

Хоменко І.А.

УМОВИ І МЕХАНІЗМИ УТВОРЕННЯ
ЗАМЕРЗАЮЧИХ ОПАДІВ Й
ОЖЕЛЕДНО-ПАМОРОЗЕВИХ ЯВИЩ
НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ



Одеса
ТЕС
2018

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

Хоменко І.А.

**УМОВИ І МЕХАНІЗМИ УТВОРЕННЯ
ЗАМЕРЗАЮЧИХ ОПАДІВ Й
ОЖЕЛЕДНО-ПАМОРОЗЕВИХ ЯВИЩ
НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ**

*Рекомендовано до друку рішенням Вченої Ради
Одеського державного екологічного університету
Міністерство освіти і науки України
(протокол №9 від 26.10.2017)*

**Одеса
ТЕС
2018**

ББК 26.237
Х 76
УДК 551.509.324.3

Друкується за рішенням вченої ради Одеського державного екологічного університету.
(Протокол № 9 від 26.10.2017 р.)

Р е ц е н з е н т и:

В.Є. Тимофєєв, доктор географічних наук, доцент

К.Е. Шурда, доктор економічних наук, старший науковий співробітник

X76 Хоменко Інна Анатоліївна

Умови і механізми утворення замерзаючих опадів й ожеледно-паморозевих явищ над територією України: монографія / Хоменко І.А.; Одесса: ТЭС, 2018. – 108 с.

ISBN 978-617-7337-92-7

В монографії досліджуються механізми та комплексні умови утворення і випадіння переохолоджених опадів, які спричиняють найбільш небезпечний вид атмосферного обледеніння – ожеледь, а також визначаються спільні умови формування зон переохолодженої води біля поверхні землі та на висотах на основі макромасштабних характеристик повітряних мас. В умовах кліматичних змін показано просторово-часову динаміку метеорологічних характеристик для різних типів атмосферного обледеніння, а саме: ожеледі, зернистої й кристалічної паморозі, мокрого і замерзлого мокрого снігу.

На основі виконаної класифікації температурних профілів показано, що для території України основним механізмом утворення переохолоджених опадів, який зазвичай генерує замерзаючу мряку, є зіткнення та злиття хмарних крапель при слабких від'ємних температурах, а класичний механізм реалізується лише в 11% випадків.

Гідродинамічний аналіз виявив, що замерзаючі опади, а особливо замерзаючий дощ, більш ймовірні, при загострених фронтах, переважно у випадках з теплою адвекцією, ніж при внутрішньомасових умовах з адвекцією холоду.

Визначено дискримінантні функції, які дозволяють розділити області з різними видами атмосферного обледеніння в площині „температура – швидкість вітру”.

In the monograph the mechanisms and complex conditions for the formation and fall of supercooled precipitation, which causes the most dangerous type of the atmospheric icing, glaze, are investigated. The conditions for the formation of large supercooled droplets near the surface and aloft are determined on the basis of large-scale air mass characteristics. For different types of the atmospheric icing, namely glaze, soft and hard rime, wet and frozen wet snow; the spatial and temporal variability of meteorological variables is shown under changing climatic conditions.

On the basis of the sounding classification for freezing precipitation it is shown that for Ukraine the common mechanism of the supercooled precipitation formation, which generates mainly freezing drizzle, is the collision and confluence of cloudy droplets at poorly negative temperatures. The classical mechanism is realized only in 11% cases.

The hydrodynamic analysis reveals that at the sharp fronts, especially with warm advection, freezing precipitation and especially freezing rain are much more frequent than, for example, in the air mass conditions with cold advection.

Discriminant functions, which allow dividing areas with different types of the atmospheric icing, are obtained in the temperature – wind speed plane.

ISBN 978-617-7337-92-7

© Одеський державний
екологічний університет, 2018
© Хоменко І.А. 2018

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	5
1 УТВОРЕННЯ І ПРОГНОЗУВАННЯ АТМОСФЕРНОГО ОБЛЕДЕНІННЯ: ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ Й НОВІ РЕЗУЛЬТАТИ.....	9
1.1 Умови утворення і географічний розподіл атмосферного обледеніння при опадах.....	12
1.2 Умови утворення та географічний розподіл атмосферного обледеніння за наявності завислих у повітрі переохолоджених крапель.....	16
1.3 Основні принципи моделювання атмосферного обледеніння....	17
1.4 Теоретичні й експериментальні підходи до вивчення фізики утворення переохолоджених опадів.....	21
2 УМОВИ І МЕХАНІЗМИ УТВОРЕННЯ ЗАМЕРЗАЮЧИХ ОПАДІВ НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ.....	30
2.1 Вибірка даних і методи дослідження.....	30
2.1.1 Визначення меж хмарних шарів.....	31
2.1.2 Методи дослідження синоптичних умов.....	32
2.2 Умови погоди при випадінні замерзаючих опадів в аеропортах України.....	34
2.3 Термодинамічна структура атмосфери при випадінні замерзаючих опадів над Україною.....	41
2.3.1 Приземні холодні шари.....	44
2.3.2 Теплі шари.....	46
2.3.2.1 Підійняті теплі шари.....	46
2.3.2.2 Приземні теплі шари.....	50
2.3.3 Хмарні шари.....	52
2.3.4 Шари інверсії.....	54
2.3.5 Синоптичні умови при замерзаючих опадах.....	55
2.3.6 Профілі температури та вітру, отримані за допомогою даних об'єктивного аналізу, та їх порівняльний аналіз з реальними профілями.....	58
3 РЕЖИМНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЖЕЛЕДНО-ПАМОРОЗЕВИХ ЯВИЩ НАД УКРАЇНОЮ.....	61
3.1 Типи льодових і снігових відкладень в атмосфері.....	61
3.2 Просторово-часовий розподіл ожеледно-паморозевих і снігових відкладень на території України.....	63
3.3 Розподіл повторюваності температури і вітру при ожеледно-паморозевих і снігових відкладеннях в Україні.....	77

3.4	Кількісний аналіз умов утворення сильної ожеледі на території України в листопаді 2000 р.....	87
3.4.1	Огляд синоптичної ситуації над І природним синоптичним районом в період 24–29.XI.2000 р.....	88
3.4.2	Сумісний аналіз розрахованих полів фактичної адвекції температури і вологості, комплексного фронтального параметра і карт зон активної конвекції.....	89
ВИСНОВКИ.....		94
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....		98

ПЕРЕДМОВА

Внаслідок охолодження у холодний період рідких крапель, що знаходяться у повітрі у завислому стані або випадають як опади, на наземних предметах відбувається відкладення льоду, різновидності якого об'єднують одним терміном „атмосферне наземне обледеніння”. До наземного обледеніння відносять ожеледь, зернисту і кристалічну паморозь, налипання сухого та мокрого снігу, складні відкладення [10,25,28,79,80].

Всі види атмосферного наземного обледеніння завдають надзвичайно великих збитків економіці країни: порушують нормальну експлуатацію повітряних ліній зв'язку і електропередачі, утруднюють роботу залізничного та автомобільного транспорту, призводять до значних негативних наслідків у сільському і лісовому господарстві. Відомі випадки катастрофічних обледенінь [80,81], з якими були пов'язані масові руйнування телекомунікацій, загибель худоби, посівів, деревних насаджень. Негативні наслідки атмосферне обледеніння, особливо ожеледь, має для авіації, і не стільки під час зльоту і посадки, коли, зазвичай польоти припиняються, а під час знаходження літака на відкритому аеродромі, оскільки обледеніння відбувається швидко і, якщо заздалегідь не ужито запобіжних заходів, то перешкодити цьому процесові неможливо, а отже, повністю порушується режим польотів.

Атмосферне обледеніння біля поверхні землі є результатом випадіння переохолоджених опадів (замерзаючий дощ і мряка) або осідання переохолоджених рідких крапель, які знаходяться у завислому стані в повітрі (туман), та відбувається при реалізації різних механізмів утворення переохолодженої води в атмосфері. Оскільки процеси льодоутворення є досить повільними, то в атмосфері може накопичуватись велика кількість переохолодженої води та утримуватись в переохолодженому стані досить довго, захоплюючи потужні шари. Зазвичай переохолоджені краплі утворюються при температурі нижчій за нуль, проте вищої за -15°C через відносно малу концентрацію кристалів в цьому діапазоні температур. А отже можна вважати, що обледеніння біля поверхні землі та на малих висотах, результатом чого є обледеніння літаків через осідання переохолодженої води, має єдиний механізм утворення та може розглядатись як єдиний загальний процес.

В останні 30–50 років на основі стандартних метеорологічних спостережень, польових експериментів, досліджень в лабораторіях та за допомогою чисельних моделей було визначено ряд кліматичних характеристик просторового та часового розподілу ожеледно–паморозевих явищ і налипання снігу, метеорологічних та синоптичних умов, при яких виникає наземне обледеніння [3,4,12,21,22,28,35–38,55,80,93,94,98,108,131]. Проте, незважаючи на отримання низки цінних результатів в області

кліматології та метеорології атмосферного обледеніння, ще лишається багато регіонів, для яких взагалі відсутнє описання умов обледеніння в атмосфері, (насамперед, це гірські райони) або такі дані є застарілими.

Україна є однією з таких країн, на теренах якої в останні роки дослідження в області атмосферного обледеніння проводились несистематично та нерегулярно і результати багатьох робіт в цій області потребують оновлення. Серед задач, які для України потребують нагального розв'язання в області атмосферного наземного обледеніння, такі: 1) виявлення метеорологічних умов виникнення мокрого та замерзлого мокрого снігу (цю задачу ще й досі не розв'язано в багатьох інших країнах); 2) отримання точних метеорологічних критеріїв для розділу типів наземного обледеніння; 3) комплексний аналіз мікрофізичних та метеорологічних умов утворення атмосферного льоду; 4) районування території України за ожеледнебезпечністю.

Прогноз атмосферного обледеніння є надзвичайно складною задачею. Атмосферне обледеніння має наслідком різні типи відкладень, які хоч і можна розглядати як результат єдиного процесу – осадження переохолоджених рідких крапель, проте механізми утворення переохолодженої води в атмосфері є досить різними і зумовлюються як мікрофізичними процесами, так і властивостями повітряних мас. Тому враховуючи різні чинники, прогноз атмосферного обледеніння можна виконувати, здійснюючи різні підходи.

Для прогнозування типу атмосферного обледеніння, яке утворюється в опадах, і можливої товщини відкладення необхідно спрогнозувати тип опадів (сніг, мокрий сніг, замерзаючий дощ, льодяні зерна). Цю задачу розв'язують за допомогою програм постпроцесінгу, які реалізують той чи інший алгоритм визначення типу опадів після того, як в рамках чисельної моделі передбачено наявність опадів [71,97,102,143]. Основою для всіх цих алгоритмів є вертикальні розподіли температури і вологості та метеорологічні параметри важливих шарів (тепліх, холодних, шарів між різними ізобаричними поверхнями). Альтернативні методи прогнозу замерзаючих опадів спираються на статистичні зв'язки між певними характеристиками погодних систем синоптичного масштабу і повторюваністю замерзаючих опадів. Оскільки фізико-географічні й циркуляційні умови суттєво впливають на просторово-часовий розподіл і режимні характеристики замерзаючих опадів, то для кожного регіону необхідно мати свої дослідження з цього питання, які ґрунтуються на багаторічному матеріалі.

Після того, як очікуються замерзаючі опади, наступним кроком є розрахунок відкладень льоду. Вони розраховуються, виходячи з інтенсивності опадів, на горизонтальний стрижень певного діаметра, зазвичай за стандарт береться діаметр 10 мм для дроту, розташованого на висоті 10 м над підстильною поверхнею.

Окрім схеми прогнозу, яка часто використовується та включає (1) чисельну модель атмосфери, (2) визначення типу опадів та (3) розрахунок товщини відкладень льоду, або прогноз замерзаючих опадів на основі фізико-статистичних зв'язків між замерзаючими опадами та синоптичними ситуаціями, є інші методи.

Інші приклади альтернативного підходу знаходимо в [157]: з самого початку предиктантом є товщина відкладень льоду (омінаючи стадію визначення типу опадів). Статистичний метод опорних векторів (метод SVM), схожий з методом нейронних мереж, був використаний для отримання прогностичних регресійних співвідношень на навчальній вибірці. Потім ці співвідношення застосовуються до вихідної продукції чисельної прогностичної моделі. Згідно [157], така система забезпечує більш високу успішність, ніж модель з розрахунком відкладень в явному вигляді.

Цей підхід представляє винятковий інтерес, оскільки його можна використовувати для всіх механізмів формування замерзаючих опадів, окрім того, його можна також застосувати до відкладень атмосферного обледеніння, які утворюються при осіданні зважених у повітрі рідких крапель.

Проте всі ці підходи потребують дуже великого обсягу даних про замерзаючі опади та льодові відкладення, оскільки синхронні прогностичні поля отримують методом «hindcasting», тобто роботи прогностичної моделі на архівних даних і отримання таким чином прогнозу на строк, коли спостерігалось явище.

Вказані вище обставини визначили зміст даної монографії, метою якої є (1) дослідження метеорологічних та синоптичних умов утворення замерзаючих опадів біля поверхні землі та на висотах та (2) дослідження просторово-часового розподілу атмосферного обледеніння, яке включало ожеледь, зернисту та кристалічну паморозь, мокрий та замерзлий мокрий сніг, над територією України.

Монографія складається з трьох розділів. В першому розділі розглядаються сучасні уявлення про основні механізми утворення замерзаючих опадів, наводяться результати досліджень в області синоптичних та метеорологічних умов утворення ожеледно-паморозевих явищ та налипання мокрого снігу. На закінчення представлено основні принципи моделювання атмосферного обледеніння.

Другий розділ присвячено дослідженню метеорологічних та синоптичних умов утворення замерзаючих опадів над територією України, зроблено типізацію профілів температури для замерзаючих опадів, також визначено типові характеристики важливих шарів (тепліх, холодних, хмарних, інверсійних) при замерзаючих опадах. Зроблено висновки щодо основного механізму формування замерзаючих опадів над Україною.

В третьому розділі викладаються результати, які стосуються досліджень просторово-часового розподілу ожеледно-паморозевих явищ та

налипань мокрого снігу над територією України, а також виявленню метеорологічних умов які найбільше сприяють появі атмосферного обледеніння. Також отримано області найбільшої ймовірності утворення різних типів атмосферного обледеніння для різних значень швидкості вітру та температури повітря для території Центральної України.

У висновках сформульовано основні результати дослідження і пропозиції, отримані впродовж дослідження.

Перші слова подяки і щирої вдячності автор висловлює науковому керівнику, професору Степаненку Сергію Миколайовичу, за цінні поради і допомогу в підготовці дисертаційної роботи, матеріали якої лягли в основу цієї монографії.

Щиру і глибоку вдячність автор виражає провідному російському вченому, професору Шакіній Наталії Павлівні, без якої підготовка цієї монографії була б неможливою. Спілкування з цією неординарною і талановитою людиною протягом всього періоду творчої співпраці надихало автора увесь час рухатись вперед, а корисні обговорення і дискусії допомогли зробити рукопис набагато кращим.

Автор також висловлює свою подяку Олені Денисівні Соколенко за ретельний і пильний перегляд рукопису й численні корисні поради, які були враховані під час доробки рукопису.

1 УТВОРЕННЯ І ПРОГНОЗУВАННЯ АТМОСФЕРНОГО ОБЛЕДЕНІННЯ: ОГЛЯД ЛІТЕРАТУРИ Й НОВІ РЕЗУЛЬТАТИ

В зимовий і перехідні сезони року в атмосфері середніх і полярних широт, а також гірських районів, в значній кількості може накопичуватись переохолоджена сконденсована або тала вода й утримуватись у переохолодженому стані впродовж досить тривалого часу біля землі та на висотах. Переохолоджені краплі, що перевищили розмір хмарних елементів, під дією сили тяжіння випадають і, зазнаючи на своєму шляху різні фазові перетворення, досягають поверхні землі у вигляді твердих, рідких або змішаних опадів.

За наявності від'ємних температур біля поверхні землі і на малих висотах найбільш небезпечними серед усіх опадів, генерованих переохолодженими краплями, є опади переохолоджені (переохолоджений дощ або мряка), які в іноземній літературі також отримали назву замерзаючих (freezing precipitation), а у вітчизняній літературі – опади, що утворюють ожеледь, а також змішані (дощ або мряка зі снігом) через утворення льодяних відкладень на незахищених поверхнях. Менш небезпечними і значно менш руйнівними опадами є ті, що відносяться до твердої фази, сніг, льодяний дощ, снігова крупа та зерна [157].

Спричинити утворення небезпечних льодяних відкладень біля поверхні землі можуть також і завислі у повітрі переохолоджені краплі, які не досягли розмірів крапель опадів. Скупчення таких крапель має назву туман з відкладенням паморозі або в іноземній літературі – замерзаючий туман (freezing fog).

Наявність переохолодженої води у вигляді завислих у повітрі крапель та опадів становить суттєву небезпеку не тільки біля землі, а і на висотах. Так, польоти літаків в областях з переохолодженими краплями – незважаючи на наявність протиобліднювальних систем, які захищають від досить дрібних переохолоджених крапель – також є досить небезпечними, оскільки в цьому випадку на них осаджуються водяні краплі, які швидко замерзають на незахищених поверхнях літака. Лід, що утворюється при цьому, призводить до погіршення льотних якостей через зміну структури крил та інших поверхонь. В багатьох випадках погіршення льотних якостей є причиною нещасних випадків. Дослідження Коула і Санда [69] показали, що 803 нещасних випадки між 1975 та 1988 рр. були або частково або повністю зумовлені обледенінням літаків біля землі й на висотах.

Дослідження, виконані в дев'яності роки минулого століття в Канаді та США на основі даних про „бортову погоду” та відповідної їм приземної інформації, показали, що замерзаючі опади біля поверхні землі можна використовувати як своєрідний показник наявності крупних переохолоджених крапель на малих висотах, а значить, і зон потенційного

обледеніння літаків на тих самих висотах. Наприклад, в роботі Бернштейна і Макдону [50] було відзначено, що якщо польоти літаків відбуваються при погоді із замерзаючими опадами, то в цьому випадку в нижній тропосфері часто виявляються крупні переохолоджені краплі. Так, після розгляду 37 випадків із замерзаючими опадами, які спостерігались з листопада по березень 1993–1995 рр., Бернштейном та іншими [51] було визначено, що у 48 % випадків сильне та помірне обледеніння на висотах пов'язано із замерзаючими опадами біля поверхні землі.

Отже результати досліджень [50,51], показали, що в атмосфері зазвичай є досить потужний шар, охоплений процесами, які сприяють утриманню води у метастабільному переохолоджену стані, тобто процесами, які створюють умови, необхідні для атмосферного обледеніння. Тому, зазвичай обледеніння біля землі і на висотах має єдиний механізм утворення і має розглядатись як єдиний загальний процес. Тому іноземними вченими дуже багато робіт виконується зі встановлення зв'язків між характеристиками повітря під час наземного обледеніння і обледеніння літаків [43,45,48–54,93,111,122,125,126,137].

З практичної точки зору питання обледеніння літаків на малих висотах є досить актуальним, оскільки саме на цих висотах відбуваються польоти малої авіації та зліт і посадка повітряних лайнерів.

Таким чином, основною причиною накопичення води у замерзлому стані біля землі (атмосферне наземне обледеніння) та на висотах (обледеніння літаків) є наявність рідкої води у комбінації з від'ємними температурами, і стосовно сучасної класифікації в залежності від умов його виникнення, які було означено вище, можна виділити два основні типи [68,80,81,90]:

1. In-cloud icing – обледеніння, що утворюється при наявності крапель води у завислому стані в повітрі (тобто обледеніння в хмарах та туманах);
2. Precipitation icing – обледеніння, що спостерігається при опадах.

Перший тип обледеніння, зазвичай, генерує кристалічну та зернисту паморозь. Другий тип обледеніння утворюється при випаданні дощу або мряки, які замерзають (здебільшого утворюють ожеледь); мокрою й сухою снігу. В багатьох працях минулих років [10,18,23], а також у вітчизняних працях і до сьогодні [12,26], вказується, що ожеледь можуть генерувати тільки переохолоджені опади, а зернисту паморозь – тільки завислі у повітрі переохолоджені краплі, проте вже у дев'яності роки минулого століття вважалось доведеним фактом, що ожеледь може утворюватись також і в тумані [5], а за останніми дослідженнями іноземних вчених показано, що як ожеледь, так і зерниста паморозь можуть утворюватись при обох типах обледеніння [80]. На підтвердження правильності такого висновку є дві підстави: 1) результати більш детальних вимірювань льодяних відкладень

за допомогою більш сучасних і точних приладів (приклад одного з таких приладів Passive Ice Meter надано в [80]); 2) поділ на хмарні краплі, краплі мряки та дощу є досить умовним, оскільки точної природної межі в цьому діапазоні не існує, отже, наприклад, краплі розміром 100 мкм в діаметрі можуть виявитись і хмарними краплями, і краплями мряки [16].

Обидва типи обледеніння можуть становити сувору небезпеку для всіх видів інфраструктури. Найменш небезпечними з обох типів є кристалічна паморозь і мокрий сніг, оскільки ці типи відкладень рідко коли створюють критичні навантаження на лінії електропередач, гілки дерев тощо [80]. Вважається, що обледеніння досить часто спостерігається в полярних широтах або в гірських масивах Центральної Європи, Азії або Північної Америки, проте це явище може спостерігатись в будь-якому місці земної кулі, де відбувається падіння температури нижче за нуль. Таким чином, обледеніння відмічається в багатьох гірських регіонах, а саме Іспанії, Алжирі, Південній Африці, Новій Зеландії, Латинській Америці тощо.

Існує два основних підходи до вивчення умов атмосферного обледеніння, перший з яких полягає у вивченні саме метеорологічних і синоптичних умов випадіння різних типів опадів, які спричиняють обледеніння біля поверхні землі і на висотах, саме такого підходу дотримуються протягом останніх десятиріч іноземні вчені у своїх дослідженнях [44,45,49–51,54,61,70–72,73,74,91,93,94,111,122,125,126,128–130,140,144]. Серед робіт цього напрямку вітчизняних і російських вчених слід відзначити роботи Волевахи Н.М., Кошенко А.М. [3,4,14,15] та Шакіної Н.П. [35–38,98]. Взагалі у роботах, які виконувались з цього питання на теренах колишнього СРСР і які виконуються зараз в Україні, реалізується інший підхід до розв'язання проблеми – визначення різних кліматичних характеристик атмосферного наземного обледеніння, а саме метеорологічні умови наростання та зберігання ожеледно–паморозевих і снігових відкладень, часово-просторовий розподіл товщини, діаметра і маси льодяних відкладень, що допомагає зробити районування території за ожеледнебезпечністю [12,21,22,25,26,86]. Цей метод досить широко застосовується в останні роки і за кордоном [40,68,79–82,85,90,101,104,124,148,153]. В залежності від того, який метод використовується для дослідження атмосферного обледеніння відрізняються і вимоги, що ставляться до прогнозу атмосферного обледеніння. В першому випадку цікавить сам факт прогнозу опадів, що можуть спричинити атмосферне обледеніння та прогноз їх інтенсивності, а також розрізнення різних типів опадів; в другому – прогноз товщини, маси льодяного відкладення і обсяг можливих збитків від небезпечного явища. Для реалізації прогнозу використовують різні як фізико-статистичні, так і чисельні методи.

Розглянемо роботи, в яких відображено результати дослідження атмосферного обледеніння в обох напрямках.

1.1 Умови утворення і географічний розподіл атмосферного обледеніння при опадах

Обледеніння, що виникає в опадах, на наземних предметах створює відкладення у вигляді ожеледі, мокрого або сухого снігу в залежності від термодинамічної структури атмосфери біля поверхні землі та на висотах, а також від типу опадів, що спостерігаються. Обледеніння такого типу може реалізуватись в будь-якому місці земної кулі за умови наявності опадів і температур нижчих за нуль. Відомі випадки катастрофічних обледенень [28,79], з якими були пов'язані масові руйнування телекомунікацій, загибель худоби, посівів, деревних насаджень. Наприклад, катастрофічний випадок обледеніння, також відомий під назвою Велика Ожеледь 1998 р., мав місце в Східній Канаді й північно-східних районах США в січні 1998 р. [79], коли мільйони людей залишались без електропостачання впродовж тижнів, а робота транспорту та інших галузей економіки двох країн була паралізована внаслідок нестачі електроенергії й руйнування телекомунікацій. Прикладом такого катастрофічного обледеніння в Україні став випадок сильної ожеледі в листопаді 2000 р., яка позначилась великою кількістю аварій на авто- та залізничних шляхах, руйнацією енергетичної мережі й загибеллю близько 80 % лісових насаджень [28].

Найбільшу повторюваність ожеледей має в Канаді та Сполучених Штатах Америки, проте щорічно ожеледь може спостерігатись в багатьох інших країнах, розташованих в полярних і помірних широтах.

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) [80,93,147].

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, які проходять крізь цей шар, розтануть повністю і утворять рідкі краплі. При проходженні крізь „холодний” шар дощові краплі переохолоджуються, проте залишаються 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.

Умови для утворення таких температурних інверсій можуть зумовлюватись 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 затримуватись на деякий час впродовж 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 доволі висока, то холодне повітря досить швидко перемішується з більш теплим і інверсія зникає.

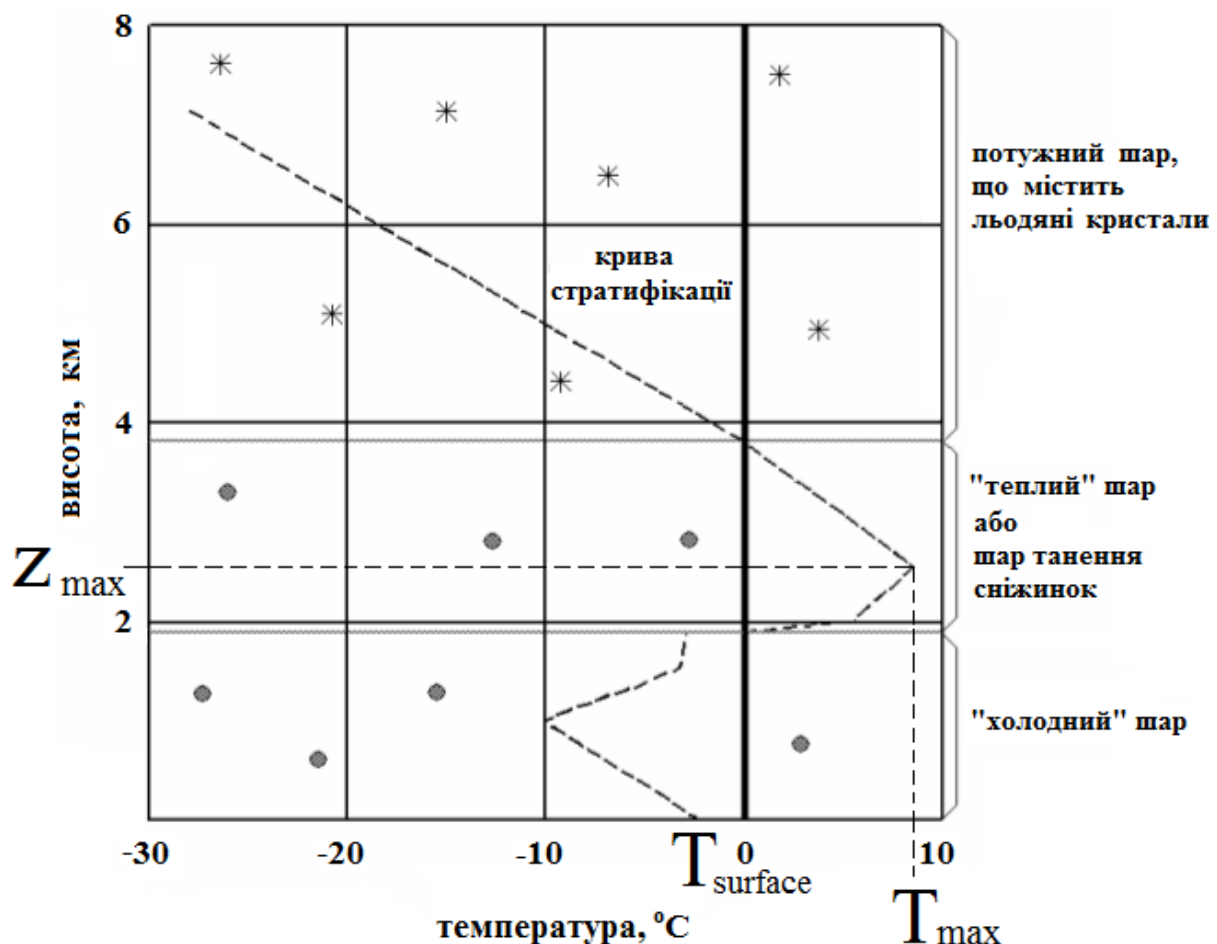


Рис. 1.1 – Типовий профіль температури [93] при класичному механізмі утворення переохолоджених опадів (зазвичай, цей тип генерує переохолоджений дощ). Нульова ізотерма показана суцільною жирною лінією.

Більш суворі випадки трапляються, якщо, завдяки топографічним особливостям місцевості й розподілу систем високого і низького тиску в атмосфері, холодне повітря неперервно спрямовується до поверхні землі з

інших місць. Найбільш відомим і показовим прикладом створення умов для такої ситуації є долина Святого Лаврентія у Канаді. В січні 1998 р. така ситуація підтримувалась протягом 5 днів. Впродовж цього періоду послідовність з трьох систем низького тиску перемістилась над долиною, в улоговині якої підтримувалось холодне повітря [80].

В залежності від параметрів, таких як потужність і висота „холодного” шару, температура повітря біля поверхні землі, товщина „теплого” шару, максимальна температура 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, який містить велику кількість води, проте форма сніжинок ще помітна), або снігу з дощем (sleet – сніг, практично повністю тане, зменшується в розмірі, проте продовжує містити у собі кристали льоду) або дощу (rain) [147].

Вигляд опадів, в якому вони 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 [146]. 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. [8,10].

Якщо нижньої межі „теплого” шару досягає мокрий сніг, то проходячи крізь „холодний” шар, він перетворюється зазвичай на знову замерзлий мокрий сніг.

Взаємодія між частинками різних типів також може впливати на тип опадів, які досягають поверхні землі. Наприклад, кристали льоду, зібрані краплею рідкої води, при від’ємних температурах зумовлять замерзання краплі і формування льодяного дощу [8,10].

Таким чином, можна бачити, що при прогнозі опадів, для яких описаний механізм є спільним, необхідно вміти спрогнозувати саме той тип опадів, який спричиняє утворення льодових відкладень і вигляд льодяного відкладення, оскільки від цього залежатиме обсяг можливих збитків. Поставлена задача є досить складною і буде обговорюватись нижче в розділі „Теоретичні й експериментальні підходи до вивчення фізики утворення переохолоджених опадів”.

Найнебезпечніші та найбільш руйнівні налипання мокрого снігу спостерігаються в країнах, де високу повторюваність мають інтенсивні опади при температурах близьких до нуля, а саме: Канада, Японія, Росія,

Ісландія, Норвегія та інші північні європейські країни, проте вони можуть відбуватись також і в середземноморських країнах [80]. До яких катастрофічних наслідків може призвести налипання мокрого снігу можна бачити з випадку, що відбувся нещодавно на території Великої Британії наприкінці квітня 2010 р., коли внаслідок стихії було повалено багато дерев і припинено електропостачання більш ніж в 30 000 домівках [119].

Мокрий сніг зазвичай утворюється в дуже вузьких температурних межах, при слабких додатних температурах [80]. Сніжинки, що падають крізь шар повітря зі зростаючою температурою, біля поверхні землі мають врешті-решт потрапити до шару з додатними температурами. Точні температурні інтервали для утворення мокрого снігу ще не визначено, проте найбільш імовірним є інтервал від $+0.5^{\circ}$ до $+2.0^{\circ}\text{C}$. Це підтверджується багатьма спостереженнями досить вузького шару, в якому відбувається формування мокрого снігу і товщина якого рідко, коли перевищує 100-150 м. Це співпадає з тим фактом, що вертикальний градієнт температури становить приблизно $-0.6^{\circ}\text{C}/100$ м під час опадів.

Лише тільки сніжинки потрапляють в шар з додатними температурами, вони починають танути. Коли в сніжинках вода з'являється, їх сили зчеплення стають набагато більшими, ніж коли вони повністю складаються з кристалів льоду. Проте, якщо в сніжинках води буде забагато, то сили зчеплення зменшаться, і більшість цієї талої маси не втримається на поверхні. Достеменно невідомо, при якому співвідношенні рідкої та замерзлої води сили зчеплення є найбільшими, проте в роботі [68] стверджується, що мокрий сніг легко зчіплюється з поверхнями, коли вміст рідкої води становить 15-40 % від загальної маси снігу.

Зрозуміло, що при прогнозі налипань мокрого снігу найбільш важливою є точність оцінки температури повітря, а також відносна вологість і складова швидкості вітру, перпендикулярна до об'єкта. Висота нульової ізотерми є також суттєвою характеристикою, оскільки є індикатором періоду часу, впродовж якого сніг проходитиме крізь „теплий” шар. Оскільки на розмір відкладень мокрого снігу неабияк впливає вміст рідкої води, то в будь-якій моделі необхідно враховувати цю характеристику.

Інші спостереження за відкладеннями мокрого снігу, які потребують подальшої перевірки, показали, що налипання мокрого снігу досить часто відбуваються на підвітряному боці пагорбів, які мають невеликий нахил відносно горизонту. В таких місцях мають місце сильні геострофічні течії в умовах слабкостійкої стратифікації. В цих випадках повітряний потік опускається з вершини пагорбу на 100–200 м, адіабатично нагрівається на 1.0 або 0.5°C , утворюючи „теплий” шар біля поверхні землі. Такі ситуації спостерігаються в Норвегії та Ісландії, проте ці результати потребують подальшого уточнення.

Відкладення сухого снігу відмічались лише в Японії та на Алясці, і навіть там це явище спостерігається дуже рідко, тому про нього існує дуже небагато інформації [83]. Сухий сніг може осаджуватись в ситуаціях, коли швидкості вітру не перевищують 2 м/с. Хоча при таких швидкостях вітру іноді спостерігаються сильні снігопади, проте щільність відкладення при цьому не перевищує 100 кг/м^3 на відміну від мокрого снігу, щільність якого може сягати $300\text{--}600 \text{ кг/м}^3$, або ожеледі зі щільністю 900 кг/м^3 . Оскільки відкладення сухого снігу в більшості випадків набагато менші за ті, на які розраховані лінії електропередач, то в подальшому це явище вилучено з розгляду.

1.2 Умови утворення і географічний розподіл атмосферного обледеніння за наявності завислих у повітрі переохолоджених крапель

Обледеніння при наявності завислих у повітрі переохолоджених крапель, тобто обледеніння, що відбувається в туманах або хмарах, генерує зазвичай зернисту або кристалічну паморозь. В залежності від вмісту рідкої води, розподілу крапель за розміром в хмарах (туманах), температури повітря та складової швидкості вітру, перпендикулярної до об'єкта, може утворюватись або зерниста, або кристалічна паморозь.

Зерниста паморозь (hard rime – тверда паморозь) утворюється осадженням завислих у повітрі переохолоджених крапель на незахищені поверхні, температура яких нижча за нуль. Кристалічна паморозь (soft rime – м'яка паморозь) складається з шарів білих льодяних кристалів, які відкладаються в переохолодженому тумані або серпанку. Слід зазначити, що немає повної відповідності між термінами „кристалічна паморозь” і „soft rime – м'яка паморозь”. Ці два терміни, виходячи з описань зовнішнього вигляду відкладень, з їх фізичних характеристик і визначень, наведених в роботах [10,18,80], означають одне й те саме явище, проте, погляди на механізм утворення цього явища є різними. Вітчизняні вчені [12], дотримуючись точки зору радянських дослідників [29], визначають кристалічну паморозь, як відкладення, що утворюється внаслідок сублімації водяної пари в тумані або серпанку. В іноземній літературі в найбільш значущих роботах останніх років в області атмосферного обледеніння [80,81,90] зазначено, що кристалічна паморозь утворюється внаслідок осідання дрібних крапель в тумані або серпанку. В роботі Заморського [10], яку присвячено детальному дослідженню атмосферного обледеніння, в утворенні кристалічної паморозі надається перевага процесу сублімації, проте він підкреслював, що цей процес відбувається сумісно з осадженням час від часу рідких крапель на поверхню об'єкта. Тобто в роботі [10] стверджується, що процес наростання кристалічної паморозі є спорідненим процесу зростання кристалів у хмарах, коли внаслідок процесу Бержерона–

Фіндайзена на ядра сублімації починає осідати водяна пара. В подальшому питання термінології необхідно всебічно дослідити і усунути термінологічні неточності.

Умови для утворення зернистої й кристалічної паморозі є сприятливими в тих же країнах, що і для інших льодяних відкладень. Паморозь зазвичай найбільше впливає на структури, піднесені відносно поверхні землі. Відкладення зернистої паморозі можуть сягати критичних розмірів і завдавати серйозних економічних збитків. Один з таких випадків було зареєстровано в Норвегії у квітні 1961 р., коли відкладення еліптичної форми в найменшому діаметрі сягали 95 см, а в найбільшому діаметрі – 140 см; льодяне навантаження на 1 погонний метр склало 305 кг [83]. При відкладеннях кристалічної паморозі в основному не спостерігається таких катастрофічних наслідків.

Інтенсивність та тривалість обледеніння, що відбувається при наявності завислих у повітрі переохолоджених крапель, залежить від потоку рідкої води в хмарах (туманах), який в свою чергу залежить від багатьох параметрів, а саме: температури повітря, швидкості вітру, тип стратифікації, потужності хмарного шару (туману), висоти в хмарі (тумані) і відстані від водоймища (для кристалічної паморозі).

Слід зазначити, що є ще один тип обледеніння, який відносять до розглядуваного класу, – це іній. Оскільки іній має невелику щільність і його осадки не досягають у діаметрі великих розмірів, тобто іній не має великого впливу на господарську діяльність, тому зазвичай його вилучають з розгляду. Проте іноді іній також може мати негативний вплив на телекомунікаційні лінії, призводячи до значної втрати енергії завдяки електричним розрядам. Іній також може стати причиною видимих іскор і шуму у струмоприймачах, що надають енергію потягам [80].

1.3 Основні принципи моделювання атмосферного обледеніння

Дані спостережень за льодяними відкладеннями є досить обмеженими через їх малу повторюваність, а також через їх комплексну залежність від комбінації атмосферних і географічних чинників. Окрім того, в багатьох малодоступних і малодосліджених регіонах земної кулі дані щодо льодяних відкладень відсутні. Все це створює великі труднощі при моделюванні процесів обледеніння в будь-якому напрямку. Розглянемо основні напрямки у розвитку моделювання атмосферного обледеніння і проаналізуємо їх з точки зору практичної значущості та можливості застосування.

За останні 50 років було запропоновано багато моделей для визначення товщини атмосферних льодяних відкладень. Повний і детальний огляд всіх моделей можна знайти в роботі [108].

