

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

Кваліфікаційна робота бакалавра

на тему: Термодинамічна структура атмосфери у дні формування
грозової активності

Виконала студентка групи МКА-18
Спеціальності 103 «Науки про Землю»

Єжова Владислава Андріївна
(прізвище, ім'я, по батькові студента)

Керівник канд. геогр. наук
Міщенко Наталя Михайлівна

Консультант _____ - _____

Рецензент канд. геогр. наук, доцент
Грушевський Олег Миколайович

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий гідрометеорологічний інститут

Кафедра метеорології та кліматології

Рівень вищої освіти бакалавр

Спеціальність 103 «Науки про Землю»

(шифр і назва)

Освітня програма Гідрометеорологія

(назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри
метеорології та кліматології

Прокоф'єв О.М.

«02» березня 2022 року

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

студентці Єжовій Владиславі Андріївні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Термодинамічна структура атмосфери у дні формування грозової активності

керівник роботи Міщенко Наталя Михайлівна

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

затверджені наказом ОДЕКУ від № 33 - С від 25.03.2022 р.

2. Строк подання студентом роботи 09 червня 2022 року

3. Вихідні дані до роботи: використовуються дані об'єктивного аналізу NCEP/NCAR полів відносного вихору та дивергенції, аеросиноптичний матеріал (карти приземного аналізу, аерологічні діаграми, карти баричної топографії АТ-850), карти термодинамічних характеристик атмосфери (поля відносного вихору, вертикальних рухів, тощо) моделі WRF

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Відібрати дати з грозами та зливами по території України, 2) для обраних дат завантажити синоптичний матеріал, дані радіозондування, прогностичні дані радіозондування, дані об'єктивного аналізу NCEP, карти полів вихору, дивергенції та вертикальних рухів, 3) за обрані дати розрахувати індекси нестійкості атмосфери СТ, VT, TT, Sweat-index, 4) розрахувати відносний вихор та дивергенцію для обраних станцій України, побудувати вертикальних їх розподіл та поля.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)

1.1 – 1.5 – Етапи виникнення сили плавучості; 1.6 – 1.9 Типи конвективних хмар, радарні знімки; 3.1 та 3.4 – Карти приземного аналізу, 3.2 – Поля відносного вихору швидкості, 3.3 та 3.8 – Вертикальний розподіл вихору швидкості та дивергенції, 3.5 та 3.6 – Поля відносного вихору за прогностичними даними, 3.7 – Карта вертикальних рухів, 3.9 – Карта явищ погоди.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 02 березня 2022 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Отримання завдання та збір вихідних даних до роботи. Ознайомлення з літературними джерелами за темою кваліфікаційної роботи бакалавра.	02.03.2022 р. – 07.03.2022 р.	90	відмінно
2.	Відбір дат з грозовою активністю над територією України та синоптичного матеріалу за обрані дати, написання огляду синоптичних ситуацій	08.03.2022 р. – 20.03.2022 р.	90	відмінно
	Рубіжна атестація	16.05.2022 р.- 20.05.2022 р.	90	відмінно
3.	Розрахунок відносного вихору та дивергенції, побудова відповідних полів, написання їх аналізу та співставити з синоптичними ситуаціями та картами вертикальних рухів	24.05.2022 р. – 27.05.2022 р.	95	відмінно
	Побудова та аналіз вертикального розподілу вихору та дивергенції на обраних станціях України	28.05.2022 р. – 31.05.2022 р.	95	відмінно
	Відбір полів вихору, дивергенції та вертикальних рухів за прогностичними даними WRF, співставлення з синоптичними ситуаціями та написання аналізу. Розрахунок за прогностичними даними індексів нестійкості атмосфери та написати аналіз отриманих результатів	01.06.2022 р – 05.06.2022 р.	95	відмінно
	Узагальнення отриманих результатів. Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату.	06.06.2022 р. - 09.06.2022 р.	95	відмінно
	Перевірка роботи на плагіат, складення протоколу і висновку керівника. Підписання авторського договору.	09.06.2022 р.- 11.06.2022 р.	-	-
	Підготовка презентаційного матеріалу.....	-	-	-
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	-	93	-

Студентка

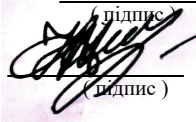


(підпис)

Єжова В.А.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи



(підпис)

Міщенко Н.М.

