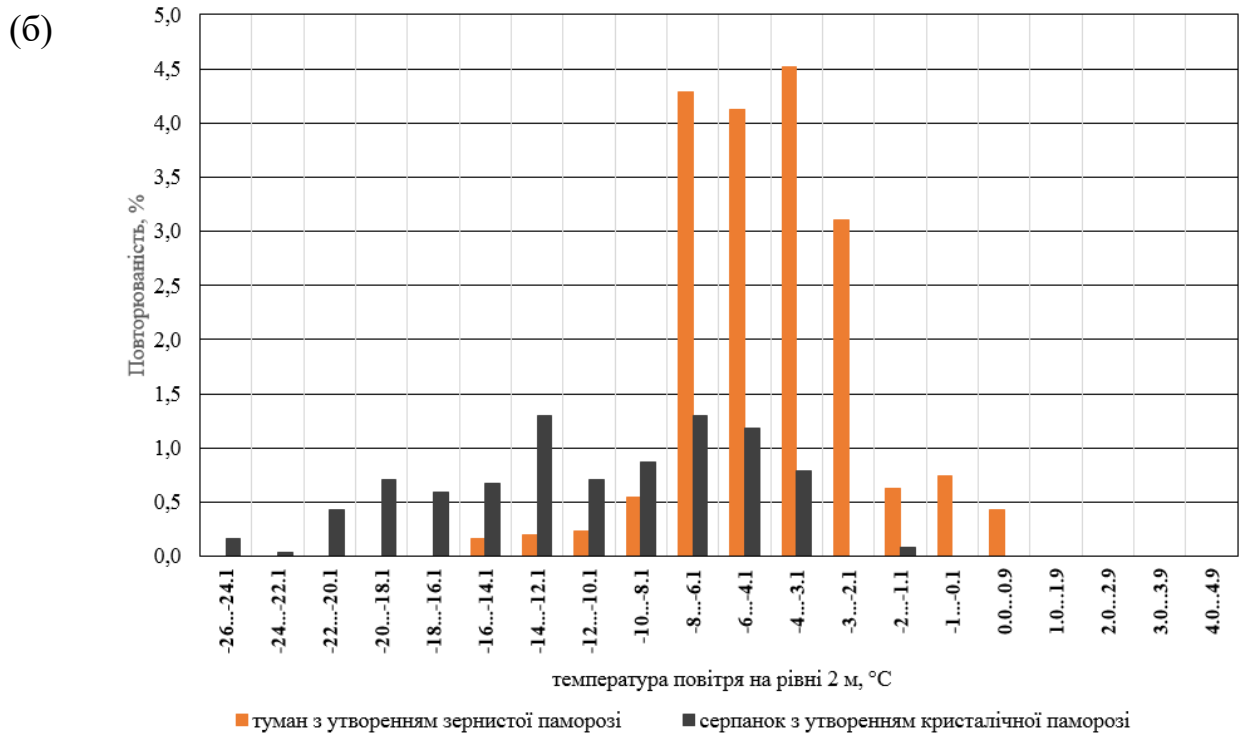
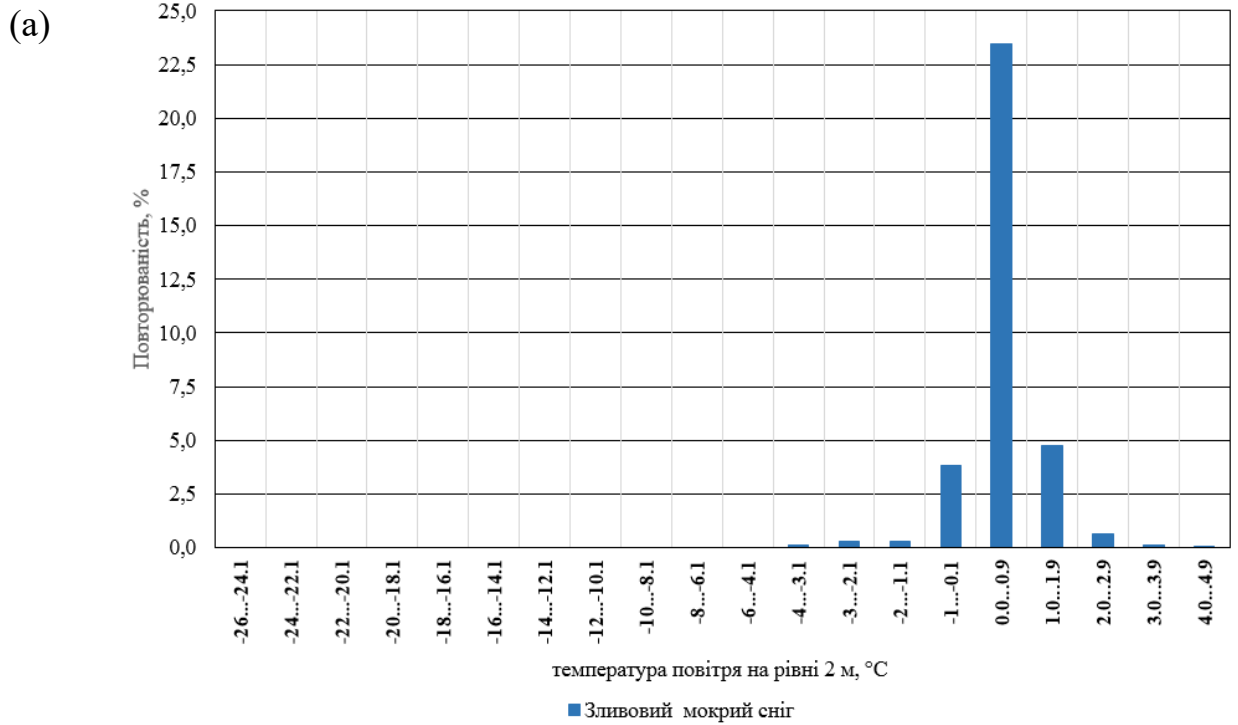


Рис. 4.7 Розподіл повторюваності температури повітря на рівні 2 м при (а) зливовому мокрому снігу (б) та туману з утворенням зернистої паморози і серпанку з утворенням кристалічної паморози .

Температура повітря при замерзаючому дощу та тумані з утворенням ожеледі не опускалася нижче $-10,0^{\circ}\text{C}$, а при замерзаючій мряці – нижче $-12,0^{\circ}\text{C}$.

Льодяний дощ спостерігається тільки при від'ємних температурах, як і замерзаючі опади, не нижче $-12,0^{\circ}\text{C}$. Найбільша кількість випадків льодяного дощу (36,1% від загальної кількості випадків з льодяним дощем) припадає на температури від $-6,0$ до $-4,1^{\circ}\text{C}$.

В найбільш широкому діапазоні реєструються туман з утворенням зернистої паморозі та серпанок з утворенням кристалічної паморозі від $-26,0$ до $+0,9^{\circ}\text{C}$. При додатних температурах має місце тільки туман з утворенням зернистої паморозі (3,9% від загальної кількості випадків з зернистою памороззю). Кристалічна паморозь формується тільки при від'ємних температурах, починаючи з $-1,1^{\circ}\text{C}$. Туман з утворенням зернистої паморозі не спостерігався при температурах нижче $-16,0^{\circ}\text{C}$.

Аналіз виявив, що існує сильна кореляція між частотою появи зимових опадів та напрямком вітру. В роботі проаналізовано напрямок вітру в залежності від типу опадів (рис. 4.8).

Замерзаючий дощ (рис. 4.8а) і льодяний дощ (рис. 4.8б) спостерігаються найчастіше при північному, північно-східному і східному напрямках вітру (найбільша повторюваність припадає на східні напрямки – 41,7% від загальної кількості випадків з дощем). Синоптичним ситуаціям з такими швидкостями вітру відповідає сектор циклону з холодним фронтом. При західних напрямках вітру льодяний дощ не спостерігався жодного разу, а замерзаючий дощ реєструється у 9,1% випадків переохолодженого дощу. У 28,2% випадків замерзаючого дощу і 8,3% випадків льодяного дощу мають місце південні напрямки вітру, які відповідають проходженню теплого фронту, що вказує, що в цих випадках реалізується класичний механізм утворення замерзаючих опадів. Тобто можна припустити, що при одній й тій самій синоптичній ситуації можуть реалізовуватись різні типи зимових опадів, і це може бути пов'язаним з вертикальним розподілом метеорологічних величин.