Загалом всі моделі можна поділити на дві великих категорії: фізико-математичні моделі та експериментальні моделі [113,114]. Математичні

моделі описують обледеніння, базуючись на спільних фізичних процесах утворення льодяних відкладень [118,123]. Основу цих моделей зазвичай складають параметри, які важко виміряти, а саме: вміст рідкої води й розподіл крапель за розміром [114]. Достоїнствами фізико-математичних моделей є точне врахування різноманітних чинників, які впливають на процеси обледеніння, їх тривимірність, а також більш-менш неперервне засвоєння даних спостережень (дані, що надходять з літаків, радарів, супутників). З іншого боку, експериментальні підходи описують процеси утворення льодяних відкладень на базі спостережених характеристик погоди й експериментальних даних [96,107]. Достоїнством експериментальних моделей є їх простота та легкість у використанні, проте їх головним недоліком є непряме врахування більшості метеорологічних факторів і практично повне нехтування місцевими особливостями рельєфу.

Для моделювання оцінки льодяних відкладень в останні роки широко застосовується експериментальна модель, яка була запропонована Л. Макконеном (Макконен, Л.) у 2000 р. [90,106]. В основу цієї моделі покладено фундаментальне рівняння для обледеніння, яке описує фізику наростання льоду і має назву моделі Макконена. Значні льодяні навантаження можуть формуватись через зіткнення частинок з компонентами ліній електропередач. Ці частинки можуть бути як рідкими, твердими або сумішшю льоду та води. Максимальна інтенсивність обледеніння (виражена як щільність потоку рідини або маса рідини, яка надходить за одиницю часу на одиницю площі поперечного перерізу об'єкта) обмежена відповідною щільністю потоку частинок, що стикаються з поверхнею. Щільність потоку рідини, F , може виражатись як добуток концентрації частинок у повітрі, w та ефективної швидкості, v , частинок відносно об'єкта, тобто $F = w \cdot V$. Інтенсивність обледеніння, виражена як швидкість зміни льодяної маси, M , що вже скопичилась на об'єкті, визначається з рівняння

$$\frac{dM}{dt} = \alpha_1 \alpha_2 \alpha_3 w v A, \quad (1)$$

де A – ефективний поперечний переріз об'єкта; коефіцієнти α_1 , α_2 , α_3 змінюються в межах від 0 до 1. Коефіцієнт α_1 – ефективність зіткнення – collision efficiency (частка крапель, які дійсно стикаються з об'єктом; коефіцієнт повинен бути менший за одиницю, оскільки маленькі частинки переносяться уздовж перешкоди, не стикаючись з нею), α_2 – ефективність зчеплення – sticking efficiency (частка крапель, які намерзають на об'єкт; коефіцієнт також має бути менший за одиницю, оскільки деякі частинки відскакують від об'єкту), α_3 – ефективність нарощування відкладення – accretion efficiency (частка осаджених крапель, які роблять внесок в

інтенсивність нарощування льоду, коефіцієнт буде менший за одиницю, якщо витрати тепла є занадто малими, щоб спричинити достатнє замерзання. В такому разі частина води стікає на підстильну поверхню під впливом сил гравітації).

Коли на поверхні, на яку осаджуються краплі води, вони миттєво замерзають і не стікають ($\alpha_3 = 1$), то такий процес називають „сухим” (“dry”) осадженням. Крига, яка в цьому випадку утворюється, має назву паморозі. В протилежному випадку процес називають “мокрим” (“wet”) осадженням, а крига, яка утворюється, має назву ожеледі .

Слід зазначити, що хоча ми говоримо про „льодяні відкладення”, відкладення яке формується, може складатися з суміші льоду і рідкої води [105]. Дійсно, якщо рідка плівка формується на осаджуваній поверхні, зростаючий лід завжди захопить якусь частину з цієї рідкої води [99,109]. Це так званий губчастий (пористий) лід. Відкладення мокрого снігу та зростання льодяних бурульок є також результатом осадження, яке містить рідку воду. Рідка вода в середині льодового відкладення дуже рідко виявляється, оскільки відкладення повністю замерзає перш ніж закінчиться наростання льоду.

При оцінці льодяного навантаження слід зазначити, що дуже важливим фактором є тривалість обледеніння. Таким чином, на доповнення до параметрів, які визначають інтенсивність обледеніння, ключовим елементом успішного моделювання обледеніння є добре розуміння послідовності та комбінації елементів погоди впродовж явища обледеніння.

Складність процесів обледеніння означає, що існує мало надії на успішний прогноз інтенсивності обледеніння, якщо використовуються прості емпіричні методи. Принаймні, деяку кількість спроб використати саме такі методи було зроблено. Зараз такі методи вважаються дещо примітивними. Проте, слід зазначити, що до початку ери комп’ютерів і до детального опису фізики процесів обледеніння, це був хіба не єдиний метод оцінки. Окрім того, через малу кількість необхідних вхідних даних, емпіричні залежності все ще використовуються в багатьох моделях.

Класичним емпіричним підходом до оцінки інтенсивності обледеніння ($\alpha_2 = \alpha_3 = 1$) є застосування рівняння (1) з $\alpha_1 w A = const$. При цьому припущенні, інтенсивність обледеніння лінійно залежить тільки від швидкості вітру. Константу для цього рівняння було визначено емпіричним шляхом в роботах [42,77,78,106,132,145,154]. Як можна очікувати, ця константа змінюється з місцеположенням, звідси з’являється тенденція до зменшення коефіцієнта кореляції між результатами моделі та даними спостережень. Нелінійну залежність від швидкості вітру було також запропоновано [75], проте, ці залежності мали дуже невелику прогностичну передбачуваність.

При емпіричній оцінці товщини відкладення ожеледі в якості предиктора використовують кількість опадів [62,95,96,103,107,117]. Всі

моделі потребують принаймні три метеорологічних параметри: інтенсивність опадів, код погоди (який вказував би, що опади можна вважати замерзаючим дощем) та швидкість вітру. У всіх моделях повинна бути заданою температура повітря, а також має бути визначеним діаметр циліндра, на який осаджується крига. В моделі CRREL [95] також використовуються щогодинні значення температури точки роси, атмосферного тиску і потоків сонячної радіації. Модель MRI [117] потребує від користувача визначення швидкості падіння крапель дощу.

Паралельні та подальші дослідження в цій області [115,139] показали, що кореляція між кількістю опадів і льодяним навантаженням є низькою і для визначення величини льодових навантажень в замерзаючих опадах необхідне моделювання на основі фізичних процесів. Окрім того врахування багатьох метеорологічних величин, а саме: температури повітря, швидкості та напрямку вітру, інтенсивності і типу опадів, вмісту рідкої води і відносної вологості є вкрай необхідним при моделюванні процесів утворення льодяних відкладень в замерзаючих опадах, зокрема, вертикальні профілі температури є особливо важливими для утворення переохолодженого дощу і мокрого снігу.

Для оцінки інтенсивності обледеніння в замерзаючих опадах можна також скористатися моделлю Л. Макконена, проте емпіричні наближення в цьому випадку є неможливими. Оскільки для визначення коефіцієнта α_3 залучаються нелінійні рівняння для залежності питомої теплоємності та парціального тиску насичення водяної пари від температури [80]. Реалізація такого підходу можлива тільки в чисельних моделях прогнозу погоди. Окрім того, обледеніння в опадах є процесом, що суттєво змінюється з часом, а також зміна розміру і форми відкладень може призвести, навіть при однакових атмосферних умовах, до перетворення „сухого” осадження на „мокре” чи навпаки.

Деякі досить вдалі спроби до реалізації моделі Макконена в чисельних моделях, а саме WRF (найсучасніша модель прогнозу погоди з високим розділенням, яка головним чином розроблялась NCAR, NOAA та NCEP в Сполучених Штатах) та COSMO (негідростатична атмосферна модель для обмеженої території, розроблена в рамках співробітництва з моделювання мікромасштабних процесів для застосування при моделюванні процесів масштабу мезо- β і мезо- γ), було зроблено [76]. В інших чисельних моделях інтенсивність обледеніння в опадах визначається за допомогою реалізації схем хмарності та опадів. Деякі з цих схем будуть розглянуті в розділі „Теоретичні й експериментальні підходи до вивчення фізики утворення переохолоджених опадів”.

Що стосується моделювання відкладень мокрого снігу, то в цій області і досі емпіричний метод лишається „найсучаснішим” і надає добрі результати. В роботах [123,135,136] було визначено коефіцієнти α_1 , α_2 , α_3

для мокрого снігу. Найліпшим наближенням для α_2 вважається [25]: $\alpha_2 = 1/V$, де V – швидкість вітру в м/с, якщо $V < 1$ м/с, то $\alpha_2 = 1$.

Температура повітря, вологість та інтенсивність опадів також впливають на інтенсивність відкладення мокрого снігу, як це показано в деяких дослідженнях, здійснених в цій області [123,136].

Проте існують спроби моделювання відкладень мокрого снігу, які базуються на чисельному прогнозі погоди, зроблені в Ісландії. Ця модель включає реалістичний і детальний опис гірських масивів і є першим прямим підходом, за допомогою якого відбувається впровадження моделювання мокрого снігу в оперативні моделі прогнозу погоди [120,121]. Найбільш обіцяючим аспектом ісландських робіт є те, що змодельовані опади є дуже близькими до даних спостережень. У гористій місцевості, якою є територія Ісландії врахування рельєфу є складною задачею, тому перші кроки в цій області є досить обнадійливими у порівнянні з тими, коли основна увага приділялась точному прогнозу температури. Можливо найбільші обмеження для подальших досліджень в цій області пов'язані з поточним браком даних спостережень в багатьох точках простору з необхідним часовим розділенням, яке є достатнім для порівняння з прогностичними моделями.

1.4 Теоретичні й експериментальні підходи до вивчення фізики утворення переохолоджених опадів

Переохолоджені опади спостерігаються на більшій частині території середніх широт [18,60]. Кліматологія цих опадів, їх розподіл по сезонах і місяцях року вивчені ще далеко недостатньо, причому ступінь вивченості є неоднаковий в різних країнах. Порівняно добре було досліджено умови випадіння переохолоджених опадів в Північній Америці (США і Канада). Тісний зв'язок умов випадання переохолоджених опадів і обледеніння літаків стимулює всебічне вивчення цих явищ, зокрема типових розподілів температури, вітру, вологості і мікрофізичних характеристик хмар [44,45,91,92,94,137,138,150].

Відзначимо основні результати, що відносяться до кліматології переохолоджених опадів. Зупинимось спочатку на висновках, що відносяться до території США. Так, Бранік (Branick) [58] встановив, що помірні і сильні переохолоджені опади (дощ або мряка) спостерігаються в 24% від всіх зимових погодних явищ в континентальних США, причому половина цих випадків класифікується як „крижаний шторм” (ice storm) на основі оцінки заподіяних порушень або відкладень льоду завтовшки 0.25 дюйма (0.64 см) або більше. Пізніше в роботі [64] на основі бази даних наземних спостережень на 988 станціях цієї ж території за період 1948–2000 рр. було визначено географічний розподіл повторюваності

переохолоджених опадів, з максимумом в штатах Нью-Йорк і Пенсільванія і вторинними максимумами на Середньому Заході, на сході Аппалачських гір і на півночі Тихоокеанського узбережжя. В річному ході максимальне число днів з переохолодженим дощем спостерігається в грудні і січні (більше половини всіх випадків). На розподілі повторюваності позначаються локальні ефекти: великих міст, гір, Великих озер [48,65,70,134]. Зокрема, в околиці мегаполісів було відзначено зменшення повторюваності переохолоджених опадів, скорочення періоду року, в який вони спостерігаються (в Нью-Йорку і Чикаго – на 1 – 2 місяці в порівнянні з навколишньою сільською місцевістю); ці зміни відносять за рахунок впливу міського острова тепла. В цілому кліматологію переохолоджених опадів в США можна вважати найбільш вивченою, їй присвячено багато детальних досліджень, результати яких наведено в роботах [46,49,72,133,140,142]. Було виявлено багато регіональних особливостей, пов'язаних з рельєфом, впливом моря і циркуляційними чинниками. Паралельно вивчалися синоптичні умови випадання переохолоджених опадів [53,127] і добре документовані конкретні випадки, у тому числі з використанням новітніх технічних засобів [110,112,130,151]. За даними спостережень з хорошим часовим розділенням [72] було виявлено чітко виражений добовий хід повторюваності переохолоджених дощу і мряки (тоді як льодяний дощ не має добового ходу) з максимумом близько часу сходу сонця і мінімумом близько часу його заходу. Представляють інтерес і такі дані: переохолоджені опади зазвичай тривають недовго, проте 5, 11 і 15% випадків льодяного дощу, переохолоджених дощу і мряки відповідно, тривають більше за 4 год. При цьому переохолоджені опади в переважній більшості випадків не пов'язані з конвективною нестійкістю [127].

Дослідження переохолоджених опадів є досить актуальними для Канади, де циклонічні збурення в зимовий час приносять опади у вигляді снігу, мокрого снігу, замерзаючого дощу і звичайного дощу, причому різні типи опадів випадають в суміжних областях з перехідною зоною вширшки від 10 до 100 км. Помічено [141], що перехід від снігу до крижаного дощу і потім до переохолодженого дощу відбувається за певних умов. В перехідній зоні можуть спостерігатися одночасно більше одного типу опадів. Переохолоджені дощ і мряка при цьому не спостерігаються одночасно з іншими типами опадів. Розподіл типів переохолоджених опадів по території було вивчено в [72] за наземними даними, причому визначено, що просторова мінливість повторюваності дуже велика. Замерзаючий і льодяний дощі найчастіше пов'язані з незначними від'ємними температурами біля поверхні землі, які і після випадіння замерзаючого дощу або замерзаючої мряки зберігаються такими протягом 10 і 25 год відповідно.

В Західній і Центральній Європі, згідно [61], повідомлення в телеграмах в коді SYNOP містять дані про замерзаючі дощі або мряку в 0.5–1% всіх телеграм. Найбільш часто переохолоджені опади спостерігаються з грудня по лютий, такий часовий розподіл є більш характерним для більш континентального клімату (Німеччина, Центральна Європа – Угорщина, Хорватія, Боснія). Повторюваність льодяного дощу набагато менша за повторюваність замерзаючих дощу і мряки.

На території Росії і колишнього СРСР в цілому розподіл переохолоджених опадів і паморозевих відкладень вивчався за даними про товщину відкладень (див.[63]). З останніх робіт відзначимо [55], де були представлені дані про повторюваність і мінливість явищ по регіонах: Арктика, Європейська частина СРСР, Закавказзя, Середня Азія, Сибір і Дальній Схід. Розподіл переохолоджених опадів є дуже нерівномірним, причому в напрямі з південного заходу на схід і північний схід їх повторюваність убиває. Особливості режиму переохолоджених опадів по Україні в цій роботі не були виділені.

Умови випадання переохолоджених опадів в Україні вивчалися і продовжують вивчатись в тому самому напрямку, що і в СРСР, тобто аналіз виконується загалом по льодяних відкладеннях і їх характеристиках [12,13,21,22,25,26]. Навіть в роботах, в яких ожеледь досліджувалась в залежності від двох різних механізмів формування [14,15], досліджуються відкладення атмосферного льоду і їх кліматичні характеристики. Оскільки ожеледь утворюється в основному при замерзаючих опадах, то для отримання непрямым шляхом режимних характеристик замерзаючих опадів можна скористатись дослідженнями з ожеледі. На території України ожеледь спостерігається, в основному, з листопада по березень, проте у високогірних районах цей період є більш тривалим (вересень–травень). Основною особливістю розподілу ожеледі на території, що залежить від циркуляційних процесів, є збільшення повторюваності із заходу і крайнього південного заходу на північний схід. На заході та південному заході у середньому на рік відмічається 5–10 днів з ожеледдю. У центральних районах і на північному сході число таких днів становить 15–20, зростаючи на південний схід до 30, а в районі Донецької височини перевищує 30 днів. Вплив висоти і розчленованості рельєфу на повторюваність ожеледі особливо помітний на Волинській, Подільській та Придніпровській височинах, де середнє річне число днів з ожеледдю помітно зростає порівняно з сусідніми територіями. Виникає ожеледь найчастіше вранці (о 6–8-ій годині) та увечері (о 18–22-ій годині), коли найінтенсивніше знижується температура повітря та загострюються теплі фронти. Руйнування ожеледі спостерігається переважно о 10–14-ій годині під час денного підвищення температури повітря [12].

В цілому кліматичні характеристики переохолоджених опадів, їх географічний розподіл, зв'язок із стратифікацією температури і вологості, з характером хмарності вивчені недостатньо.

Про причини і механізми утворення і випадання переохолоджених опадів сформульовано декілька гіпотез. Починаючи з роботи [47], стає широко відомим так званий класичний механізм [23,59,88,111,116]: цей механізм досить детально було описано в розділі „Умови утворення і географічний розподіл атмосферного обledenіння при опадах”, а на рис. 1.1 було надано типовий профіль температури при реалізації цього механізму. В англomовній науковій літературі він отримав назву “melting process”. Дослідники, які аналізували температурну стратифікацію в хмарах в періоди випадання переохолоджених опадів, нерідко відзначали теплі шари усередині хмар («теплий клин» на кривій температурної стратифікації), найчастіше у випадках переохолодженого дощу, а не мряки [74,84,110,130].

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 відсутній, або розташований біля поверхні землі. В роботах [56,89,156] було проаналізовано дані радіозондування під час випадання замерзаючих опадів і було показано, що в 30% [156], 40% [56] і 25% [89] випадків з переохолодженими опадами спостерігалась стратифікація „холодне повітря усюди”. Для класу „теплий приземний шар, вище холодне повітря” не відзначено таку високу повторюваність в дослідженнях іноземних вчених, проте в роботі [111] було зроблено припущення, що відсоток випадків, які відносяться до цього типу, може бути занижений через те, що в деяких випадках опади можуть не досягати поверхні землі і відповідно не реєструються.

За результатами дослідження конкретних випадків пізніше було запропоновано альтернативний механізм: переохолоджені опади можуть формуватися в результаті зіткнення і злиття хмарних крапель при слабких негативних температурах [56]. Цей механізм отримав назву «процесу переохолодженого теплого дощу» (supercooled warm rain process). В назві підкреслюється той факт, що краплі лишаються переохолодженими протягом всього часу їх зростання. На рис. 1.2 наведено типові профілі температури при реалізації „некласичного” механізму.

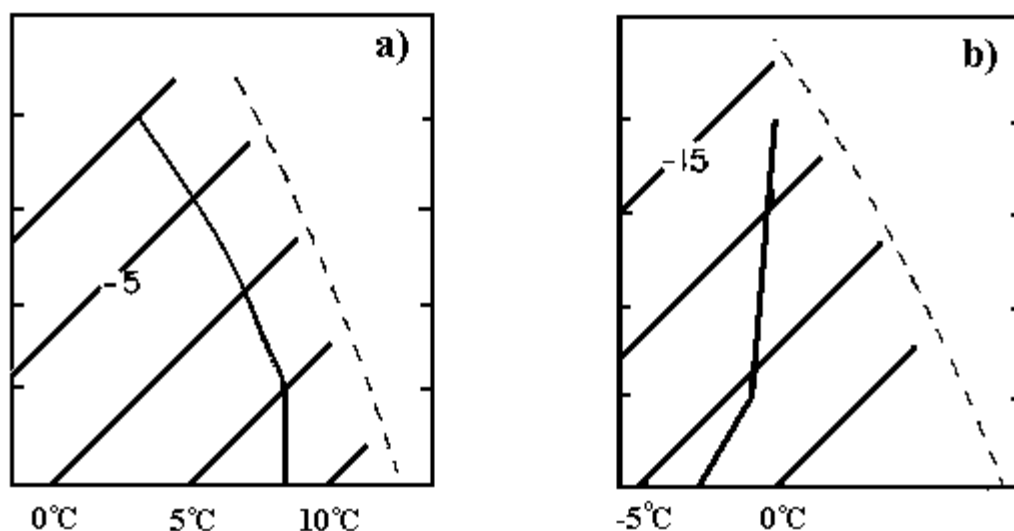


Рис. 1.2 – Ідеалізований вертикальний профіль температури [69] для випадків:

(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) "скрізь від'ємні температури". Цей тип генерує тільки переохолоджену мряку.

Цей процес привернув увагу дослідників у тому числі через його зв'язок з обледенінням літаків [93,126,137]. Причина полягає в тому, що з хмар з від'ємною температурою зазвичай випадає переохолоджена мряка, а саме вона особливо небезпечна для літаків. Дослідження географічного розподілу для цілей авіаційного прогнозу утруднено тим фактом, що переохолоджена мряка часто спостерігається тільки в хмарах і під хмарами, але при цьому на землі її не відзначають. Було показано [44,45], що за наявності замерзаючої мряки керованість літака погіршується набагато сильніше, ніж за наявності переохолодженого дощу. Швидке відкладення льоду на поверхні літака при випаданні замерзаючої мряки може призвести до катастрофи [111]. Окрім того, в даній ситуації, особливо коли відсутній потужний теплий приземний шар, пілот позбавлений можливості спуститись до нього, щоб крига, що намерзла на літаку, відтанула. Єдине, що в цьому випадку може здійснити льотчик для того, щоб обійти небезпечну зону, це підняти вище за хмарний шар, який містить крупні переохолоджені краплі, проте, наростання криги на незахищених поверхнях літака може завадити підйому.

Дослідження умов випадання переохолоджених опадів в різних фізико-географічних умовах показало, що певний відсоток випадків

переохолодженого дощу і особливо переохолодженої мряки спостерігається в ситуаціях, коли в атмосфері немає шарів з додатною температурою. В [89] визначено, що такі ситуації складають близько 30% всіх випадків переохолоджених опадів на території США, для яких були дані радіозондування. Звідси робився висновок, що ці переохолоджені опади утворилися в результаті дії механізму «теплого переохолодженого дощу». Аналіз мікрофізичних процесів в хмарах привів авторів [89] до висновку, що процес теплого переохолодженого дощу може мати місце, якщо температура вершини хмари (cloud top temperature – СТТ) задовольняє нерівність $0 > \text{СТТ} > -10^{\circ}\text{C}$. В [128] було досліджено порівняльний внесок обох механізмів на матеріалі 25-річного ряду спостережень переохолоджених опадів в США, причому виявилось, що процес теплого переохолодженого дощу явно спостерігався в 47% всіх випадків: хмари або були цілком холодні (тобто $T < 0^{\circ}\text{C}$ скрізь), або тільки вершини хмар були теплими ($T > 0^{\circ}\text{C}$), що не відповідає визначенню класичного механізму (відсутність «теплого клину»). Хмари при цьому характеризувалися малою вертикальною потужністю, а опади, що випали, були замерзаючою мрякою. Справжній класичний процес, при якому $\text{СТТ} < -10^{\circ}\text{C}$ і є теплий шар у середині хмари, зустрічався в 25% від всього часу спостереження, причому випадав переохолоджений дощ, а хмари були більш потужними.

За іншими даними, процентне співвідношення двох механізмів виявляється іншим. Так, Джек (Jack) [93] наводить дані по Денверу, де відсоток радіозондів, в яких не виявлено теплих шарів, при переохолоджених опадах сягає 83.

Над іншими районами середніх широт відсоток випадків переохолоджених опадів, які випадають в «некласичних умовах», коливається в широких межах. Так, в Європі [61] відсутність теплих шарів в хмарі була відзначена в 30 – 40% випадків. Аналогічні результати були отримані в [140] за даними спостережень в Канаді, але відсоток відсутності теплих шарів на північних станціях був вищий (до 53%). В Росії [35-38] частка випадків переохолоджених опадів, що випадають з холодних хмар, коливається, в цілому зростаючи із заходу на схід і з півдня на північ, – від 74% в Москві до 83% в Нижньому Новгороді і 96% в Мінеральних Водах. У всіх проаналізованих пунктах за наявності теплого шару у середині хмари – тобто класичного механізму «танення» – випадали переохолоджені дощі, а не мряка. Як показано в роботах [3,4] для території України при фронтальних ожеледях у 86 % випадків утворення ожеледі спостерігається за наявності теплого шару нагорі, а при внутрішньомасових ожеледях реалізується загалом другий механізм формування без теплого шару. Якщо врахувати, що в цілому для України характерне значне переважання внутрішньомасових (66 %) ожеледей над фронтальними (34 %) [15], то

отримаємо, що домінуючим механізмом утворення переохолоджених опадів є „некласичний” механізм. За останніми даними в Одесі [37] частка випадків відсутності теплих шарів відносно невисока (48%), а частка випадків добре вираженого класичного механізму утворення замерзаючих опадів складає 23%. Більш високий відсоток таких випадків в Одесі автори відносять за рахунок підвищеної повторюваності середземноморських повітряних мас з відносно високими температурою і вологістю.

Таким чином, було запропоновано два основні механізми утворення переохолоджених опадів. Вказується також [128,150], що можливі деякі проміжні варіанти. В цілому слід зазначити, що умови утворення переохолоджених опадів визначаються мікрофізикою, проте реалізація того або іншого механізму залежить від властивостей повітряних мас, перш за все від профілю температури.

Як можна було помітити, умови випадання переохолоджених дощу або мряки до певної міри розрізняються як за характером температурної стратифікації (наявність або відсутність теплого шару в хмарі), так і за вертикальною потужністю хмар. Такого роду спостережені відмінності, з одного боку, і практична значущість прогнозу типу опадів, з іншого, зумовили підвищений інтерес до задачі розмежування умов випадання переохолодженого дощу, переохолодженої мряки, а також мокрого снігу і льодяного дощу. До теперішнього часу намітилося декілька підходів до цієї задачі, проте її далеко ще не можна вважати вирішеною. Так, в [87] були вивчені розподіли температури верхньої межі хмари для кожного з наступних типів опадів: сніг, дощ, переохолоджений дощ і переохолоджена мряка. Температура верхньої межі хмар визначалася за даними ШСЗ GOES (яскравісна температура), а також паралельно за даними радіозондування: згідно з [152], хмарним шаром вважався шар, в якому відносна вологість перевищувала 87 %. Розподіли яскравісної температури виявили такі особливості. Тільки градація опадів „слабкий сніг” має одномодальний розподіл з максимумом повторюваності близько -16°C , тоді як помірний і сильний сніг, дощ, переохолоджені дощ і мряка виявляють дві моди з максимумами близько -16°C і від -35 до -50°C . Ці два максимуми, мабуть, вказують на два режими: максимального зростання хмарних кристалів і рівня рівноваги під тропопаузою для вологих частинок, що підіймаються. При всій новизні і достовірності результатів цитованої роботи, вони не дають розв’язання задачі про розмежування типів опадів.

Був запропонований ряд інших шляхів отримання шуканого рішення. Починаючи з роботи [56], застосовується регресійний аналіз. Його використання дозволило достатньо успішно розмежувати умови випадання рідких (дощ) і твердих (сніг) опадів в 88 – 95% випадків, але при цьому правильний діагноз умов випадання переохолодженого дощу,

досягався тільки в 40% випадків, коли це явище реально спостерігалось. Схожий алгоритм був застосований в [89] на іншому матеріалі, але з аналогічним результатом: тверді і рідкі опади визначалися достатньо точно, а переохолоджені опади – набагато менш успішно.

Ряд авторів використовували для визначення типу опадів критичні значення тих або інших спостережуваних величин. Так, [86] використовували з цією метою порогове значення товщини шару 925/700 гПа. В [57] розвинено метод, який базується на визначенні площі, на якій виявляється теплий шар над приземним холодним (тобто на визначенні можливості реалізації класичного механізму). Порівняльна успішність шести алгоритмів дискримінації типів опадів (включаючи цитовані вище) була оцінена в [71]: було знайдено, що всі вони переоцінюють вірогідність випадання снігу і дощу і недооцінюють вірогідність випадання переохолоджених опадів і льодяного дощу, що зводить нанівець практичну корисність методів.

Для визначення типу опадів за вихідними даними чисельних моделей використовувалися варіанти методу MOS (model output statistics); з останніх робіт цього напрямку вкажемо [41,155]. В першій з цитованих робіт оцінена успішність методів MOS для прогнозу типу опадів: знову визначено, що сніг і дощ розмежовуються добре (критерій Хайдке – Багрова $H_B = 0,86$), тоді як успішність діагнозу умов випадання переохолоджених опадів, залишається низькою ($H_B = 0,20$).

Інші роботи у напрямі розділення умов випадання різних типів опадів досліджують статистичні зв'язки між типами опадів і повторюваністю певних синоптичних ситуацій і типів повітряних мас. В [53,127] такі зв'язки були виявлені для конкретних районів США. Перша з цитованих робіт присвячена сумісному аналізу умов випадання переохолоджених опадів і сильного обмерзання літаків. Вдалося встановити, що повторюваність переохолоджених опадів порівну розподіляється між арктичними повітряними масами і повітряними масами східного узбережжя США, в інших повітряних масах їх повторюваність нехтовно мала. В [127] аналогічний аналіз виконано для умов випадання переохолоджених опадів і льодяного дощу в конкретному регіоні.

Висновки цих робіт важко використовувати на практиці через суб'єктивне, «ручне» визначення типів повітряних мас і синоптичних ситуацій. Останнім часом цей недолік прагнуть подолати шляхом автоматичного визначення вказаних синоптичних характеристик. Одна з останніх робіт цього напрямку – [66]. Автори представили метод автоматизованого визначення ситуації, в якій найбільш ймовірно випадання переохолоджених опадів. За допомогою покрокової логістичної регресії виділяються найбільш ефективні предиктори, що характеризують умови

реалізації класичного механізму утворення переохолоджених опадів. Отримані результати практично значущі, проте вони дають лише часткове розв'язання проблеми, оскільки класичний механізм відповідальний лише за певну частину випадків переохолоджених опадів.

Саме цей механізм, проте, був узятий за основу розробниками чисельних моделей, в яких прогнозується, в числі іншого, і тип опадів [101,102,131,146,149,157]. Аргументом на користь такого вибору є той факт, що саме класичний механізм реалізується у випадках найінтенсивніших і небезпечних замерзаючих дощів і «крижаних штормів».

2. УМОВИ І МЕХАНІЗМИ УТВОРЕННЯ ЗАМЕРЗАЮЧИХ ОПАДІВ НАД ТЕРИТОРІЄЮ УКРАЇНИ

2.1 Вибірка даних і методи дослідження

Для дослідження умов і механізмів утворення замерзаючих опадів біля поверхні землі і на висотах було використано ряди наземних даних для таких дванадцяти аеропортів: двох київських аеропортів – „Київ” і „Бориспіль”, і аеропортів, розташованих у Львові, Кривому Розі, Кишиневі, Одесі, Сімферополі, Дніпропетровську, Донецьку, Луганську, Запоріжжі і Харкові, й для однієї метеорологічної станції, що знаходиться в місті Шепетівка. Ряди спостережень по Одеському і Харківському аеропортах було доповнено даними зі станцій Чорноморськ і Коломак, які розташовані на відстані 29 і 86 км від аеропортів відповідно. В усіх аеропортах ряди спостережень мали різну довжину і дискретність (табл. 2.1).

Таблиця 2.1 – Довжина й дискретність рядів даних для аеропортів і станцій, наведених в цій роботі

Аеропорт/станція	Довжина ряду	Розділення даних спостережень	Кількість випадків
Дніпро	1990–2000	3 год	101
	1990	1 год	7
	1999	1 год	17
	2001–2008	30 хв	358
Донецьк	2001–2008	30 хв	450
Запоріжжя	2001–2008	30 хв	318
Київ „Бориспіль”	2001–2008	30 хв	354
Київ „Київ”	1986–2000	1 год	139
Кишинів	2001–2008	30 хв	441
Кривий Ріг	2001–2008	30 хв	269
Луганськ	2001–2008	30 хв	563
Львів	1986–2000	1 год	246
	2001–2008	30 хв	247
Одеса	1986-1987, 1990–1997	1 год	250
	1988–1989	3 год	18
	1998–2008	30 хв	270
Чорноморськ	1986-2001	3 год	136
Сімферополь	2001–2008	30 хв	460
Харків	1986–1999	3 год	163
Коломак	1986–2000	3 год	90
Шепетівка	1987–2000	3 год	48
Всього			4945

В цій роботі розглядались умови випадіння замерзаючих опадів, які містять замерзаючу мряку (слабку (код 56), помірну або сильну (код 57)), замерзаючий дощ (слабкий (код 66), помірний або сильний (код 67)), а також замерзаючі опади в останній час (код 24) для станцій і аеропортів, де розділення даних спостережень, становить 3 год.

Вертикальна стратифікація температури і вітру, положення хмарних шарів вивчались за даними радіозондування, причому для аналізу було відібрано ті випадки замерзаючих опадів, які спостерігались не раніше і пізніше, ніж за 2 год до або після випуску радіозонда.

З відібраних за цією ознакою 242 радіозондів тільки 206 радіозондів містять дані щодо висоти ізобаричних поверхонь, температури, вологості, напряму і швидкості вітру, в інших відсутня інформація щодо вологості або температури повітря, і тому їх було вилучено з аналізу як неінформативні для наших цілей. Решту 36 радіозондів було вилучено з розгляду через досить низькі значення відносної вологості, і з цієї причини неможливість визначення хмарного шару. Розподіл даних радіозондування по станціях показано в табл. 2.2.

Таблиця 2.2 – Кількість даних радіозондування для аеропортів і станцій, наведених в даній роботі

№ п/п	Аеропорт/станція	Кількість даних радіозондування	Кількість радіозондів після відбраковування
1	Київ „Бориспіль”	105	96
2	Кривий Ріг	7	5
3	Львів	34	30
4	Одеса–Чорноморськ	33	31
5	Сімферополь	17	13
6	Харків–Коломак	40	25
7	Шепетівка	6	6
Всього			206

2.1.1 Визначення меж хмарних шарів

Для оцінки висоти верхньої межі хмарного шару (нижня визначалася за наземними даними) автор скористався методикою, розробленою у Відділі авіаційної метеорології РГМЦ [35] на основі методів, запропонованих в роботах [1,2,6,7,11,18,67,100,140], і вивіреною на вибірці зі 100 підйомів літаків в холодний сезон за наявності опадів (замерзаючих опадів або снігу) в аеропорту Внуково. Висота верхньої межі хмарного шару визначалася за вертикальними профілями температури і вологості.

Автори методики отримали такі висновки [35].

Для задовільного визначення верхньої межі хмарних шарів можна використовувати прості правила, відповідно до яких як порогові значення беруться значення відносної вологості 95 і 90%. Ці правила не можуть застосовуватись в тих випадках, коли датчик вологості не реєструє значень вищих за порогові, хоча хмарність відмічається.

В цих умовах слід використовувати метод [1,6] з пороговими значеннями дефіциту точки роси. В методі [2], запропонованому Арабей в 1975 р., було узагальнено більш ранні результати, отримані Мошніковим в 1959 р., і графічно підсумовано методику, яка полягає у визначенні критичного значення дефіциту точки роси (D) в залежності від температури (T). Дефіцит точки роси не має перевищувати $0,8^{\circ}\text{C}$ при додатних температурах і $1,2$ і $2,2^{\circ}$ при температурах до -10 і -20°C , відповідно. Точність цього підходу для шаруватих хмар (нижнього, середнього і верхнього ярусів) становить 87 і 83% всіх випадків вдень і вночі відповідно. В методі [7] Дмитрієвої і Колоскової (1969) було знайдено для нефронтальних хмар такі критерії

$$\begin{aligned} T - T_d &\leq 1.5^{\circ}\text{C} \text{ нижче за } 800 \text{ м,} \\ T - T_d &\leq 2.5^{\circ}\text{C} \text{ вище за } 800 \text{ м.} \end{aligned}$$

Точність методу складає ± 500 м в 73.6 % всіх проаналізованих випадків.

В інших випадках можна використовувати метод [11], в якому за верхню межу хмари береться нижня межа інверсії, якщо при цьому вологість з висотою падає. Метод [11] забезпечує достатню точність у випадках підінверсійних шаруватих хмар.

2.1.2 Методи дослідження синоптичних умов

Синоптичні умови випадіння замерзаючих опадів аналізувались за допомогою об'єктивних методів, запропонованих в [32-34] для об'єктивного аналізу атмосферних фронтів і для діагностичних розрахунків на основі даних об'єктивного аналізу.

Для розрахунків були використані дані за 00h і 12h об'єктивного аналізу, оперативно виконувані в РосГМЦ на СУПЕРЕОМ CRAY Y-MP8E. Використовувалися поля геопотенціалу, температури, складових швидкості вітру і вологості на 16 стандартних рівнях (до 10 гПа включно) і поле тиску біля поверхні землі у вузлах географічної сітки з кроком $2.50 \times 2.5^{\circ}$.

Для кількісного аналізу синоптичних умов утворення замерзаючих опадів були використані:

- фактична адвекція температури A_T на поверхні $AT-850$, $10^{-3}^{\circ}\text{C}/\text{с}$;

- бароклінність ∇ZTE в шарах 850–500 і 925–700 гПа, безрозмірна, де ZTE – еквівалентна товщина, що характеризує середню еквівалентну товщину шару;
- приземний градієнт температури, $^{\circ}\text{C}/100\text{ км}$;
- фронтальний параметр, безрозмірний [33,34].

Останніми роками в РосГМЦ використовується ефективний метод об'єктивного аналізу атмосферних фронтів з допомогою, так званого, комплексного фронтального параметра, який визначається топографією поля тиску біля землі і в нижній тропосфері і бароклінністю в нижній половині тропосфери [32-34]. Фронтальний параметр F по суті є характеристикою циклонічності і бароклінності у відповідних шарах.

Автори [32-34] розглядають параметр F як основну кількісну характеристику динамічного вимушення опадів. На основі аналізу повторюваності опадів по інтервалах їх інтенсивності залежно від параметра F в роботі [32] було отримано висновок про те, що ефект динамічного вимушення яскраво виявляється в повторюваності помірних, сильних і дуже сильних опадів (які мають найбільше практичне значення). Таким чином, ізолінії F можна використовувати для виділення найінтенсивніших ділянок фронтів. Як порогове значення F використовується 20. Воно було визначено для зимового періоду. Всередину зони, де $F > 20$, потрапляє 79.8% випадків з опадами інтенсивністю більшою ніж 6 мм/12 год.

З вибірки даних із замерзаючих опадів було обрано 219 випадків, що реєструвались не раніше і пізніше ніж за 2 год до або після строків об'єктивного аналізу. Нижче наведено таблицю, в якій наведено кількість випадків, для яких було проведено об'єктивний аналіз.

Таблиця 2.3 – Кількість випадків, для яких було виконано об'єктивний аналіз

№ п/п	Аеропорт/станція	Період часу, для якого було виконано розрахунки	Кількість випадків, для яких було виконано об'єктивний аналіз
1	Київ „Київ”	1986–2000 (дані з розділенням 3 год)	37
2	Дніпро	1990–2000	21
3	Одеса–Чорноморськ	1986–2001	90
4	Харків–Коломак	1986–1999	61
5	Шепетівка	1987–2000	10
Всього			219

2.2 Умови погоди при випадінні замерзаючих опадів в аеропортах України

В Україні замерзаючі опади спостерігаються з листопада по березень, виключаючи Харків, Одесу і Кишинів, де замерзаючі опади реєструються також в квітні. Частота появи замерзаючих опадів змінюється в дуже великих межах: від 0,01 до 2,25 % і сильно залежить від місцевої циркуляції і фізико-географічних умов (рис. 2.1).

Максимальна середня повторюваність замерзаючих опадів є характерною для Луганська (2,25 % в січні). Для східної і північної України повторюваність замерзаючих опадів є досить високою, також досить часто замерзаючі опади спостерігаються в Криму. Для Коломака і Чорноморська максимальна середня повторюваність за доступними даними складає 1,0 % (листопад – січень) і 1,1 % (січень) відповідно.