(прізвище та ініціали)

ЗМІСТ

	ВСТУП.....	5
1	ПРИЧИНИ ВИНИКНЕННЯ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ.....	6
	1.1 Плавучість, як основа для створення низхідних та висхідних рухів.....	6
	1.2 Поняття про потенційну та еквівалентно-потенційну температури як ідентифікаторів повітряної мас. Нестабільність атмосфери.....	11
	1.3 Умови утворення конвективної хмарності та гроз.....	16
2	ПАРАМЕТРИ ІНДЕКСІВ КОНВЕКЦІЇ.....	32
	2.1 Загальні поняття і класифікація.....	32
	2.2 Параметри, які досліджувалися у роботі.....	33
3	АНАЛІЗ ГІДРОДИНАМІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРИ У ДНІ ФОРМУВАННЯ КОНВЕКЦІЇ.....	38
	3.1 Дослідження синоптичних умов формування грозової активності та змін гідродинамічних характеристик 30.08.2021 р за фактичними даними.....	38
	3.2 Дослідження синоптичних умов формування грозової активності та змін гідродинамічних характеристик 04.05.2022 р за прогностичними даними.....	42
	ВИСНОВКИ.....	47
	СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	48
	ДОДАТОК.....	50

ВСТУП

Як відомо, конвективні явища є найбільшою небезпекою для авіації, головна небезпека якої полягає в сильній турбулентності усередині купчасто-дошових хмар і поблизу них. Інтенсивні вертикальні токи часто поєднуються з різкими поривами вітру, що обумовлюють штормову бовтанку літаків, інтенсивне обмерзання, град, зливові опади, шквали, та ін. [2]. В той же час, відомо, що більшість методів прогнозу географічно обмежені, оскільки порогові значення прогностичних величин, прогностичні формули та графіки отримані в результаті обробки певного матеріалу спостережень для території, в межах якої проводилося дослідження. Також на території України катастрофічно мало і не достатньо часто проводяться аерологічні спостереження, які б дали значні покращення в прогнозуванні конвективних явищ. З урахуванням особливостей розвитку конвективного хмарності розроблено багато методів прогнозу гроз як внутрішньомасових, так і фронтальних.

Метою представленої роботи є дослідження змін термодинамічних характеристик атмосфери у дні формування конвективних явищ погоди.

В якості *вихідних* використовуються дані об'єктивного аналізу NCEP/NCAR полів відносного вихору та дивергенції, аеросиноптичний матеріал (карти приземного аналізу, аерологічні діаграми, карти баричної топографії AT-850), карти термодинамічних характеристик атмосфери (поля відносного вихору, вертикальних рухів, тощо) моделі WRF.

Кваліфікаційна робота бакалавра викладена на 52 сторінках, складається зі вступу, трьох розділів, висновків та списку використаних джерел (16 джерел).

1 ПРИЧИНИ ВИНИКНЕННЯ КОНВЕКТИВНИХ ЯВИЩ

1.1 Плавучість, як основа для створення низхідних та висхідних рухів

Сила, яка змушує масу прискорюватися вгору, називається плавучістю, і вона пропорційна різниці щільності між масами, що піднімаються, та їх середовищем [20].

Плавучість — це висхідна сила, яка діє на ділянку повітря у відповідь на різницю в щільності між цією ділянкою та навколишнім середовищем. Ця сила змушує повітряну масу прискорюватися вертикально. Отже, процеси плавучості є основними для створення конвективних висхідних і низхідних рухів. Кілька факторів сприяють збільшенню або зменшенню плавучості повітряних мас. Підвищення потенційної температури та вмісту водяної пари збільшують плавучість, тоді як хмарна вода та опади зменшують плавучість.

Для великих масштабів руху плавучість і вертикальна сила градієнта тиску мають тенденцію врівноважувати один одного. Такі рухи знаходяться в гідростатичній рівновазі.