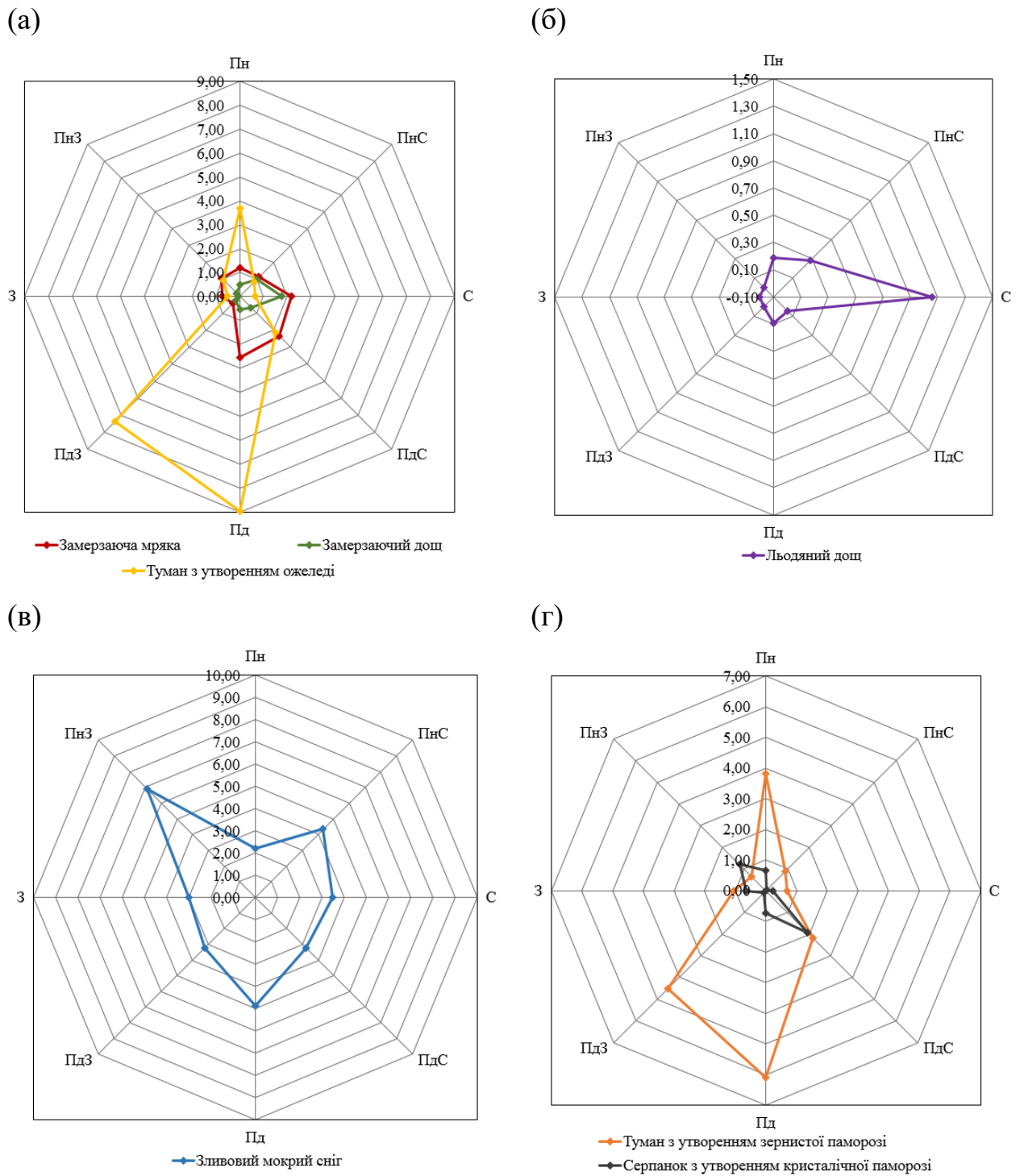


Рис. 4.8 Розподіл повторюваності напрямків вітру при зимових опадах: (а) – замерзаюча мряка, замерзаючий дощ та туман з утворенням ожеледі; (б) – льодяний дощ; (в) – зливовий мокрий сніг та (г) – туман з утворенням зернистої паморози і серпанок з утворенням кристалічної паморози.

Туман з утворенням ожеледі (рис. 4.8а) як і туман з утворенням зернистої паморозі (рис. 4.8г) найчастіше реєструються при південному, південно-західному і північному напрямках вітру (70,7% від загальної кількості випадків). Південний і південно-західний напрямки вітру мають місце в теплому секторі циклону, а північний напрямок – у північно-західній частині циклону, за холодним фронтом.

При замерзаючій мряці максимум повторюваності вітру припадає на південний, південно-східний і східний напрямки, що відповідає теплому фронту та північно-західному сектору циклону, локальний максимум повторюваності вітрів північних румбів під час замерзаючої мряки вказує також на можливість її формування в південному секторі антициклону.

Для зливого мокрого снігу не виділяється переважних напрямків вітру. Локальний максимум можна виділити для північно-західного напрямку вітру, який відповідає південно-західній частині циклону і північно-східній частині антициклону.

Всі зимові опади, що розглядаються в даній роботі спостерігались при швидкостях вітру, що не перевищували 13 м/с (табл. 4.5).

Випадки з серпанком з утворенням кристалічної паморозі припадають на швидкості вітру, що не перевищували 6 м/с, найбільша повторюваність кристалічної паморозі спостерігається при штилі (46,0%). Замерзаюча мряка найчастіше спостерігається при швидкостях вітру від до 6 м/с (71,6% випадків з замерзаючою мрякою), при замерзаючому дощу швидкості вітру є дещо вищими (71,8% випадків замерзаючого дощу має місце при швидкостях вітру в діапазоні 4-7 м/с).

Туман з утворенням ожеледі і замерзаючої мряки досить часто реалізується при штилі – 13,9% та 17,2% випадків, відповідно. Туман з утворенням ожеледі спостерігається при більших швидкостях вітру (1-8 м/с), ніж туман з утворенням зернистої паморозі (1-6 м/с). Найчастіше випадки з ожеледдю мають місце при швидкостях вітру 3-4 м/с (38,8 % від загальної кількості випадків з туманами), а випадки з зернистою памороззю – при швидкостях 2-3 м/с (44,1% від загальної кількості випадків з туманами).

Таблиця 4.5 Розподіл повторюваності зимових опадів в залежності від швидкості вітру

Тип явища	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Загалом
<i>Зливовий мокрий сніг</i>	48	8	64	87	176	136	98	84	70	45	16	12	8	1	853
<i>Замерзаюча мряка</i>	8	5	23	52	46	49	40	29	7	2	0	0	0	0	261
<i>Туман з утворенням ожеледі</i>	80	14	79	98	125	77	43	38	15	4	1	1	0	0	575
<i>Туман з утворенням зернистої паморозі</i>	83	25	101	112	91	39	16	11	5	0	0	0	0	0	483
<i>Серпанок з утворенням кристалічної паморозі</i>	103	9	54	42	12	3	1	0	0	0	0	0	0	0	224
<i>Замерзаючий дощ</i>	3	0	1	10	17	13	23	26	8	6	2	1	0	0	110
<i>Льодяний дощ</i>	0	0	0	0	2	8	4	2	9	5	2	3	0	1	36
Загалом	321	61	321	400	468	324	225	190	114	62	20	17	7	2	2542

Випадки зі зливовим мокрим снігом реалізуються найчастіше при швидкостях 3-7 м/с (68,1% від загальної кількості випадків). Льодяний дощ ніколи не спостерігається при штилі і слабких швидкостях вітру (1-3 м/с). Найбільша повторюваність льодяного дощу (25% випадків) припадає на швидкість вітру 8 м/с.

В основному, всі зимові опади (табл. 4.6), що розглядаються в даній роботі, розподілились, зазвичай, в діапазоні 985–1009,9 гПа, тобто всі явища, в основному, пов'язані з низьким тиском або полем зниженого тиску.

Льодяний дощ і замерзаючий дощ реєструються найчастіше (36,1 і 35,4% від кількості випадків, відповідно) при атмосферному тиску біля поверхні землі 995-999,9 гПа, тобто в досить інтенсивних циклонічних полях. Для всіх інших градацій повторюваність цих опадів значно знижується. В ще

більш глибоких циклонах (985-994,9 гПа) має максимум повторюваності зливовий мокрий сніг. Два випадки зливого мокрого снігу спостерігаються в розмитому полі підвищеного тиску (1015–1019,9 гПа), хоча, в основному, має місце при зливовому мокрому снігу реєструється низький тиск.