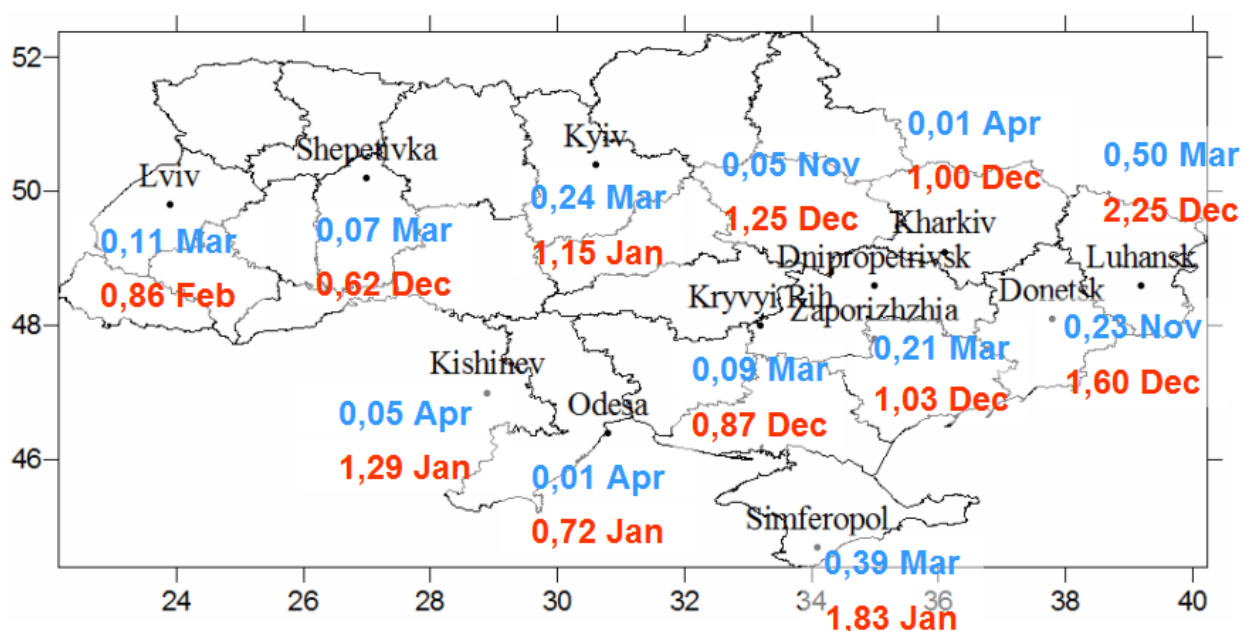


Рисунок 2.1 – Максимальна і мінімальна середні повторюваності замерзаючих опадів для території України. Червоним кольором позначено максимум середньої повторюваності, синім – мінімум. Для кожної з повторюваностей вказано місяць, на який вона припадає (Apr - квітень, Dec - грудень, Jan – січень, Mar – березень, Nov – листопад)

Для станцій, на яких ряди спостережень становили близько двадцяти років, можна було простежити тенденцію до зменшення кількості випадків із замерзаючими опадами. Наприклад, в Дніпрі в період 1990–2000 рр. максимум середньої повторюваності складав 1,4 %, в той же час за період з 2001 по 2008 рр. максимальна середня повторюваність знизилася до 1,1 %,

такі ж результати отримано для Одеси: там повторюваність замерзаючих опадів різко зменшилась від 1,1 до 0,3 %. Для Львова змін у повторюваності замерзаючих опадів не було визначено. Взагалі можна зробити висновок, що для України повторюваність замерзаючих опадів збільшується із заходу на схід.

Обидва типи опадів – замерзаючий дощ і замерзаюча мряка – розподіляються за географічними ознаками: для Одеси, Чорноморська, Києва, Кишиніва – від 49 (Одеса) до 64 % (Кишинів) – переважає замерзаючий дощ, причому кількість випадків із замерзаючим дощем в Одесі в останнє десятиріччя XX сторіччя була більшою, ніж в останні роки. На всіх інших станціях домінуючим типом опадів є замерзаюча мряка: від 55 (Львів) до 90 % (Дніпро). Слід зазначити, що за даними 1990–2000 рр. в Дніпрі з ймовірністю 60 % випадав замерзаючий дощ, проте в останнє десятиріччя ситуація кардинально змінилася: на замерзаючий дощ припадає всього 10 %.

Такі висновки свідчать, що в останнє десятиріччя суттєво змінились циркуляційні фактори над територією України, і переважним типом замерзаючих опадів є замерзаюча мряка, що посередньо вказує на неklasичний внутрішньомасовий механізм утворення замерзаючих опадів.

Тривалість замерзаючих опадів складала менше ніж 3 години для всіх аеропортів в 55–83 % всіх випадків на кожній зі станцій, проте тривалість епізодів із замерзаючими опадами, особливо із замерзаючим дощем, може сягати і більше доби, однак такі випадки спостерігаються досить нечасто – приблизно 1-2 рази на десять років.

Розподіл повторюваності випадків із замерзаючими опадами в залежності від температури повітря показаний на рис. 2.2, 2.3.

Випадки із замерзаючими опадами для пари станцій – Одеса-Чорноморськ і Харків-Коломак – аналізувались сумісно, оскільки відстань між ними не перевищує 100 км. Максимальна кількість замерзаючих опадів припадає на інтервал температур $-2,0...0,0^{\circ}\text{C}$. Найнижчі температури, при яких спостерігаються замерзаючі опади, $-14,0...-12,0^{\circ}\text{C}$ (Дніпро, Львів).

На інших станціях замерзаючі опади при температурах нижчих за $-12,0^{\circ}\text{C}$ не спостерігаються. Вельми очікуваний результат, оскільки відомо, що при температурах $-12,0...-10,0^{\circ}\text{C}$ процес Бержерона-Фіндайзена є найбільш інтенсивним, а отже зазвичай в атмосфері при температурах нижчих ніж $-12,0^{\circ}\text{C}$ дуже рідко утримується вода у переохолодженому стані. Проте відомі факти, коли замерзаючі опади спостерігались і при температурах $-16,0...-14,0^{\circ}\text{C}$ [35]. Для станцій України інтервал від'ємних температур, при яких спостерігаються замерзаючі опади, суттєво звужується: в Одесі замерзаючі опади не спостерігаються при температурах нижчих за $-10,0^{\circ}\text{C}$, в Дніпрі і Харкові – при температурі нижчій за $-8,0^{\circ}\text{C}$, а в Сімферополі – взагалі при температурах нижчих ніж $-6,0^{\circ}\text{C}$.

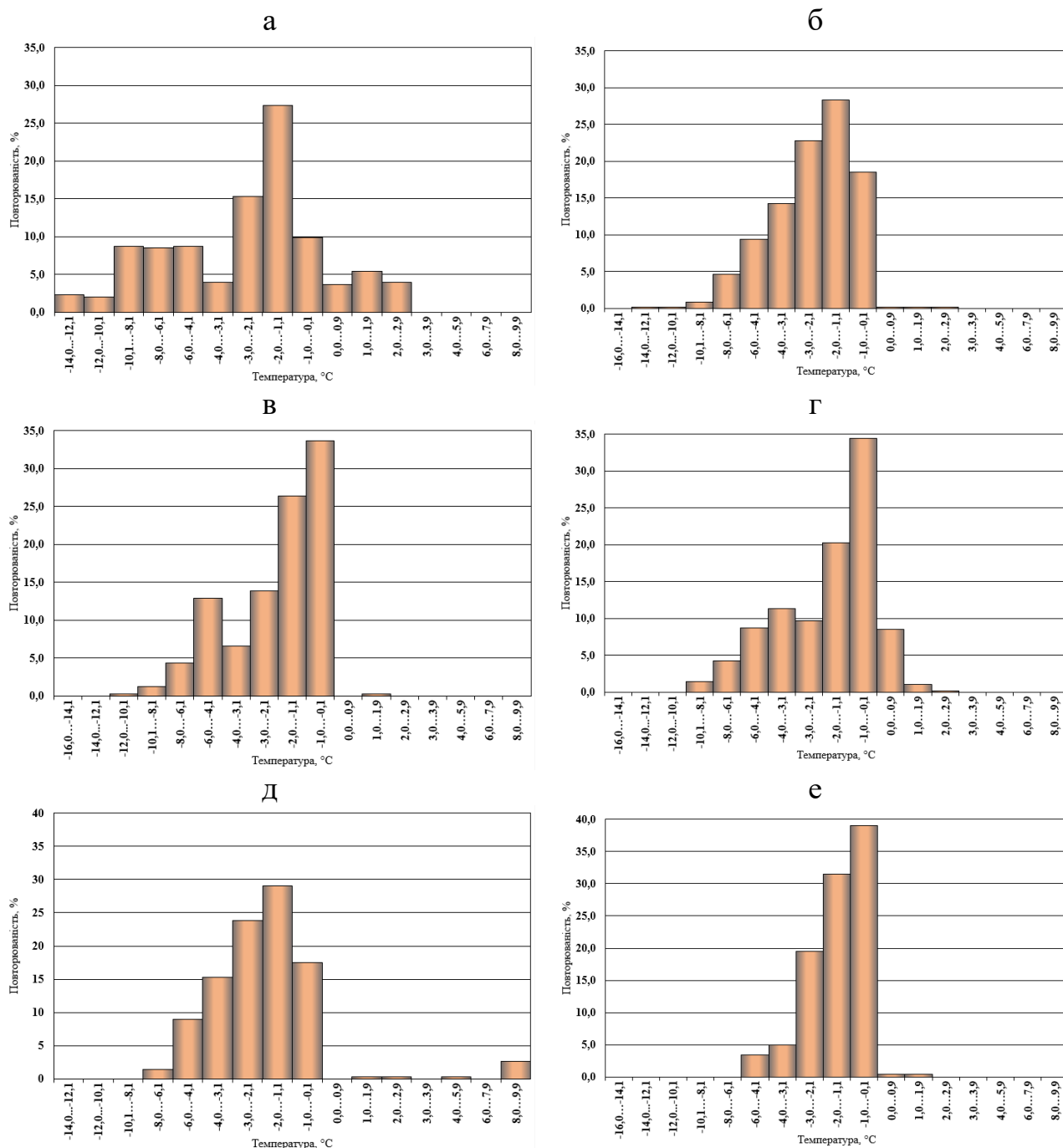


Рисунок 2.2. – Розподіл повторюваності температури повітря, пов’язаної із замерзаючими опадами для ст. Дніпро (а), Донецьк (б), Запоріжжя (в), Київ (г), Кривий Ріг (д) і Кишинів (е).

Для будь-якої станції повторюваність замерзаючого дощу при додатних температурах є невеликою. Найбільша кількість таких випадків, що припадає на температури $0,0...+0,9^{\circ}\text{C}$, має місце в Києві (рис. 2.2), Одесі, Харкові, Коломаку й Шепетівці (рис. 2.3), на інших станціях кількість випадків при додатних температурах менша, проте інтервал є більш

широким, наприклад в Одесі замерзаючі опади можуть спостерігатись при температурах до $+6,0^{\circ}\text{C}$, в Кривому Розі – до $+4,0^{\circ}\text{C}$, в Дніпрі, Донецьку – до $+3,0^{\circ}\text{C}$.

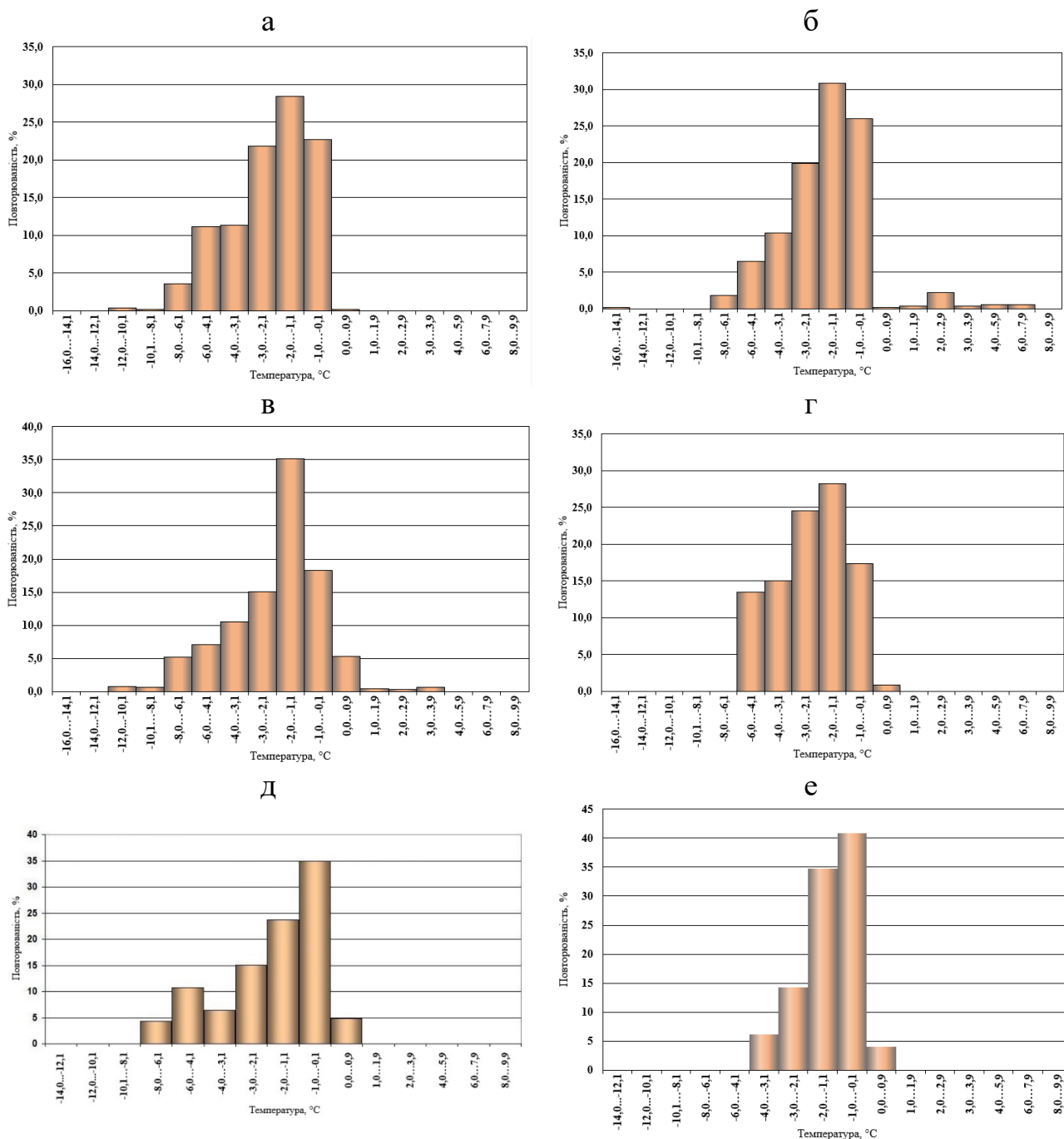


Рисунок 2.3. – Розподіл повторюваності температури повітря, пов’язаної із замерзаючими опадами для ст. Луганськ (а), Львів (б), Одеса (в), Сімферополь (г), Харків, Коломак (д) і Шепетівка (е).

Розподіл повторюваності напрямів вітру в аеропортах відбиває особливості місцевої циркуляції в нижніх шарах атмосфери (рис. 2.4, 2.5, 2.6). Внаслідок цього різниця між різними аеропортами є суттєвою, проте в аеропортах, що знаходяться під впливом одних й тих же циркуляційних умов, є схожі риси.

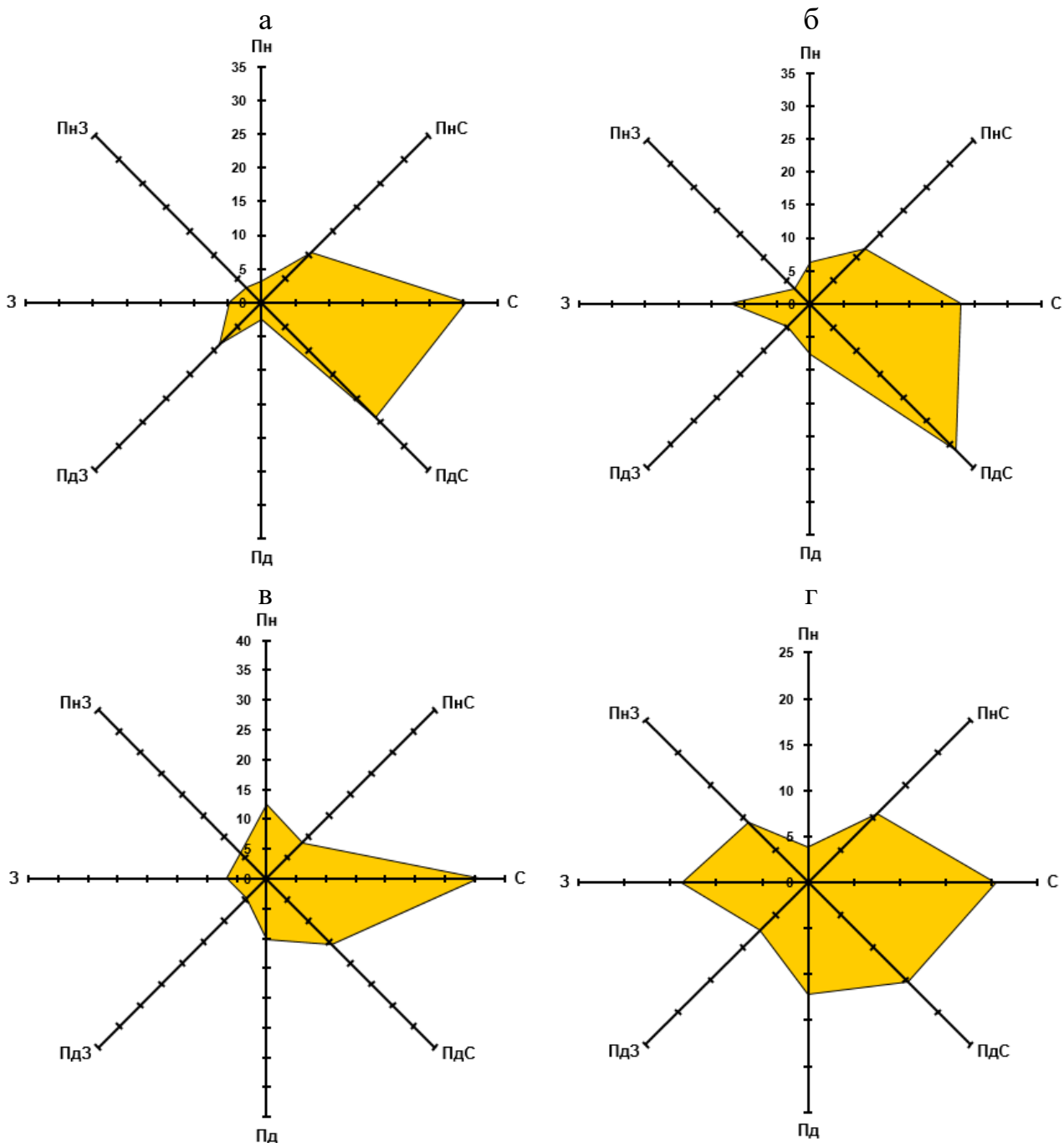


Рисунок 2.4. – Розподіл повторюваності напрямів вітру при замерзаючих опадах на ст. Дніпро (а), Донецьк (б), Запоріжжя (в) і Київ (г).

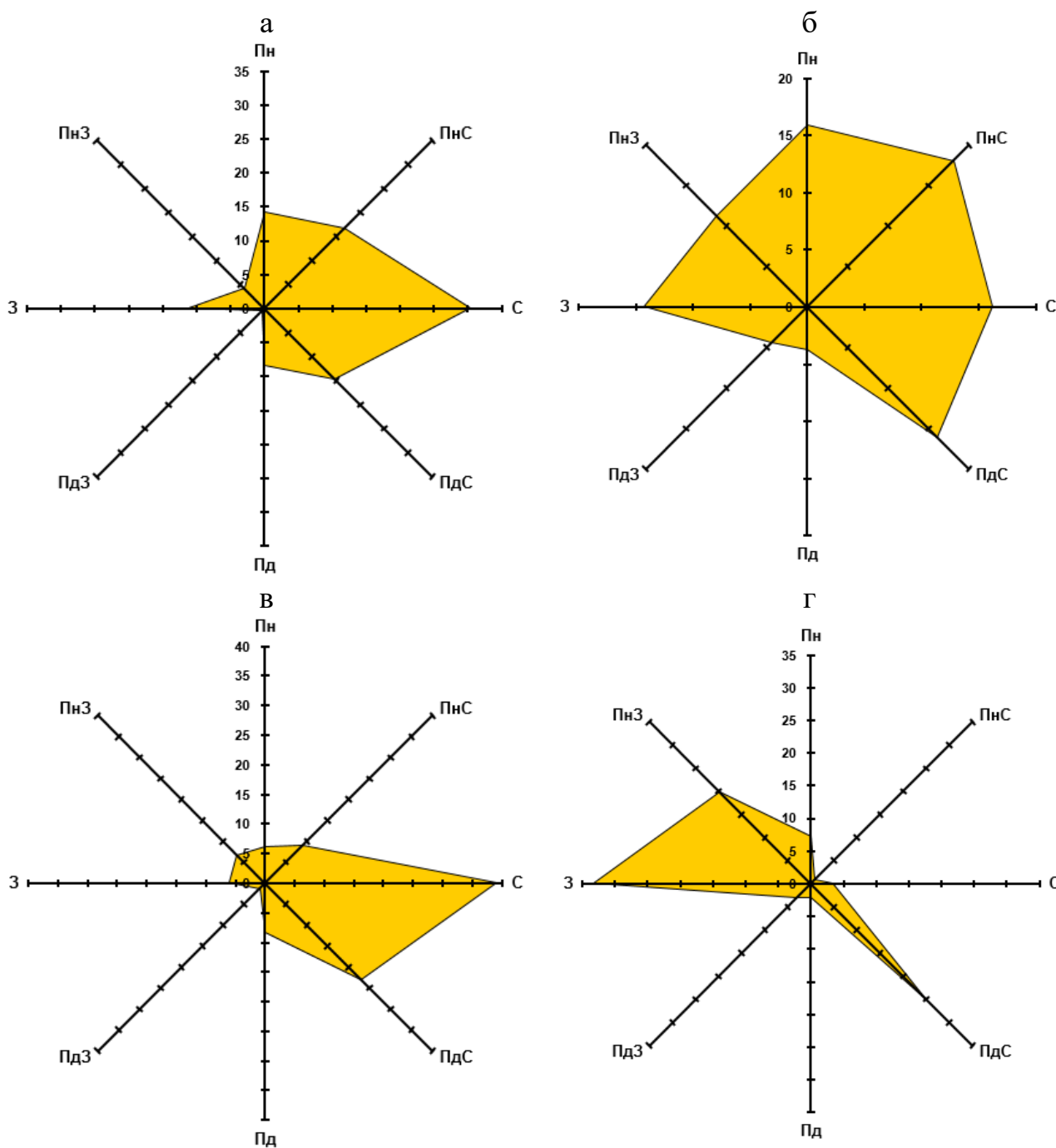


Рисунок 2.5. – Розподіл повторюваності напрямів вітру при замерзаючих опадах на ст. Кривий Ріг (а), Кишинів (б), Луганськ (в) і Львів (г),

В аеропортах, розташованих у східному регіоні – Харків, Дніпро, Донецьк, Луганськ – найбільш часто під час замерзаючих опадів реєструється вітер східних і південно-східних напрямів.

В Кривому Розі і Запоріжжі найбільшій повторюваності набуває вітер східного напрямку. Вітер східного й південно-східного напрямків притаманний теплому сектору циклону і теплому фронту. Проте, оскільки

на всіх станціях домінуючим типом опадів є замерзаюча мряка і для всіх станцій є характерними температури нижчі за нуль в зимовий період, то можна зробити припущення, що більшість замерзаючих опадів у східному регіоні спостерігається в теплому секторі циклону. Однак, це питання потребує подальшого дослідження.

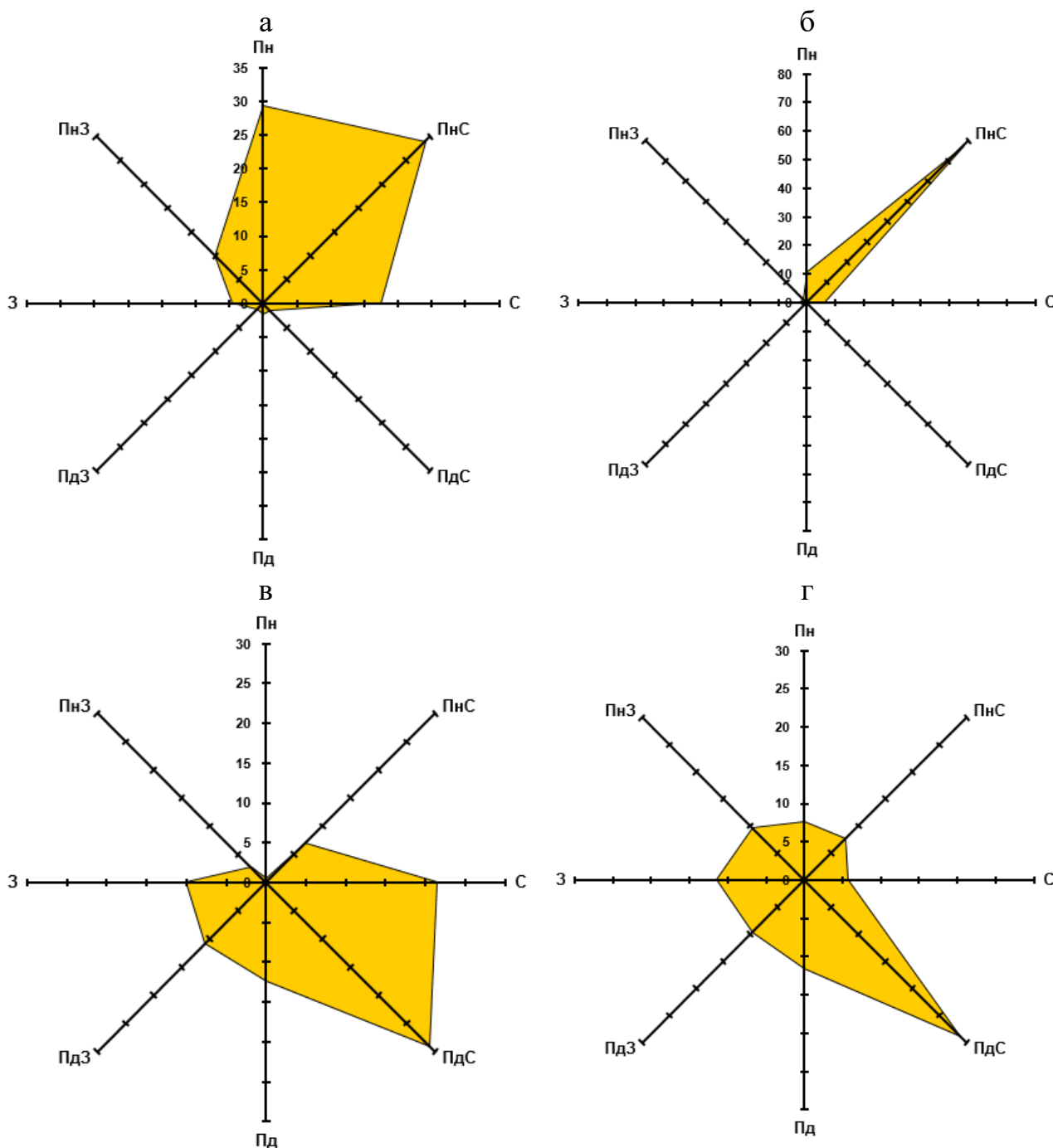


Рисунок 2.5. – Розподіл повторюваності напрямів вітру при замерзаючих опадах на ст. Одеса (а), Сімферополь (б), Харків, Коломак (в) і Шепетівка (г).

Для Кишиніва й Одеси є типовим вітер північного, північно-східного і східного напрямків, що може зумовлюватись активізацією циклонічної діяльності в зимовий період і виходом південних циклонів на цю територію, цей висновок підтверджується і домінуванням замерзаючого дощу для цих аеропортів.

В Центральній Україні (Київ) розподіл напрямків вітру стає більш однорідним, оскільки внесок східних потоків, типових для південної України, зменшується, у той час як західні потоки активізуються. І в західній Україні можна побачити вже зміну циркуляції порівняно зі східною і південною Україною, на станціях спостерігається переважно вітер західних напрямків.

В Криму (Сімферополь) розподіл напрямків вітру має незвичайний характер: практично зі стовідсотковою ймовірністю замерзаючим опадам відповідає північно-східний напрямок вітру. Якщо врахувати, що взимку в Криму домінує вітер північно-західного й західного напрямків, то цей факт можна пояснити тільки фізико-географічними умовами Сімферополя.

З аналізу приземної інформації можна бачити, що в Україні немає місць, де б замерзаючі опади (ожеледь) не спостерігались (глава 3), як це, наприклад, має місце для багатьох аеропортів азійської території Росії [98], в яких жодного разу не було зареєстровано замерзаючих опадів. Отже, замерзаючі опади в Україні спостерігаються скрізь і їх інтенсивність може сягати розмірів небезпечних і стихійних метеорологічних явищ досить часто. Цей факт можна пояснити тим, що, взимку внаслідок активізації циклонічної діяльності і близькості Середземного і Чорного морів, на територію України постійно надходить тепле вологе повітря, яке створює всі умови для реалізації різних механізмів формування замерзаючих опадів. Тому вивчення механізмів утворення замерзаючих опадів є досить актуальним для України, навіть в умовах змін клімату і зменшення повторюваності замерзаючих опадів для деяких регіонів.

2.3 Термодинамічна структура атмосфери при випадінні замерзаючих опадів над Україною

Дані радіозондування використовувались для вивчення стратифікації температури і вітру при випадінні замерзаючих опадів. Головною метою аналізу є виявлення теплих шарів в хмарах, над або під ними (тип стратифікації „теплий клин”), і таким чином визначити умови, при яких може реалізовуватись класичний механізм утворення замерзаючих опадів.

Всі дані за характером стратифікації температури і вологості було поділено на класи (або типи) аналогічно [35], в залежності від розташування теплих шарів відносно хмарних (табл. 2.4).

Таблиця 2.4 – Запропоновані класи температурних профілів для випадків з замерзаючими опадами і їх описання

	Клас температурного профілю	Описання
1	Теплий клин	Теплий шар знаходиться в середині хмари і не включає її меж, нижче і вище – від’ємні температури, так званий класичний механізм формування замерзаючих опадів
2	Тепла хмара, холодний приземний шар	Хмара знаходиться в середині теплого шару, вище і нижче – від’ємні температури
3	Тепла вершина хмари	Теплий шар охоплює верхню частину хмари, її верхню межу і шари, розташовані вище хмари, нижче – шар з від’ємними температурами
4	Тепла нижня межа хмари	Теплий шар охоплює нижню частину хмари, її нижню межу і шари, розташовані нижче хмари, нижче – шар з від’ємними температурами
5	Теплий шар над хмарою	Теплий шар знаходиться вище верхньої межі хмари
6	Теплий шар під хмарою	Теплий шар знаходиться нижче нижньої межі хмари
7	Теплий приземний шар	На висотах скрізь від’ємні температури, біля поверхні землі розташований тонкий теплий приземний шар
8	Скрізь від’ємні температури	Скрізь від’ємні температури, відсутність шарів з додатними температурами
	Всього	

З класифікації температурних профілів можна бачити, що для території України є домінуючим (55,3 %) некласичний тип формування замерзаючих опадів – „скрізь від’ємні температури” (табл. 2.5).

Таблиця 2.5 – Класифікація випадків замерзаючих опадів в залежності від розташування теплих шарів відносно хмарних

	Клас температурного профілю	Київ	Шепетівка	Львів	Харків	Кривий Ріг	Одеса	Сімферополь	Всього
1	Теплий клин	12 (12,5)	2 (33,3)	–	1 (4,0)	1 (20,0)	7 (22,6)	2 (15,4)	25 (12,1)
2	Тепла хмара, холодний приземний шар	–	–	–	–	–	1 (3,2)	–	1 (0,5)
3	Тепла верхівка хмари	5 (5,2)	–	2 (6,7)	2 (8,0)	–	2 (6,4)	1 (7,7)	12 (5,8)
4	Тепла нижня межа хмари	8 (8,6)	–	3 (10,0)	–	–	1 (3,2)	2 (15,4)	14 (6,8)
5	Теплий шар над хмарою	8 (8,6)	–	1 (3,3)	3 (12,0)	1 (20,0)	4 (12,9)	–	17 (8,2)
6	Теплий шар під хмарою	1 (1,0)	–	–	1 (4,0)	–	2 (6,4)	–	4 (1,9)
7	Теплий приземний шар	9 (9,4)	–	3 (10,0)	2 (8,0)	–	5 (16,1)	–	19 (9,2)
8	Скрізь від’ємні температури	53 (55,2)	4 (66,7)	21 (70,0)	16 (64,0)	3 (60,0)	9 (29,0)	8 (61,5)	114 (55,3)
	Всього	96	6	30	25	5	31	13	206

Стратифікація „усюди від’ємні температури” спостерігається у більшості випадків замерзаючих опадів, за винятком Одеси, де на цей тип припадає лише 29,0 %.

Стратифікацію типу „теплого клину”, яка відповідає класичному механізму утворення замерзаючих опадів, виявлено лише в 25 випадках (12,1 %). Найчастіше цей механізм реалізується в Одесі (високою повторюваністю цього класу для Шепетівки, Кривого Рогу і Сімферополя можна знехтувати через малу кількість даних радіозондування).

2.3.1 Приземні холодні шари

Приземні холодні шари представляють інтерес, перш за все, з точки зору ідентифікації механізму генерації замерзаючих опадів. Холодні шари виявляються у 77 випадках замерзаючих опадів. Характеристики приземних холодних шарів наведено в табл. 2.6.

Таблиця 2.6 – Товщина приземних холодних шарів, мінімальна температура ($T_{\min}$) в них і висота, на якій ця температура спостерігається, для різних класів замерзаючих опадів

№ п/п	Товщина, м	$T_{\min}$, °C	Висота $T_{\min}$, м	Код погоди
1	2	3	4	5
1	1305	-4,2	967	66
2	288	-0,9	0-235	66
3	788	-4,1	234	56
4	468	-1,9	232	66
5	164	-1,1	00	56
6	329	-2,1	230	56
7	424	-2,7	00	56
8	623	-2,9	229	56
9	1190	-9,9	400	66
10	690	-3,7	210	57
11	650	-2,9	410	24
12	600	-8,0	210	24
13	1040	-6,3	410	67, 66
14	860	-4,0	400-500	66, 57
15	550	-2,3	400	57
16	960	-2,1	400	56
17	500	-2,7	400	56
18	400	-0,7	100-200	67, 66

Продовження таблиці 2.6

1	2	3	4	5
19	850	-4,5	410, 510-610	66, 67
20	870	-2,9	400	67, 24
21	780	-7,5	400	67
22	730	-4,9	210	67, 56
23	600	-1,1	210	56
24	400	-1,7	200	56
25	260	-1.9	0	66
26	600	-5.5	368	56
27	238	-1.5	140	66
28	466	-2.1	296	56
29	687	-3.7	446	66
30	580	-4.6	396	56
31	358	-3.3	0	56
32	500	-1.7	335	56
33	1020	-12.1	526	56
34	610	-4.3	366	56
35	580	-4.1	486	56
36	1180	-3.9	858	56
37	980	-3.1	348-760	56
38	650	-6.1	720-764	56
39	1870	-10.5	1106-1115	56
40	1630	-9.3	1016	56
41	1117	-6,7	780	56
42	1340	-4.5	219	56
43	830	-4.1	549	56
44	609	-1.5	215-444	56
45	590	-3.9	328	56
46	1990	-6.1	383-854, 1400	56
47	2100	-4.9	1103-1136	56
48	904	-6.3	508	56
49	896	-4.9	672	56
50	965	-4.7	620	56
51	848	-4.3	580	56
52	925	-4.1	758	56
53	1188	-5.9	748	57
54	1141	-4.3	591	56
55	1609	-5.1	743	56
56	1876	-5.3	822	56
57	1083	-6.5	865	56

Кінець таблиці 2.6

1	2	3	4	5
58	974	-2.9	320	57
59	915	-2.7	368	56
60	1291	-5.9	825	56
61	1014	-3.5	101	66
62	1210	-10.5	323	67
63	360	-4.5	533	66
64	1170	-6.5	808	67
65	600	-2.7	0	57
66	340	-1.7	255	57
67	410	-1.2	158	56
68	340	-1.3	50-120	57
69	320	-1.9	588	56
70	690	-3,0	600	66, 56, 57
71	910	-4,6	400	66, 57, 24
72	685	-2,7	310	57, 24
73	200	-0,9	0	66, 67, 57, 24
74	820	-3,3	400	67, 66, 57
75	1045	-4,7	635	66
76	850	-2,2	600	66, 57, 24
77	920	-4,5	870	24

Зауважимо, що замерзаючий дощ спостерігався в 23 із 77 випадків замерзаючих опадів. Товщина приземних холодних шарів змінюється у досить широких межах від 160 до 2100 м. Найчастіше приземні холодні шари мають потужність від 300 до 1000 м (66 % випадків). Мінімальна температура в цих шарах найчастіше не нижча за $-4,0^{\circ}\text{C}$, проте іноді температури сягають значень $-9,0^{\circ}\dots -10,0^{\circ}\text{C}$.

2.3.2 Теплі шари

2.3.2.1 Підійняті теплі шари

Теплі шари, які розташовуються над холодними приземними шарами, спостерігаються в 77 випадках замерзаючих опадів, з яких 31 випадок відноситься до класичного механізму утворення замерзаючих опадів („теплий клин”), 16 випадків класу „теплий шар над хмарою” і 12 випадків класу „тепла верхівка хмари”. Два останніх класи розрізняються розташуванням верхньої межі хмари відносно нульової ізотерми – нижче або вище нульової ізотерми відповідно. Проте, беручи до уваги обмежену

точність визначення верхньої межі хмари з даних радіозондування, можна зробити висновок, обидва класи „теплий шар над хмарою” і „тепла верхівка хмари” є випадком низьких хмар під шаром інверсії.

Характеристики підійнятих теплих шарів надано в табл. 2.7 і на рис. 2.6, 2.7.