Для невеликих масштабів руху, як у конвекції, плавучість може значно перевищувати силу вертикального градієнта тиску. Отримані вертикальні прискорення можуть бути набагато більшими, ніж ті, які зазвичай пов'язані з великомасштабними рухами. Такі рухи називають негідростатичними.

Коли вертикальний зсув вітру слабкий, плавучість є домінуючим контролером конвективних висхідних і низхідних рухів. Більш сильні зсуви призводять до взаємодії між висхідним потоком і зсувом, діючи на посилення або придушення вертикального прискорення.

Етапи процесу плавучості:

Етап 1. У нестабільному середовищі, як тільки повітря буде піднято до рівня вільної конвекції, воно продовжуватиме підніматися до тих пір, поки воно тепліше, ніж повітря навколо нього.

Рівень вільної конвекції: висота, на якій піднята частина повітря спочатку стане теплішою (менш щільною), ніж навколишнє повітря. Як тільки маса досягає і стає менш щільною, ніж навколишнє повітря, вона продовжує вільно підніматися, поки не стане такою ж прохолодною (такою ж щільною), як навколишнє повітря. Цей верхній рівень є рівнем рівноваги (рис. 1.1).

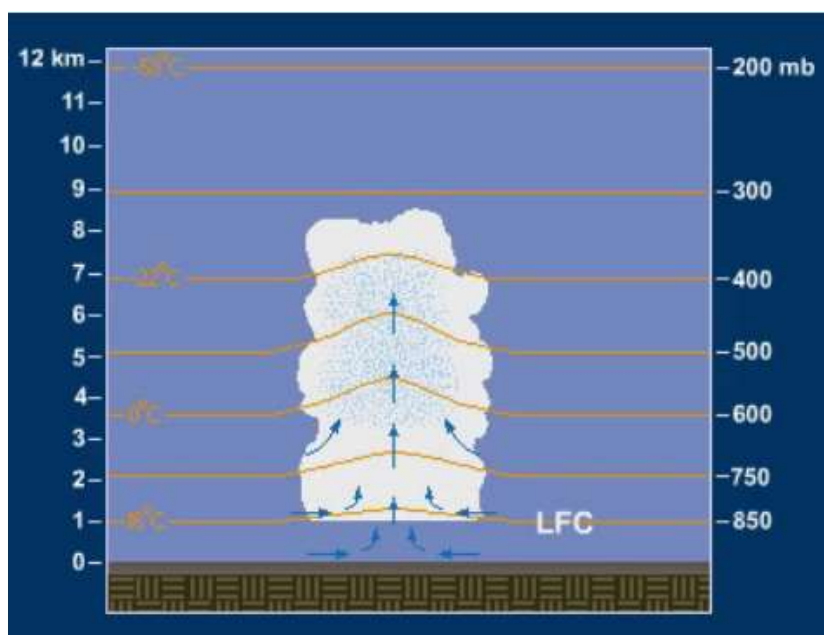


Рисунок 1.1 – Перший етап процесу плавучості

Етап 2. Згодом маса досягає рівноважного рівня, при якому її температура дорівнює температурі навколишнього середовища. Оскільки маса несе певну кількість висхідного імпульсу, деякий додатковий підйом відбувається за межі рівня рівноваги. Цей додатковий підйом утворює верхню частину над ковадлом. Нарешті, оскільки маси тепер прохолодніші, ніж навколишнє середовище, вони опускаються назад до рівня рівноваги. Згодом вони можуть коливатися вертикально навколо цього рівня, згасаючи з часом. Коли процес повторюється, повітряні маси накопичуються на ньому і поширюються вбік, створюючи хмарне ковадло.

Поки все це відбувається, волога конденсується в висхідному повітрі. Вага конденсованої вологи в кінцевому підсумку буде занадто великою, щоб

висхідний рух міг триматися на висоті. Згодом опади почнуть випадати назад через висхідний потік (рис. 1.2).