Таблиця 4.6 Розподіл повторюваності зимових опадів в залежності від атмосферного тиску біля поверхні землі, гПа

Тип явища	950 – 954.9	955 – 959.9	960 – 964.9	965 – 969.9	970 – 974.9	975 – 979.9	980 – 984.9	985 – 989.9	990 – 994.9	995 – 999.9	1000 – 1004.9	1005 – 1009.9	1010 – 1014.9	1015 – 1019.9	1020 – 1024.9	Загалом
<i>Зливовий мокрий сніг</i>	0	4	1	22	32	90	111	204	237	92	41	14	3	2	0	853
<i>Замерзаюча мряка</i>	0	0	0	0	1	3	5	19	29	51	73	70	10	0	0	261
<i>Туман з утворенням ожеледі</i>	0	0	0	0	0	8	15	48	86	184	141	75	18	0	0	575
<i>Туман з утворенням зернистої паморозі</i>	0	0	0	0	0	0	10	20	70	72	95	129	81	6	0	483
<i>Серпанок з утворенням кристалічної паморозі</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	26	33	52	46	61	6	0	224
<i>Замерзаючий дощ</i>	0	0	0	0	19	15	14	3	6	39	11	2	0	0	0	110
<i>Льодяний дощ</i>	0	0	0	0	3	3	5	1	5	13	4	2	0	0	0	36
Загалом	0	4	1	23	55	118	158	294	458	480	416	338	173	14	0	2542

Більша кількість випадків замерзаючої мряки (74,3%) спостерігається в циклонічних полях і в розмитому полі зниженого тиску (995–1009,9 гПа) та розмитим полем зниженого тиску (995–1009,9 гПа). Туман з утворенням ожеледі і утворенням зернистої паморозі мають найбільшу повторюваність (65,8% від загальної кількості туманів з відкладеннями) в такому самому інтервалі, що і замерзаюча мряка. Туман з утворенням ожеледі найчастіше спостерігається в більш глибоких циклонічних полях (56,5% випадків в

градації 995-1004,9 гПа), ніж туман з утворенням зернистої паморозі (46,4% випадків в діапазоні 1000-1009,9 гПа).

Для серпанку з відкладенням кристалічної паморозі також є характерним знижений тиск (1000–1014,9 гПа) у 71,0% випадків серпанку.

В табл. 4.7 представлено розподіл повторюваності величини барометричної тенденції у випадках з зимовими гідрометеорами.

Таблиця 4.7 – Розподіл повторюваності величини барометричної тенденції у випадках з зимовими опадами, гПа/3 год.

Тип явища	-8 - -6.1	-6 - -4.1	-4 - -3.1	-3 - -2.1	-2 - -1.1	-1 - -0.1	0 - 0.9	1 - 1.9	2 - 2.9	3 - 3.9	4 - 5.9	6 - 7.9	Загалом
<i>Зливовий мокрий сніг</i>	1	3	9	32	121	256	277	102	37	10	3	2	853
<i>Замерзаюча мряка</i>	0	0	3	7	34	95	102	17	3	0	0	0	261
<i>Туман з утворенням ожеледі</i>	0	0	6	18	62	210	222	54	2	0	0	0	575
<i>Туман з утворенням зернистої паморозі</i>	0	0	0	0	13	47	226	156	38	3	0	0	483
<i>Серпанок з утворенням кристалічної паморозі</i>	0	0	0	0	17	84	93	29	0	1	0	0	224
<i>Замерзаюча дощ</i>	0	3	9	9	19	36	25	4	5	0	0	0	110
<i>Льодяний дощ</i>	0	0	3	3	5	13	12	0	0	0	0	0	36
Загалом	1	6	30	82	304	917	886	241	49	11	3	2	2542

Як можна бачити з табл. 4.7 при замерзаючій мряці, зливному мокрому снігу, туману з відкладенням ожеледі і серпанку з утворенням кристалічної паморозі тиск з практично рівною ймовірністю може як знижуватись (53,3; 49,5; 51,5 і 45,1% випадків, відповідно), так і зростати. Туман з відкладенням зернистої паморозі суттєво відрізняється за умовами утворення від туману з відкладенням ожеледі – найчастіше при цьому явищі відбувається зростання тиску (87,6% випадків туманів з відкладенням зернистої паморозі). Замерзаючий дощ і льодяний дощ зазвичай реєструються при падінні тиску (69,1 і 66,7%, відповідно).

Всі випадки зимових гідрометеорів мають однаково високу повторюваність у градаціях зі слабким падінням тиску (від -1,0 до

-0,1 гПа/3 год) і слабким зростанням тиску (від 0,0 до 0,9 гПа/3 год), виключаючи туман з зернистою памороззю, для якого більш характерним є зростання тиску впродовж явища, від 0,0 до 1,9 гПа/3 год (79,1% випадків туману з відкладенням зернистої паморозі).

В табл. 4.8 представлено розподіл повторюваності висоти нижньої межі хмарності і стану неба у випадках з зимовими гідрометеорами.

Таблиця 4.8 – Розподіл повторюваності висоти нижньої межі хмарності або вертикальної видимості

Тип явища	ЯСНО	0-49	50-99	100-199	200-299	300-599	600-999	1000-1499	1500-1999	2000-2500	СЕР ВЕРХ ЯРУС	Загалом
<i>Зливовий мокрий сніг</i>	0	26	285	201	235	80	26	0	0	0	26	853
<i>Замерзаюча мряка</i>	0	0	53	155	42	10	1	0	0	0	0	261
<i>Туман з утворенням ожеледі</i>	41	36	442	34	0	0	0	1	0	0	21	575
<i>Туман з утворенням зернистої паморозі</i>	48	12	375	32	0	1	0	0	0	0	15	483
<i>Серпанок з утворенням кристалічної паморозі</i>	81	0	4	22	7	18	10	7	0	0	75	224
<i>Замерзаючий дощ</i>	0	0	0	65	21	16	4	4	0	0	0	110
<i>Льодяний дощ</i>	0	0	1	0	18	14	0	3	0	0	0	36
Загалом	169	48	897	592	288	293	94	40	0	0	111	2542

Найчастіше всі зимові явища, які розглядаються в даній роботі, реєструються при низькій хмарності. Найбільша кількість випадків з зимовими опадами спостерігається при нижній межі хмарності 50 – 99 м.

4.4 Розподіл повторюваності температури та вітру при зимових опадах у Кропивницькому

Як вже було зазначено вище (глава 1 дипломного проекту), тип зимових опадів є залежним від такої пари метеорологічних характеристик як температура та швидкість вітру, тому в роботі побудовано графіки на яких тип зимових опадів було представлено як функцію температури повітря та швидкості вітру. Зрозуміло, що будь-який тип опадів є залежним також від вологості повітря, тому до аналізу було включено також температуру точки роси та побудовано графіки залежності типу опадів від температури та температури точки роси і для температури точки роси та швидкості вітру.

Нижче представлено ці графіки (рис. 4.9–4.11) для семи типів зимових опадів.

З рис. 4.9а, можна бачити, що замерзаючі опади та туман з утворенням ожеледі спостерігаються в межах області, окресленою ізотермою -8°C та ізотоною 12 м/с . Розкид всіх випадків досить великий. Область найбільшої концентрації спостерігається лише для замерзаючого дощу.

Максимальна концентрація випадків льодяного дощу має місце в області, окресленою ізотонами 4 і 10 м/с та ізотермами -2 і -6°C (рис. 4.9б), що співпадає з областю, в якій спостерігаються випадки замерзаючого дощу. Поодинокі випадки льодяного дощу можуть реєструватись і при більш низьких температурах, і більших швидкостях вітру.

Найбільша кількість випадків зливого мокрого снігу припадає на область, яка окреслюється ізотермами 0 і 2°C та ізотонами 0 і 10 м/с (рис. 4.10а). Проте, зливовий мокрий сніг може спостерігатись в більш широкому температурному діапазоні від -4 до $+5^{\circ}\text{C}$.

Туман з відкладенням зернистої паморозі та серпанок з утворенням кристалічної паморозі спостерігаються в досить широких температурних межах від 0 до -28°C зі швидкістю вітру до 8 м/с .