Таблиця 2.7 – Потужність підійнятого теплового шару, висота його нижньої межі над поверхнею землі і максимальна температура ($T_{\max}$) в ньому

№ п/п	Висота нижньої межі теплого шару	Товщина, м	$T_{\max}$, °C	Висота $T_{\max}$, м	Код погоди
1	2	3	4	5	6
1	1012	734	2,6	1115	66
2	1208	630	1,2	1513	66
3	728	380	0,8	982	56
4	1168	200	0,6	1198	66
5	598	670	1,8	1038	56
6	428	670	3,0	608	56
7	338	1710	5,0	785	56
8	748	1010	3,0	982	56
9	690	1076	4,6	1000	66
10	910	856	1,2	1310	57
11	685	1145	3,8	810-900	24
12	200	203	0,5	400	24
13	820	233	0,6	900	67, 66
14	1045	287	0,4	1134	66, 57
15	100	435	0,2	1210	57
16	650	600	1,4	810	56
17	600	100	0,2	795-820	56
18	1040	600	1,2	1210	67, 66
19	860	950	3,0	1165	66, 67
20	550	940	3,3	810	67, 24
21	400	810	0,6	610	67
22	950	580	2,4	100	67, 56
23	870	700	2,0	1010	56
24	780	200	0,7	810	56
25	730	230	0,5	810	66
26	600	30	0,1	610	56
27	400	830	1,9	810	66
28	753	803	0,7	1310	56

Продовження таблиці 2.7

1	2	3	4	5	6
29	278	1642	4,8	780	66
30	640	1210	2,3	810-900	56
31	580	100	2,0	1000	56
32	850	480	0,6	900-1000	56
33	690	900	2,8	810-900	56
34	960	250	0,2	1200	56
35	690	1750	5,5	1000	56
36	893	357	0,8	1155	56
37	405	1274	3,3	900	56
38	539	1566	6,3	1000	56
39	1110	1010	3,4	1300 - 1325	56
40	256	1280	6,2	462	56
41	606	990	4,6	796	56
42	256	170	0,6	295	56
43	466	1000	1,6	596	56
44	686	630	2,0	803	56
45	576	780	0,8	1186	56
46	356	640	1,8	461	56
47	506	990	2,0	1028	56
48	1116	720	3,2	1326	56
49	606	2010	7,8	1376	56
50	586	1500	6,4	886	56
51	1176	200	0,4	1226-1245	56
52	976	250	0,4	1020	56
53	1656	300	0,6	1756	57
54	1866	640	3,2	2123	56
55	1626	710	4,0	1888	56
56	1116	360	0,4	1139-1226	56
57	1346	170	0,4	1374-1389	56
58	826	860	1,4	1156-1184	57
59	606	1650	5,0	1185	56
60	586	1610	6,4	1021	56
61	1986	700	3,2	2327	66
62	2096	500	1,0	2290	67
63	906	690	1,6	1279	66
64	896	990	5,4	1186	67
65	966	1000	2,2	1126	57
66	846	1140	2,8	1120	57
67	936	740	4,0	1088	56
68	1186	700	2,2	1350-1561	57

Кінець таблиці 2.7

1	2	3	4	5	6
69	1136	150	0,4	1227	56
70	1606	770	0,2	1616-2383	66, 56, 57
71	1876	430	1,2	1978	66, 57, 24
72	1089	1020	0,8	1385	57, 24
73	976	520	1,8	1119	66, 67, 57
74	916	1280	6,6	1219	67, 66, 57
75	1286	60	0,2	1327	66
76	338	1890	8,4	740	66, 57, 24
77	1265	520	0,8	1462-1649	24

Зазвичай, в підійнятих теплих шарах максимальні температури не перевищують $+2^{\circ}\text{C}$ (в 56 % випадків). Температури вищі за $+6^{\circ}\text{C}$ мають місце у 14 % випадків, головним чином, в теплому сухому шарі над верхньою межею хмарності.

У випадках „теплого клину” максимальні температури змінюються від $0,6$ до $3,0^{\circ}\text{C}$. В теплих шарах, розташованих над хмарами, можуть спостерігатись більш високі температури (до $8,4^{\circ}\text{C}$). Хмари, які знаходяться під такими потужними теплими шарами, генерують зазвичай замерзаючу мряку.

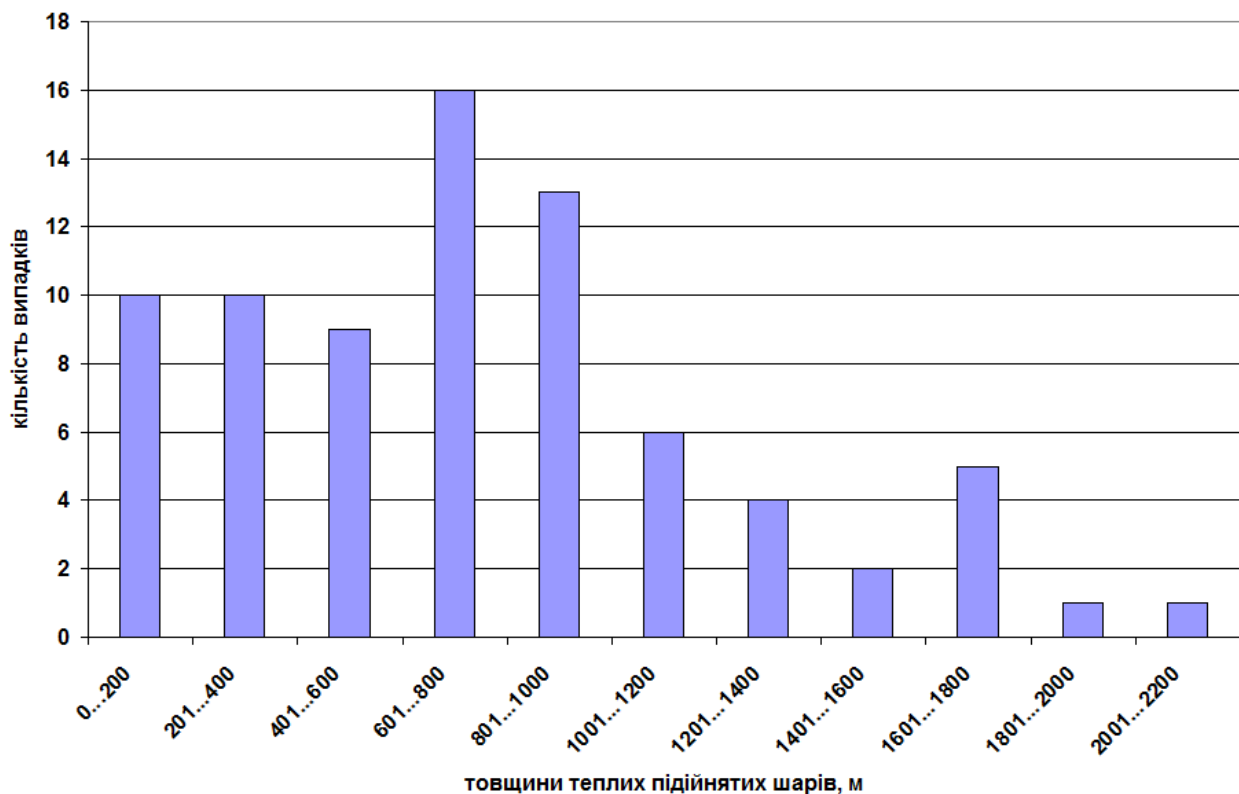


Рисунок 2.6 – Розподіл повторюваності товщин теплих підійнятих шарів

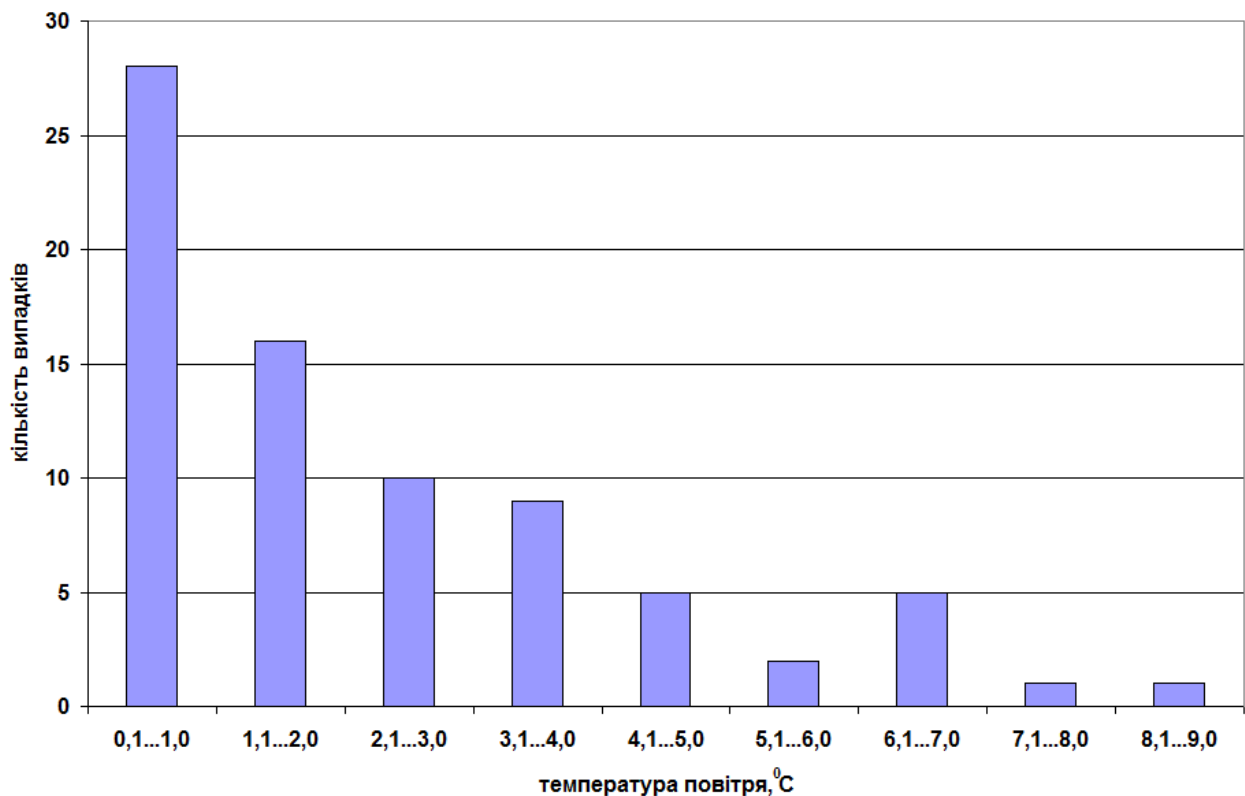


Рисунок 2.7 – Розподіл повторюваності максимальної температури в теплих підійнятих шарах

Різкий максимум товщин теплих підійнятих шарів (47 %) відповідає діапазону 601-1000 м. В 77 % всіх випадків товщина теплового шару не перевищує 1000 м.

2.3.2.2 Приземні теплі шари

Теплий приземний шар спостерігався в 22 випадках (табл. 2.8).

В усіх цих випадках відзначалась додатна температура біля поверхні землі в пунктах радіозондування, і в 50 % всіх випадків додатна температура – в аеропорту. В усіх випадках температура не перевищувала значення +2°C.

В усіх випадках товщина приземного теплового шару не перевищувала 350 м, окрім трьох випадків, коли товщина сягала 850, 1530 і 2440 м.

В основному в усіх випадках з теплим приземним шаром спостерігалась замерзаюча мряка і у випадках з екстремально потужним приземним теплим шаром (1530 і 2440 м) також реєструвалась замерзаюча мряка. В умовах, коли генерується замерзаючий дощ, товщина приземного теплового шару, в основному, надзвичайно мала 16–40 м, хоча в одному з випадків вона сягала 850 м. В 11 випадках нижня межа хмари розташована в межах приземного теплового шару.

Таблиця 2.8 – Потужність і максимальна температура приземних теплих шарів

№ п/п	Товщина, м	Код погоди	$T_{\max}, ^\circ\text{C}$	Висота $T_{\max}$, м	Висота нижньої межі хмар, м	Температура повітря, $^\circ\text{C}$	
						пункт радіозондування	аеропорт
1	330	56	1,6	75	130	0,4	-1,1
2	850	66	2,4	389	70	0,2	0,0
3	59	56	0,4	0	130	0,4	0,3
4	30	56	0,2	0	150	0,2	-0,1
5	16	66	0,2	0	130	0,2	-0,1
6	58	56	0,4	0	100	0,4	-0,1
7	84	56	0,4	0	100	0,4	0,2
8	320	57, 56	1,4	100	200	0,6	-1,0
9	230	57, 56	1,6	100	50	0,6	0,6
10	230	57	1,3	10-100	100	1,2	1,4
11	250	66, 24	1,6	0	200	1,6	1,4
12	17	66, 24	0,2	0	300	0,2	-0,3
13	96	24	1,0	0	100	1,0	2,0
14	200	57, 24	0,4	0-10	200	0,4	-0,4
15	175	57, 24	0,8	0	100	0,8	0,1
16	160	57, 56	0,8	0	200	0,8	-3,3
17	200	67	0,2	0-16	100	0,2	-0,2
18	130	57, 24	0,8	0-10	100	0,8	1,0
19	5	56	0,2	0	100	0,2	-0,1
20	40	66, 24	0,5	0	300	0,5	0,1
21	2440	56	7,0	985-1153	туман	0,0	-0,8
22	1530	57	4,6	460	туман	0,0	0,9

2.3.3 Хмарні шари

Розподіл повторюваності товщин хмарних шарів для всіх аеропортів, що розглядалися, показано на рис. 2.8.

Товщина хмар при замерзаючих опадах змінюється в дуже широких межах: від 120 до 5300 м. В 74 % випадків товщина хмарних шарів була в межах від 400 до 1800 м. Замерзаючі дощі зазвичай випадають з потужних хмар: жодного разу не був зареєстрований замерзаючий дощ при товщині хмарного шару 600 м і менше.

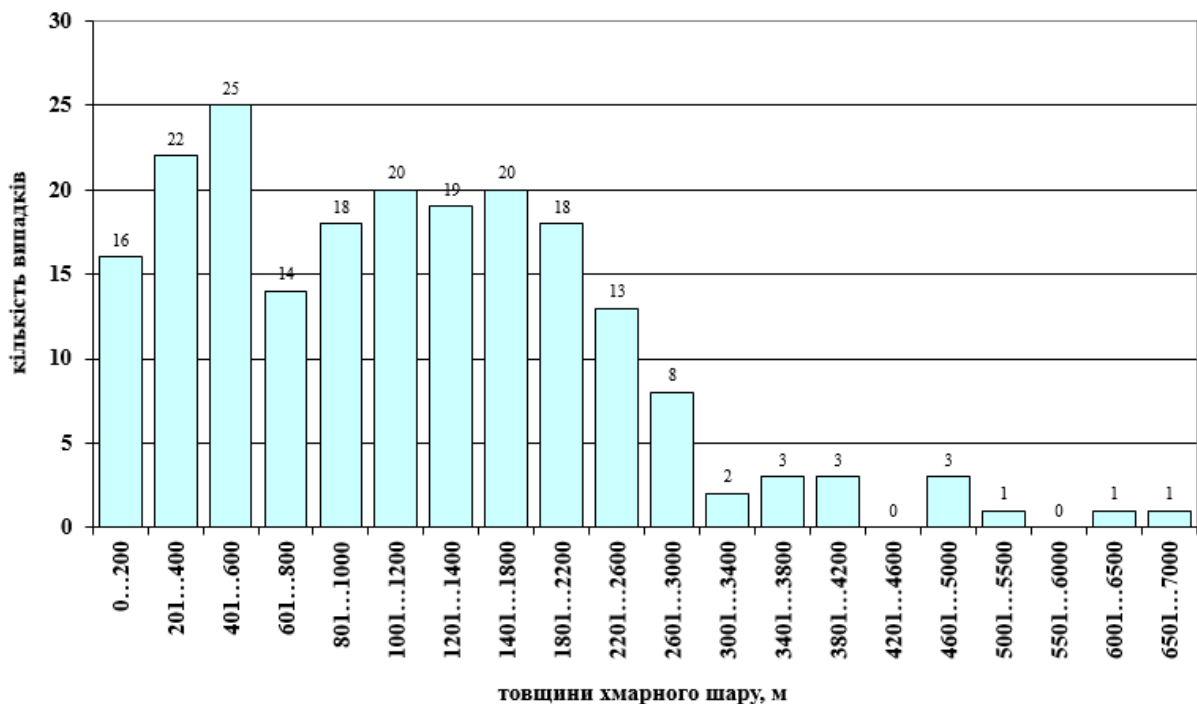


Рисунок 2.8 – Розподіл повторюваності товщин хмарних шарів для випадків із замерзаючими опадами для території України

Однак, було виявлено, що з півночі на південь спостерігається збільшення товщини хмарних шарів, тому в роботі наведено розподіл повторюваностей хмарних шарів окремо для двох аеропортів – Києва і Одеси (рис. 2.9).

Можна бачити, що максимум повторюваності в Києві припадає на інтервал 401-600 м, а в Одесі – на 1401-1800 м. В Києві не випадають замерзаючі опади з хмар, товщина яких більша за 3400 м, в Одесі при замерзаючих опадах товщина хмарного шару сягала 5300 м.

Максимальна температура в хмарних шарах в 43 % випадків знаходиться в інтервалі $-0,1...-2,0^{\circ}\text{C}$ і в 84 % – в інтервалі $-0,1...-6,0^{\circ}\text{C}$. Додатні значення максимальної температури відповідають класам „теплий клин” і „тепла верхівка”.

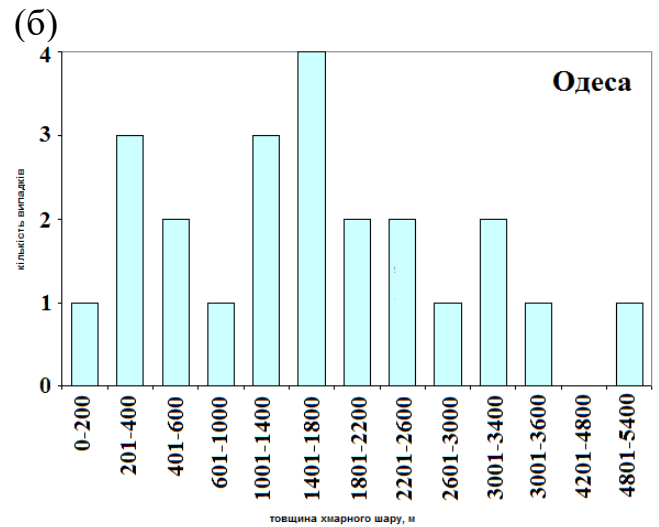
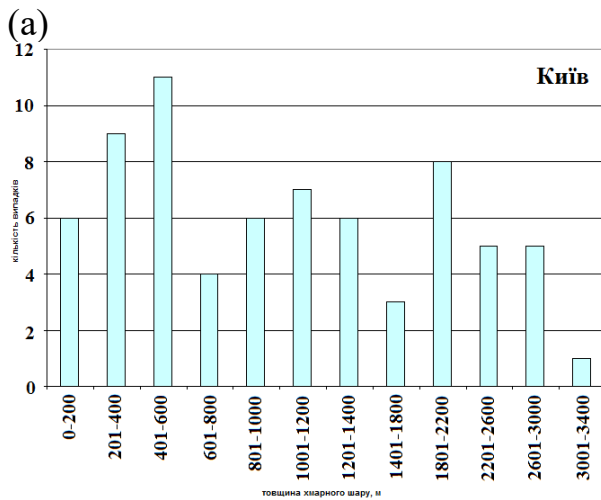


Рисунок 2.9 – Розподіл повторюваності товщин хмарних шарів для випадків із замерзаючими опадами в Києві (а) і Одесі (б)

На рис. 2.10 надано розподіл випадків замерзаючих опадів в залежності від температури нижньої і верхньої меж хмари; від температури біля поверхні землі і максимальної температури в хмарі.

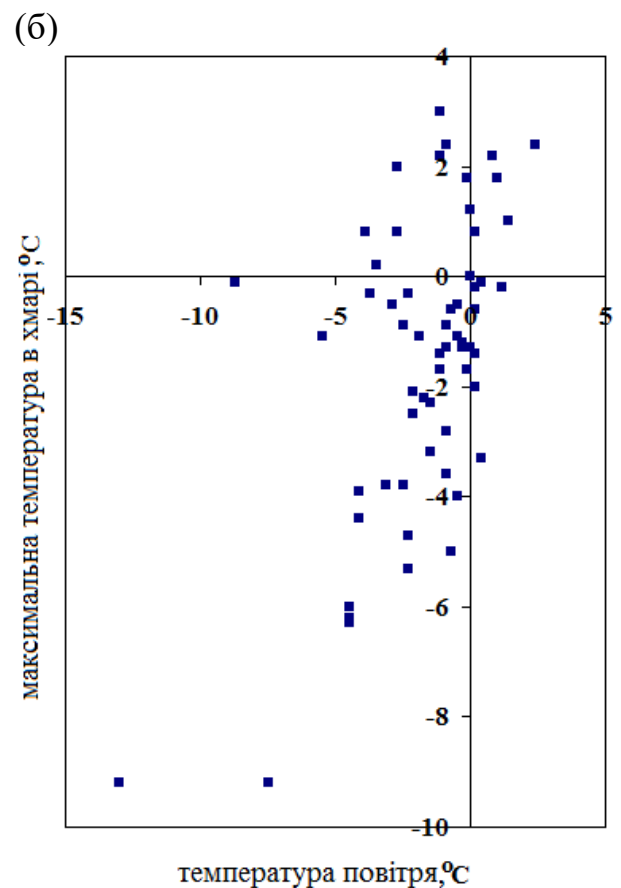
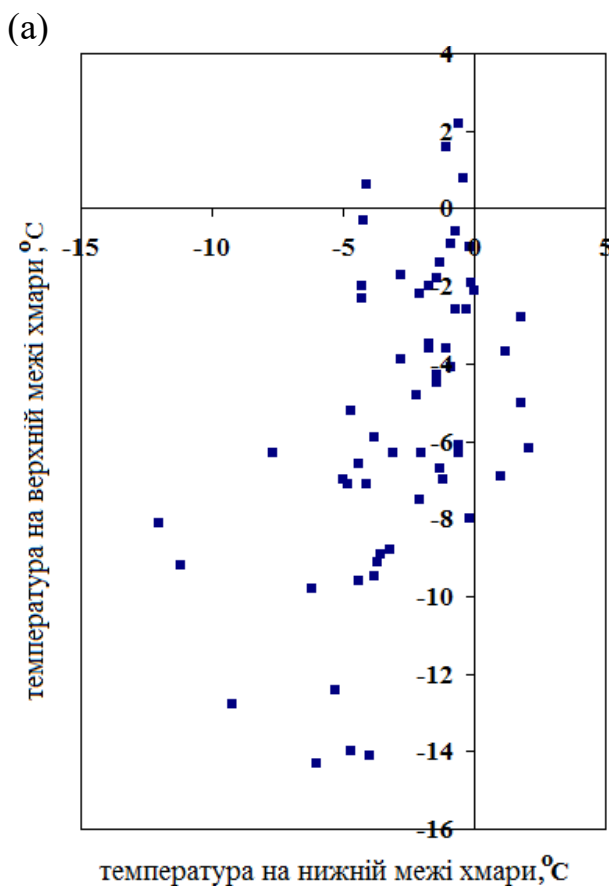


Рисунок 2.10 – Повторюваність замерзаючих опадів як функція температури на нижній і верхній межах хмари (а), як функція температури біля поверхні землі і максимальної температури в хмарному шарі (б)

Видно, що лише невелика кількість випадків знаходиться поза межами третього квадранта в обох частинах рисунка. Це наочно демонструє домінуючу роль неklasичного механізму „скрізь від’ємні температури” в утворенні замерзаючих опадів. Фізику цього механізму досі ще недостатньо вивчено. Хоча, є численні підтвердження існування переохолоджених крапель в хмарах (зокрема – в тих, що дають опади) і випадіння опадів з рідкокрапельних хмар при від’ємних температурах. Так, відповідно до [16], шаруваті і шарувато-купчасті хмари є, зазвичай, крапельними принаймні при температурі вищій за -18°C . В [16] для території колишнього СРСР наведено повторюваність рідкокрапельних шаруватих і шарувато-купчастих хмар, яка становить 75,2–95,5 % при температурі вищій за -10°C . Частка шарувато-дощових і високошаруватих хмар менша, однак все ж таки складає 43–64 % при температурі від 0 до -6°C .

2.3.4 Шари інверсії

В межах нижнього 3000-метрового шару (або, у випадках, коли верхня межа хмари вища за 3000 м, то в межах шару аж до першого рівня радіозондування над верхньою межею хмари), інверсійні шари було виявлено майже в 90 % випадків радіозондувань. Причому в географічному розподілі повторюваності шарів інверсії в хмарах є така ж тенденція, як і в географічному розподілі товщин хмарних шарів: збільшення при пересуванні з півночі на південь. Так, якщо в Києві інверсії спостерігаються в 86 % випадків, то в Одесі інверсії спостерігаються в 100 %.

В 37 % випадків було виявлено один інверсійний шар, в 27 % – два шари інверсії, а в інших випадках мали місце три або чотири інверсії.

Всі випадки шарів інверсії, включаючи 17 % приземних інверсій, розподілились відносно меж хмар таким чином: 1) в середині хмари – 37 %; 2) над верхньою межею хмари – 23 %; 3) у верхній частині хмари і над хмарою – 11 %; 4) під хмарою і в її нижній частині – 20 %; 5) в усьому хмарному шарі, включаючи його межі – 8 %.

Розподіл повторюваностей характеристик шарів інверсій надано в табл. 2.9, 2.10.

Таблиця 2.9 – Розподіл повторюваності (%) товщин шарів інверсій, м

0 – 49	50 - 99	100-199	200-399	400-599	600-799	800-999	1000-1999
12,8	4,8	20,8	30,4	14,4	8	4,8	3,2

Таблиця 2.10 – Розподіл повторюваностей (%) різниць температур на межах шару інверсії, °С

0-0,9	1-1,9	2-2,9	3-3,9	4-4,9	5-5,9	6-6,9	7-7,9	8-8,9	9-9,9	10-10,9
71	10	11	9	14	4	2	0	2	0	1

2.3.5 Синоптичні умови при замерзаючих опадах

На рис. 2.11 наведено розподіл повторюваностей випадків замерзаючих опадів по 20 класах баричних ситуацій, включаючи по 8 секторах циклону і антициклону, їх центри, улоговину і гребінь. Окрім цих класів розвинутий в [32-34] метод передбачає об'єктивне розпізнавання таких ситуацій з нульовою чи малою кривизною поля тиску: сідловина, прямолінійні ізобари і малоградієнтне поле.

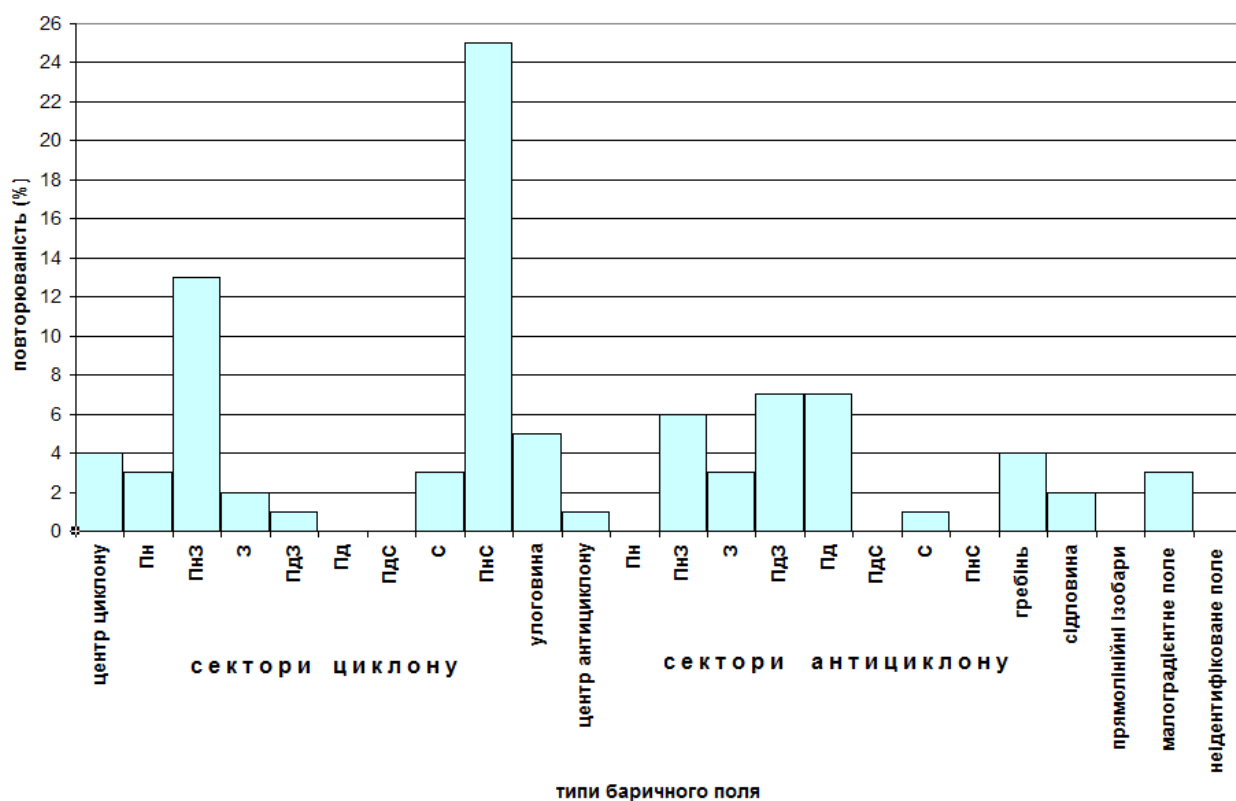


Рисунок 2.11 – Розподіл повторюваності синоптичних ситуацій, пов'язаних із замерзаючими опадами над Україною

З рис. 2.11 можна бачити, що замерзаючі опади в Україні досить часто асоціюються з циклонічним полем, найбільша повторюваність (25 %) припадає на північно-східний сектор циклону, проте географічний розподіл

показав, що в аеропорах Київ, Шепетівка, Харків замерзаючі опади рідше спостерігаються при циклонічному полі, ніж в Дніпрі й Одесі.

Розподіл випадків із замерзаючими опадами в залежності від значень фронтального параметра наведено в табл. 2.14. Для всіх аеропортів України зазвичай замерзаючі опади з рівною ймовірністю можуть спостерігатись як в зонах атмосферних фронтів, так і в зонах слабкої або нульової бароклінності, що відповідає внутрішньо масовим умовам формування замерзаючих опадів. В зонах атмосферних фронтів ($F > 20$) замерзаючі опади спостерігались в 50,7 %. В 21,4 % випадків фронтальний параметр перевищує 60, що відповідає зоні дуже інтенсивного атмосферного фронту.

Таблиця 2.14 – Розподіл повторюваності фронтального параметра при замерзаючих опадах

Станція	$F < 20$	$20 \leq F < 40$	$40 \leq F < 60$	$F \geq 60$	Всього
Київ	18	10	3	6	37
Одеса	45	12	11	22	90
Харків–Коломак	30	13	7	11	61
Дніпро	8	5	2	6	21
Шепетівка	7	1	0	2	10
Всього	108	41	23	47	219

Горизонтальний градієнт температури біля поверхні землі (табл. 2.15) є значним ($\geq 1.0^\circ\text{C}/100\text{ км}$) в 69,7 %. Це означає, що більшість випадків із замерзаючими опадами спостерігаються в зонах з високими градієнтами температури в нижній тропосфері. Найвищий відсоток таких випадків припадає на Одесу і Дніпро, де спостерігається більша кількість випадків із замерзаючим дощем.

Таблиця 2.15 – Розподіл повторюваностей приземного градієнта температури, $^\circ\text{C}/100\text{ км}$, при замерзаючих опадах

Станція	< 0.5	$0.5 - 1.0$	$1.0 - 2.0$	$2.0 - 3.0$	≥ 3.0	Всього
Київ	3	12	16	6		37
Одеса	6	13	29	38	4	90
Харків–Коломак	11	15	33	1	1	61
Дніпро	0	3	7	8	3	21
Шепетівка	2	5	3	0	0	10
Всього	21	45	78	37	7	219

Аналіз ступеня бароклінності (описується градієнтом ZTE) в шарах 925-700 і 850-500 гПа приводить до висновку, що замерзаючі опади більш

типові для бароклінічних зон, ніж для однорідних внутрішньо масових умов. Дійсно, висока бароклінічність ($|\nabla ZTE| > 30 \times 10^{-5}$) в шарі 850–500 і 925–700 гПа відмічається в 67.8 і 61.0% випадків замерзаючих опадів відповідно.

Адвекція тепла на рівні 850 гПа над аеропортами України спостерігається в більшості випадків із замерзаючими опадами (65.3 %, табл. 2.16), ніж адвекція холоду. Всі випадки „теплого клину” спостерігаються при адвекції тепла.

Таблиця 2.16 – Розподіл повторюваності адвекції температури A_T ($10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C/c}$) на рівні 850 гПа при замерзаючих опадах

Станція	<0.5	-0.1 - 0.05	-0.05 0.0	0.0 0.05	0.05 0.1	≥ 0.1	Всього
Київ	1	1	7	9	7	12	37
Одеса	4	0	13	30	16	27	90
Харків–Коломак	1	4	12	20	13	11	61
Дніпро	2	0	3	8	3	5	21
Шепетівка	0	0	2	5	0	3	10
Всього	6	5	34	64	33	46	219

Отже, розподіл замерзаючих опадів в площині F, A_T :

- внутрішньомасові умови, адвекція холоду ($F \leq 20, A_T < 0$) – 10,2 % всіх випадків, замерзаючий дощ не спостерігався;
- зона атмосферного фронту, адвекція холоду:
помірні фронти ($20 < F \leq 40$) – 1,7 %, замерзаючий дощ не спостерігався,
загострені фронти ($F > 40$) – 8,5 %, з яких 100 % припадає на замерзаючий дощ;
- внутрішньомасові умови, адвекція тепла ($F \leq 20, A_T > 0$) – 45,8 %, з яких 40,7 % випадків припадає на замерзаючий дощ;
- зона атмосферного фронту, адвекція тепла ($F > 20, A_T > 0$):
помірні фронти ($20 < F \leq 40$) – 11,9 % випадків, з яких 57,1 % пов’язані із замерзаючим дощем,
загострені фронти ($F > 40$) – 22,0 %, з яких 76,9 % пов’язані із замерзаючим дощем.

Отже при загострених фронтах, найчастіше у випадках з адвекцією тепла, замерзаючі опади, а особливо замерзаючий дощ, найбільш ймовірні, ніж при внутрішньомасових умовах з адвекцією холоду. Зауважимо, що

багато випадків з замерзаючими опадами спостерігаються у внутрішньомасових умовах при адвекції тепла.

Аналогічний розподіл, пов'язаний з адвекцією температури A_T і топографією приземного поля тиску:

- антициклонічне поле, адвекція холоду – 7,0 %, замерзаючий дощ не спостерігався;
- циклонічне поле, адвекція холоду – 12,2 %, з яких 42,8 % випадків із замерзаючим дощем;
- антициклонічне поле, адвекція тепла – 33,3 %, з яких 31,6 % випадків із замерзаючим дощем;
- циклонічне поле, адвекція тепла – 47,4 %, з яких 70,4 % випадків із замерзаючим дощем.

2.3.6 Профілі температури і вітру, виначені за допомогою даних об'єктивного аналізу, і їх порівняльний аналіз з реальними профілями

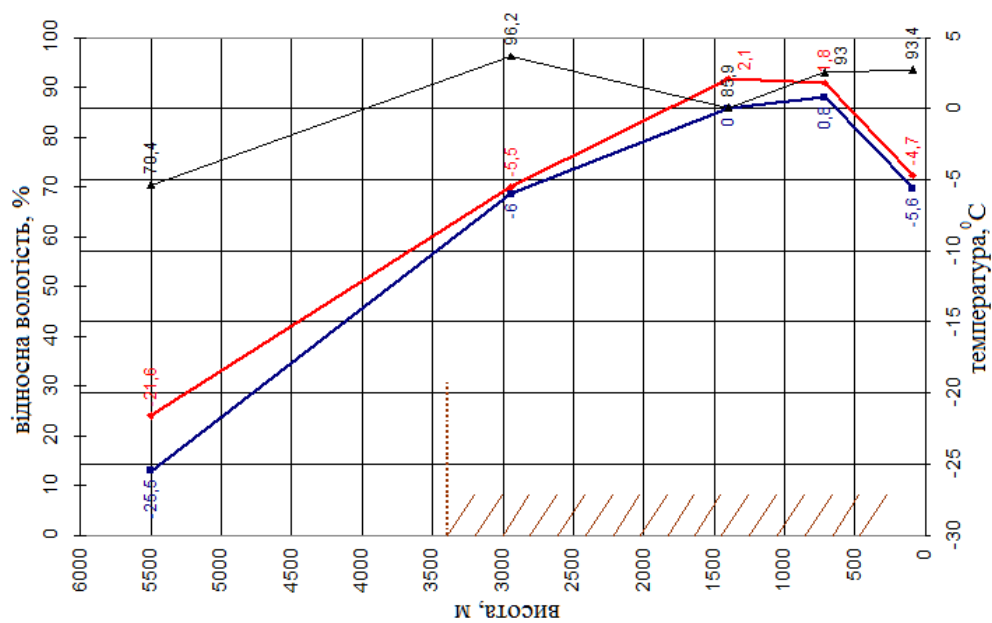
В співпраці з співробітниками Відділу авіаційної метеорології Гідрометцентру Росії автором було здійснено спробу оцінити надійність інформації про вертикальний розподіл температури, вологості і вітру за даними об'єктивного аналізу, тобто, за даних на стандартних ізобарних поверхнях у вузлах сітки. Найближча точка сітки об'єктивного аналізу з кроком 2.5×2.5 – це 47.5° півн.ш., 30.0° сх.д. Для цієї точки було зібрано інформацію для 59 випадків із замерзаючими опадами, з яких в 23 випадках існували дані радіозондів.

Порівнявши 23 профілі радіозондування з відповідними профілями, отриманими за даними об'єктивного аналізу, було знайдено, що тільки в 9 випадках типи стратифікації були подібні. Схожість має місце переважно у випадках “скрізь від'ємні температури”, “тепло вище хмари” і “тепла верхівка хмари”. Випадки „теплого клину” неможливо відновити за допомогою даних об'єктивного аналізу, проте в усіх цих випадках мали місце потужні шари інверсії.

В той же час, в 4 випадках відсутності даних радіозондування (3 січня, 1996, 00 СГЧ; 3 січня, 1996, 12 СГЧ; 4 січня, 1996, 00 СГЧ; і 28 листопада, 1998, 12 СГЧ), об'єктивні дані аналізу виявляють чіткі профілі типу „теплий клин” в межах шарів хмарності (рис. 2.12, 2.13).

Взагалі, один можна зробити висновок, що профілі температури і вологості, здобуті за допомогою об'єктивного аналізу, дуже гладкі і не відображають стратифікацію атмосфери в достатній мірі.