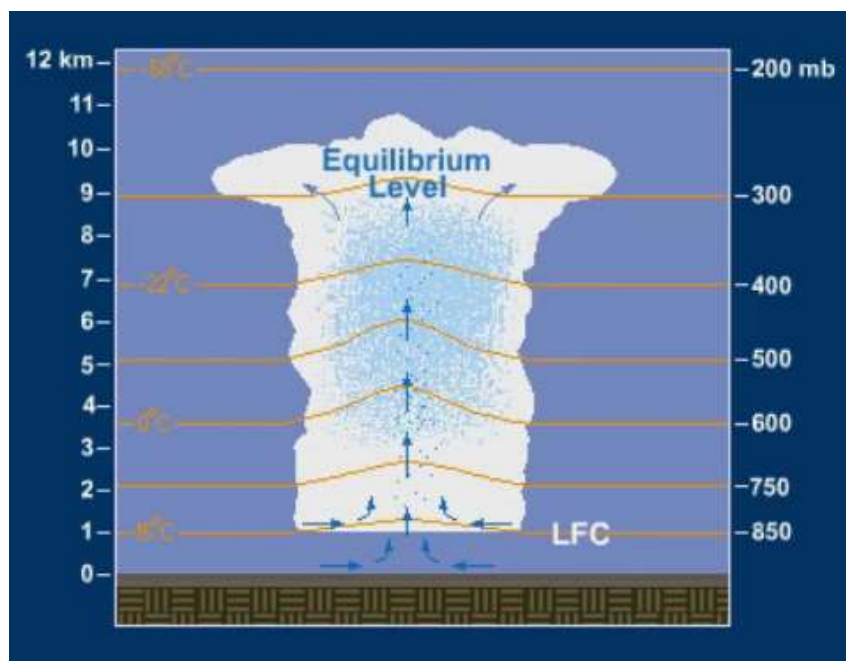


Рисунок 1.2 – Другий етап процесу плавучості

Етап 3. Оскільки навантаження від опадів може значно зменшити позитивну плавучість, початковий ефект опадів полягатиме в тому, щоб тягнути повітря вниз, і спочатку це найбільш значний внесок у силу низхідного руху [2-3].

Інший процес, що сприяє охолодженню низхідного руху, включає захоплення більш сухого повітря на середніх рівнях і випаровування дощу, коли він падає нижче основи хмари. Обидва ці процеси роблять низхідний потік холоднішим за навколишнє повітря, ще більше посилюючи його прискорення вниз.

Дослідження показали, що велика частина повітря, що тягнеться вниз, походить із повітря навколишнього середовища, захопленого на середніх рівнях грози, як правило, від 3 до 5 км над рівнем моря (рис. 1.3).

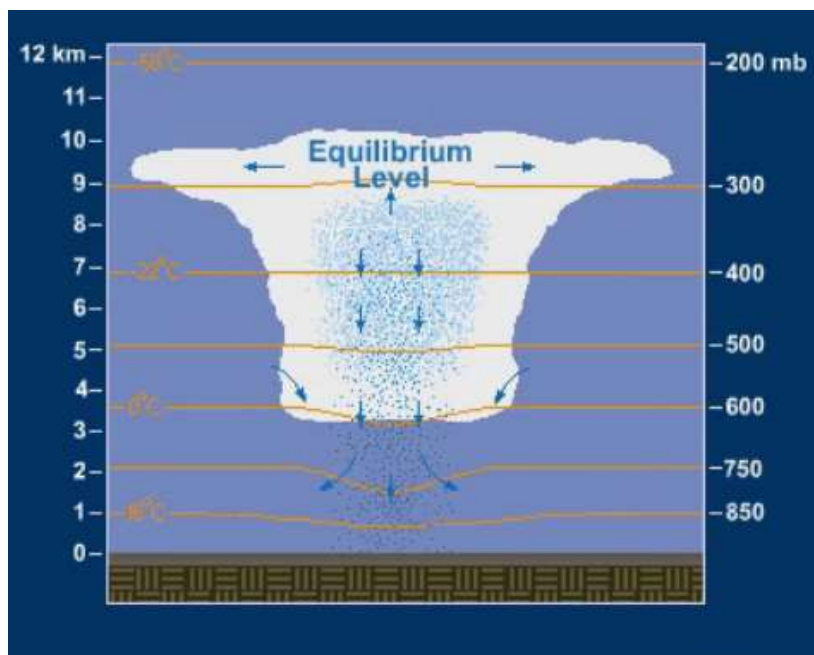


Рисунок 1.3 – Третій етап процесу плавучості

Етап 4. Коли низхідний рух досягає поверхні, він розтікається, утворюючи холодний басейн. Низхідний і розповсюджуваний холодний басейн представляють останні етапи життєвого циклу клітини. У цей момент плавучість стає негативною (рис. 1.4).