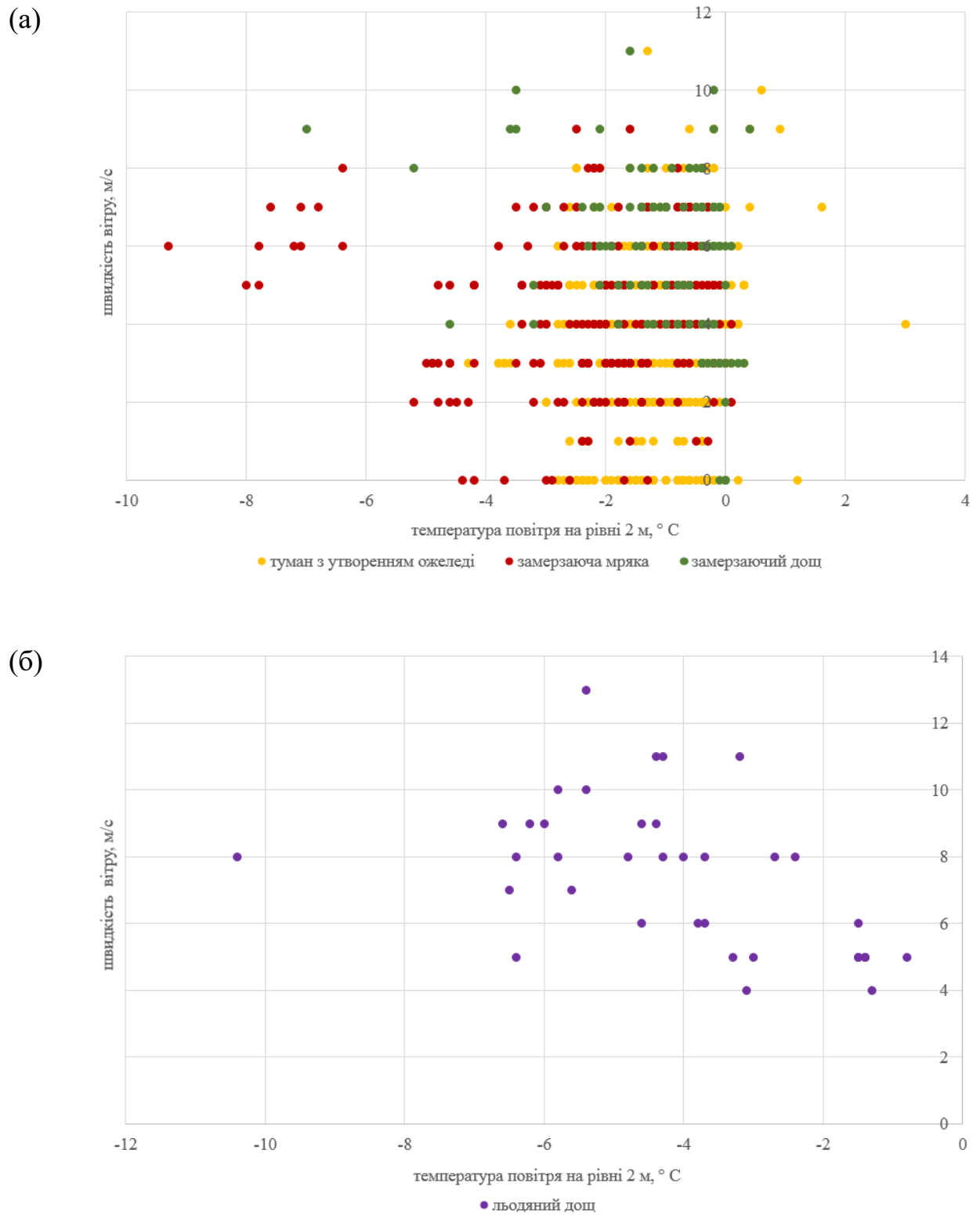


Рис. 4.9 Поява замерзаючої мряки, замерзаючого дощу та туману з утворенням ожеледі (а); льодяного дощу (б) як функція температури повітря на рівні 2 м та швидкості вітру

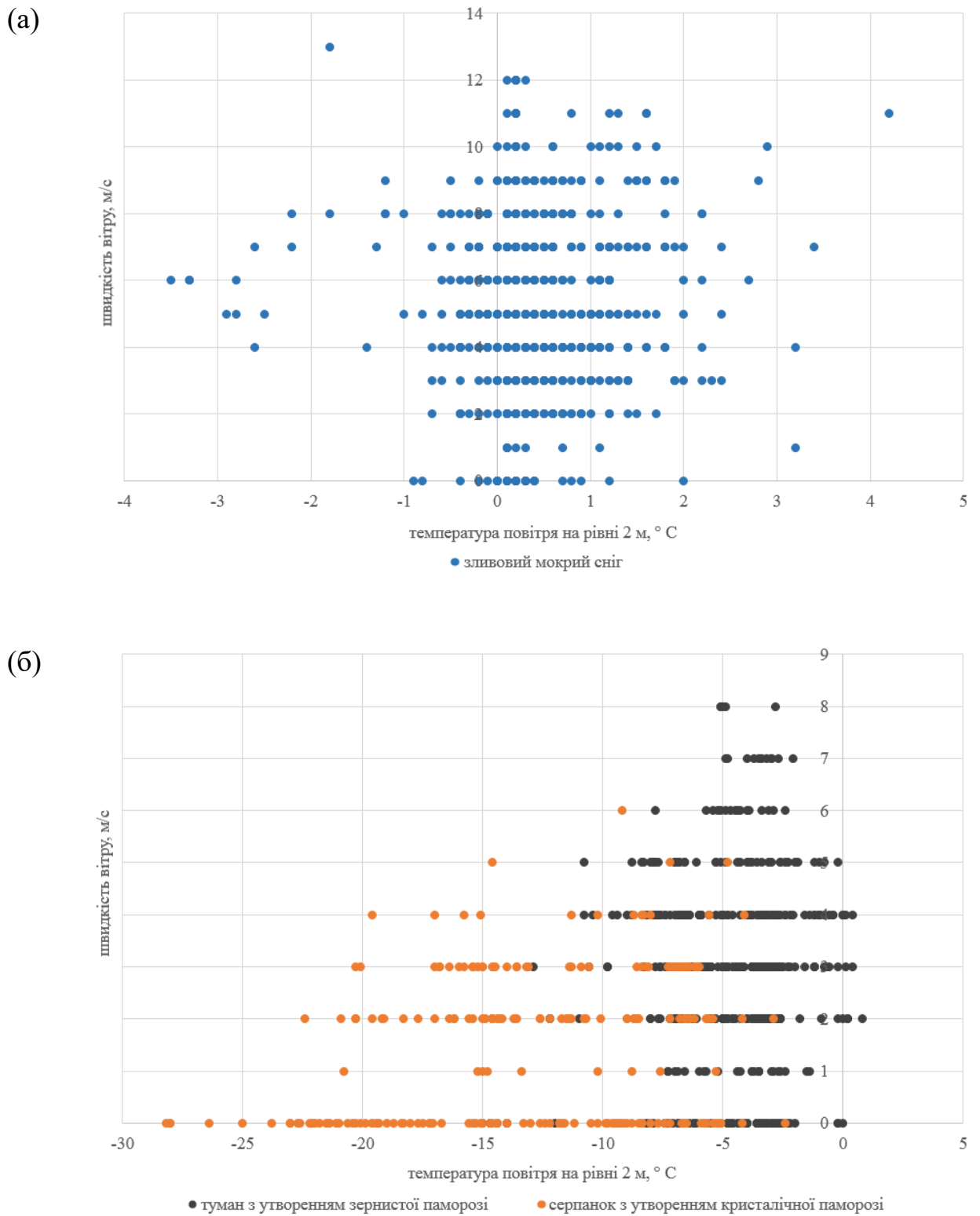
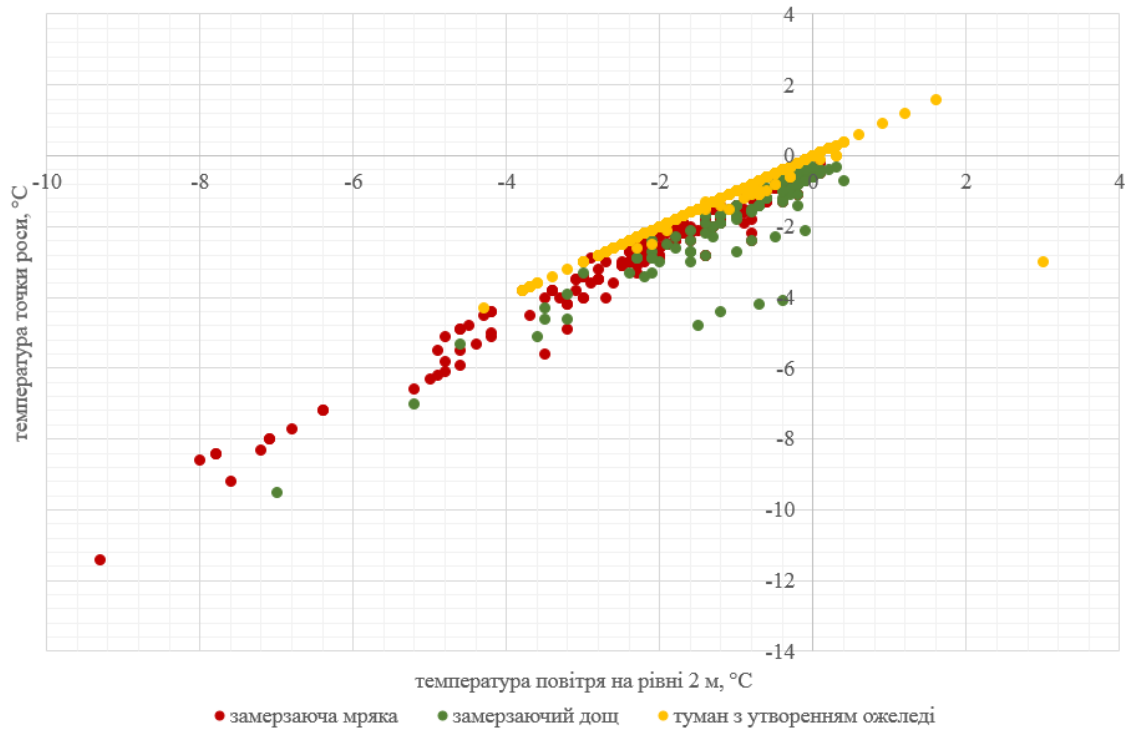