(а)



(б)

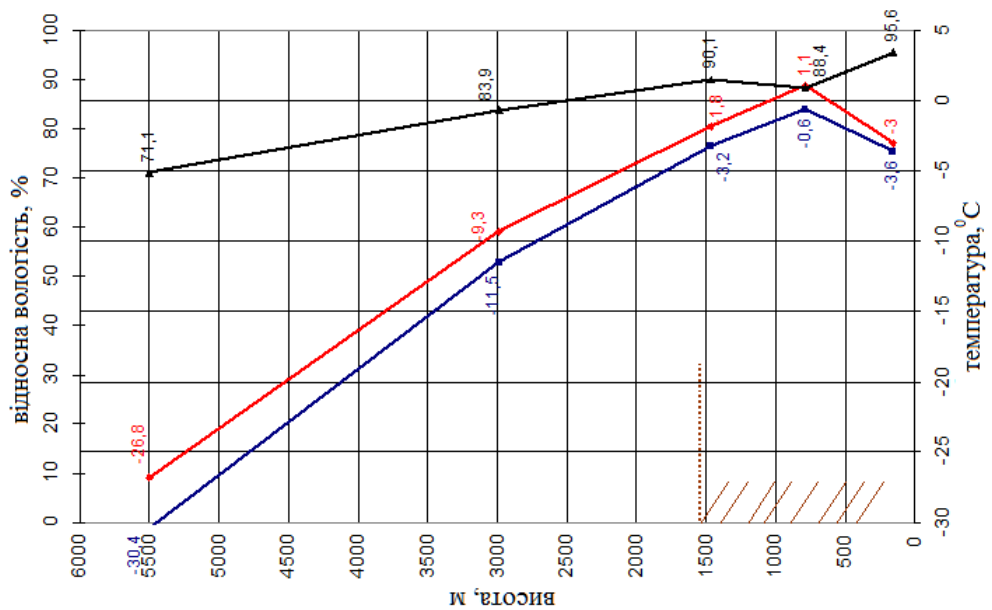
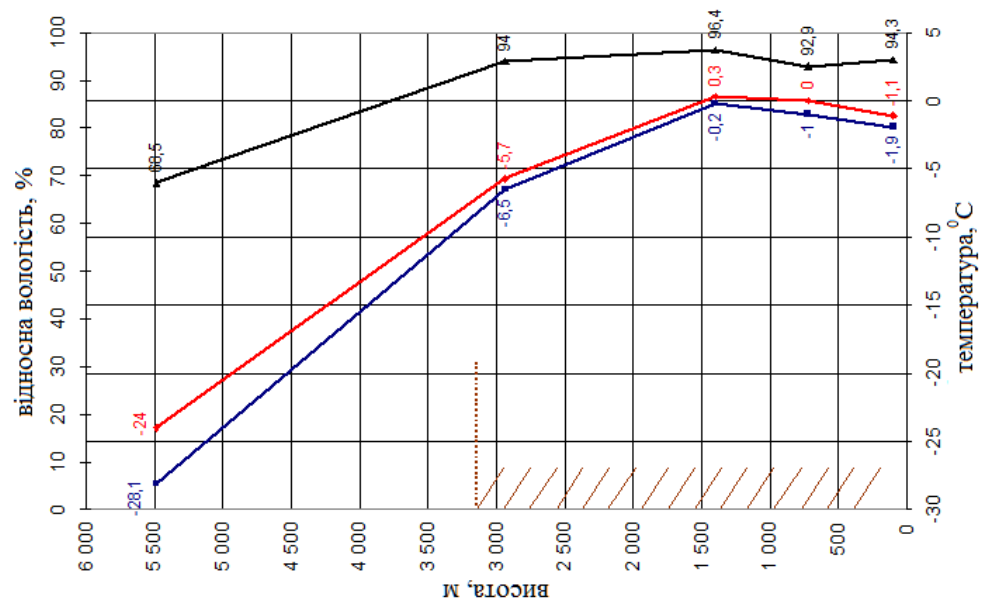


Рисунок 2.12 –

Профілі температури (чорна лінія), температури точки роси (блакитна лінія) і відносної вологості (червона лінія), отримані за допомогою даних об'єктивного аналізу в точці з координатами 47.5° N, 30.0° E для випадків, коли спостерігались замерзаючі опади біля поверхні землі в Одесі: 26 грудня 1994 р. за 12 СГЧ (а) і 3 січня 1996 р. за 00 СГЧ (б).

(а)



(б)

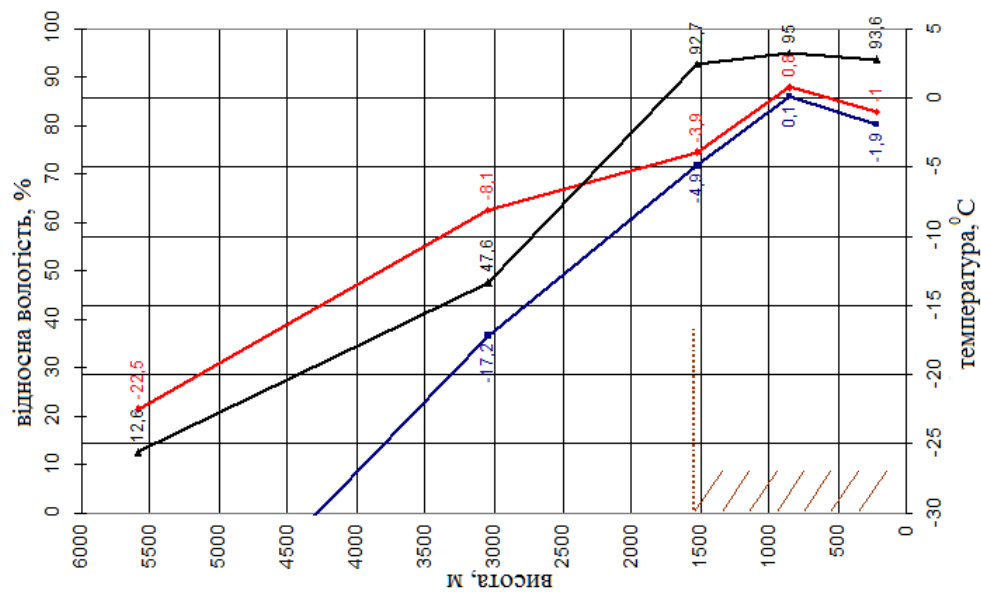


Рисунок 2.13 –

Профілі температури (чорна лінія), температури точки роси (блакитна лінія) і відносної вологості (червона лінія), отримані за допомогою даних об'єктивного аналізу в точці з координатами 47.5° N, 30.0° E для випадків, коли спостерігались замерзаючі опади біля поверхні землі в Одесі: 3 січня 1996 р. за 12 СГЧ (а) і 4 січня 1996 р. за 00 СГЧ (б).

3 РЕЖИМНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЖЕЛЕДНО-ПАМОРОЗЕВИХ ЯВИЩ НАД УКРАЇНОЮ

3.1 Типи льодових і снігових відкладень в атмосфері

Стосовно до ISO–12494 [80,90], нарощення льоду може визначатись як будь-який процес зростання маси льоду або снігу на поверхнях об'єктів, відкритих для впливу атмосферного повітря на них.

Атмосферне обледеніння традиційно поділяють на 3 класи в залежності від двох різних процесів формування:

1. обледеніння, що утворюється при осіданні крапель води, які знаходяться у завислому стані у повітрі;
2. обледеніння, що спостерігається при опадах;
3. іній.

Перший тип обледеніння має результатом кристалічну та зернисту паморозь.

Другий тип обледеніння утворюється при випаданні:

- дощу або мряки, що замерзає, (утворює ожеледь);
- мокрого снігу;
- сухого снігу.

Іній утворюється внаслідок сублімації водяної пари. Оскільки іній має невелику щільність та його осадження не досягають у діаметрі великих розмірів, тобто іній не має великого впливу на господарську діяльність, тому зазвичай його виключають з розгляду.

Однак, класифікація має також ґрунтуватись і на інших параметрах.

В табл. 3.1 представлено стандарти для визначення типів атмосферного обледеніння, запропоновані Всесвітньою метеорологічною організацією [80,90].

Таблиця 3.1. – Типові властивості снігового та льодяного відкладень [90]

тип осадження	щільність, кг/м ³	зчеплення	зовнішній вигляд	
			колір	форма
крига	900	сильне	прозорий	рівномірно розподілена голчаста або гладенька маса
мокрый сніг	300-600	слабке (в стадії формування) сильне (замерзлий)	білий	рівномірно розподілена маса
зерниста паморозь	600-900	сильне	непрозорий	спрямована у напрямку вітру маса
кристалічна паморозь	200-600	від низького до помірного	білий	спрямована у напрямку вітру голчаста маса

Фізичні характеристики і тип обледеніння змінюються у широких межах в залежності від метеорологічних умов впродовж зростання льодяного осадження.

Окрім фізичних характеристик, що їх представлено в таблиці 3.1, інші параметри, такі як міцність, опір зсуву, мають враховуватись, щоб описати природу обледеніння.

Інтенсивність обледеніння залежить від багатьох факторів, з яких найважливішими є вологість повітря, температура і тривалість льодяного відкладення.

Головна передумова для значного за інтенсивністю обледеніння – це розміри об'єкта і його орієнтація відносно до напрямку вітру, що спостерігається під час обледеніння.

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

Якщо надходження водяних крапель до об'єкта менше за інтенсивність замерзання, кожна крапля замерзає перш ніж наступна крапля стикнеться з поверхнею у тому самому місці, і тоді кажуть, що зростання льоду є сухим. Коли надходження водяних крапель зростає, то зростання льоду стає „мокрим”, оскільки краплі не мають досить часу, щоб замерзнути до стикання 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).

Табл. 3.2 дає схематичний опис головних метеорологічних параметрів, які визначають інтенсивність обледеніння.

Таблиця 3.2 – Метеорологічні параметри, які суттєво впливають на фізичні характеристики обледеніння [90]

тип відкладення	температура повітря, °C	швидкість вітру, м/с	розміри крапель	вміст води у повітрі	тривалість
обледеніння внаслідок опадів					
ожеледь (дощ або мряка, що замерзають)	від -10 до 0	будь-яка	великі	помірний	години
мокий сніг	від 0 до +3	будь-яка	сніжинки	дуже високий	години
обледеніння внаслідок осадження крапель води з атмосферного повітря					
ожеледь	рис. 3.1	рис. 3.1	помірний	високий	години
зерниста паморозь	рис. 3.1	рис. 3.1	помірний	помірний	до кількох діб
кристалічна паморозь	рис. 3.1	рис. 3.1	маленький	низький	до кількох діб

Рисунок 3.1 дає показники параметрів, що визначають головні типи формування відкладення. Щільність осадження коливається у широких межах від низької (кристалічна паморозь) та помірної (зерниста паморозь) до високої (ожеледь).



Рисунок 3.1 – Тип відкладення як функція температури повітря і швидкості вітру [90].

3.2 Просторово-часовий розподіл ожеледно–паморозевих і снігових відкладень на території України

В монографії для вивчення режиму ожеледно–паморозевих явищ (ожеледь, кристалічна та зерниста паморозь) та налипання снігу (відкладення снігу, мокрого снігу та змерзлого снігу) в Україні використовувались дані наземних спостережень по сто вісімдесяти п'яти станціях за період з 2002 по 2009 рр.

Дані спостережень містили інформацію з температури, швидкості та напрямку вітру біля поверхні землі на момент початку явища та на момент досягнення відкладенням максимального розміру, а також інформацію з тривалості наростання та зберігання явища, діаметра та товщини відкладень ожеледі, паморозі та снігу.

Методика обробки вихідної інформації полягала в отриманні статистичних (багаторічних) характеристик для рядів метеорологічних величин, які обумовлюють появу різних типів атмосферного обледеніння, та виявлення значень метеорологічних величин, які мають найбільшу повторюваність при атмосферному обледенінні.

Ожеледно–паморозеві та снігові відкладення на розглянутих станціях утворюються з жовтня по квітень включно, проте основна маса випадків (від 93,3 % для мокрого снігу до 99,8 % для кристалічної паморозі) спостерігаються з листопада по березень (рис. 3.2). Однак поодинокі випадки мокрого снігу (3 випадки для ст. Конотоп, Ромни, Дружба – Сумська область), 1 випадок зернистої паморозі на ст. Нижні Ворота (Закарпатська область) та 1 випадок ожеледі на ст. Плай (Закарпатська область) мали місце в травні. Такі пізні строки настання ожеледно-паморозевих явищ і налипання мокрого снігу можна пояснити значною висотою цих місць над рівнем моря (висота ст. Плай становить 1330 м над рівнем моря, ст. Нижні Ворота – 448 м.), висота інших станцій не перевищує 200 м, проте вони є одними з найпівнічніших станцій в Україні. У вересні за розглянутий період жодне з явищ не спостерігалось.

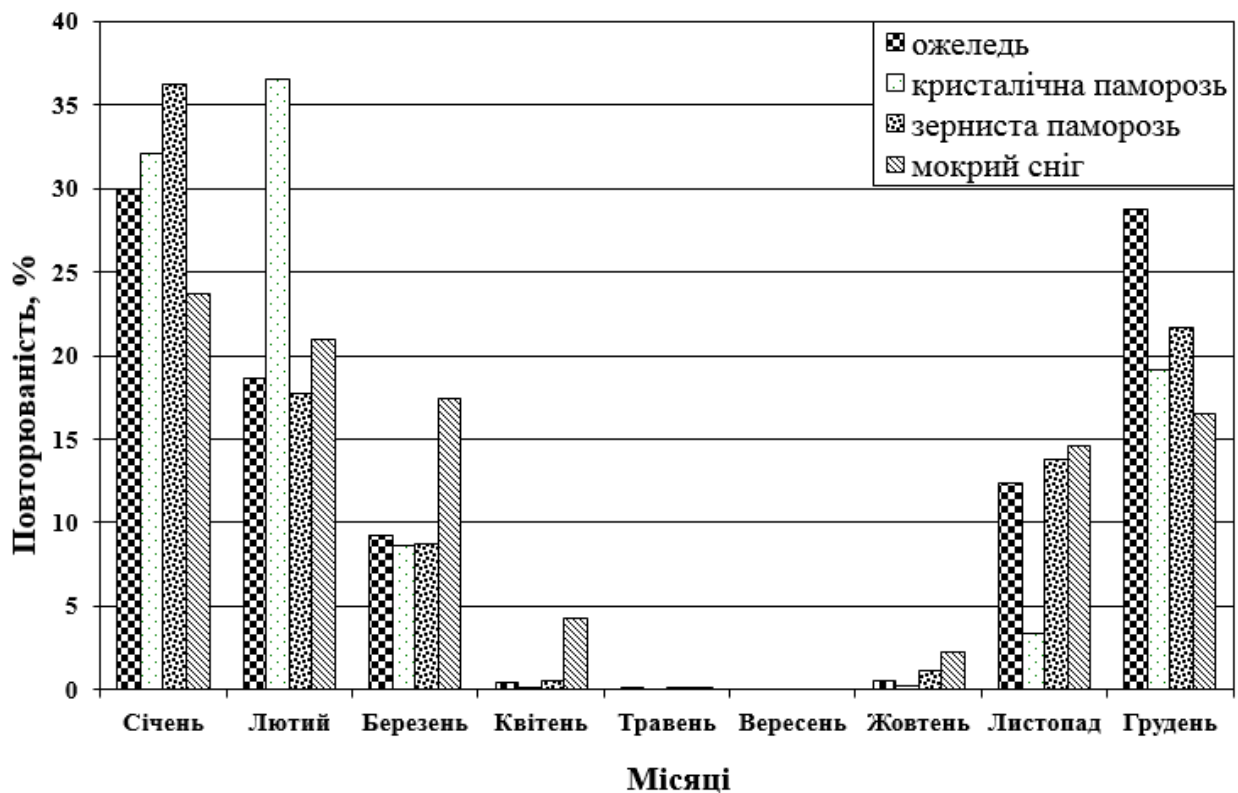


Рисунок 3.2 – Розподіл повторюваності появи атмосферного обледеніння різного типу в залежності від місяця.

В середньому на території України ожеледь і зерниста паморозь найчастіше реєструються в грудні (0,56 та 0,33 %, відповідно) і січні (0,59 та 0,55 % відповідно), а кристалічна паморозь і мокрий сніг – в січні (0,44 та 0,18 % відповідно) і лютому (0,50 і 0,16 % відповідно).

За розглянутий період на вказаних станціях було зафіксовано усього 779 "складних" і 17 629 "простих" випадки ожеледно–паморозевих і

снігових відкладень. Під простими випадками будемо розуміти випадки, при яких не спостерігалось повторних відкладень, а також відкладень, що містять два або більше типів льоду чи снігу, такі випадки відносять до складних відкладень.

З семи типів відкладень (рис. 3.3), а саме: ожеледь, кристалічна та зерниста паморозь, відкладення снігу, мокрого снігу та замерзлого снігу, а також складні відкладення, на ста вісімдесяти п'яти станціях, що розглядаються, найчастіше спостерігається ожеледь (6204 випадки, тобто 33,70 % від загальної кількості випадків), доволі часто спостерігаються також зерниста паморозь (4751 випадок, тобто 25,81 %) і кристалічна паморозь (4264 випадків, тобто 23,16 %). Найрідше на території України реєструються випадки зі замерзлим мокрим снігом (усього 85 випадків, тобто 0,46 %). Суттєвий відсоток випадків припадає на складні відкладення (4,23 %). Однак метеорологічні умови для цих випадків не розглядались, оскільки у кожному з таких випадків спостерігається різна кількість шарів відкладень і різна структура цих шарів, і тому кожен з таких випадків потребує окремого аналізу



Рисунок 3.3 – Розподіл повторюваності різних відкладень атмосферного льоду на території України.

Жодного разу не спостерігалось відкладень сухого снігу на будь-якій зі станцій, тому в подальшому це явище виключено з розгляду. Взагалі відкладення сухого снігу відмічались лише в Японії та на Алясці, і навіть там це явище спостерігається дуже рідко, тому про нього існує дуже небагато інформації [83].

Відомо, що обледеніння має місце час від часу у багатьох північних країнах. Опади, що замерзають, найчастіше спостерігаються в Канаді й

північній частині США. Мокрий сніг щорічно з'являється в Ісландії та Норвегії, але також часто спостерігається у багатьох країнах помірних широт, включаючи Росію, Японію, Канаду, США, та частково у всіх європейських країнах [80,83]. В Україні обledenіння біля поверхні землі не має такої високої повторюваності, як у північних країнах, однак відкладення льоду та снігу можуть досягати досить великих розмірів, і таким чином, спричиняти суттєву небезпеку [12,25,26].

На рис. 3.4 показано середню кількість днів з атмосферним обledenінням для території України. Особливості просторового розподілу атмосферного обledenіння повторюють особливості рельєфу та осередненого поля опадів. Основною закономірністю просторового розподілу опадів в Україні, зумовленою загальними циркуляційними факторами, є їх зменшення з півночі і північного заходу на південь та південний схід. Такі ж загальні риси простежуються і в просторовому розподілі атмосферного обledenіння. В широтному напрямку кількість днів з атмосферним обledenінням збільшується зі сходу на захід.

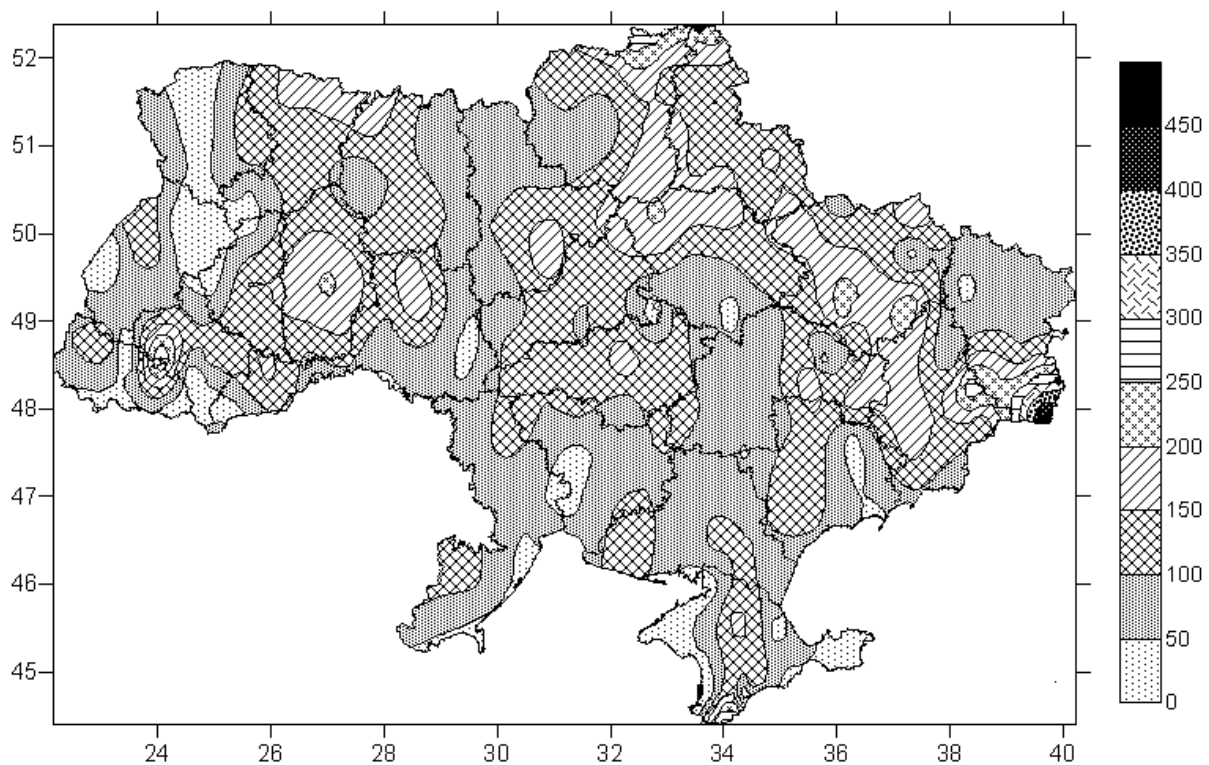


Рисунок 3.4 – Середня кількість днів з відкладеннями атмосферного льоду за період, що розглядається.

Найбільша кількість опадів випадає впродовж року в Українських Карпатах і Кримських горах, і саме в цих регіонах спостерігається найбільша кількість днів з атмосферним обledenінням: ст. Плай

(висота 1330 м, Закарпатська область) і ст. Ай-Петрі (висота 1180 м, республіка Крим). На цих станціях найбільш розповсюдженим типом відкладення є зерниста паморозь: 38,5 % (ст. Плай, на цій станції такий саме відсоток припадає на складні відкладення) і 83,3 % (ст. Ай-Петрі) від загальної кількості випадків на цих станціях; в той час, коли для всієї України є більш характерною ожеледь. Слід зазначити, що саме для цих станцій в холодний період відмічається максимум опадів.

Слід зауважити, що атмосферне обледеніння у горах формується внаслідок складної взаємодії синоптичних процесів та орографії. В Українських Карпатах і Кримських горах рельєф є важливим фактором. До основних елементів рельєфу відносяться висота над рівнем моря, експозиція схилів, напрям хребтів, захищеність місцевості тощо. Таким чином, повторюваність атмосферного обледеніння на гірських станціях може коливатись у великих межах: від максимуму до мінімуму, притаманних всій території України. Якщо порівняти станції Пожежевська (висота 1429 м) і Плай (висота 1330 м), які обидві розташовані в Українських Карпатах, то кількість випадків обледеніння на ст. Пожежевська в десять разів менша, ніж на ст. Плай, що можна пояснити тим, що перша станція знаходиться на підвітряному північно-східному схилі, а друга – на навітряному південно-західному. Схожа ситуація спостерігається і в Кримських горах, де максимум повторюваності атмосферного обледеніння досить локалізований.

Найбільша кількість днів з атмосферним обледенінням на рік (44,5), з яких 46,9 % припадає на ожеледь, реєструється на ст. Дар'ївка (Донецька область, висота 302 м над рівнем моря). Взагалі Донецькій височині відповідає висока повторюваність атмосферного обледеніння, що можна пояснити не тільки впливом рельєфу, а і впливом циркуляційних умов, оскільки взимку ця територія перебуває під впливом периферії Сибірського максимуму, що сприяє надходженню теплого вологого повітря з Азовського моря, виникненню адвентивного туману, а отже в залежності від розміру крапель утворенню або ожеледі, або зернистої паморозі.

Найменша повторюваність атмосферного обледеніння відповідає деяким приморським станціям (ст. Чорноморськ, Вилкове, Ішунь, Євпаторія, Алушта, Хорли тощо), що пов'язане з їх морським помірним кліматом, та гірським станціям, розташованим в Закарпатській низовині (ст. Рахів, Міжгір'я, Селятин, Нижній Студений тощо) і захищеним від зовнішніх циркуляційних процесів.

Просторовий розподіл ожеледі та зернистої паморозі (рис. 3.5, 3.6) в загальних рисах повторює просторовий розподіл атмосферного обледеніння над територією України, коефіцієнти кореляцій між рядами даних з ожеледі і атмосферного обледеніння, з зернистої паморозі та атмосферного обледеніння складають 0,78 і 0,70 відповідно.

Схожість в просторовому розподілі ожеледі та зернистої паморозі є досить очікуваним фактом, оскільки умови утворення внутрішньомасової ожеледі і зернистої паморозі досить подібні. Зерниста паморозь формується за туманної, вітряної погоди внаслідок крапель переохолодженого туману на теплих фронтах циклонів, які переміщуються з півдня чи південного заходу. Внутрішньомасова ожеледь утворюється зазвичай при випадінні мряки з шаруватої хмарності теплих секторів циклону, проте відомо, що дуже часто туман супроводжує мряку, тому одне явище переходить в інше і іноді відрізнити їх одне від одного вкрай важко.

Найнебезпечнішою є ожеледь, утворення якої відбувається під час випадіння переохолодженого дощу перед теплим фронтом у масі холодного повітря [25,26].

Зерниста паморозь має найбільшу повторюваність в гірських масивах: Українські Карпати та Кримські гори (119 випадків на ст. Плай і 264 випадки на ст. Ай-Петрі) і її повторюваність в кілька разів перевищує повторюваність ожеледі.

Повторюваність ожеледі більша за повторюваність зернистої паморозі в південних регіонах України, де переважає класичний механізм формування замерзаючих опадів, а отже не може супроводжуватись туманами і формується зі значно більших крапель, ніж краплі мряки або туману.

Розподіл появи кристалічної паморозі та мокрого снігу (рис. 3.7, 3.8) має досить складний характер, який можна пояснити багатьма причинами. Для мокрого снігу поряд з циркуляційними процесами велике значення мають фізико-географічні умови окремих територій. Істотно впливає форма рельєфу, висота місцевості, крутизна та експозиція схилів відносно переважного потоку повітря, лісистість, близькість великих водойм.

На височинах налипання мокрого снігу має зворотну залежність від рельєфу. На верхній частині височини воно менше ніж на схилах, особливо навітряних, тому що низька температура повітря і вітер не сприяють його накопиченню. На Донецькій височині кількість випадків із мокрим снігом незначна, що може зумовлюватись із значними швидкостями вітру (середня швидкість вітру для січня може перевищувати 7 м/с, а середнє число днів з вітром понад 15 м/с на рік становить 40-70).

В Українських Карпатах мокрий сніг спостерігається лише на південно-західному схилі, оскільки на північно-східному схилі склалися вкрай несприятливі умови для утворення налипань мокрого снігу: розчленованість рельєфу Українських Карпат зумовлює надзвичайну строкатість у розподілі та повторюваності вітру швидкістю понад 15 м/с. Наприклад, на ст. Пожежевська, де посилення швидкості вітру понад 15 м/с відбувається в 100 днів на рік, жодного разу не спостерігалось відкладень мокрого снігу за розглядуваний період.

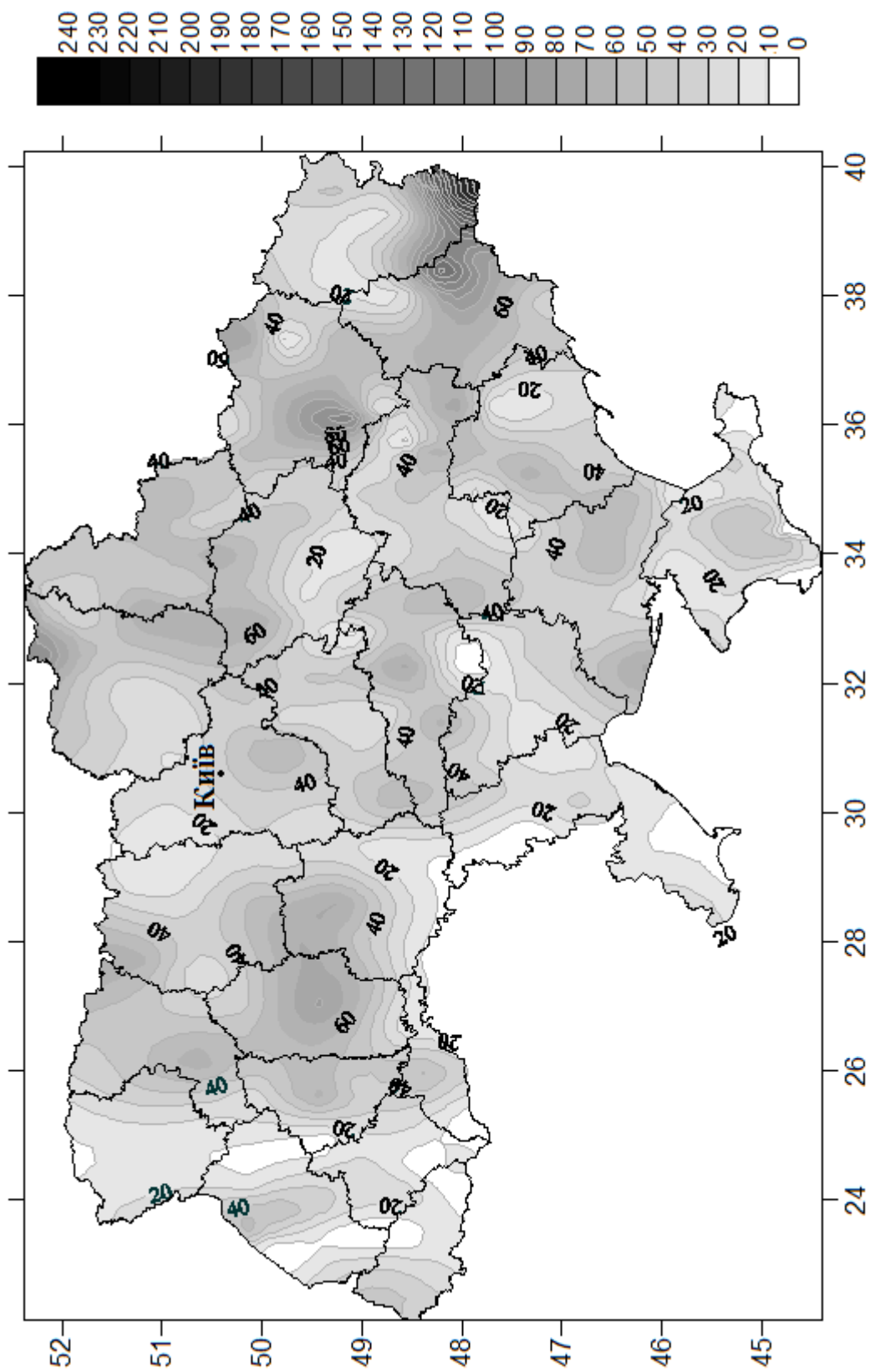


Рисунок 3.5 – Кількість випадків ожеледі за період з 2002 по 2009 рр.

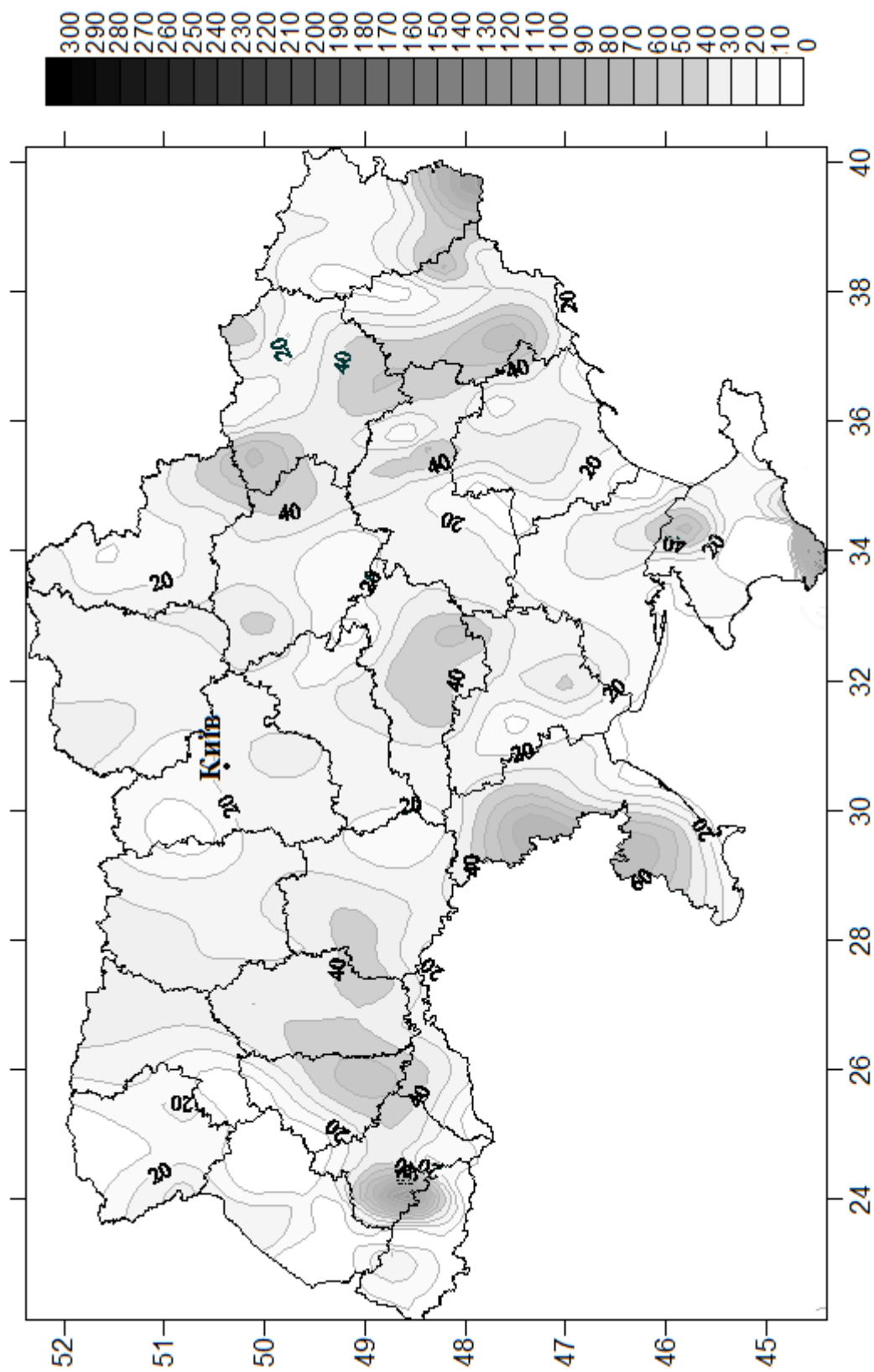


Рисунок 3.6 – Кількість випадків зернистої паморози за період з 2002 по 2009 рр.

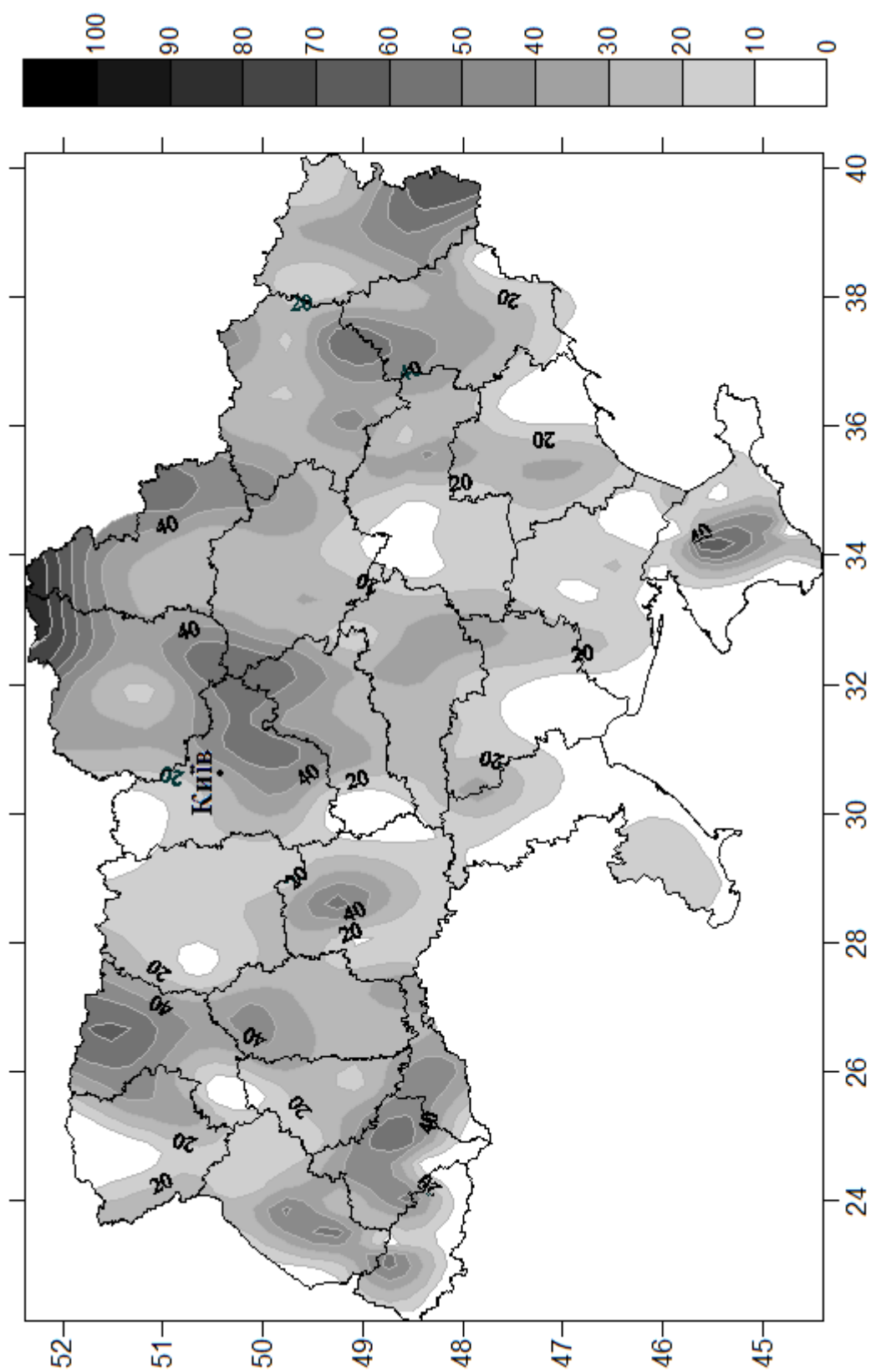


Рисунок 3.7 – Кількість випадків кристалічної паморози за період з 2002 по 2009 рр.