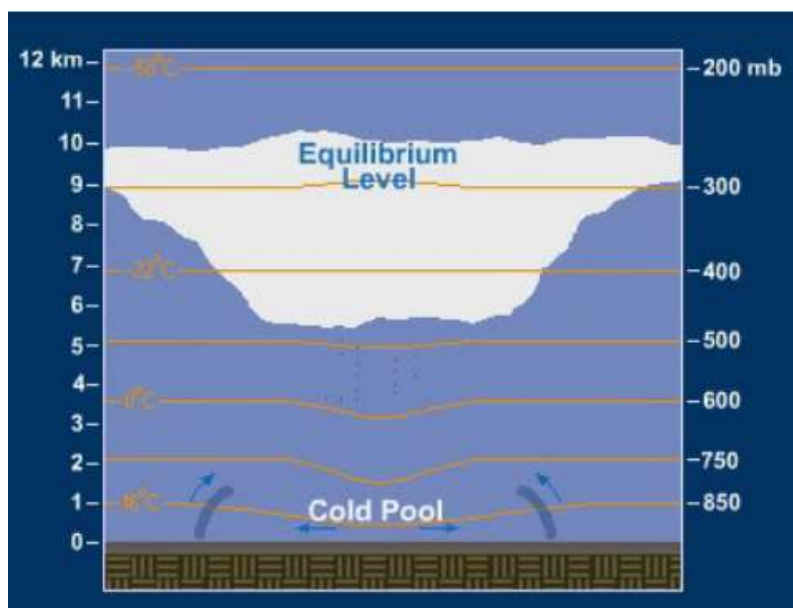


Рисунок 1.4 – Четвертий етап процесу плавучості

Усі етапи. Основні процеси, пов'язані з плавучістю в конвективній бурі, проілюстровані на цій схемі життєвого циклу звичайного осередку, що розвивається в середовищі без вертикального зсуву вітру (рис. 1.5).

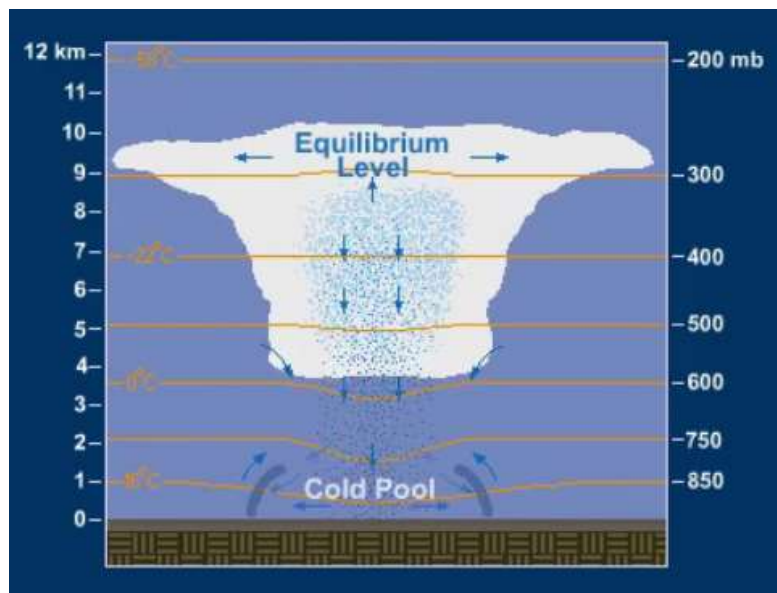


Рисунок 1.5 – Усі етапи процесу плавучості

Термодинамічні діаграми є важливим інструментом для оцінки вертикального розподілу плавучості, що має важливі наслідки як для висхідної, так і для низхідної сили [3].