Рис. 4.10 Поява зливого мокрого снігу (а) та туману з утворенням зернистої паморозі і серпанку з утворенням кристалічної паморозі (б) як функція температури повітря на рівні 2 м та швидкості вітру

(a)



(б)

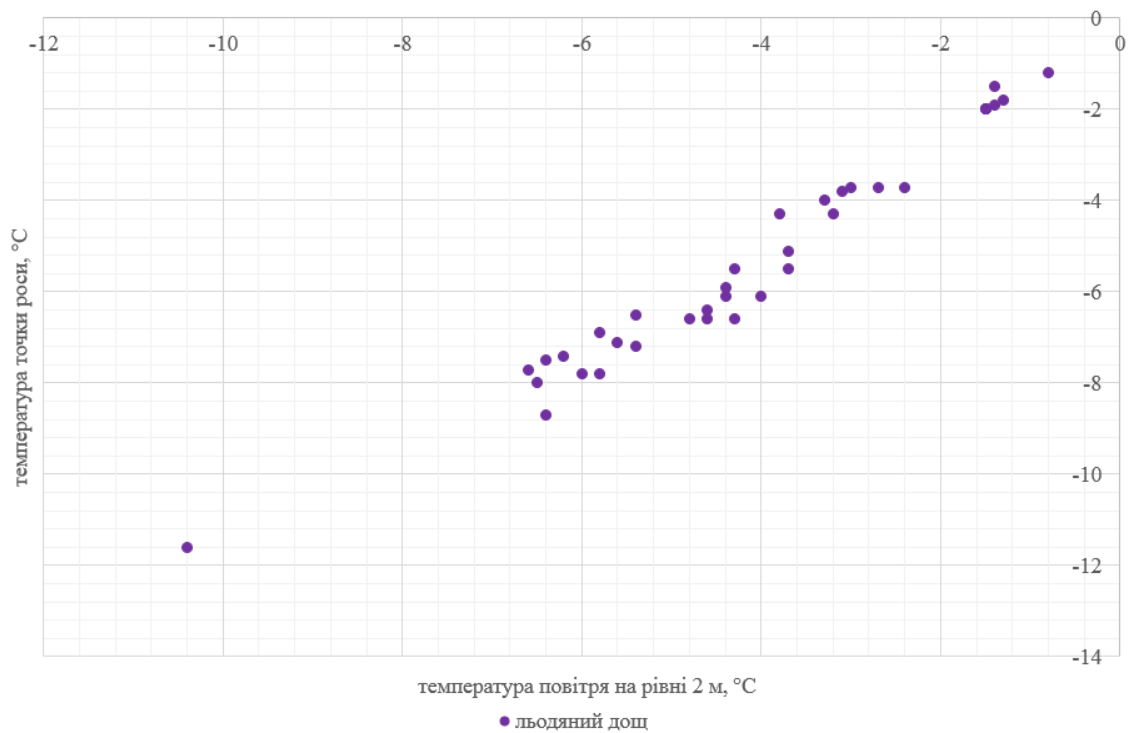


Рис. 4.11 Поява замерзаючої мряки, замерзаючого дощу та туману з утворенням ожеледі (а); льодяного дощу (б) як функція температури повітря на рівні 2 м та температури точки роси

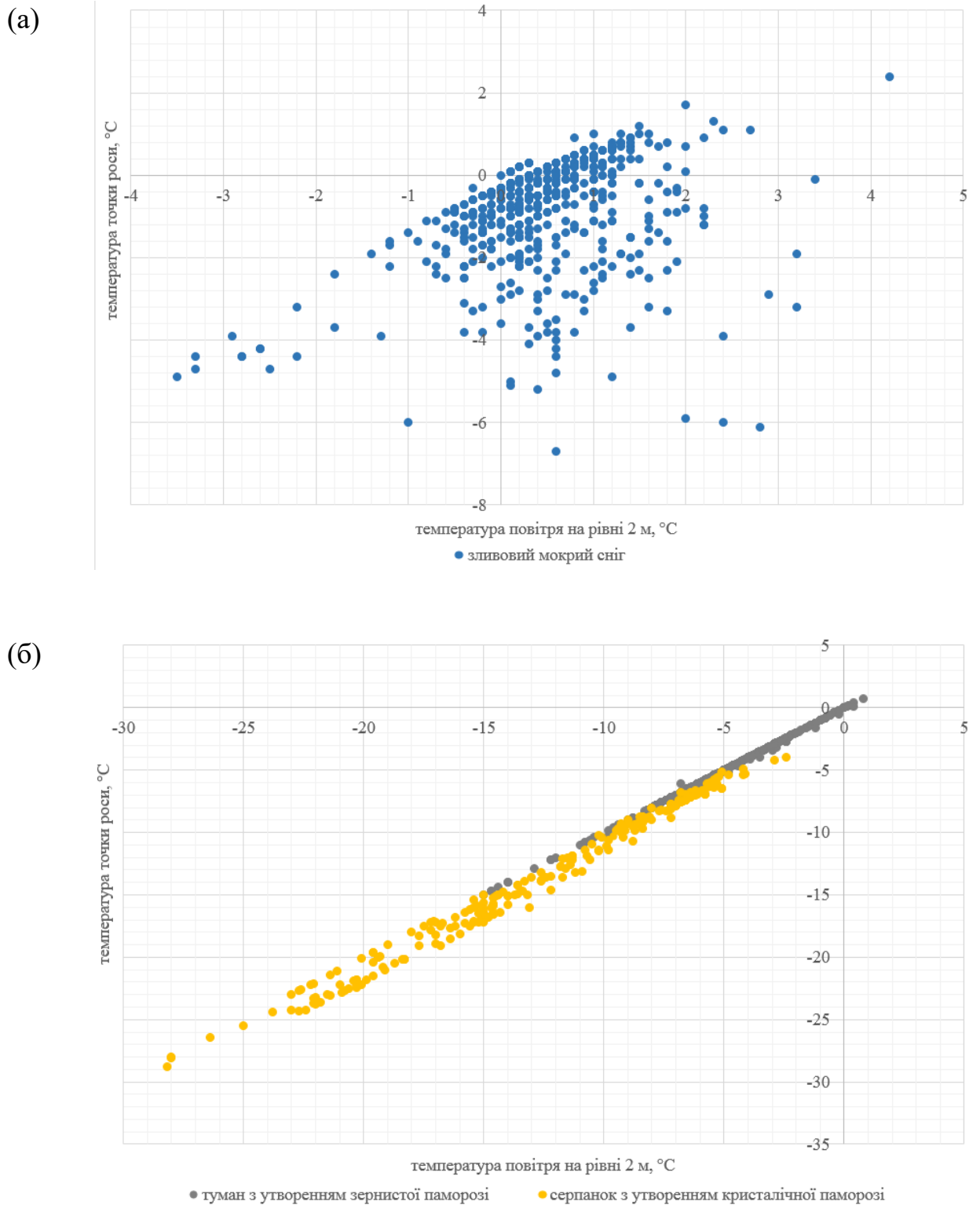


Рис. 4.12 Поява зливого мокрого снігу (а) та туману з утворенням зернистої паморози і серпанку з утворенням кристалічної паморози (б) як функція температури повітря на рівні 2 м та температури точки роси

Хоча і є випадки з зернистою і кристалічною памороззю, які мають місце в одній і тій самій області (від ізотерми -3 до ізотерми -11°C в діапазоні швидкостей вітру $0 - 4$ м/с), проте більшість випадків розділяються досить добре.