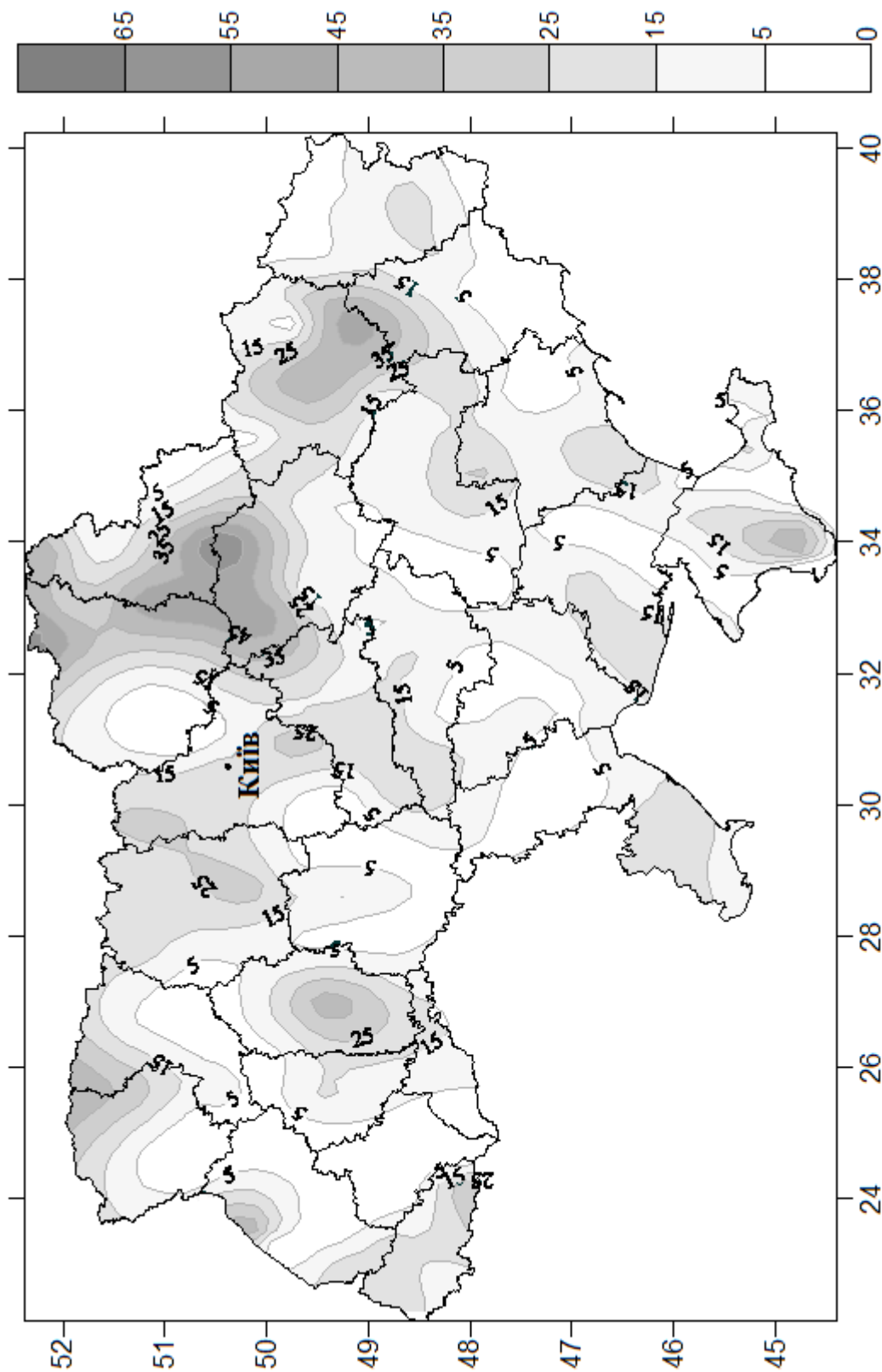


Рисунок 3.8 – Кількість випадків мокрого снігу за період з 2002 по 2009 рр.

На Полтавській рівнині й Придніпровській низовині спостерігається найбільша кількість випадків: 55–65, що відповідає 7–8 випадкам на рік.

На Кримському півострові найбільша кількість випадків має місце на ст. Сімферополь, розташований в улоговині між двома пасмами передгір'я Кримських гір, і ст. Поштове. У Кримських горах досить рідко спостерігається мокрий сніг, що також може бути пов'язане з високими швидкостями вітру (у районі Ай-Петрі середнє число днів з вітром понад 15 м/с становить 70 днів, максимальне – близько 100 днів, в районі Карабі-яйли середнє число перевищує 100 днів, а в окремі роки сильний вітер тут може відмічатися до 200 днів за рік). Кристалічна паморозь утворюється під час туману внаслідок сублімації водяної пари, складається з кристалів льоду, які нарощуються на навітряному боці за слабого вітру. Вона виникає у центральній частині антициклону з високою вологістю повітря, нижче шару інверсії або у його відрогах і супроводжується низькою температурою і слабким вітром. Однією з причин, що сприяє утворенню внутрішньо масової кристалічної паморозі протягом найближчої доби, є послаблення вітру у денні години, що призводить до зменшення турбулентного обміну і спричинює радіаційне вихолодження мас повітря.

Кристалічна паморозь відмічається на всій території, але розподіл її нерівномірний. Утворення кристалічної паморозі залежить не тільки від циркуляційних і фізико-географічних умов, але і від властивостей предметів, на які сублімується водяна пара. Найчастіше кристалічна паморозь спостерігається у північних частинах рівнинних територій та у низовинах, де складаються більш сприятливі для утворення кристалічної паморозі умови: слабкий вітер і низькі від'ємні температури [12].

Повторюваність ожеледно-паморозевих явищ і налипань снігу з року в рік зазнає значних коливань (рис. 3.9). В період, що розглядається, спостерігається тенденція до зменшення кількості випадків атмосферного обledenіння всіх типів, окрім мокрого снігу, для якого визначено додатний тренд.

Отримані результати можна пояснити загальним підвищенням температури повітря на території України та ослабленням швидкості вітру: мокрий сніг спостерігається при слабких додатних температурах і невеликих швидкостях вітру, і тому тенденція зміни температури в зимовий період до більш високих значень та зменшення швидкості вітру, спричиняє зростання кількості випадків мокрого снігу, в той час, як ці ж фактори призводять до зменшення кількості випадків інших типів атмосферного обledenіння.

Якщо порівнювати отримані результати з результатами за попередні роки, то можна зробити висновок, що зберігається загальна тенденція в зміні кількості випадків атмосферного обledenіння над територією України. Число днів із ожеледдю за період 1950–2000 рр. на переважній частині території до 1970 р. було вищим за середнє значення, а потім спостерігалася тенденція до зменшення, особливо це простежується за десятиріччя 1990–2000 рр. [12].

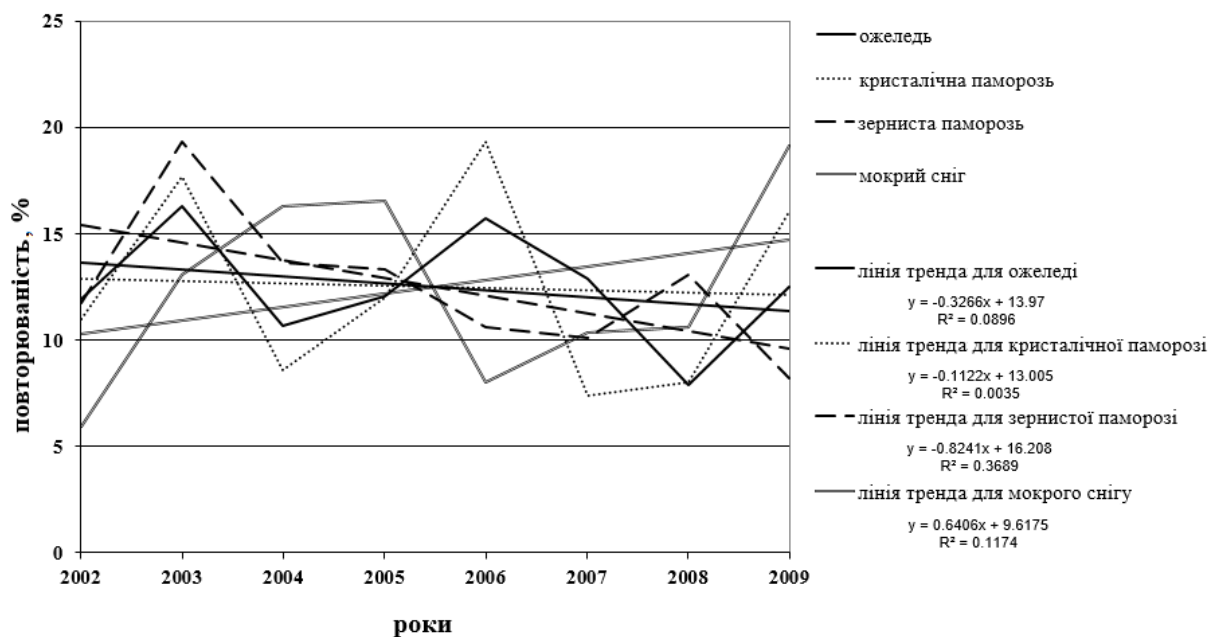


Рисунок 3.9 – Повторюваність (%) ожеледно–паморозевих і снігових відкладень в залежності від року.

Частота появи атмосферного обледеніння є найвищою в найхолодніший час доби – години перед місцевим сходом сонця – для всіх типів відкладень атмосферного льоду, окрім кристалічної паморозі (рис. 3.10).

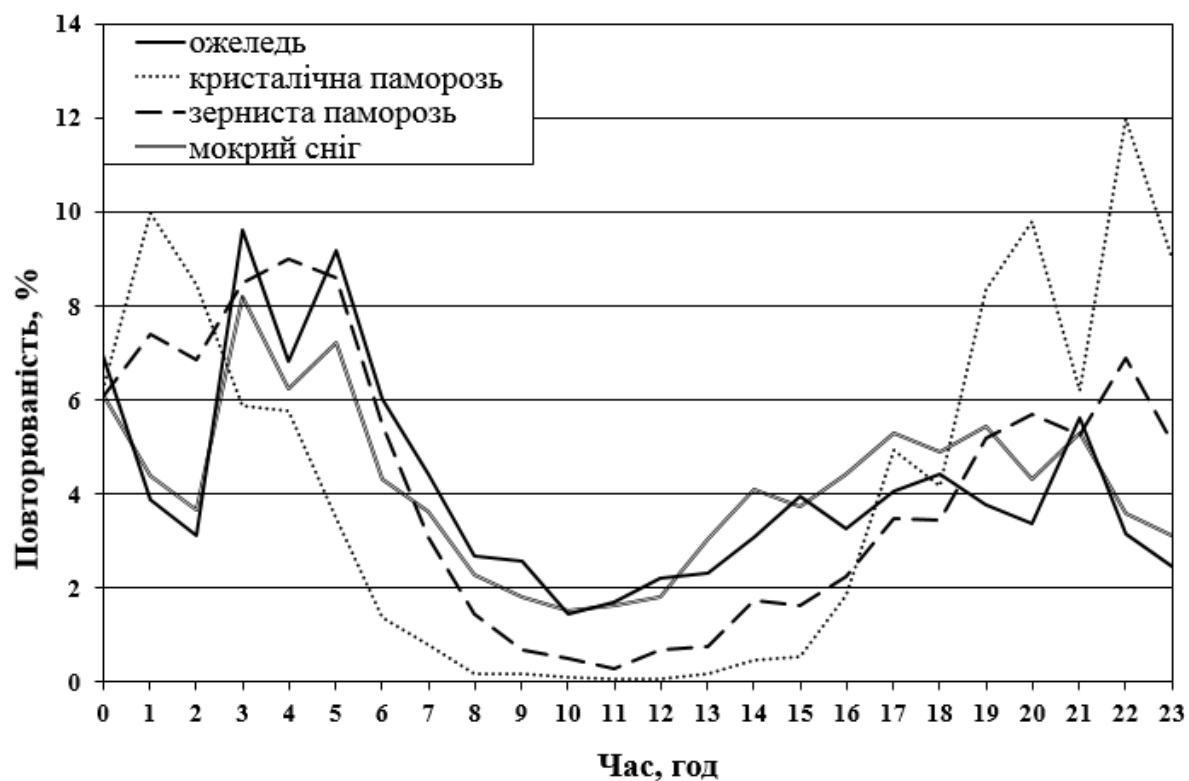


Рисунок 3.10 – Повторюваність (%) ожеледно–паморозевих і снігових відкладень в залежності від часу доби.

Для цього типу найвища повторюваність реєструється після місцевого заходу сонця. Незабаром після сходу сонця повторюваність для всіх типів атмосферного обледеніння різко падає і сягає свого абсолютного добового мінімуму ополудні. Після місцевого заходу сонця повторюваність всіх типів атмосферного обледеніння починає несуттєво зростати. Ожеледь і мокрий сніг мають локальний мінімум впродовж перших годин ночі, в той час як кристалічна паморозь саме в цей час має локальний максимум.

Важливою характеристикою ожеледно–паморозевих явищ і снігових відкладень є їх тривалість, оскільки товщина відкладень льоду або снігу великою мірою залежить не від інтенсивності ожеледі, паморозі та снігу, а від їх тривалості (рис. 3.11).

Максимальна тривалість атмосферного обледеніння коливається від 18 (мокрый сніг) до 130 годин (для зернистої паморозі). Найбільша тривалість атмосферного обледеніння відзначалось для Донецької височини. В більшості випадків тривалість ожеледі (76,0 % всіх випадків ожеледі) і мокрого снігу (84,7 % всіх випадків мокрого снігу) не перевищує 5 год. Більшість випадків зернистої (80,3 % всіх випадків) та кристалічної (84,0 % всіх випадків) паморозі триває не більше 10 годин.

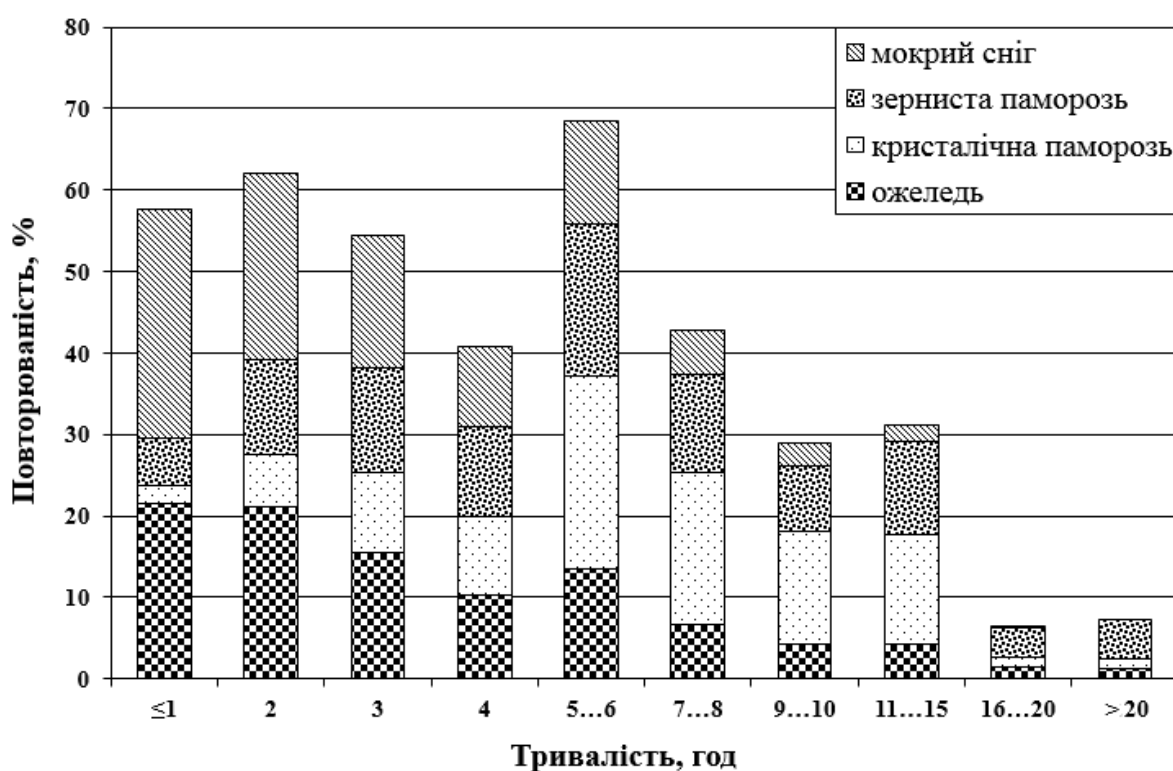


Рисунок 3.11 – Розподіл повторюваності тривалості для видів атмосферного обледеніння

Відкладення атмосферного обледеніння, що утворились, зберігаються на предметах тривалий час. За розглядуваний період максимальна тривалість зберігання ожеледі сягала 255 годин (ст. Маріуполь), зернистої

паморозі – 220 годин (ст. Хмельницький), кристалічної паморозі – 129 годин (ст. Івано-Франківськ) та мокрого снігу – 29 годин (ст. Конотоп).

З аналізу тривалості наростання і зберігання льодяних відкладень можна бачити, що в поодиноких випадках ожеледно–паморозеві та снігові відкладення можуть створювати великі навантаження на поверхні, відкриті для впливу атмосферного повітря. Оскільки на усіх станціях України спостерігаються випадки, в яких тривалість обледеніння сягала 40, 50 годин, а за такої тривалості, навіть при невеликій інтенсивності наростання льоду або снігу, можливі випадки, що призводять до суттєвих збитків. Повторюваність таких стихійних ожеледі, паморозі та налипань мокрого снігу становить 1-2 випадки на 10 років.

В представлений роботі було також проаналізовано дані щодо маси відкладень атмосферного льоду (рис. 3.12).

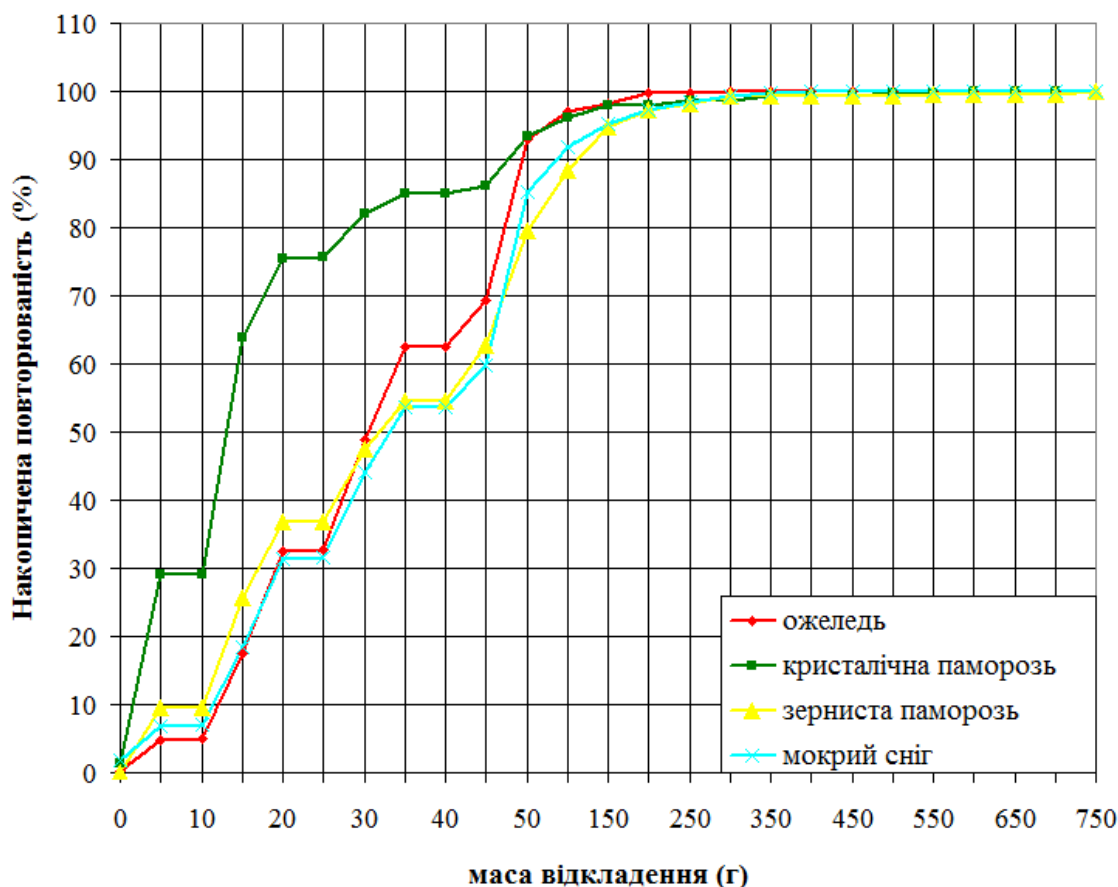


Рисунок 3.12 – Накопичені повторюваності різних типів атмосферного обледеніння в залежності від маси відкладення

В 90 % всіх випадків атмосферного обледеніння маса осадженого льоду не перевищує 50 г. Максимальну масу осадженого льоду було зареєстровано на ст. Плай (Українські Карпати) для всіх типів атмосферного обледеніння, окрім налипання мокрого снігу. Для ожеледі максимум сягав

312 г, для зернистої паморозі 840 г. Налипання мокрого снігу максимальної ваги (408 г) мало місце на ст. Коломак, розташований в Харківській області. Слід зауважити, що відкладення зернистої паморозі та мокрого снігу сягають набагато більших розмірів, ніж відкладення ожеледі. Для зернистої паморозі це можна пояснити тривалістю наростання, а для мокрого снігу – інтенсивністю опадів. В 9 % всіх випадків атмосферного обледеніння маса льоду коливалась від 50 до 250 г і тільки в 1 % випадків (приблизно 185 випадків) маса льоду перевищувала 250 г.

3.3 Розподіл повторюваності температури і вітру при ожеледно-паморозевих і снігових відкладеннях в Україні

Однією з найважливіших характеристик при ожеледно-паморозевих явищах та налипаннях снігу є температура повітря біля поверхні землі, оскільки саме ця метеорологічна величина визначає характер явищ, а таким чином і їх небезпечність. В даній роботі проаналізовано і температуру повітря на момент початку явища і на момент досягнення відкладенням максимальної товщини.

Аналіз виявив, що ожеледь на всіх станціях спостерігається при температурах не нижчих за -12.0°C (рис. 3.13), що відповідає результатам, отриманим у роботах [35–38,98] за замерзаючими опадами (тобто опадами, які утворюють ожеледь).

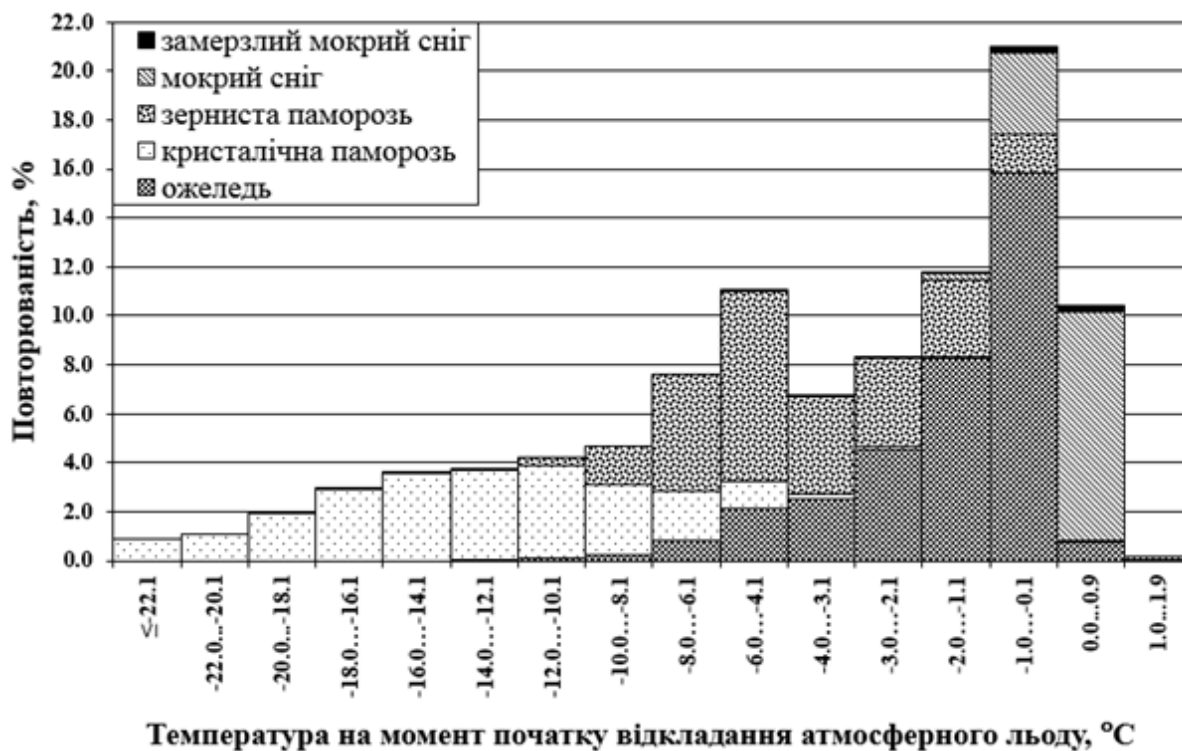


Рисунок 3.13 – Розподіл повторюваності температури повітря на початку ожеледно-паморозевих явищ та налипаннях мокрого снігу

Найбільша кількість випадків ожеледі (88,6%) припадає на інтервал від -4 до 0°C , з яких 50,8 % випадків пов'язана з незначними від'ємними температурами ($-1...0^{\circ}\text{C}$). Зерниста паморозь найчастіше спостерігається при нижчих температурах: в інтервалі від -8 до -3°C – 61,6 %, з яких 46,9% припадає на інтервал $-6...-4$. Кристалічна паморозь спостерігається найчастіше при значних від'ємних температурах, ніж інші ожеледно–паморозеві явища, але не має певного вузького переважного інтервалу температур. 69,5% усіх випадків кристалічної паморозі спостерігаються в інтервалі від -18 до -8°C .

Снігові налипання, зазвичай спостерігаються у дуже вузькому інтервалі температур $-1.0...0.9^{\circ}\text{C}$. На цей інтервал припадає 96,4 % від усіх випадків мокрого снігу, проте суттєва більшість (73,8%) з цих випадків відповідає додатним температурам. Зазвичай для мокрого снігу метеорологічні параметри змінюються в дуже невеликих межах [80]. Таким саме температурам відповідають і відкладення замерзлого мокрого снігу. Для замерзлого мокрого снігу є характерним інтервал $-1.0...0.9^{\circ}\text{C}$ (96,5 %), проте, хоч і з невеликою різницею, більшість випадків (51,8 %) припадає на від'ємні температури.

Розподіл температури повітря при досягненні ожеледно–паморозевими та сніговими відкладеннями максимальних розмірів змінюється в тих самих межах, що і температура повітря на початку цих явищ (рис. 3.14).

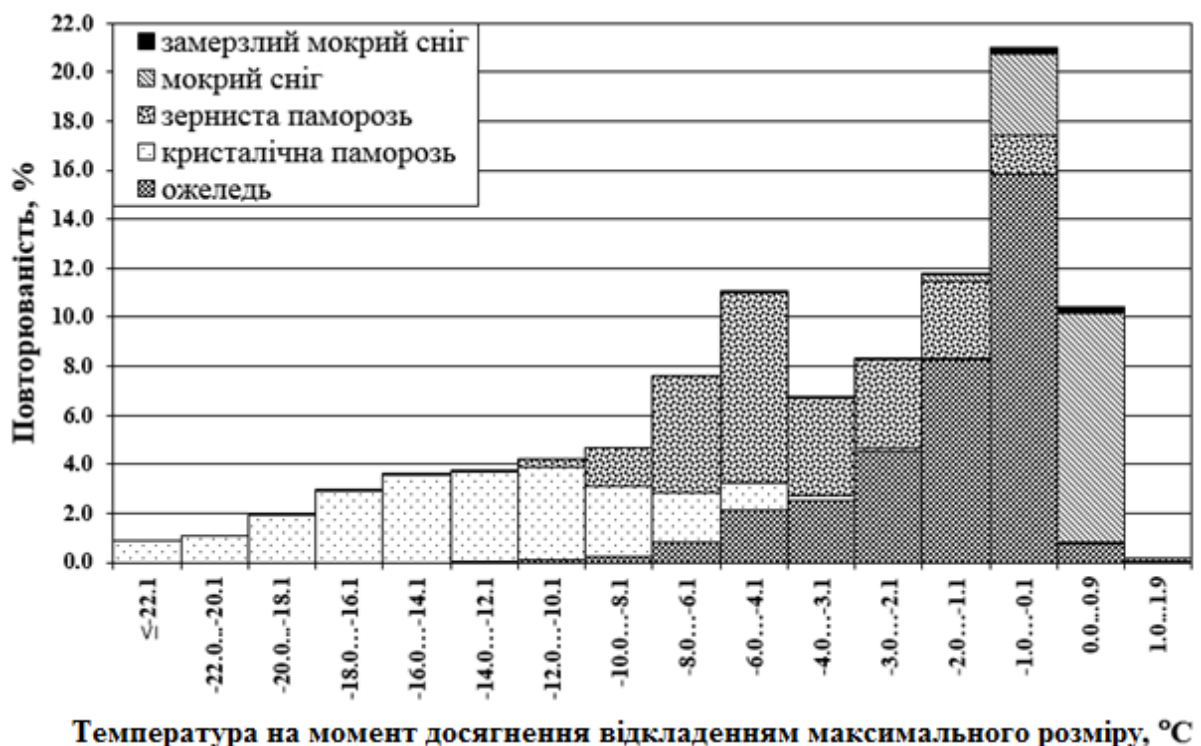
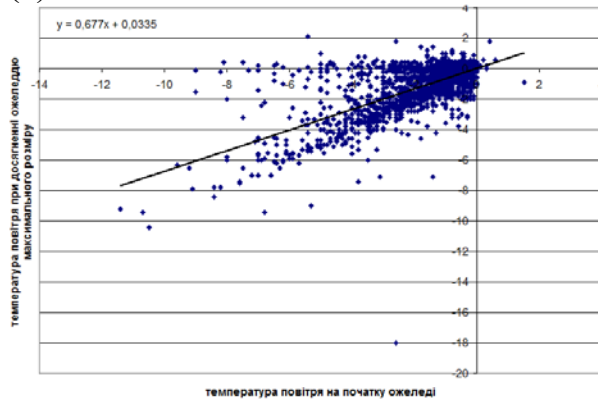


Рисунок 3.14 – Розподіл повторюваності температури повітря при досягненні ожеледно–паморозевими та сніговими налипами максимальних розмірів.

Найчастіше температура під час наростання явища збільшується або залишається на одному й тому ж рівні.

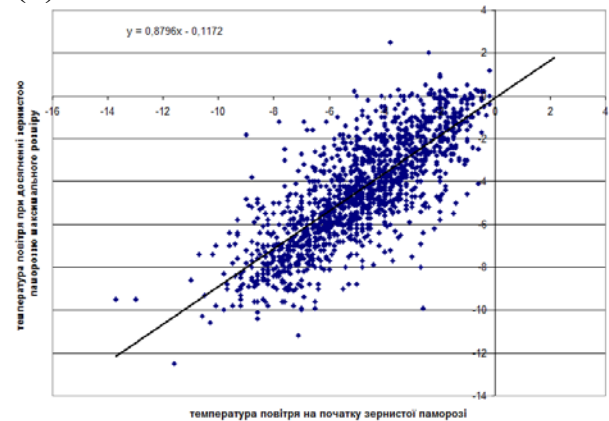
Кількісні характеристики, а саме, коефіцієнти кореляції та рівняння регресії для температури на початку атмосферного обледеніння і температури при досягненні відкладеннями атмосферного льоду максимуму на підтвердження якісного висновку наведено на рис. 3.15.

(а)



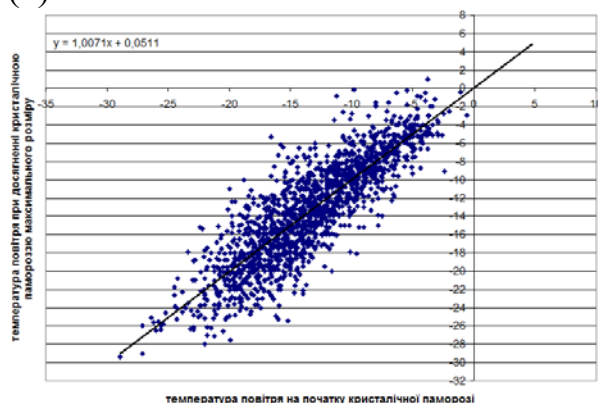
рівняння регресії $y = 0,677x + 0,0335$
коефіцієнт кореляції 0,6944

(б)



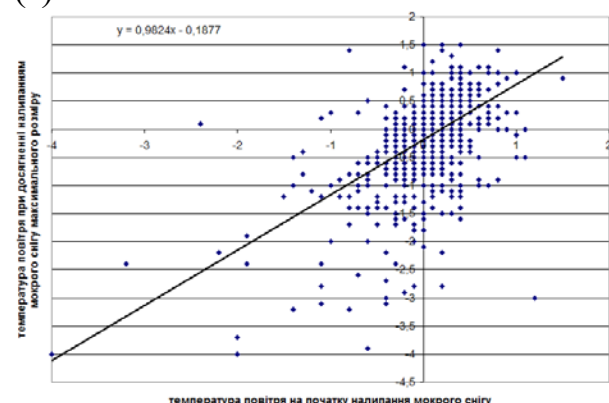
рівняння регресії $y = 0,8796x - 0,1172$
коефіцієнт кореляції 0,7798

(в)



рівняння регресії $y = 1,0071x + 0,0511$
коефіцієнт кореляції 0,8600

(г)



рівняння регресії $y = 0,9824x - 0,1877$
коефіцієнт кореляції 0,5630

Рисунок 3.15 – Атмосферне обледеніння ((а) – ожеледь, (б) – зерниста паморозь, (в) – кристалічна паморозь, (г) – мокрий сніг) як функція температури повітря на початку відкладення та при досягненні відкладеннями максимального розміру

З представлених результатів видно, що існує сильна кореляція між температурою на початку та в кінці ожеледно-паморозевих явищ, що дає підстави зробити висновок про незмінність температури протягом стадії наростання. Проте такий висновок не можна зробити для налипань мокрого

снігу: існує великий розкид, що свідчить про те, що температура протягом налипання різко змінюється (в середньому на $1-2^{\circ}\text{C}$), причому з однаковою ймовірністю вона може як зрости, так і зменшитись.

Як вже було зазначено вище, тип ожеледно-паморозевих і снігових відкладень залежить від такої пари метеорологічних характеристик як температура та швидкість вітру. В даній роботі було побудовано графіки, на яких тип відкладення було представлено як функцію температури повітря та швидкості вітру, для областей Центральної України.

Нижче представлено ці графіки (рис. 3.16–3.18) для чотирьох типів відкладень, замерзлий мокрий сніг було виключено з аналізу через невелику кількість випадків. Оскільки температура впродовж відкладення атмосферного льоду суттєво не змінюється, то наведено розрахунки та графіки для початку атмосферного обледеніння.

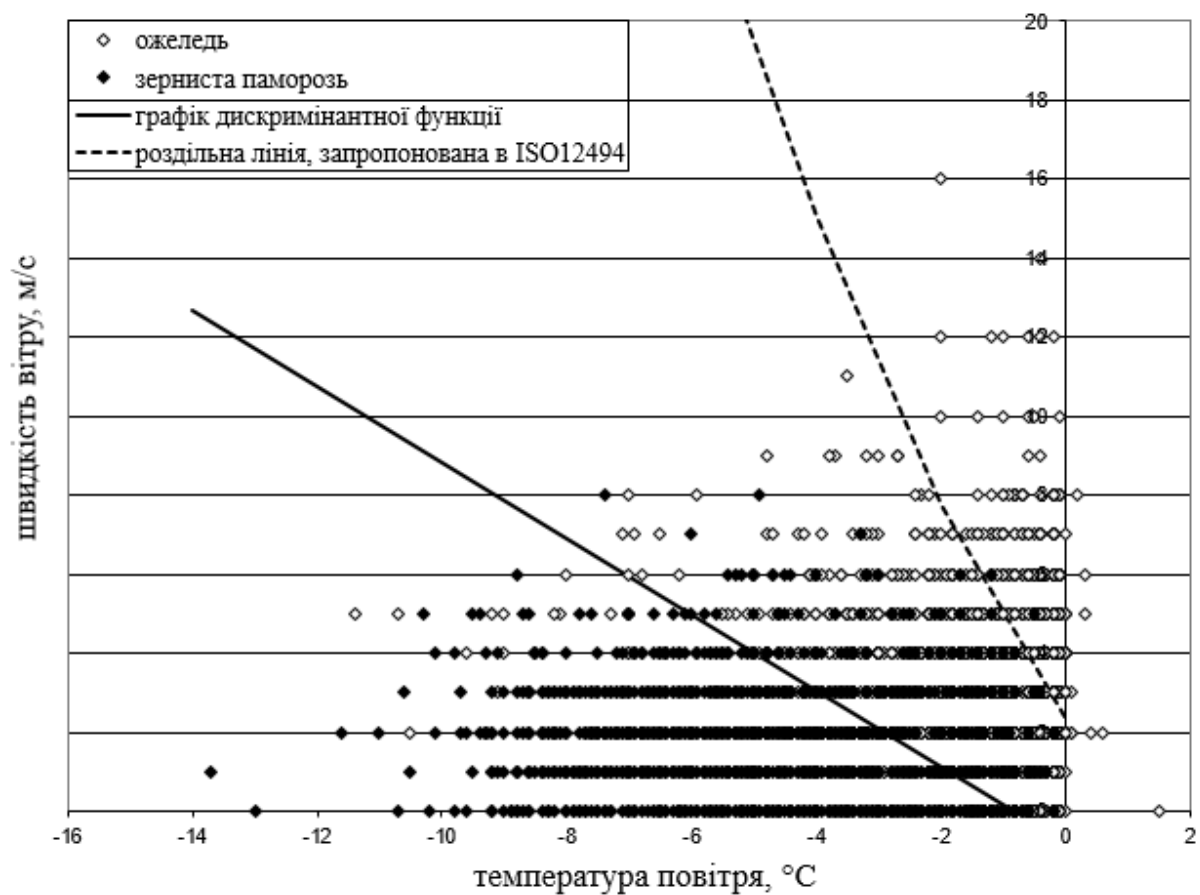


Рисунок 3.16 – Відкладення ожеледі та зернистої паморозі на початку явища як функція температури та швидкості вітру.

На кожному з графіків в координатах температура–вітер наведено, окрім випадків атмосферного обледеніння, роздільні лінії для випадків, представлених на графіку. Роздільні лінії, отримано за допомогою методики множинної лінійної регресії (графік дискримінантної функції), для

порівняння на графіках також показано роздільні лінії, запропоновані в роботі 'COST 727: Atmospheric Icing on Structures Measurements and data collection on icing: State of the Art' (ISO12494) і які було визначено для території Європи для ожеледі та зернистої паморозі і кристалічної та зернистої паморозі.