Сила низхідного руху і приповерхневого відтоку залежать як від навантаження опадів, так і від процесів випаровування. Загалом, сухіші середні рівні асоціюються з сильнішими низхідними потоками [2, 16].

1.2 Поняття про потенційну та еквівалентно-потенційну температури як ідентифікаторів повітряної мас. Нестабільність атмосфери

Потенційна температура є хорошою ідентифікаційною інформацією для повітряних мас. Подібно до температури та точки роси на плані, потенційна температура та еквівалентна потенційна температура також можуть виділити розташування повітряних мас і фронтів.

Тропосфера, як правило, стійка до сухих процесів, за винятком дуже мілководних і вузьких місць. Таким чином, більшість часу ми можемо безпечно використовувати потенційну температуру як вертикальну координату під час аналізу в синоптичному масштабі.

За визначенням, потенційна температура збільшується з висотою, оскільки це температура, яку мала б частина повітря, якщо її довести до контрольного рівня тиску, як правило, 1000 мб, який представляє поверхню на рівні моря. Чим вище утвориться маса, тим більше вона буде адіабатично нагріта, перш ніж досягти поверхні.

По-перше, потенційна температура зростає з висотою по всій атмосфері. По-друге, чим щільніше упаковані ізентропи по вертикалі, тим статично стабільніша атмосфера.

Оскільки фронти створюють власні агеострофічні циркуляції, намагаючись відновити тепловий баланс вітру, горизонтальна відстань і вирівнювання фронту під струменем можуть посилювати або перешкоджати вертикальним рухам, викликаним струменем.

Таким чином, потенційні та еквівалентні потенційні температури можуть служити гарною комбінацією для швидкої оцінки основних фронтів, пов'язаних з циклонами, а також більш тонких кордонів, таких як повітряні маси, температури, які з часом були значно змінені, але все ще зберігають свої властивості вологи [15].

Еквівалентна потенційна температура – це температура, яку мала би частинка повітря, якби вся її волога була конденсована за допомогою псевдоадіабатичного процесу (тобто прихована теплота конденсації використовувалася для нагрівання частинки повітря), і потім частинку сухоадіабатично повернули до 1000 гПа.

Еквівалентна потенційна температура ідентична еквівалентній температурі, за винятком того, що частинку проводять сухоадіабатично від еквівалентної температури на початковому рівні до еквівалентної потенційної температури на рівні 1000 гПа [16].

Нестабільна атмосфера - це атмосфера, де зміна температури з висотою або швидкість зриву дозволяє повітрю, що витісняється вгору, продовжувати підніматися. Загалом, якщо температура повітря, що піднімається, вища за повітря навколо нього, повітря продовжуватиме підвищуватися. Коли повітря піднімається і охолоджується, волога в ньому може конденсуватися і утворити хмари.

Стабільність змінюється майже безперервно через коливання температур і циркуляції повітря в нижніх і верхніх шарах атмосфери.

Коли атмосфера переходить між стабільними і нестабільними умовами, нейтральна стабільність виникає протягом короткого періоду часу. В атмосфері нейтральної стабільності вертикальний рух повітря не підтримується і не пригнічується. Переміщена маса залишиться там, де її переміщують. Таким чином, конвекція повинна бути викликана топографією або поверхневим нагріванням, але як тільки сила припиниться, повітря не буде продовжувати рухатися [13].

Велике значення для утворення грози має розвиток у хмарах конвекції. Навіть за інтенсивної електризації хмарних частинок грозовий процес був би неможливий без поділу зарядів шляхом конвекції. Поле конвекції у грозових хмарах розпадається на кілька осередків. Простір між конвективними осередками довжиною кілька км займають безвихрові зони. Кожен конвективний осередок проходить стадію зрілості та згасання. У стадії

зародження у всьому конвективному осередку переважають висхідні течії. Зрілий конвективний осередок характеризується розвитком висхідних та низхідних потоків, електричною активністю (розрядами блискавки) та випаданням опадів. Такий осередок має горизонтальний діаметр 2-8 км і простягається у висоту рівня з температурою – 40°C. У стадії загасання у всьому конвективному осередку переважають слабкі низхідні течії зі зменшення електричної активності та кількості опадів, що випадають в одиницю часу. Гроза, що триває кілька годин, є результатом активності кількох конвективних осередків.