Тісний лінійний зв'язок має місце для температури точки роси та температури повітря при замерзаючих опадах та тумані з утворенням ожеледі (рис. 4.11а), тобто замерзаючі опади та туман з відкладенням ожеледі реєструються при відносній вологості повітря близької до 100 %. Найбільш тісною є зв'язок для туману з утворенням ожеледі, а найменш тісним є зв'язок для замерзаючого дощу.

При випадінні льодяного дощу температура повітря і температура точки роси досить сильно корелюють, як і у випадках з замерзаючими опадами (рис. 4.11б).

Для мокрого снігу (рис. 4.12а) спостерігається досить великий розкид випадків, що вказує на ненасичене повітря під час випадіння мокрого снігу, що може бути пов'язано з підвищенням температури при виділенні тепла конденсації. Слід зазначити, що практично всі випадки мокрого снігу спостерігаються при від'ємних значеннях точки роси.

Температура і температура точки роси мають дуже тісний кореляційний зв'язок у випадках з кристалічною і зернистою памороззю (рис. 4.12б).

4.5 Термодинамічна структура атмосфери при випадінні зимових опадів

Ожеледь зазвичай утворюється при випадінні замерзаючих опадів (замерзаючого дощу та замерзаючої мряки). Типовий профіль температури при випадінні замерзаючих опадів, тобто при утворенні ожеледі, наведено на

рис. 1.1, де параметрами є температура повітря біля поверхні землі (T_{surface}), максимальна температура (T_{max}) і її висота (z_{max}), потужність „теплого” шару (шару з додатними температурами) та потужність „холодного” шару (шару з від’ємними температурами). [18, 25].

В „холодному” шарі біля поверхні землі зазвичай має місце температурна інверсія, що свідчить про нетиповий розподіл температури з висотою. Якщо температура біля поверхні землі нижча за нуль, а температура на верхній межі інверсії вища за нуль, то в шарі, розташованому над „холодним”, утворюються умови для танення. У випадку досить високої температури на верхній межі інверсії, та/або великій товщині „теплого” шару, льодяні кристали, що проходять крізь цей шар, розтануть повністю і утворять рідкі краплі. При проходженні крізь „холодний” шар дощові краплі переохолоджуються, проте лишаються рідкими аж до зіткнення з відкритими поверхнями (це можуть бути поверхні літака або поверхні предметів, що знаходяться на землі). Оскільки краплі знаходяться у рідкому стані, то при зіткненні замерзають миттєво.

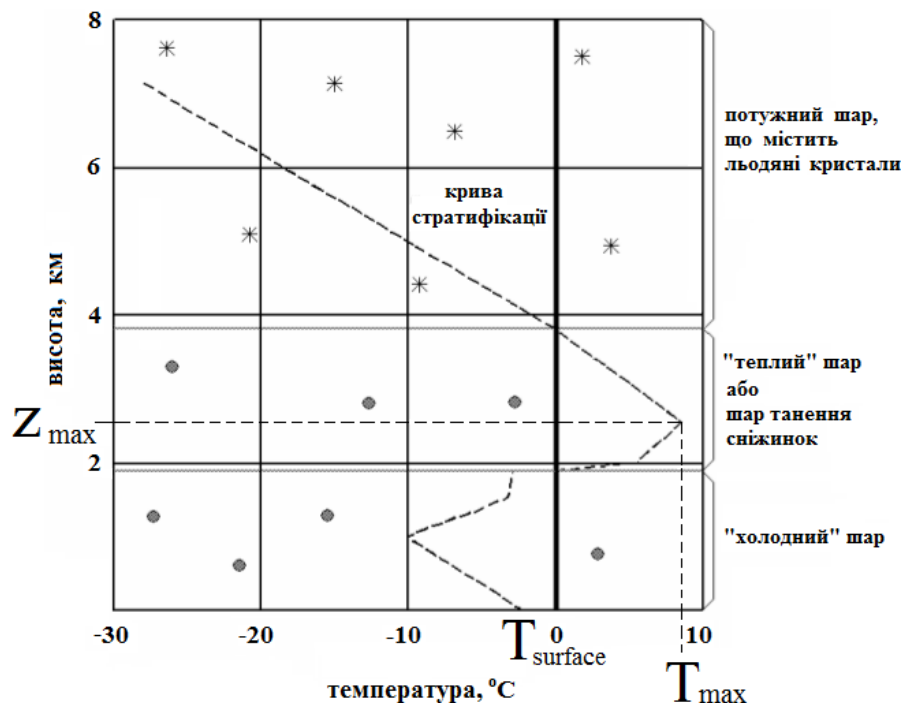


Рис. 4.13 – Типовий профіль температури [18] при класичному механізмі утворення переохолоджених опадів (зазвичай, цей тип генерує

переохолоджений дощ). Нульова ізотерма показала суцільною жирною лінією

Умови для утворення таких температурних інверсій можуть забезпечуватись деякими метеорологічними процесами або топографічними ефектами. У випадку формування значних ожеледних відкладень, необхідно, щоб мала місце ситуація, при якій спостерігались інверсія разом з інтенсивним дощем впродовж досить тривалого часу. Інверсія може спостерігатись в будь-якому місці, де холодне приземне повітря може бути затримане на деякий час під час проходження теплого фронту, або просто більш теплого повітря на висотах. За умови, що швидкість вітру є малою, інверсія може зберігатись дуже тривалий час (від годин до діб), проте якщо нагорі швидкість вітру досить висока, то холодне повітря досить швидко перемішується з більш теплим і інверсія зникає.

В залежності від параметрів таких як потужність та висота „холодного” шару, температури повітря біля поверхні землі, товщини „теплого” шару, максимальної температури в шарі інверсії тощо стан опадів, в якому вони досягають поверхні землі може бути різним, а саме: замерзаючий дощ, сніг з дощем, льодяний дощ, сніг тощо.

Коли сніжинки падають крізь „теплий” шар, то вони тануть і досягають нижньої межі „теплого” шару у вигляді або мокрого снігу (wet snow – сніг, що містить велику кількість води, проте форма сніжинок ще розрізненна), або снігу з дощем (sleet – сніг, практично повністю тане, зменшується в розмірі, проте продовжує містити у собі кристали льоду) або дощу (rain) [25,26].

Вигляд опадів, в якому опади досягли нижньої межі „теплого” шару, загалом визначає їх тип, що формується вже у „холодному” шарі. Наприклад, якщо цієї межі досягає сніг з дощем, то в залежності від товщини „холодного” шару він або частково замерзне знов, утворюючи частинки, що складаються з льодяної оболонки та рідкого ядра (liquid core pellets), або замерзне повністю, утворюючи льодяний дощ. [26]. Якщо нижньої межі „теплого” шару досягли опади у вигляді дощу, то в такому разі може мати місце переохолоджений дощ, який при досягненні поверхні землі

перетвориться на замерзаючий, або краплі можуть повністю замерзнути, утворюючи льодяний дощ. До речі, такий механізм утворення льодяного дощу був запропонований ще у 1902 р. [7].

Проте така стратифікація виявляється далеко не у всіх випадках переохолоджених опадів, і навіть не в їх більшості. Дуже часто у всьому хмарному шарі температура від'ємна, а теплий шар або взагалі є відсутнім, або розташований біля поверхні землі.

За результатами дослідження конкретних випадків пізніше було запропоновано альтернативний механізм: переохоложені опади можуть формуватися в результаті зіткнення і злиття хмарних крапель при слабких негативних температурах [18]. Цей механізм отримав назву «процесу переохолодженого теплого дощу» (supercooled warm rain process). На рис. 2 наведено типові профілі температури при реалізації „некласичного” механізму.