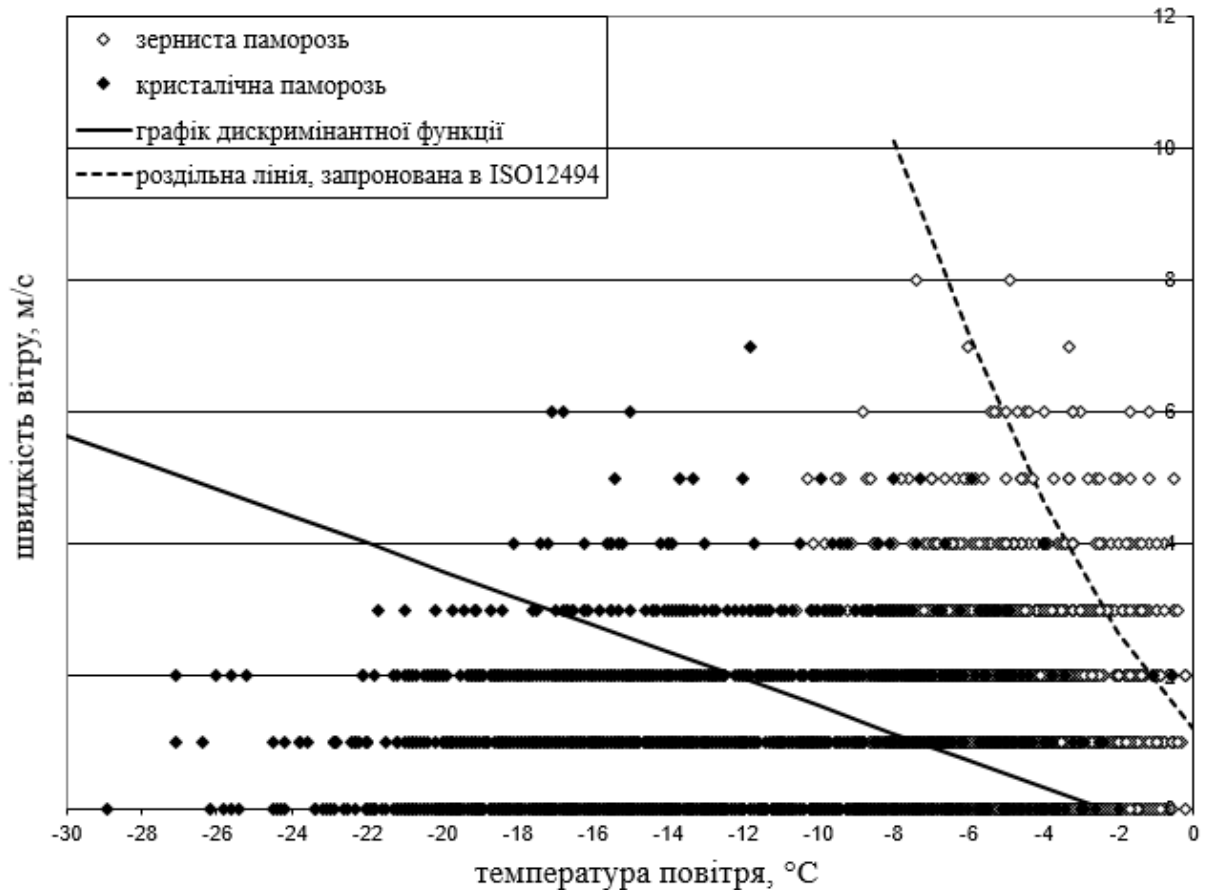


Рисунок 3.17 – Відкладення кристалічної та зернистої паморозі на початку явища як функція температури і швидкості вітру

З рис. 3.16, 3.17 можна бачити, що для ожеледі і зернистої паморозі (рис. 3.16), а також для зернистої і кристалічної паморозі (рис. 3.17), мають місце області, в яких з практично рівною ймовірністю можуть спостерігатись обидва явища. Ці області з обох боків окреслено роздільними лініями. Можна бачити, що роздільні лінії, запропоновані для території Європи в роботі [80] добре відділяють область зернистої паморозі від ожеледі та область зернистої від кристалічної паморозі, а роздільні лінії, запропоновані автором, – область ожеледі від зернистої паморозі та область зернистої від кристалічної паморозі.

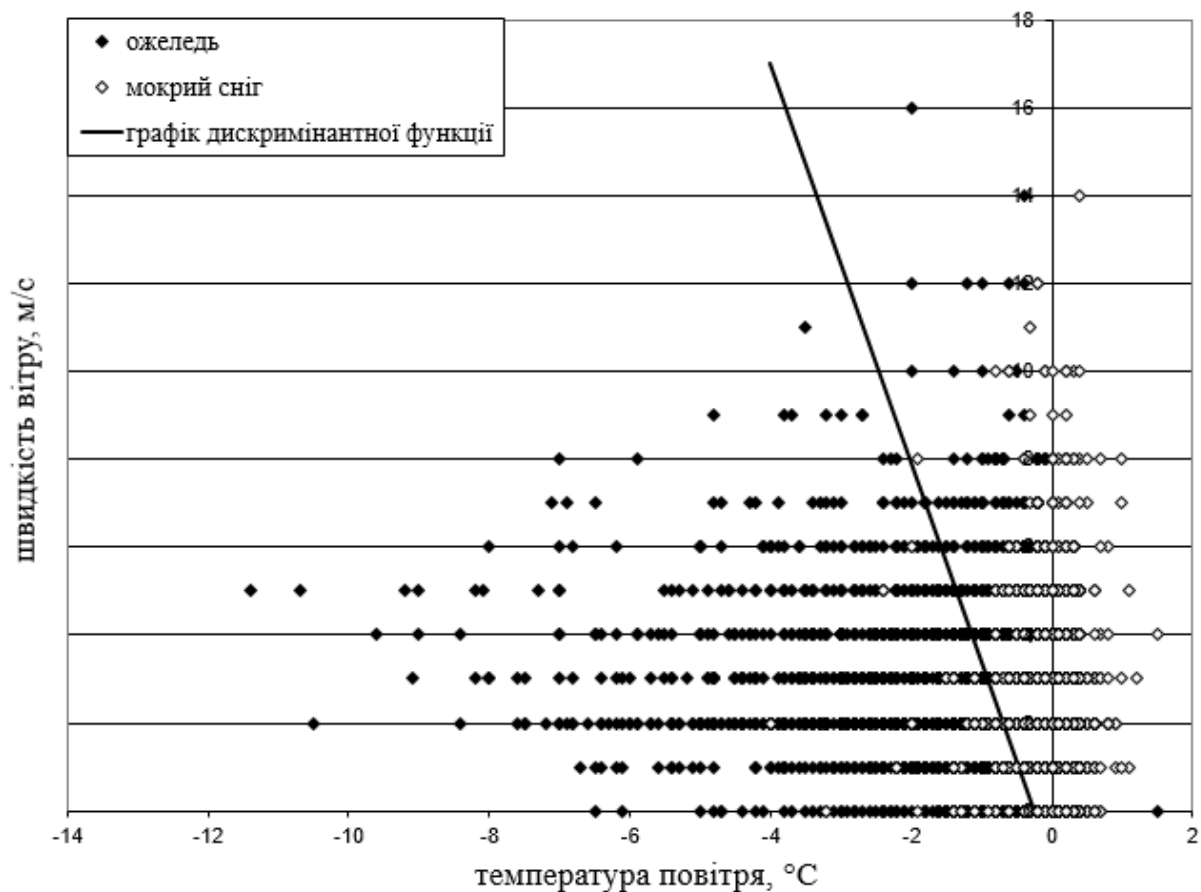


Рисунок 3.18 – Відкладення ожеледі та мокрого снігу на початку явища як функція температури і швидкості вітру

Рівняння дискримінантних функцій для розділення явищ представлено в табл. 3.3. Для використання цих рівнянь в якості прогностичних слід підставити в них відомі значення температури (T) та швидкості вітру (V). Якщо $L > 0$, то у випадку „ожеледь – зерниста паморозь” прогнозується ожеледь, і у випадку „ожеледь – мокрий сніг” – мокрий сніг та у випадку „зерниста – кристалічна паморозь” – зерниста паморозь, і навпаки.

Таблиця 3.3 – Рівняння дискримінантної функції для розділення різних типів атмосферного обледеніння

Явища, які розділяються	Рівняння дискримінантної функції
Ожеледь – зерниста паморозь	$L = 0,095884V + 0,0926076T + 0,792697$
Ожеледь – мокрий сніг	$L = 0,01528863V + 0,0313542T + 0,0760064$
Зерниста – кристалічна паморозь	$L = -0,0269426V - 0,1223213T - 0,0304925$

Для уточнення прогнозу явища було побудовано таблиці двовимірних ймовірностей для кожного з явищ і проведено їх графічний аналіз. Результати цього дослідження представлено на рис. 3.19.

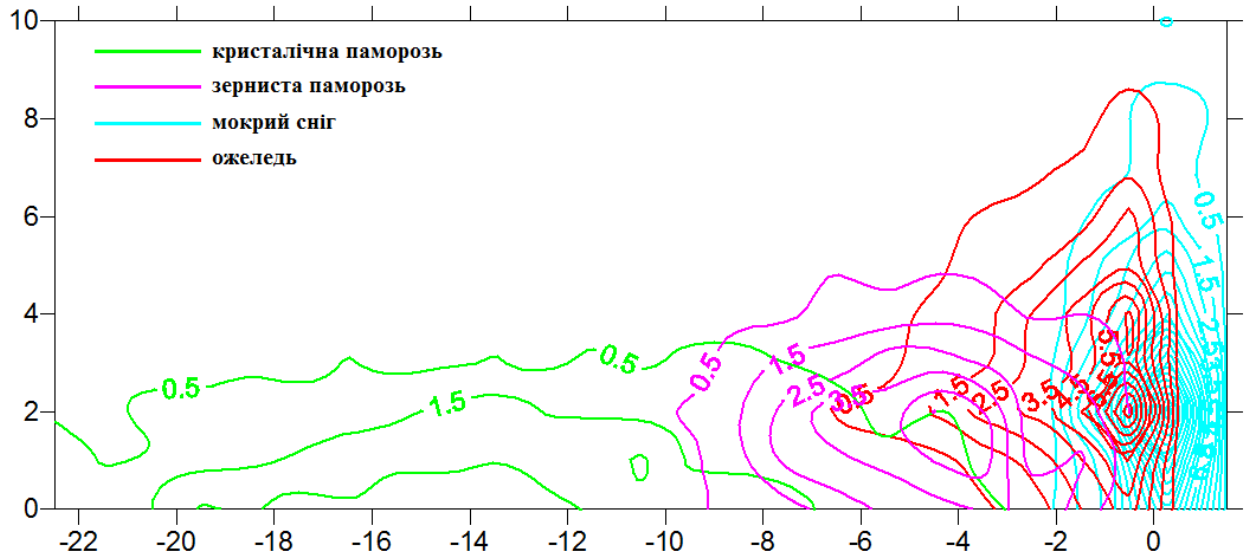


Рисунок 3.19 – Графічне представлення зв’язку між температурою, швидкістю вітру та появою атмосферного обледеніння різних типів. Ізолінії повторюваності проведено через 1 %, зовнішня ізолінія – 0,5 %.

З рис. 3.19 видно, що області з різними явищами перекриваються, проте за допомогою цього графіка, краще можна виділити області найбільшої концентрації випадків різних типів атмосферного обледеніння.

Такі функціональні залежності можна використовувати з прогностичною метою для відокремлення областей „швидкість вітру–температура” для різних типів відкладень.

Аналіз показав, що існує сильна кореляція між частотою появи ожеледно–паморозевих явищ і мокрого снігу та напрямком вітру. В роботі проаналізовано напрямок і швидкість вітру на момент початку явища (рис. 3.20) й на момент досягнення відкладенням максимальної товщини (рис. 3.21).

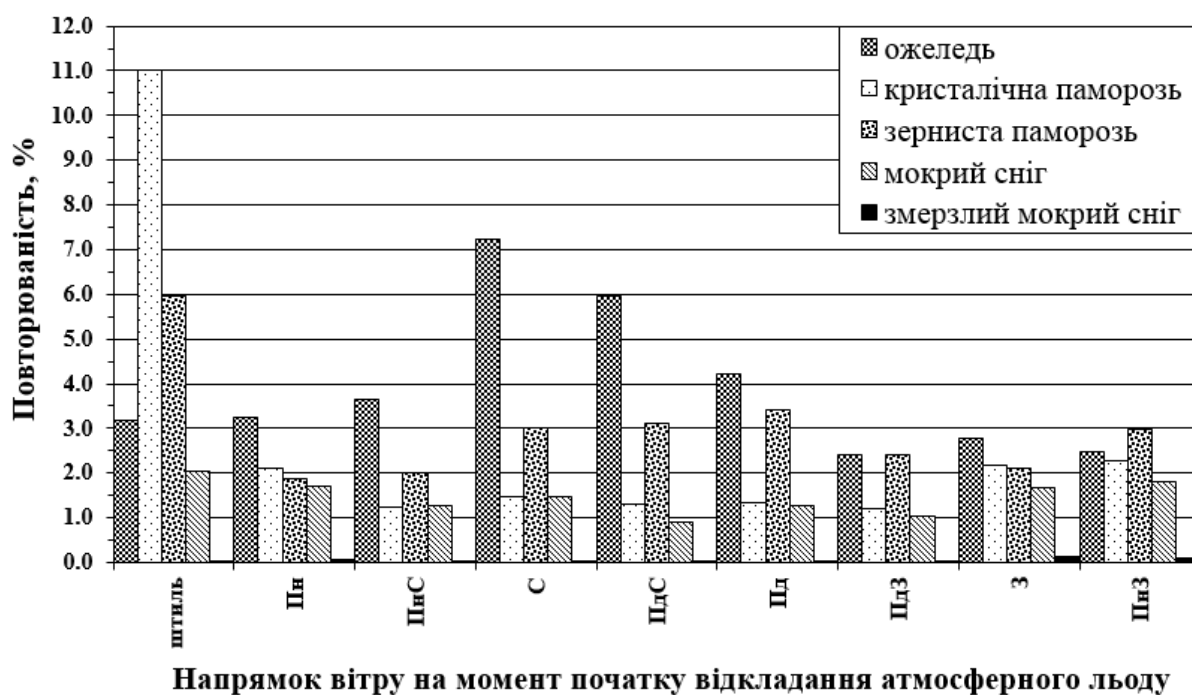


Рисунок 3.20 – Розподіл повторюваності напрямків вітру на момент початку ожеледно-паморозевих явища або налипання

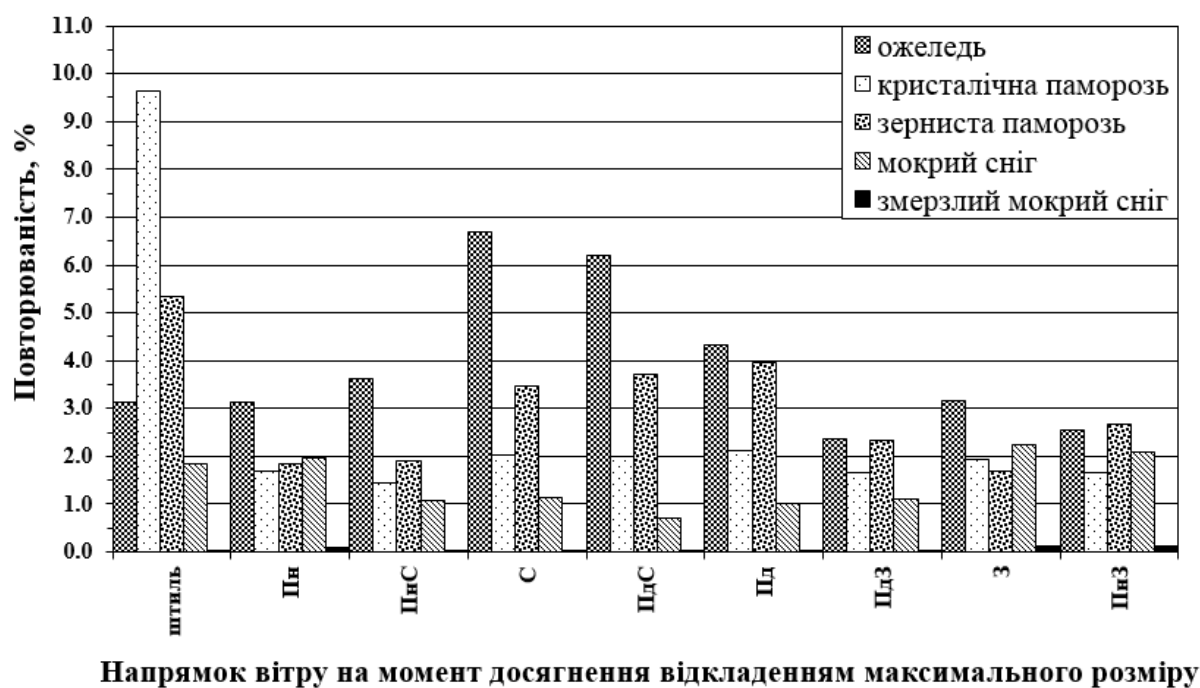


Рисунок 3.21 – Розподіл повторюваності напрямків вітру при досягненні відкладенням максимального розміру

Найбільша кількість випадків ожеледі припадає на східний, південно-східний і південний румби (49,5%), з яких 41,4% відповідає східному румбу. Такий результат вказує на те, що більшість випадків ожеледі має

фронтальний механізм утворення. Також можна вважати, що всі 49,5% пов'язані з проходженням теплового фронту. З рисунку 3.19 також можна бачити, що досить часто ожеледь спостерігається під час штилю (9,0%). Між іншими напрямками вітру випадки з ожеледдю розподілились більш-менш рівномірно.

Значна кількість випадків з кристалічною та зернистою памороззю (45,6 та 22,2% від загальної кількості кожного з явищ) реєструються при штилі. Це досить очікуваний результат, оскільки ці гідрометеори найчастіше пов'язані зі слабкими швидкостями вітру, що підтверджує внутрішньомасовий механізм їх утворення.

Зерниста паморозь також досить часто спостерігається при тих самих напрямках вітру, що і ожеледь, східний, південно-східний і південний (35,4%). Для кристалічної паморози не простежується тісного зв'язку між її появою та певним напрямом вітру.

Всі випадки мокрого снігу розподілились рівномірно (приблизно 10% від загальної кількості випадків мокрого снігу) між усіма напрямками вітру і його відсутністю, можна виділити тільки північно-західний і північний напрями вітру, на які припадає більшість усіх випадків мокрого снігу (26,5 %), що може зумовлюватись проходженням холодного фронту.

При досягненні відкладеннями максимальних розмірів розподіл напрямків вітру практично не змінюється, тобто з цього можна зробити висновок, що впродовж усього періоду наростання напрямків вітру залишається незмінним.

Напрямок вітру суттєво залежить від фізико-географічних умов і посередньо може вказувати на характер синоптичних процесів, тому має сенс проаналізувати напрям вітру для різних регіонів України (рис. 3.21). Оскільки, як вже було вказано, в цілому практично не змінюється напрям вітру впродовж процесу атмосферного обледеніння, то далі розглядається повторюваність напрямів вітру лише на початку атмосферного обледеніння.

В південній частині України та Криму вітер біля поверхні землі під час ожеледі характеризується високою повторюваністю північного, північно-східного і східного напрямів, перші два напрями вітру спостерігаються або за холодним фронтом, або в східній частині антициклону, коли має місце інтенсивна адвекція холоду, а отже ймовірніше реалізується механізм „все холодне”. В центральній та східній частинах України переважають східний, південно-східний і південний напрями при відкладанні ожеледі, що може спричинятись інтенсивною циклонічною діяльністю в цих регіонах в зимовий період. Оскільки такі напрями вітру вказують на класичний механізм утворення ожеледі, який реалізується саме на теплих фронтах. В західній частині України повторюваність південно-східних і північно-західних напрямів вітру при ожеледі є однаковою, це можна пояснити тим, що атмосферне обледеніння в цьому регіоні формується під впливом різних циркуляційних умов, порівняно з іншими регіонами, де ці умови більш

усталені. Розподіл повторюваності зернистої паморозі має той самий характер, що і ожеледі, за винятком Криму, де північно-західний напрямок вітру має надзвичайно високу повторюваність, що зумовлено високою повторюваністю цього напрямку вітру взимку в південному Криму, де найчастіше і спостерігається зерниста паморозь.

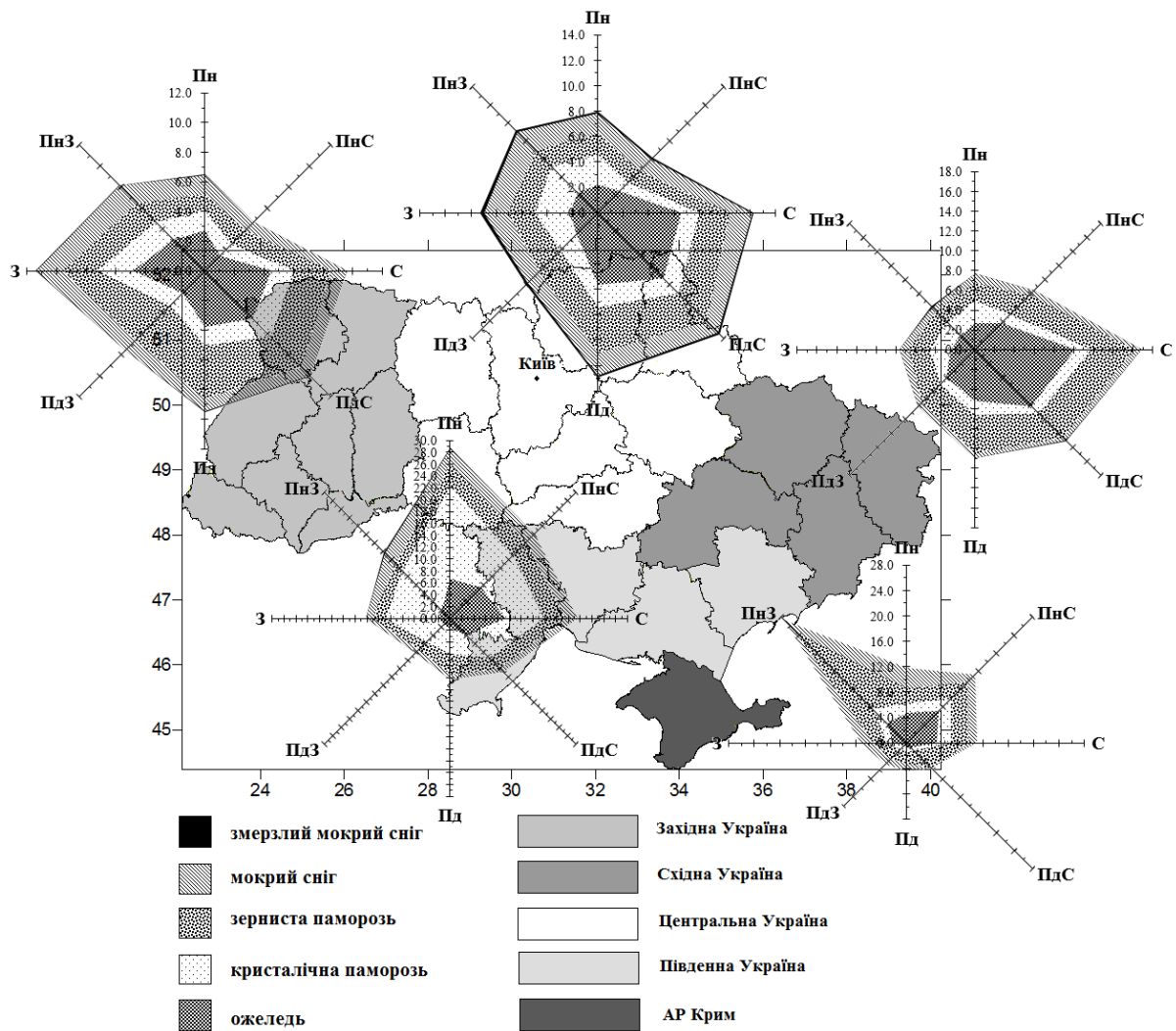


Рисунок 3.22 – Розподіл повторюваностей напрямів вітру на початку атмосферного обледеніння в різних регіонах України

Для кристалічної паморозі та мокрого снігу всі випадки розподілились практично рівномірно між усіма напрямками вітру.

3.4 Кількісний аналіз умов утворення сильної ожеледі на території України в листопаді 2000 р.

Розглянемо особливості утворення замерзаючих опадів на прикладі особливо сильної ожеледі, що спостерігалася на території України і Молдови 25–30 листопада 2000 р. Ожеледний період характеризувався значним ожеледоутворенням, що відрізнявся як інтенсивністю відкладень (товщина льоду сягала 197 мм – за середніми багаторічними даними такі відкладення спостерігаються лише в 33% випадків[12,25,26]), так і “охопленням” території небезпечним явищем (від стихії постраждали Молдова і 7 областей України: Одеська, Миколаївська, Херсонська, Вінницька, Хмельницька і Черкаська). Звичайно стихія охоплює 1–3 області і лише в 20% випадків ожеледнебезпечна ситуація виникає одночасно в чотирьох областях і більше. Тривалість наростання ожеледі коливалася в середньому від трьох до чотирьох діб, що спостерігається на Україні і в Молдові укр. рідко, – лише в 9 % випадків [25].

Інтенсивні відкладення льоду супроводжувалися значними аваріями: тільки в Одеській області було виведено з ладу 14 трансформаторних підстанцій, повалило близько 140 тисяч опор ліній електропередач, зруйновано 46% телефонної мережі. Найбільше постраждали Ананьєвській і Котовській райони, де було зірвано 90% дротів. Внаслідок аварій, що відбулися, було знеструмлено 489 населених пунктів; в катастрофічному стані опинилася одеська залізниця, на магістралях якої рух було фактично паралізовано. Лише на ділянці між Котовським та Вапняркою на декілька діб застрягло не менше двох десятків пасажирських потягів.

Колосального збитку було завдано сільському і лісовому господарству: на території, охопленої ожеледдю, було знищено близько 80% лісів (уцілили тільки молоді насадження), загинуло 10 тис. га виноградників, покалічено 3 тис. га садів.

Утворення ожеледі почалося вночі 25/XI на півночі Одеської області, поступово охоплюючи і інші території: до кінця 26/XI ожеледоутворення було зареєстровано в Молдові і 7 областях України. Наростання льоду на окремих станціях Молдови, Одеської і Миколаївської областей продовжувалося аж до 30/XI. Відкладення ожеледі проходило переважно при східному напрямі вітру і при температурах біля поверхні землі від -1 до -4°C . Найбільшу товщину льоду була зафіксовано на ст. Затишшя (північ Одеської області) – 197 мм. В Одеській області відкладення льоду супроводжувалося катастрофічними опадами: на півночі Одеської області 27/XI опади сягали значень 14–18 мм/12 год., на півдні – 35 мм/12 год; тоді як в інших областях України опади коливалися в межах 3–10 мм/12 год.

3.4.1. Огляд синоптичної ситуації над І природним синоптичним районом в період 24–29.XI.2000 р.

Синоптична ситуація в чотириденний період, що передував початку ожеледоутворення, характеризувалася інтенсивним циклогенезом на захід від Скандинавського півострова і розвитком холодного континентального антициклону біля поверхні землі над центральною частиною Східно–Європейської рівнини. Верхні течії над І природним синоптичним районом (п.с.р.) в цей час були переважно зональними.

23/XI континентальний антициклон сильно розвинувся і стаціонував, одночасно з цим основні течії над Європою і Європейською частиною СНД (ЄЧС) набувають яскраво вираженої меридіональності: великий теплий баричний гребінь з антициклоном розповсюдився далеко за полярне коло, а холодна улоговина на схід від гребеня набрала форми у вигляді Ω .

Ситуація, яка встановилася 23/XI над І п.с.р., типова при розвитку циклонів і антициклонів відсікання у верхній тропосфері і встановлення процесу «блокування» біля поверхні землі [19, 20].

24/XI меридіонально орієнтовані течії над Східно–Європейською рівниною розпадаються на окремі вихори: в більш високих широтах утворився антициклон відсікання, а в нижчих – циклон відсікання. В нашому випадку, який є найпоширенішим [20], антициклон відсікання є теплим висотним антициклоном, розташованим над холодним континентальним антициклоном нижніх рівнів. Після 24/XI антициклон відсікання, який відтіснявся улоговиною з північного сходу, поволі рухався до південного заходу і об'єднався з більш південним баричним гребенем. Однак це не вплинуло на його інтенсивність, і антициклон домінував у великомасштабній синоптичній ситуації над Східно–Європейською рівниною впродовж всього періоду ожеледоутворення.

Циклон, розташований на захід від Скандинавського півострова, існував вже тривалий час, і 24/XI його замкнутий центр вгорі злився з напівперманентною областю низького тиску над полярними областями, внаслідок чого створилися сприятливі умови для динамічного циклогенезу і адвекції холодного повітря ($A_T = -90 \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$) в тил циклону. За рахунок всіх цих чинників 25/XI циклон регенерує і продовжує домінувати в північно-східній частині Атлантичного океану весь розглядуваний період, порушуючи західний перенос. Таким чином, цей циклон можна віднести до блокуючих або центральних циклонів [5].

24/XI після встановлення антициклону над ЄЧС атлантичний циклон утворює холодну улоговину, що глибоко проникає на південь, уздовж якої розташована система малорухомих фронтів з яскраво вираженою меридіональною орієнтацією. Оскільки уздовж периферії улоговини відбувається інтенсивна адвекція холодного повітря в субтропічні і

південніші широти, де розташовується уздовж північного побережжя Середземного моря холодний фронт з хвилями, то це створює у край сприятливі умови для формування південних циклонів [20, 27].

В період з 25 по 30 листопада 2000г. в улоговині атлантичного циклону сформувалося два південні циклони.

Перший такий циклон зародився в улоговині вже 24/XI біля південного краю Альп, над Лігурійським морем. Це так званий Генуезький циклон [27]. Циклон, що утворився, змістився через Генуезьку затоку на північ Італії і далі до західного побережжя Балканського півострова, де протягом 25/XI заповнився. Термічний чинник сприяв заповненню циклону: в середній тропосфері адвекція тепла ($A_T = 30 \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$) в передній частині перевищувала адвекцію холоду ($A_T = -10 \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$) в тилівій його частині у декілька разів.

Наступний циклон сформувався вже 27/XI на хвилі того ж холодного фронту в південній частині Адріатичного моря. За інтенсивністю цей циклон значно перевершував попередній. Вихід цього циклону супроводжувався значним збільшенням баричних градієнтів в зоні, пов'язаний з антициклоном, а на холодному фронті і фронті оклюзії спостерігалися грози, зливи і шквали. Впродовж всього періоду циклон зміщувався в зональному напрямі через Балканський півострів в східні райони Середземноморського басейну.

3.4.2 Сумісний аналіз розрахованих полів фактичної адвекції температури і вологості, комплексного фронтального параметра і карт зон активної конвекції

За умовами утворення ожеледь, що спостерігалася в Україні 25- 30/XI 2000 р., є фронтальною. Над ЄЧС такого типу ожеледі реалізуються частіше, ніж внутрішньомасові і дають, зазвичай, особливо небезпечні відкладення льоду.

Ожеледоутворення спостерігалася перед теплим фронтом (а наприкінці терміну і перед фронтом оклюзії) при переміщенні на територію України улоговини з північного заходу. Така синоптична ситуація досить рідко реалізується (спостерігається в 16 % випадків). Зазначена фронтальна система є "старою системою" центрального атлантичного циклону, яка внаслідок регенерації циклону була витиснена на його периферію в нижчі широти. Оскільки синоптичні процеси над ЄЧС були блоковані антициклоном, розташованим над Східно-Європейською рівниною, то теплий фронт і фронт оклюзії проходили по периферії антициклону, і протягом всього періоду інтенсивних відкладень льоду 25–27/XI залишалися малорухомими, що сприяло екстремальній тривалості явища.

Обидва фронти є добре вираженими в полях хмарності, опадів, вітру і особливо температури: температурні контрасти на теплому фронті склали $6-11^{\circ}\text{C}$ на 100 км. Таким чином, зону теплового фронту можна віднести до гіпербарокліної зони [30], що підтверджується і при аналізі полів фронтального параметра.

Розраховані поля фронтального параметра показали, що, починаючи з 25/XI разом з початком ожеледоутворення, в центральних і південних областях України в зоні теплового фронту спостерігається безперервне збільшення фронтального параметра від строку до строку. Особливо різко зросли значення параметра F у фронтальній зоні 27/XI (рис. 3.22): його максимум становить 180 (при $F_{\text{порог.}} = 20 \text{ умов.од.}$).

Збільшення барокліності в період з 25 по 27/XI було зумовлено декількома чинниками. На верхній межі ГША в теплий сектор полярного фронту по східній периферії стаціонарного антициклону активно виноситься тепле і вологе повітря. Осередок адвекції тепла і вологи має велику протяжність, і, судячи з траєкторій частинок, повітря має південне походження. На початку періоду це було тепле ($A_T = 5 \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$), проте мало насичене повітря (значення адвекції водяної пари коливаються від 1 до $210^{-5} \text{ гкг}^{-1}\text{c}^{-1}$), але поступово посилюючись, 27/XI значення адвекції вологи і температури досягають максимумів $10 \cdot 10^{-5} \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{c}^{-1}$ і $8 \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{c}^{-1}$ відповідно. При від'ємних температурах біля поверхні землі в південних і західних областях України це сприяло утворенню шарів інверсії, потужність яких досягала 500 м, а перепад температур становив близько $3-40^{\circ}\text{C}$; рідкі опади, проходячи крізь прошарок холодного повітря біля поверхні землі, охолоджувалися і неминуче спричиняли наростання ожеледі.

В центральних областях України і в більш північних районах екстремальне збільшення барокліності, а отже, і фронтального параметра, було зумовлено змиканням теплового (стаціонарного) і холодного фронтів. Холодний фронт є добре розвиненою барокліною зоною (фронтальний параметр усередині неї досягав значення 120), яка зміщувалася на схід із швидкістю 35–40 км/год. Проходження фронту над Середземним морем супроводжувалося грозами і зливовими опадами. До 28/XI процес оклюдування завершився.

Як вже згадувалося вище, фронтальний параметр є не тільки кількісною характеристикою барокліності і циклонічності, але є і основною кількісною характеристикою динамічного вимушення опадів. Крім того, в роботі [32] автори звертають увагу на той факт, що існує більш тісний зв'язок з параметром F для опадів $>6 \text{ мм/12 год}$, ніж для опадів $>1 \text{ мм/12 год}$.

В роботі [31] відзначається, що доцільно проводити аналіз полів фронтального параметра і карт зон активної конвекції спільно, оскільки конвективна нестійкість теж є характеристикою вимушення опадів. Як

вказують автори [19] і як було підтверджено дослідженнями [31], якщо повітря не бере участі в циклонній циркуляції, то навіть при сильному нагріванні від підстильної поверхні помірна і сильна конвекція розвиватися не буде, тобто конвективна нестійкість більш повно реалізується на фронтах (при великих F), ніж у внутрішньомасових умовах.

В нашому випадку зв'язок між опадами і фронтальним параметром особливо чітко виявляється 26 і 27/XI (рис.3.23).

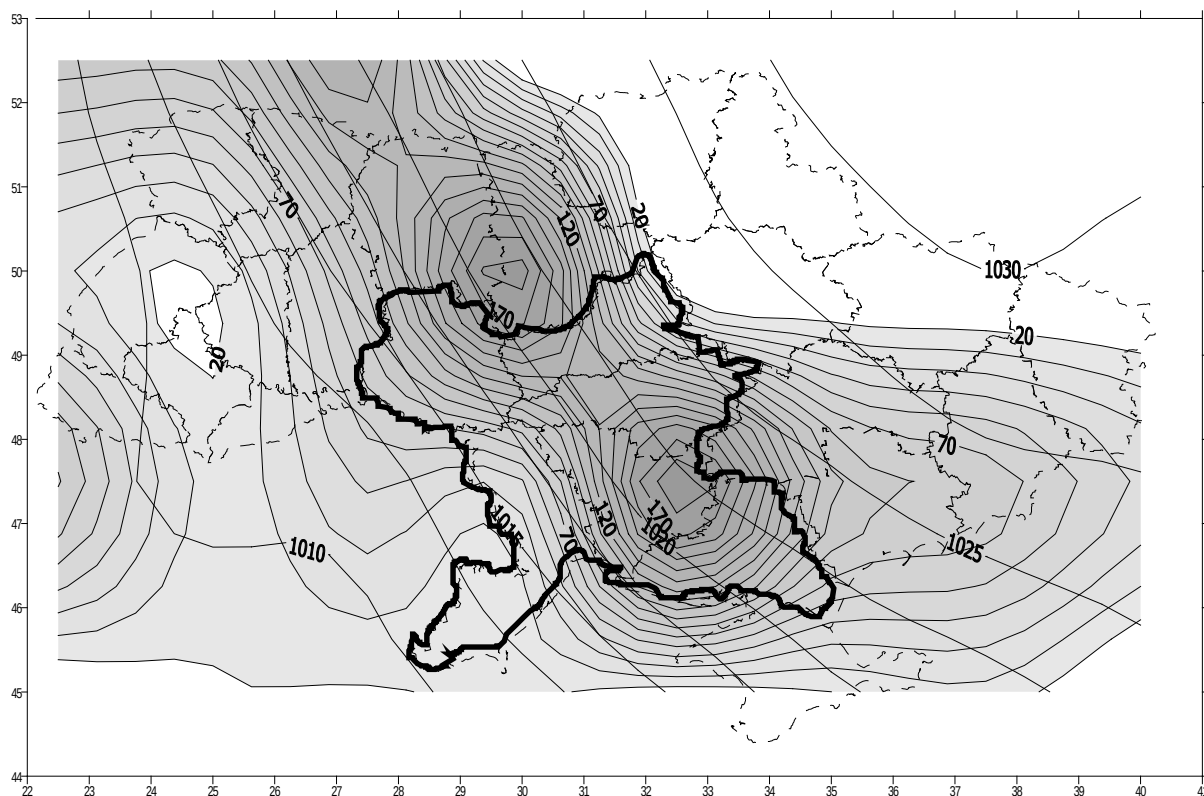


Рисунок 3.23 – Поля тиску і комплексного атмосферного параметра за 00 год. 27 листопада 2000 р. Ізолінії комплексного фронтального параметра наведено в умовних одиницях; зовнішня ізолінія 20. Пунктиром позначено межі областей України. Товстою чорною лінією позначено області, які постраждали від ожеледі.

25/XI в зону максимальних значень параметра F потрапляють області незначних опадів (не більше ніж 3 мм). Райони, де інтенсивність опадів 26/XI на деяких станціях півночі Одеської області досягає 10 мм/12 год, розташовуються якраз під осередком максимальних значень фронтального параметра ($F = 120$). 27/XI зростання значень параметра F (до 180 в центральних областях України) супроводжується збільшенням інтенсивності опадів до 24 мм/12 год. На півдні Одеської області, де значення фронтального параметра були досить низькі (від 20 до 40), тим не

менш спостерігалися опади екстремальної інтенсивності (35мм/12 год), які можна віднести до особливо небезпечного явища [5]. Такі інтенсивні опади були пов'язані з активізацією конвективної нестійкості над Чорним морем.

Осередок конвективної нестійкості з'явився на картах впродовж 12 годин 26/XI 2000 р., охопивши Молдавію і південь Одеської області, і протягом 27/XI розповсюджувався все більше на північ. Максимальний рівень конвекції склав 10 км (рис. 3.24).