Конвекція в грозових хмарах має тенденцію до посилення впливу нульової ізотерми, так як тут виникає додаткова нестійкість стратифікації хмарних мас внаслідок виділення тепла при утворенні кристалів льоду.

Куполоутворення виникає під впливом накладання на крапельно-паровий потік потужно-купчастої хмари низькочастотних акустичних коливань, частота яких відповідає власній частоті коливань хмари.

Згідно з Хентінгтоном і Фішером, зростання сонячної активності веде до посилення грозової діяльності та до поглиблення циклонів. У роботах Септера та Брукса встановлено тісний зв'язок між періодичністю гроз та сонячних п'ят. У високих широтах велика частота появи гроз збігається у часі з підвищеним рівнем сонячної діяльності, у низьких широтах фаза грозової активності запізнюється щодо сонячної активності майже півроку. У середніх широтах, за Бруксом, зв'язок між грозами та сонячною активністю менш ясно виражена, але для всієї Землі загалом у період максимуму сонячної активності кількість гроз на 11% більше, ніж у період мінімуму. У період максимуму сонячних плям на Землі відбувається збільшення інтенсивності циркуляції атмосфери, що і призводить до деякого збільшення грозової діяльності [15].

Конвективні системи становлять багато небезпек для авіаційних операцій. Пов'язана з цим турбулентність, блискавка, зсув вітру, обмерзання та низька видимість є одними з найнебезпечніших умов, з якими стикаються

літаки. Передбачити початок і розвиток конвекції дуже складно, навіть у короткому діапазоні.

Типовий життєвий цикл звичайної конвективної комірки має три стадії. Під час початкової стадії висока купчаста хмара росте у вологих, нестабільних умовах. Висхідний рух в хмарі посилюється за інтенсивністю, швидкість може змінюватися від 1 м/с у гарну погоду, до 5 м/с у хмарах із зливою та 65 м/с у великих купчасто-дощових хмарах.

Коли гроза наростає до зрілої стадії, лід утворюється біля вершини купчасто-дощової хмари, коли вона досягає свого максимального вертикального розвитку. Оподи утворюються і починають випадати крізь хмару, ініціюючи низхідні рухи, які можуть досягати або навіть перевищувати 20 м/с. На цьому етапі висхідні та низхідні рухи співіснують у грозі.

На стадії розсіювання у верхній частині купчасто-дощової хмари є добре розвинене ковадло. Нижній потік стає краще організованим і починає перекривати подачу вологого повітря, що піднімається до висхідного руху. Буря згасає [11].

Конвекція, будучи ознакою масштабу від мезомасштаба до шторму, завжди відбувається в більш масштабній системі. Іноді конвективні бурі розвиваються вздовж передньої частини, іноді в межах теплої гілки (перед фронтальної), а іноді вони розвиваються в межах сухої гілки (пост-фронтальної) через великі провали середнього рівня [12].

Конвекція, пов'язана з купчастими хмарами, відноситься до процесу, за допомогою якого повітряна ділянка нагрівається, розширюється, стає менш щільною, ніж навколишнє повітря, виштовхується вгору до точки насичення і утворює хмару або конвективну комірку. Прискорення повітряних мас вгору створює висхідний рух [9].

Наявність вертикально розвинутих низькоосновних хмар, які ще не сформували ковадла, називають потужно купчастими. Ці хмари виглядають як яскраві пухкі вежі і вважаються попередниками купчасто-дощових хмар. Розвиток цих хмар свідчить про нестабільність нижньої атмосфери. Оскільки

вони продовжують будуватися, нестабільність середніх рівнів атмосфери та доступність вологи визначають, чи продовжуватимуться вони переростати в грозу. Якщо спостерігати за цими хмарами, з часом вони переростуть до грози і супутніх блискавок, а також сильного, поривчастого вітру.