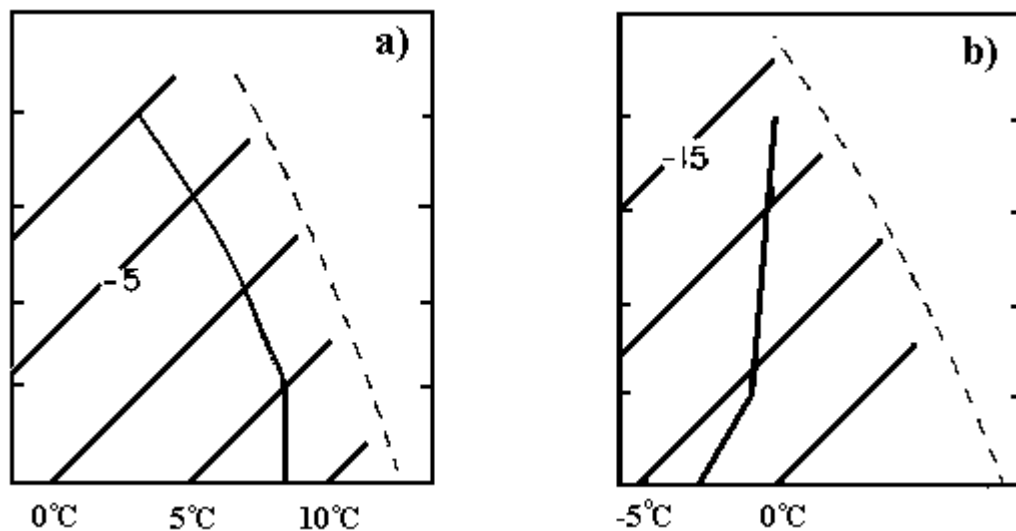


Рис. 4.14 – Ідеалізований вертикальний профіль температури для випадків: (а) "теплий приземний шар, вище холодне повітря". При даному типі може формуватись як переохолоджений дощ, так і переохолоджена мряка. Часто спостерігаються опади, які не досягають поверхні землі. (б) "холодне повітря усюди". Даний тип генерує тільки переохоложену мряку

Цей процес привернув увагу дослідників у тому числі через його зв'язок з обледенінням літаків [13]. Причина полягає в тому, що з хмар з від'ємною

температурою зазвичай випадає переохолоджена мряка, а саме вона особливо небезпечна для літаків.

Дані радіозондування використовувались для вивчення стратифікації температури та вітру при випадінні зимових опадів. Класифікація даних радіозондування, пов'язаних з зимовими опадами, проводилася відповідно до іноземних робіт останніх років, по дослідженню замерзаючих опадів і мікрофізики хмар. У вказаних роботах різні типи температурних профілів виділялися головним чином по наявності або відсутності теплих (з температурою вище 0.0°C) шарів і їх положенню щодо хмарного шару (табл. 4.9).

Таблиця 4.9 Запропоновані класи температурних профілів для випадків з зимовими опадами та їх описання

	Клас температурного профілю	Описання
1	2	3
1	Теплий клин	Теплий шар знаходиться в середині хмари та не включає її меж, нижче та вище від'ємні температури, так званій, класичний механізм формування замерзаючих опадів
2	Хмара у теплому шарі	Теплий шар охоплює шари вище хмари, хмару та шар нижче до поверхні землі
3	Тепла нижня межа хмари	Теплий шар охоплює нижню частину хмари, її нижню межу та шари нижче хмари до поверхні землі
4	Теплий шар над хмарою	Теплий шар знаходиться вище верхньої межі хмари
5	Теплий шар над хмарою і тепла верхівка хмари	Теплий шар знаходиться вище верхньої межі хмари, охоплює її верхню частину, нижче до поверхні землі від'ємні температури
6	Теплий приземний шар	На висотах скрізь від'ємні температури, біля поверхні землі розташований тонкий теплий

		приземний шар
7	Скрізь від'ємні температури	Скрізь від'ємні температури, відсутність шарів з додатними температурами

Всі дані за характером стратифікації температури та вологості було поділено на класи (або типи) аналогічно [13–15], в залежності від розташування теплих шарів відносно хмарних (табл. 4.10).

Таблиця 4.10 Класифікація профілів температури для зимових опадів

	Клас температурного профілю	<i>Зливовий мокрий сніг</i>	<i>Замерзаюча мряка</i>	<i>Туман з утворенням ожеледі</i>	<i>Туман з утворенням зернистої паморозі</i>	<i>Замерзаючий дощ</i>	<i>Льодяний дощ</i>	Всього
1	Теплий клин		1				2	3
2	Хмара у теплом повітрі	1						1
3	Тепла нижня межа хмари	2						2
4	Теплий шар над хмарою		1					1
5	Теплий шар над хмарою і тепла верхівка хмари				1			1
6	Теплий приземний шар	4				1		5
7	Скрізь від'ємні температури	1		1			1	3
	Всього	8	2	1	1	1	3	16

В основному випадки зливого мокрого снігу та замерзаючого дощу розподілились між класами „теплий приземний шар”. Клас „скрізь від'ємні температури” є нетиповим для зливого мокрого снігу. Проте слід зазначити, що навіть в трьох випадках мокрого снігу приземні теплі шари мали товщину, що не перевищує декількох десятків метрів, лише в одному випадку товщина була більша за 300 м. В 1 випадку мокрого снігу було зареєстровано теплу нижню частину хмари. В 1 випадку замерзаючої мряки і

2 випадках льодяного дощу спостерігався класичний механізм утворення опадів – „теплий клин”.

В усіх випадках зимових опадів виявляються інверсії – найбільш потужні пов’язані з класами, де спостерігаються підняті теплі шари, проте у випадках зі сніговою крупою інверсійні шари можуть сягати 800 м, а градієнти температури перевищують значення в $4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

На рис. 4.12 надано розподіл випадків замерзаючих опадів в залежності від температури нижньої та верхньої меж хмари та від температури біля поверхні землі та максимальної температури в хмарі.

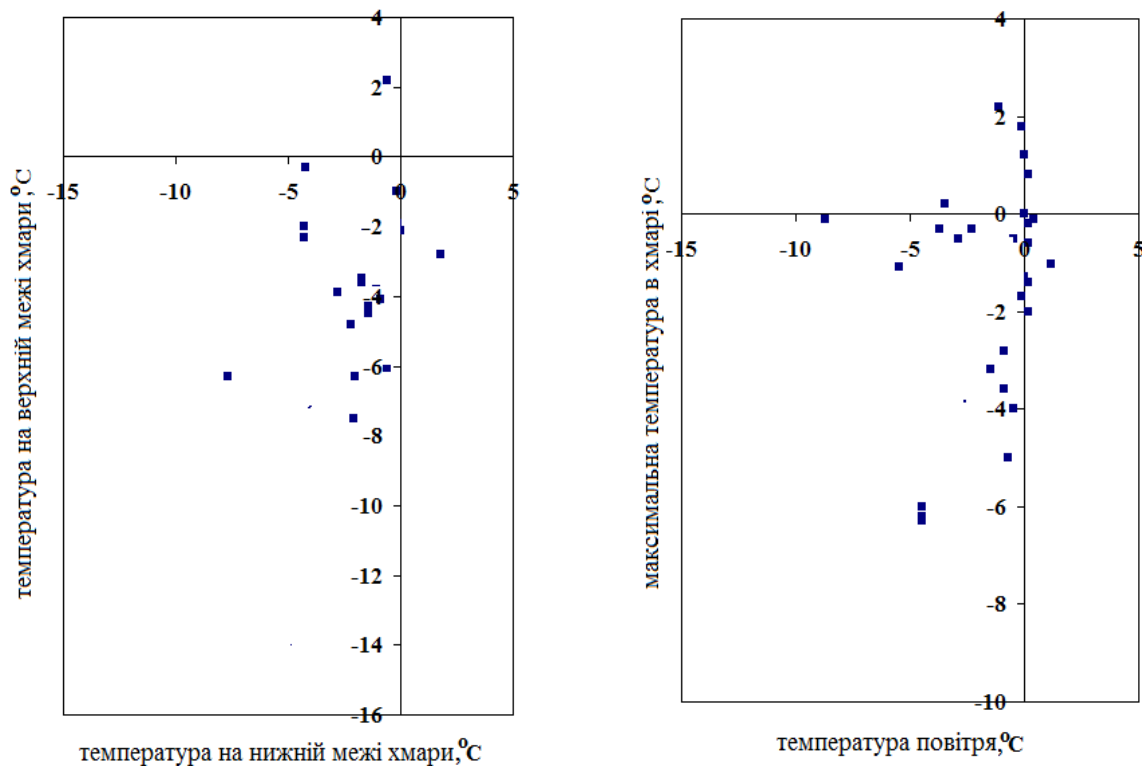


Рис. 4.14 Повторюваність замерзаючих опадів як функція температури на нижній та верхній межах хмари (а) та як функція температури біля поверхні землі та максимальної температури в хмарному шарі (б)

Потужність хмарних шарів коливається в досить широких межах: від 100 до декількох 1000 м, мінімальна температура в хмарі у випадках з мокрим снігом зазвичай не нижче за -10°C , а у випадках з іншими зимовими випадками може сягати і більш низьких значень до -15°C .