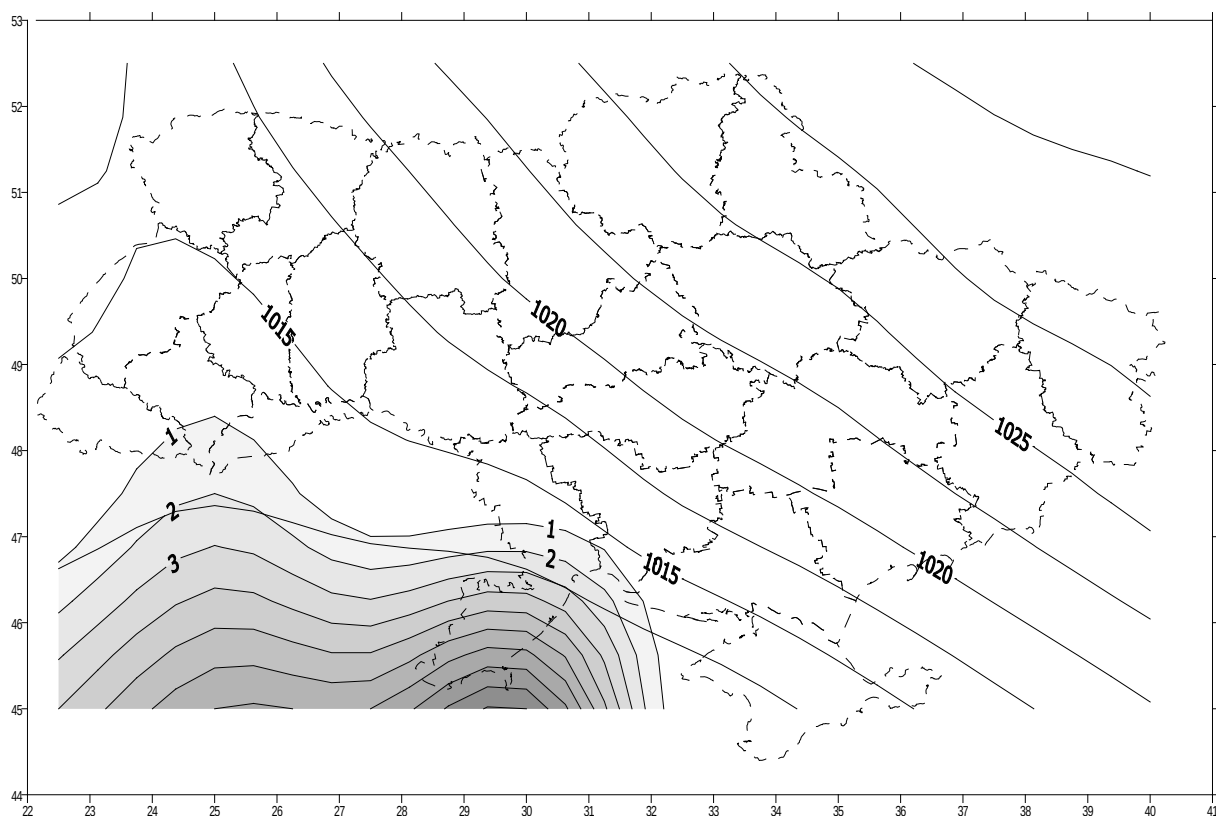


Рисунок 3.24 – Поля тиску і карта зон активної конвекції за 12 годин 27 листопада 2000 р. Ізолінії верхньої межі конвективної хмарності проведено через 1 км, зовнішня ізолінія 1 км. Пунктиром позначено межі областей України.

Незважаючи на те, що максимальна кількість опадів в період з 25 по 27/XI припала на південні райони Одеської області, вони якнайменше постраждали від стихії, оскільки знаходилися в теплому секторі полярного фронту. І лише 28/XI, коли теплий фронт почав поволі опускатися на південь, там спостерігалися невеликі відкладення льоду (близько 1 мм). Прилеглі до півдня Одеської області райони Молдови при однакових значеннях фронтального параметра і конвективної нестійкості більшою мірою відчули на собі вплив стихії. Ожеледоутворення там почалося 26/XI з переміщенням ділянки холодного фронту і продовжувалося аж до 29/XI

при незначних від'ємних температурах біля поверхні землі. Наростання льоду досягало на деяких станціях 20 мм, що відповідає критерію стихійного метеорологічного явища. Для території Молдови такі відкладення льоду можна вважати особливо небезпечними, оскільки Молдова відноситься до зони, де сильна ожеледь спостерігається рідше, ніж раз на 10 років [5].

ВИСНОВКИ

Замерзаючі опади, – мабуть, найбільш небезпечний і руйнівний тип опадів, - спостерігаються усюди в помірних і високих широтах, а також в гірських районах більш низьких широт. Кліматологія замерзаючих опадів вивчається перш за все у зв'язку з проблемами обледеніння літаків і відкладень льоду на лініях зв'язку і дорогах. Вона порівняно добре була вивчена в умовах континенту Північної Америки (де це явище відрізняється відносно високою повторюваністю і інтенсивністю), Західної і Центральної Європи.

Розподіл повторюваності і умови випадіння замерзаючих опадів на території України вивчені недостатньо. В запропонованій роботі представлені локальні особливості режиму замерзаючих опадів в окремих дванадцяти пунктах, які виявили велику роль місцевих умов при певній тенденції збільшення повторюваності явища з заходу на схід. На півдні та на сході в аеропортах Одеси і Дніпра порівняно з минулими десятиріччями стало помітним зменшення повторюваності замерзаючих опадів.

Для аеропортів Києва, Одеси та Кишиніва було виявлено більшу повторюваність замерзаючого дощу, в той час як в інших регіонах України найбільш часто спостерігається замерзаюча мряка. На прикладі станцій Одеси і Дніпра можна бачити, що з часом повторюваність замерзаючого дощу в цих пунктах зменшується.

Замерзаючі опади на території України випадають при температурах від 0 до -14°C , з максимумом повторюваності, який припадає на інтервал від 0 до -2°C . Найбільш низькі температури ($-14\ldots-12^{\circ}\text{C}$) є характерними для Києва та Донецька. Випадіння замерзаючих опадів при додатних температурах не є неможливим.

Розподіл повторюваності напрямів вітру в аеропортах відбиває особливості місцевої циркуляції в нижньому шарі. В аеропортах, розташовані у східному регіоні – Харків, Дніпропетровськ, Донецьк, Луганськ – найбільш часто під час замерзаючих опадів реєструється вітер східного і південно-східного напрямів (від 72 до 82 %), для південної території є типовим вітер північного, північно-східного і східного напрямів, що може зумовлюватись активізацією циклонічної діяльності в зимовий період. В Центральній Україні (Київ) розподіл напрямів вітру більш однорідний, оскільки внесок східних вітрів, типових для південних регіонів зменшуються, в той час як західні напрями стають більш частими. В Західній Україні (Шепетівка, Львів) внесок західних напрямів вітру стає переважним.

Відповідно до сучасних уявлень розглядаються два механізми утворення замерзаючих опадів. Основним є широко відомий «класичний механізм» утворення замерзаючих опадів, який припускає наявність в

хмарі обмеженого шару з додатною температурою („теплого шару”). Сніжинки, що випадають з верхньої, холодної частини хмари, тануть в цьому теплому шарі і випадають в холодний шар, розташований нижче, у вигляді крапель, які стають переохолодженими і замерзають, падаючи на холодну поверхню. Такий механізм реалізується найчастіше у випадках замерзаючого дощу, а не мряки.

Для пояснення того факту, що велике число випадків замерзаючих опадів (від 30 до 83%, за даними різних авторів) спостерігається за відсутності теплих шарів, пізніше було запропоновано альтернативний механізм, який припускає укрупнення переохолоджених хмарних крапель при слабких від’ємних температурах. Таким шляхом утворюється найчастіше переохолоджена мряка.

Магістральним напрямом прогнозування замерзаючих опадів є таке: в чисельній прогностичній моделі прогнозуються поля температури, вологості і опадів, а потім реалізується той або інший алгоритм розпізнавання типу опадів залежно від деталей стратифікації температури і вологості.

Тому в нашій роботі зроблено класифікацію температурних профілів для випадків із замерзаючими опадами, згідно з якою 64,4 % випадків не відповідають класичному механізму формування замерзаючих опадів: спостерігаються найбільш небезпечні для польотів літаків класи „скрізь від’ємні температури” і „теплий приземний шар”. Такий результат не є неочікуваним, оскільки клас „скрізь від’ємні температури” досить поширений, хоча його повторюваність і сильно залежить від географічних умов. В інших випадках мали місце теплі шари, а класичний механізм „теплий клин” зустрічається в 14,3 % (від 13,3 для Києва до 22,6 % для Одеси).

Замерзаючі опади в Україні досить часто асоціюються з циклонічним полем, найбільша повторюваність (25 %) припадає на північно-східний сектор циклону, проте географічний розподіл показав, що в аеропортах Київ, Шепетівка, Харків замерзаючі опади рідше спостерігаються при циклонічному полі, ніж в Дніпрі та Одесі.

При загострених фронтах, особливо у випадках з теплою адвекцією, замерзаючі опади, а особливо замерзаючий дощ, найбільш ймовірні, ніж при внутрішньомасових умовах з адвекцією холоду. Зауважимо, що багато випадків із замерзаючими опадами спостерігаються у внутрішньомасових умовах при адвекції тепла.

Для прогнозування типу атмосферного обледеніння, яке утворюється в опадах, і можливої товщини відкладення необхідно спрогнозувати тип опадів (сніг, мокрий сніг, замерзаючий дощ, льодяні зерна), другим етапом має бути прогноз інтенсивності опадів, а потім вже прогноз можливої товщини відкладень. Однак іноді ці алгоритми не дають очікуваних результатів, перш за все, через те, що всі вони практично розраховані на

класичний механізм утворення замерзаючих опадів. Тому іноді реалізують інші підходи до прогнозування атмосферного обледеніння, зокрема замерзаючих опадів, – одразу прогнозують товщину відкладень, оминаючи етапи прогнозу типу та інтенсивності опадів. Для України розвиток подібних методів є вкрай важливим, оскільки більшість замерзаючих опадів утворюється при некласичному механізмі. Такий підхід потребує дуже ретельного вивчення кліматології не тільки ожеледі, яка є результатом випадіння замерзаючих опадів, але й інших видів відкладень.

На Україні цьому питанню присвячено багато публікацій, проте найчастіше в них не розглядаються умови налипання мокрого снігу і замерзлого мокрого снігу, окрім того, через зміни клімату така інформація потребує постійного уточнення.

Найчастіше в Україні з усіх типів атмосферного обледеніння спостерігається ожеледь, в гірських районах домінуючим типом відкладення є зерниста паморозь. В районах Українських Карпат, в Кримських горах і Донецькій височині атмосферне обледеніння має найбільшу повторюваність.

Повторюваність ожеледно-паморозевих явищ та налипань снігу з року в рік зазнає значних коливань: спостерігається тенденція до зменшення кількості випадків атмосферного обледеніння всіх типів, окрім мокрого снігу, для якого визначено додатний тренд.

Отримані результати можна пояснити загальним підвищенням температури повітря на території України та ослабленням швидкості вітру: мокрий сніг спостерігається при слабких додатних температурах і невеликих швидкостях вітру, і тому тенденція зміни температури в зимовий період до більш високих значень і зменшення швидкості вітру, зумовлює зростання кількості випадків мокрого снігу, в той час, як ці ж фактори приводять до зменшення кількості випадків інших типів атмосферного обледеніння.

Найбільша кількість випадків ожеледі припадає на інтервал від -4 до 0°C , для зернистої та кристалічної паморозі максимумами повторюваності посунулися в бік нижчих температур $-8...-3^{\circ}\text{C}$ і $-18...-8^{\circ}\text{C}$, відповідно. Більшість випадків налипань мокрого снігу спостерігається при додатних температурах від 0 до 1°C .

Найбільша кількість випадків ожеледі припадає на східний, південно-східний і південний румби, такі ж результати отримано і для зернистої паморозі. Для кристалічної паморозі, як і для мокрого снігу, не простежується тісного зв'язку між появою явища та певним напрямом вітру.

В наукових працях іноземних вчених було вказано, що тип ожеледно-паморозевих і снігових відкладень є залежним від такої пари метеорологічних характеристик як температура і швидкість вітру, тому для території України було побудовано графіки, на яких тип відкладення було

представлено як функцію температури повітря і швидкості вітру. За допомогою цих графіків було отримано дискримінантні функції для критеріїв розділення різних типів атмосферного обледеніння.

Для уточнення ймовірності, з якою кожне з типів атмосферного обледеніння реалізується при парі певних значень температури повітря і швидкості вітру біля поверхні землі, було визначено двовимірні ймовірності для кожного з типів атмосферного обледеніння і для наочності з метою використання їх при прогнозі типу обледеніння представлено в графічному вигляді.

Всі основні висновки, отримані при дослідженні умов утворення замерзаючих опадів, ожеледно-паморозевих і снігових відкладень біля поверхні землі і на висотах можна використовувати для наповнення архівною інформацією чисельні моделі прогнозу погоди та для подальшого удосконалення старих та розробки нових алгоритмів прогнозу явищ, які розглядаються в роботі. Всі отримані фізико-статистичні зв'язки можна використати для отримання імовірнісного прогнозу цих явищ.

СПИСОК ВИКОРИСТАНІХ ДЖЕРЕЛ

1. Абрамович К.Г. (1964). Особенности распределения метеорологических величин в нижней тропосфере при облачном и ясном небе. *Труды ЦИП*, вып. 6, 15–36.
2. Арабей Е.Н. (1975). Обнаружение облачных слоев по радиозондовым данным. *Метеорология и гидрология*, № 6, 32–37.
3. Волеваха Н.М. (1960). К методике краткосрочного прогноза гололеда. *Труды УкрНИГМИ*, вып. 21, 38–49.
4. Волеваха В.А. (1961). Фронтальные гололеды на Украине. *Труды УкрНИГМИ*, вып. 25, 3–15.
5. Воробьев В.И. (1991). *Синоптическая метеорология*. Л.: Гидрометеиздат, 616 с.
6. Гоголева Е.И. (1956). *Условия формирования низких облаков и возможности их прогнозирования на территории России*. Л.: Гидрометеиздат, 115 с.
7. Дмитриева–Арраго Л.Р., Колоскова Л.Ф. (1969). Приближенный метод определения границ облаков. *Метеорология и гидрология*, № 6, 47–52.
8. Жук К.Н. (1902). Ледяной дождь. *Метеорологический вестник*, № 7, 267.
9. Заварина М.В. (1976). *Строительная климатология*. Л.: Гидрометеиздат, 312с.
10. Заморский А.Д. (1955). *Атмосферный лед*. М.: Издательство Академии Наук СССР, 378 с.
11. Заварина М.В. (1966). Определение верхних границ слоистых облаков по радиозондовым данным. *Труды ГГО*, вып. 200, 11–18.
12. *Клімат України*. (2003). За редакцією В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Видавництво Раєвського. Київ, 343 с.
13. *Климатический атлас Украинской ССР*. (1968) Л.: Гидрометеиздат, 232 с.
14. Кошенко А.М. (1972а). Рекомендации к прогнозу фронтальных гололедов на Украине. *Труды УкрНИГМИ*. М.: Гидрометеиздат, вып. 113, 3-8.
15. Кошенко А.М. (1972б). Некоторые характеристики внутримассовых гололедов на Украине. *Труды УкрНИГМИ*. - М.: Гидрометеиздат, вып. 113, 9-18.
16. Литвинов И.В. (1974). *Структура атмосферных осадков*. – Л.: Гидрометеиздат, 156 с.
17. Матвеев Л.Т. (1981). *Динамика облаков*. Л.: Гидрометеиздат, 311 с.

18. Мошников А.И. (1959). Диагноз толщины облачных слоев с помощью аэрологической диаграммы. *Труды ВВИА им. Воейкова*, Вып. 308, 44–51.
19. Пальмен Э., Ньютон Ч. (1973). *Циркуляционные системы атмосферы*. Л.: Гидрометеиздат, 616с.
20. Петерсен С. (1961). *Анализ и прогноз погоды*. Л.: Гидрометеиздат, 652с.
21. Раевский А.Н. (1961а). О распространении гололеда на территории Украины. *Тр. УкрНИГМИ*, вып. 29, 50–62.
22. Раевский А.Н. (1961). Влияние особенностей рельефа на распределение гололедных отложений. *Тр. ГГО*, вып. 122, 75–80.
23. *Руководство по краткосрочным прогнозам погоды*. (1986). Л.: Гидрометеиздат, 1986, 702 с.
24. Скриптунова Е.Н., Шакина Н.П. (1991). Автоматизированный метод прогноза зон активной конвекции. *Метеорология и гидрология*, № 5, 15–19.
25. *Стихийные метеорологические явления на Украине и в Молдавии*. (1991). Климатическое пособие. Под ред. В.Н. Бабиченко. Л.: Гидрометеиздат, 224с.
26. *Стихийні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986–2005 рр.)*. (2006). За ред. В.М. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко, К.: Ніка–Центр, 312 с.
27. Хандожко Л.А. (1998). *Региональные синоптические процессы*. Л.: Гидрометеиздат, 1998, 102с.
28. Хоменко И. А. (2001). Количественный анализ условий образования сильного гололеда на территории Украины в ноябре 2000 г. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*, 2001, № 44, 29–38.
29. Хргиан А.Х. (1985). *Физика атмосферы*. Л.: Гидрометеиздат, 648 с.
30. Шакина Н.П. *Динамика атмосферных фронтов и циклонов*. Л.: Гидрометеиздат, 1986, 264 с.
31. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р., Беркович Л.В., Ткачева Ю.В. (2000). 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, 3–25.
32. Шакина Н.П., Скриптунова А.Р., Иванова А.Р. (2000). Объективный анализ атмосферных фронтов и оценка его эффективности. *Метеорология и гидрология*, № 7, 5-16.
33. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Калугина Г.Ю., Иванова А.Р. (1998). Субъективный и объективный анализы атмосферных фронтов. 1. Объективные характеристики фронтов, проведенных синоптиками. *Метеорология и гидрология*, № 7, 19-30.

34. Шакина Н.П., Скриптунова А.Р., Иванова А.Р., Калугина Г.Ю. (1998). Субъективный и объективный анализы атмосферных фронтов. II. Объективное выделение зон фронтов. *Метеорология и гидрология*, №8, 5-15.
35. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. (2003). Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. Часть I. Аэропорты московского аэроузла. *Метеорология и гидрология*, № 6, 40–58.
36. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р. (2005). Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. Часть II. Аэропорт Минеральные Воды. *Метеорология и гидрология*, № 2, 27–42.
37. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Иванова А.Р., Хоменко И.А., Хоменко Г.В. (2005). Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. Часть III. Аэропорт Одесса. *Метеорология и гидрология*, № 9, 5–18.
38. Шакина Н.П., Скриптунова Е.Н., Завьялова А.А. (2007). Условия выпадения замерзающих осадков в некоторых аэропортах России и СНГ. Часть IV. Аэропорт Нижний Новгород. *Метеорология и гидрология*, № 7, 25–39.
39. Admirat P, Maccagnan M, de Goncourt B. (1988). Influence of joule effect and of climatic conditions on liquid water content of snow on conductors. *Proc 4th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures. IWAIS'88, Paris, France*, 367–371.
40. Admirat P, Sakamoto Y. (1988). Calibration of a wet snow model on real cases in Japan and France. *Proc 4th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures. IWAIS'88, Paris, France*, 7-13.
41. Allen R.L., Erickson M.C. (2001). *AVN-based MOS precipitation type guidance for United States*. NWS Tech. Procedures Bull., 476, NOAA, 10 p.
42. Ahti K, Makkonen L (1982). Observations on rime formation in relation to routinely measured meteorological parameters. *Geophysica* 19, 75–85
43. Ashenden R., W. Lindberg, and J. D. Marwitz (1998). Two-dimensional airfoil performance degradation because of simulated freezing drizzle. *J. Aircr.*, 35, 905–911.
44. Ashenden R., Marwitz J.D. (1998). Characterizing the supercooled large droplet environment with corresponding turboprop aircraft response. *J. Aircraft*, v. 35, 912–920.
45. Ashenden R., Marwitz J.D. (1997). Turboprop aircraft performance response to various enviromental conditions. *J. Aircraft*, v. 34, 278–287.
46. Baldwin J.L. (1973). *Climates of the United States*. NOAA, Washington, 113 p.

47. Bennett W.J. (1913). The sleet storm in Northern New York, March 25-27. *Mon. Wea. Rev.*, v. 41, 372–373.
48. Bernstein B.C. (2000). Regional and local influences on freezing drizzle, freezing rain, and ice pellets. *Wea. Forecast.*, v. 1, 485–508.
49. Bernstein B.C., Brown B.G. (1997). A climatology of supercooled large drop conditions based upon surface observations and pilot reports of icing. *7th Conf. on Aviation Range and Aerospace Meteorology, Long Beach, CA, AMS*, 82–87.
50. Bernstein B., and McDonough F. (2000). Environments associated with large droplet, small droplet, mixed-phase icing, and glaciated conditions aloft. *Preprints, Ninth Conf. On Aviation, Range, and Aerospace Meteorology, AMS, Orlando, FL, Amer. Meteor. Soc.*, 239–244.
51. Bernstein B., Omeron T., McDonough F., Politovich M. (1997). The relationship between aircraft icing and synoptic-scale weather conditions. *Wea. Forecasting*, 12, 742–762.
52. Bernstein B.C., Omeron T.A., Politovich M.K. (1997). The relationships between aircraft icing and synoptic-scale weather conditions. *Wea. Forecast.*, 1997, v. 12, 742–762.
53. Bernstein B.C., Omeron T.A., Politovich M.K., McDonough F. (1998). Surface weather features associated with freezing precipitation and severe in-flight icing. *Atmos. Res.*, 1998, v. 46, 57–73.
54. Bernstein, B.C., T.P. Ratvasky, D.R. Miller, and F. McDonough (1999). Freezing rain as an in-flight icing hazard. *Preprints, Eighth Conf. of Aviation, Range and Aerospace Meteorology, Dallas, TX, Amer. Meteor. Soc.*, 38–42.
55. Bezrukova N.A., Jeck R.K., Khalili M.F., Minina L.S., Naumov A.Ya., Stulov E.A. (2006). Some statistics of freezing precipitation and rime for the territory of the former USSR from ground-based weather observations. *Atmos. Res.*, v. 82, No. 1–2, 203–221.
56. Bocheri J.R. (1980). The objective use of upper level soundings to specify precipitation type. *Mon. Wea. Rev.* 1980, v. 108, 596–603.
57. Bourgouin P. A method to determine precipitation types. *Wea. Forecast.*, 2000, v. 15, 583–592.
58. Branick M.L. (1997). A climatology of significant winter-type weather events in the contiguous United States. *Wea. Forecast.*, 1997, v. 13, 193–207.
59. Brooks C.F. (1920). The nature of sleet and how it is formed. *Mon. Wea. Rev.*, v. 48, 69–73.
60. Carlson T.N. (1991). *Midlatitude weather systems*. L., N.-Y., Hayurlollins, Academic, 507 pp.
61. Carriere J.-M., Lainard C., Le Bot C., and Robart F. (2000). A climatological study of surface freezing precipitation in Europe. *Meteorol. Appl.*, 7, 1–10.

62. Chaine, P.M., Castonguay, G. (1974). *New approach to radial ice thickness concept applied to bundle-like conductors*. Industrial Meteorology–Study IV. Environment Canada, Toronto, 11 p.
63. Chakina N.P. (2000). Winter forms in Russia. *Storms*, v.I, London, Routledge, 506–525.
64. Changnon S.A., Karl T.R. (2003). Temporal and spatial variation of freezing rain in the contiguous United States: 1948–2000. *J.Appl.Met.*, v. 42, No.9, 1302–1315.
65. Changnon S.A. (2003). Urban modification of freezing rain events. *J.Appl. Met.*, v. 42, No. 6, 863–870.
66. Cheng C.S., Auld H., Li G., Klaassen J., Tugwood B., Li Q. (2004). An automated synoptic typing procedure to predict freezing rain: an application to Ottawa, Ontario, Canada. *Weather Forecast.*, v. 19, No.8, 751–767.
67. Chernykh, I. V., and R. E. Eskridge (1996) Determination of cloud amount and level from radiosonde soundings. *J. Appl. Meteor.*, 35, 1362–1369.
68. Cigré (2006). *Guidelines for meteorological icing models, statistical methods and topographical effects*. Cigre Working Group B2.16, TB 291.
69. Cole J. and Sand W. (1991). Statistical study of aircraft icing accidents. *Proceedings of the 29th aerospace science meeting, Reno, NV, American Institute of Aeronautics and Astronautics, Washington D.C., AIAA 91–0558*.
70. Cortinas J. (2000). A climatology of freezing rain in the Great Lakes region of North America. *Mon. Wea. Rev.*, v. 128, 3574–3588.
71. Cortinas J.V., Jr., Brill K.F., Baldwin M.E. (2002). Probabilistic forecasts of precipitation type. *Preprints, 16th Conf. on Probability and statistics in the atmospheric sciences. Orlando, FL, AMS*, 140–145.
72. Cortinas J.V., Robbins C.C., Bernstein B.C., Strapp J.W. (2004). An analysis of freezing rain, freezing drizzle, and ice pellets across the United States and Canada: 1976–90. *Weather Forecast.*, v. 19, No.2, 377–390.
73. Cortinas J.V., Robbins C.C., Bernstein B.C., Strapp J.W. (2000). A Climatology of Freezing Rain, Freezing Drizzle, and Ice Pellets Across North America. *Preprints, Ninth Conf. On Aviation, Range, and Aerospace Meteorology, AMS, Orlando, FL*.
74. Csyc R.R., Scott R.W., Tang K.C., Przybylinski R.W., Sabones M.E. (1996). A physically based, non-dimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and sleet. *Wea. Forecast.*, 1996, v. 11, 591–598.
75. Diem M. (1956). Ice loads on high voltage lines in the mountains. *Arch Mat Geoph Biokl, Ser B* 7, 84–85 (in German).

76. Dierer, S. A., R. Cattin, S. C. Müller, B. E. Nygaard, Ph. Steiner and B. Calpini (2009). Modeling the risk of icing in Switzerland. *Proc. 13th International Workshop on Atmospheric Icing on Structures (IWAIS), Andermatt, Switzerland.*
77. Dobesch H, Nikolov D, Makkonen L. (2005). *Physical processes, modelling and measuring of icing effects in Europe.* Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik 34, 71 p.
78. Drage, Magne A. (2005). *Atmospheric icing and meteorological variables – Full scale experiment and testing of models.* D.S. Thesis, University of Bergen, Bergen, Norway, 140 p.
79. Farzaneh M, Savadjiev K (2001). Icing Events Occurrence in Quebec: Statistical analysis of field data. *The Eighth International Offshore and Polar Engineering Conference, 24-29 May, Montreal, Canada.*
80. Farzaneh, M., Ed. (2008). *Atmospheric Icing of Power Networks.* Springer, Berlin, 320 p.
81. Fikke, S.M. et al. (2007a). *COST Action 727 Atmospheric icing on structures. Measurements and data collection on icing. State of the art.* Veröffentlichung MeteoSchweiz Nr 75.
82. Fikke, S.M., Johansen OS (1987). Earlier Norwegian iceload research. A review of investigations and results. *Proc. 2nd International Workshop on Atmospheric Icing of Structures (IWAIS 1984), Trondheim Norway, June 1984. EFI TR 3439, June: 11–18.*
83. Fikke, Svein M. (2005). Modern Meteorology and Atmospheric Icing. *IWAIS XI, Monreal.*
84. Forbes G.S., Anther R.A., Thomson D.W. (1987). Synoptic and mesoscale aspects of an Appalachian ice storm associated with cold-air damming. *Mon. Wea. Rev., v. 115, 564-591.*
85. Goia M.L. (2000). Damages caused by icing and wind to the Romanian OEL. *Proc. 9th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures (IWAIS 2000), Chester, June.*
86. Golikova TN, Toporkava GD, Nikitina LG (1989) Ascertaining ice-load maps of the USSR territory. *Trans Improving the reliability of high voltage lines. Moscow, Energoatomizdat, 107–122*
87. Hanna J.W., Schultz D.M., Irwing A.R. (2008). Cloud–top temperature for precipitating winter clouds. *J.Appl.Met.Clim., No. 1, v. 47, 351-359.*
88. Henry A.J., 1922: The great glaze storm of 21–23 February 1922 in the upper lake region: Discussion of general conditions. *Mon. Wea. Rev., v. 50, 77-82.*
89. Huffman G.J., Norman G.A.Jr. (1988). The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation. *Mon. Wea. Rev., v. 116, 2172-2182.*
90. ISO (2000). *Atmospheric icing of structures.* International Standardization Organisation (ISO) International Standard 12494.

91. Jeck R.K. (2008). Advances in the characterization of supercooled clouds for aircraft icing application. *Rep., US Dept. Transport., FAA*, 138 p.
92. Jeck R.K. (2008). Distance-scaled water concentrations versus mass-median drop size, temperature, and altitude in supercooled clouds. *J. Appl. Sci.*, v. 65, No. 7, 2087–2106.
93. Jeck R. (1996). Representative values of icing-related variables aloft in freezing rain and freezing drizzle. *Tech. Rep. DOT/FAA/AR-TN95/119, US Dept. Transport., FAA Technical Center, Atlantic City, New Jersey*.
94. Jeck R.K. (2011). Spatial and microphysical characteristics of low ceiling, temperature-inverted clouds in warm overrunning and freezing rain conditions: a case study. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 2011, doi: 10.1075/2011/JAMC2448.1.
95. Jones, K.F. (1996). Ice accretion in freezing rain. *CRREL Report 96-2. Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, NH*.
96. Jones, K. F. (1998). A simple model for freezing rain ice loads. *Atmospheric Research* 46, 87-97.
97. Keeter K.K., Cline J.W. The objective use of observed and forecast thickness values to predict precipitation type in North Carolina. *Wea. Forecast.*, 1991, v. 6, 456–469.
98. Khomenko I.A., Ivanova A.R., Chakina N.P., Skriptunova E.N., Zavyalova A.A. (2007). Freezing precipitation in Russia and the Ukraine. *Adv. Geosci.*, 10, 25–29.
99. Knight CA (1968) On the mechanism of spongy hailstone growth. *J Atmos Sci* 25, 440–444
100. Kreitzberg C.W. and Brown H.A. Mesoscale weather system within an occlusion. *J. Appl. Meteorol.*, 1970, vol. 9, No. 3, 417–432.
101. Krómer I (1993) Hungarian icing activity survey. *Proc. 6th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures (IWAIS 1993), Budapest*, IX–X.
102. Lackmann G.M., Keeter K., Lee L.G., Ek M.B. (2002). Model representation of freezing and melting precipitation: implications for winter weather forecasting. *Wea. Forecast.*, v. 17, No. 5, 1016–1033.
103. Lenhard RW (1955). An indirect method for estimating the weight of glaze on wires. *Bull Am Meteor Soc* 36, 1–5
104. Lehtonen P, Ahti K, Makkonen L (1986). The growth and disappearance of ice loads on a tall mast. *Proc. 3rd International Workshop on Atmospheric Icing of Structures (IWAIS 1996), Vancouver, Canada, May*.
105. Macklin WC (1961). Accretion in mixed clouds. *Quart J Roy Meteor Soc* 87, 413–424
106. Makkonen L. (1984a). *Atmospheric icing on sea structures*. U.S. Army Cold Regions Research & Engineering Laboratory, CRREL Monograph 84-2, 108 p.

107. Makkonen, L. (1998). Modeling power line icing in freezing precipitation. *Atmospheric Research*, 43, 131–142.
108. Makkonen, L., Lozowski, E. (2005). Fifty years of progress in modeling the accumulation of atmospheric ice on power network equipment. *Proceedings of 11th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures*.
109. Makkonen L. (1987). Salinity and growth rate of ice formed by sea spray. *Cold Regions Sci Technol*, 14, 163–171
110. Martner B.E., Snider J.B., Zamora R.J., Byrd G.P., Niziol T.A., Joe P.I. (1993). A remote sensing view of a freezing rain storm. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2562–2577.
111. Marwitz J., Politovich M., Bernstein B., Ralph F., Neiman R., Ashendon R., Bresch J. (1997). Meteorological conditions associated with the ATR 72 aircraft accident near Rosenlawn, Indiana, on 31 October 1994. *Bull. Meteorol. Soc.*, v. 78, 41–52.
112. Matrosov S. (2009). A method to estimate vertically integrated amounts of cloud ice and liquid and mean rain rate in stratiform precipitation from radar and auxiliary data. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, v. 48, 1398–1410.
113. McComber, P., Druez, J., Laflamme, J. (1995). A comparison of selected models for estimating cable icing. *Atmospheric Research*, 36, 207–220.
114. McComber, P., Druez, J., Lafontaine, J., Paradis, A., Laflamme J.N. (1999). Estimation of transmission line icing at different sites using a neural network. *Proceedings of 9th ISOPE*, 599–606.
115. McKay GA, Thompson HA (1969). Estimating the hazard of ice accretion in Canada from climatological data. *J Appl Meteor*, 8, 927–935
116. Meisinger C.L. (1920). The precipitation of sleet and the formation of glaze in the eastern United States, January 20 to 25, 1920, with remarks on forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, v. 48, 73–80.
117. MRI (1977). Ontario Hydro wind and ice loading model, MRI 77 FR-1496. *Ontario Hydro, Toronto*.
118. Myers, T., Charpin, J (2004). A mathematical model for atmospheric ice accretion and water flow on a cold surface. *Int. J. Heat Mass Trans.* 47(25), 5483–5500.
119. NOAA National Climatic Data Center, State of the Climate: Global Hazards for April 2010, published online May 2010. (2010). <http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/hazards/2010/4>. Accessed 26 July 2011.
120. Olafsson H, Eliasson AJ, Thorsteins E. (2002a). Orographic influence on wet snow icing. Part I: Upstream of mountains. *Proc. 10th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures (IWAIS 2002)*, Brno, Czech Republic, June 2002, Paper 2–2.

121. Olafsson H., Eliasson A.J., Thorsteins E. (2002b). Orographic influence on wet snow icing. Part II: Downstream of mountains. *Proc. 10th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures (IWAIS 2002)*, Brno, Czech Republic, June 2002, Paper 2–3.
122. Pobanz, B., J. Marwitz, M. Politovich (1994). Conditions associated with largedrop regions. *J. Appl. Meteor.*, 33, 1366–1372.
123. Poots, G.I. (1996). *Ice and snow accretion on structures*. Research Studies Press.
124. Popolanský F (2000). Economical aspects of ice failures caused in power transmission on the territory of former Czechoslovakia. *Proc. 9th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures (IWAIS 2000)*, Chester, June.
125. Rasmussen R., and coauthors. (1992). Winter icing and storms project (WISP). *Bull. Amer. Meteor.*, 73, 951–974.
126. Rasmussen R., Bernstein B., Murakami M., Stossmeister G., Reisner J., Stankov B. (1995). The 1990 Valentine’s Day outbreak. Part I. Mesoscale and microscale structure and evolution of a Colorado Front Range shallow upslope cloud. *J. Appl. Met.*, v. 34, 1481–1511.
127. Rauber R.M., Olthoff L.S., Ramamurthy M.K., Miller D., Kunkel K.E. (2001). A synoptic weather pattern and sounding-based climatology of freezing precipitation in the United States east of the Rocky Mountains. *J. Appl. Met.*, v. 40, 1725–1747.
128. Rauber R.M., Olthoff L.S., Ramamurthy M.K., Kunkel K.E. (2000). The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events. *J. Appl. Met.*, 2000, v. 39, 7, 1185–1195.
129. Rauber R.M., Olthoff L.S., Ramamurthy M.K., Kunkel K.E. (2001). Further investigation of a physically based, non-dimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets. *Wea. Forecast.*, v. 16, 185–191.
130. Rauber R.M., Ramamurthy M.K., Tokay A. (1994). Synoptic and mesoscale structure of a severe freezing rain event: The St.–Valentine’s day ice storm. *Wea. Forecasting*, v. 9, 183–208.
131. Reisner J., Rasmussen R.M., Brintjes R.T. (1998). Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Q.J.Roy.Met.Soc.*, v.134, 1071–1107.
132. Rink J (1938). *The melt water equivalent of rime deposits*. Reichsamt fur Wetterdienst, Wissenschaftliche Abhandlungen 5, 26 p (in German)
133. Robbins C.C., Cortinas J.V. (1996). A climatology of freezing rain in the contiguous United States: Preliminary results. *15th Conf. on Weather Analysis and Forecasting*. Norfolk, VA, 124–126.
134. Robbins C.C. (1998). *An investigation of the total and synoptic environments associated with freezing rain in the contiguous*. M.S. Thesis, United States, Norman, OR, 112 p.

135. Sakamoto Y., Miura A. (1993). Comparative study of wet snow models for estimating snow load on power lines based on general meteorological parameters. *Proc. 6th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures*, 133–138
136. Sakamoto Y. (2000). Snow accretion on overhead wires. *Phil Trans R Soc Lond A* 358, 2941–2970.
137. Sand W.K., Cooper W.A., Politovich M.K., Veal D.L. (1984). Icing conditions encountered by a research aircraft. *J. Climate Appl. Meteorol.*, v. 23, 1427–1440.
138. Shultz P., Politovich M.K. (1992). Towards the improvement of aircraft-icing forecasts for the continental United States. *Weather Forecast.*, 1992, v. 7, 491–500.
139. Snitkovskii AI (1977). Prediction of dangerous weather phenomena and prospects for research in this area. *Sov Meteor Hydrol*, 11, 71–80
140. Strapp J., Stuart R., Isaac G. (1996). A Canadian climatology of freezing precipitation, and a detailed study using data from St. John's, Newfoundland, *Proc. FAA Internat. Conf. Aircraft In-flight Icing, Springfield, Virginia, 6-8 May 1996*.
141. Stewart R.E., King P. (1987). Freezing precipitation in winter storms. *Mon. Wea. Rev.*, v. 115, 1270–1278.
142. Stewart R.E., Tiu D.T., Chung K.K., Hudak D.R., Lozowski E.P., Oleskiw M., Shepard B.E., Szeto K.K. (1995). Weather conditions associated with the passage of precipitation type transition regions over eastern Newfoundland. *Atmos.–Ocean*, v. 33, 25–53.
143. Straka Jerry M. (2009). *Cloud and precipitation microphysics: principles and parameterizations*. Cambridge University Press, 407 p.
144. Stuart R. A. and Isaac G.A. (1999). Freezing Precipitation in Canada. *Atmosphere–Ocean*, 37 (1), 87–102.
145. Tammelin B, Sääntti K (1996). Estimation of rime accretion at high altitudes – preliminary results. *Proc. Wind Energy Production in Cold Climates Meeting, BOREAS III*, 194–209.
146. Thériault J.M. and Stewart R.E. (2010). A parameterization of the microphysical processes forming many types of winter precipitation. *J. Atmos. Sci.*, v. 67, 1492–1508.
147. Thériault J.M., Stewart R.E., Milbrandt J.A., Yau M.K. (2006). On the simulation of winter precipitation types. *J. Geophysical Research*, vol. 111: D18202, doi: 10.1029/2005JD006665.
148. Thorsteins E., Eliasson A.J. (1998). Iceload measurements in test spans in Iceland – statistical analysis of data. *Proc. 8th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures (IWAIS 1998), Reykjavik, June*, 285–289.
149. Untirstrasser S., Zang L.G. (2006). Cooling by melting precipitation in Alpine valleys: an idealized numerical modelling study. *Q.J.R.M.S.*, 132, 1489–1508.

150. Vidaurre G., Hallett J. (2009). Ice and water content of stratiform mixed-phase clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 135, No. 642, 1292–1306.
151. Westbrook C.D., Illingworth A.J., O'Connor F.J., Hogan R.J. (2010). Doppler radar measurements of oriented planar ice crystals falling from supercooled and glaciated layer clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 136 (646), 260–276.
152. Wang J., Rasmussen W.B. (1995). Determination of cloud vertical structure from upper-air observations. *J. Appl. Meteorol.*, v. 34, 2243–2258.
153. Wareing B.J., Chetwood P. (2000). Ice load data from Deadwater Fell. In: *Proc 9th International Workshop on Atmospheric Icing of Structures (IWAIS 2000)*, Chester, June.
154. Waibel K. (1956). Meteorological conditions of rime deposition on high voltage lines in the mountains. *Arch Met Geoph Biokl Ser B*, 7, 74–83 (in German)
155. Vislocky R.L., Fritsch J.M. (1995). Improved model output statistics forecast through model consensus. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, v. 76, 1157–1164.
156. Young, W. (1978). *Freezing precipitation in the Southeastern United States*. M.S. thesis, Texas A&M University, 123 p.
157. Zerr R.J. (1997). Freezing rain: an observational and theoretical study. *J. Appl. Met.*, v. 36, No 12, 1647–1661.