Видно, що лише невелика кількість випадків знаходиться поза межами третього квадранта в обох частинах рисунку. Це наочно демонструє домінуючу роль неklasичного механізму „скрізь від’ємні температури” в утворенні замерзаючих опадів. Фізику цього механізму досі ще недостатньо вивчено. Хоча, проте, є численні підтвердження існуванню переохолоджених крапель в хмарах (зокрема – в тих, що дають опади) і випадінню опадів з рідкокрапельних хмар при від’ємних температурах. Так, відповідно до [11], шаруваті та шарувато-купчасті хмари є, зазвичай, крапельними принаймні при температурі вищій за -18°C . В [11] для території колишнього СРСР приведено повторюваність рідкокрапельних шаруватих та шарувато-купчастих хмар, яка складає 75,2–95,5 % при температурі вищій за -10°C . Частка шарувато-дощових та високошаруватих хмар менша, проте все ж таки складає 43–64 % при температурі від 0 до -6°C .

ВИСНОВКИ

1. Зимові опади в м. Кропивницький утворюються з жовтня по квітень включно. В жовтні та квітні спостерігається виключно зливовий мокрий сніг, замерзаючий дощ, туман з утворенням ожеледі.
2. Повторюваність зливого мокрого снігу є найбільшою. Замерзаюча мряка та замерзаючий дощ реєструються нечасто.
3. З часом спостерігається тенденція до збільшення кількості випадків з замерзаючими опадами і туманом з відкладеннями ожеледі або зернистої паморозі. Для зливого мокрого снігу має місце поступове зменшення кількості випадків з часом.
4. В добовому розподілі виявляються особливості для таких зимових опадів як замерзаючі опади, тумани з утворенням ожеледі або зернистої паморозі, які найчастіше спостерігаються в години перед світанком та в години після місцевого заходу сонця. Для льодяного дощу та зливого мокрого снігу не виявлено виражених максимумів в добовому ході.
5. Найбільшу середню тривалість має серпанок з утворенням кристалічної паморозі 6,4 год, також досить довго в середньому тривають туман з утворенням ожеледі і зернистої паморозі – 5,2 і 5,8 год. Середня тривалість зливого мокрого снігу, льодяного дощу і замерзаючого дощу коливається від 2,4 год (льодяний дощ) до 3,0 год (замерзаючий дощ). Найменшу середню тривалість з усіх зимових явищ, що розглядаються в даній роботі, має замерзаюча мряка (1,0 год).
6. Випадіння зимових опадів відбувалось в діапазоні температур від $-26,0^{\circ}\text{C}$ до $+4,9^{\circ}\text{C}$. Змішані опади у вигляді зливого мокрого снігу випадають і при від'ємних, і додатних температурах, максимум повторюваності припадає на слабкі додатні температури (69,9% від 0,0 до $+0,9^{\circ}\text{C}$). Практично всі випадки замерзаючого дощу і мряки (91,5%) зосереджено в діапазоні температур від $-4,0$ до $-0,1^{\circ}\text{C}$. Найбільша кількість випадків льодяного дощу (36,1% від загальної кількості випадків з льодяним дощем) припадає на температури від $-6,0$ до $-4,1^{\circ}\text{C}$. В найбільш широкому діапазоні реєструються туман з утворенням зернистої паморозі та серпанок з утворенням кристалічної паморозі від $-26,0$ до $+0,9^{\circ}\text{C}$.

7. Замерзаючий дощ і льодяний дощ спостерігаються найчастіше при північному, північно-східному і східному напрямках вітру. Туман з утворенням ожеледі як і туман з утворенням зернистої паморозі найчастіше реєструються при південному, південно-західному і північному напрямках вітру (70,7% від загальної кількості випадків). При замерзаючій мряці максимум повторюваності вітру припадає на південний, південно-східний і східний напрямки.
8. Виявлено залежність типу зимових опадів від пар таких метеорологічних величин, як температура повітря та швидкість вітру, температура повітря та температура точки роси, температура точки роси та швидкість вітру.
9. Зроблено класифікацію профілів температури для різних типів зимових опадів відносно класифікації, яку було запропоновано для опадів, що утворюються на теплому фронті в зимовий період. Отримано, що домінуючими типами при випадінні всіх зимових опадів є класи „теплий приземний шар” та „скрізь від’ємні температури”.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Абрамович К.Г. Особенности распределения метеорологических величин в нижней тропосфере при облачном и ясном небе//Труды ЦИП, 1964. – Вып. 6. – С. 15–36.
2. Арабей Е.Н. Обнаружение облачных слоев по радиозондовым данным//Метеорология и гидрология, 1975. – № 6. – С. 32–37.
3. Воробьёв В.И. Синоптическая метеорология. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 615с.
4. Гоголева Е.И. Условия формирования низких облаков и возможности их прогнозирования на территории России. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 115с.
5. Дмитриева–Арраго Л.Р., Колоскова Л.Ф. Приближенный метод определения границ облаков//Метеорология и гидрология, 1969. – № 6. – С.47–52.
6. Заварина М.В. Определение верхних границ слоистых облаков по радиозондовым данным// Труды ГГО, 1966. – Вып. 200. – С. 11–18.
7. Заморский А.Д. Атмосферный лед. – М.: Издательство Академии Наук СССР, 1955. – 378 с.
8. Климат Украины. Под ред. Приходько Г.Ф., Ткаченко А. В., Бабиченко В.Н. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 472с.
9. Логвинов К. Т., Бабиченко В.Н., Кулаковская М. Ю. Опасные явления погоды на Украине. – Л. : Гидрометеиздат, 1972. – 236с.
10. Мошников А.И. Диагноз толщины облачных слоев с помощью аэрологической диаграммы// Труды ВВИА им. Воейкова, 1959. - Вып. 308. – С. 44–51.
11. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 1, изд. 3.- Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 545с.

12. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє десятиріччя (1986–2005 рр.)/За ред. В.М.Ліпінського, В.І.Осадчого, В.М.Бабіченко. – К.: Ніка–Центр, 2006. – 312 с.
13. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Анализ данных радиозондирования и данных наземных наблюдений по замерзающим осадкам в аэропортах Москвы// Метеорология и гидрология, 2003, № 6, с. 4058.
14. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р., Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. Диагностические исследования и моделирование процессов циклогенеза, фронтогенеза и погодных условий на различных стадиях развития циклонов// Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. – вып. 335. – 2000. – с.3–25.
15. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. Объективный анализ атмосферных фронтов и оценка его эффективности.// Метеорология и гидрология. – 2000. – № 7. – с. 5–16.
16. COST 727: Atmospheric Icing on Structures Measurements and data collection on icing: State of the Art// ISSN: 1422-1381, Publication of MeteoSwiss, 75, 110 pp.
17. Farzaneh M, Savadjiev K (2001) Icing Events Occurrence in Qu'ebec: Statistical analysis of field data. Int J of Offshore Polar Eng, 11, no 1 March: 9–15.
18. M. Farzaneh, Ed., Atmospheric Icing of Power Networks, Springer, Berlin, ISBN 9781402085307, August 2008, 320 p.
19. Fikke Svein M. Modern Meteorology and Atmospheric Icing. IW AIS XI, Monreal, June 2005.
20. Glickman, T., Ed., 2000: Glossary of Meteorology. 2nd ed. Amer. Meteor. Soc., 855 pp.
21. ISO 12494: Atmospheric icing of structures. ISO/TC 98/SC 3, 2000-07-20.

22. Khomenko I.A., Chakina N.P. Freezing precipitation in the Ukraine//Фізична географія та геоморфологія, № 57, Київ, 2009, pp. 49–53.
23. Khomenko I. A. et al. Freezing precipitation in Russia and the Ukaraine. *Advances in Geosciences*, 10, 25–29, 2007.
24. Milbrandt, J. A., and M. K. Yau, 2005b: A multimoment bulk microphysics parameterization. Part II: A proposed three-moment closure and scheme description. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3065–3081.
25. Theriault, J.M., R.E. Stewart, W. Henson, 2010, On the Dependence of Winter Precipitation Types on Temperature, Precipitation Rate, and Associated Features. *Journal Of Applied Meteorology And Climatology*, 49, 1429–1442 pp.
26. Theriault, J. M., and R. E. Stewart, J. A. Milbrandt, and M. K. Yau, 2006: On the simulation of winter precipitation types. *J. Geophys. Res.*, 111, D18202, doi:10.1029/2005JD006665.

Додаток А

Довідка

кафедри метеорології та кліматології

на магістерську кваліфікаційну роботу студентки гр. МНЗ- 61з/ф

факультету магістерської та аспірантської підготовки ОДЕКУ

II курсу Михайлової М.В. на тему: «Вертикальна структура атмосфери при зимових опадах в м. Кропивницький»

Магістерську кваліфікаційну роботу виконано в рамках науково-дослідної роботи „Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України” (2015 – 2019 рр., ДР № 0115U006532).

Завідуючий кафедрою
метеорології та кліматології

проф. Івус Г.П.