Купчасто-дощові — це надзвичайно щільні та вертикально розвинені хмарні системи, що зустрічаються або у вигляді ізольованих хмарних осередків або у вигляді лінії, або серій. Ці хмари виглядають як гори або величезні висунуті вежі з верхніми частинами, які зазвичай гладкі, волокнисті або смугасті та майже сплюснені. Ця сплюснена верхня частина купчасто-дощового м'яза називається ковадлом. Блискавки, грім, град і сильні вітри часто викликаються цими рваними, дуже темними конвективними хмарами [13].

Грозові, або купчасто-дощові, хмари виростають дуже високими і можуть викликати рясну кількість дощу.

Ковадло влучно названо на честь інструменту коваля подібної форми; однак під час грози ковадлом вважається лише найвища частина купчасто-дощової хмари. Ви можете бути за милі від основного дощового ядра і все ще перебувати під ковадлом. Деякі ковадла можуть бути невеликими по відношенню до решти хмари під ними. Можна використовувати ковадло як проксі для зрілості однієї бурі або для порівняння з іншими штормами. Це ковадло з чіткими краями означає, що гроза все ще зростає або зберігає силу

На дні будь-якого ковадла можна побачити різні бульбоподібні виступи або мішечки, які називаються маматусами. Хмари *Mammatus* (рис. 1.8) отримали свою назву від латинського "mamma", що означає вим'я або груди [10].



Рисунок 1.6 - Хмари Маматус

Тонкі ковадла є важливим сигналом того, що гроза може слабшати. Незважаючи на те, що ковадла можуть бути ознакою зрілості, ковадло буде показувати відкладену реакцію на зміни, що відбуваються в нижній частині грози.

1.3 Умови утворення конвективної хмарності та гроз

Тепле повітря піднімається вгору в ті шари атмосфери, де тиск менше, ніж біля землі і тому воно розширюється. А при розширенні, дотримуючись неприкладного фізичного закону, повітря охолоджується. У тих місцях, де повітря опускається, воно, падаючи в шари атмосфери з більш високим тиском, буде стискатися і нагріватися.

У міру того, як повітря піднімається все вище і вище, воно стає все холоднішим і холоднішим. Тому на деякій висоті воно охолоне настільки, що вміщена в ньому пара досягне насичення і тоді «надлишки» водяної пари перетворюються на крапельки води, які і утворюють видимі нами хмари.

Отже, коли поверхня землі нагрівається нерівномірно, то в тих місцях, де є висхідні повітряні течії, утворюються хмари, які за своєю формою нагадують купи, розкидані по небосхилу.

Тому вони називаються купчастими. Якщо приплив до хмари теплого, насиченого парами повітря буде продовжуватися, воно починає рости. І, навпаки, коли повітряний вертикальний потік чомусь слабшає, хмара зменшується у розмірі.

Хмара розвивається до тих пір, поки не витратиться всі "надлишки" водяної пари, або доти, поки повітряні висхідні струмені не почнуть розтікатися спочатку в сторони, а потім вниз. Таким чином грозова хмара може досягти великих висот та великої товщини. Воно часто охоплює всю товщу тропосфери до висот 10 км – у середніх географічних широтах, і до 20 км – у тропічних областях. Часто грозова хмара має кілька кілометрів завтовшки.

Гроза не є суцільною, вона складається з окремих грозових хмар [17].

Влітку струмені гарячого повітря несуть із собою вгору вологу із землі. Піднявшись на велику висоту і поступово охолодившись, пара конденсується у найдрібніші крапельки води.

Чим сильніше прогріває сонце землю, тим більше гарячого повітря, насиченого вологою, піднімається вгору.

Швидко на очах зростає купчаста хмара. Чим потужніша хмара, тим менше сонячного світла проходить через неї - вона темніє. Однак зростання хмари не може відбуватися безмежно. З віддаленням від землі температура повітря все більше знижується, і водяні пари, що піднімаються, все більш охолоджуючись, починають рясно виділяти крапельки води.

До певного часу ці, спочатку дрібні краплі води утримуються вітром в повітрі. Зі збільшенням розмірів крапель їхня вага зростає, і вони вже не можуть знаходитись в повітрі. Падаючи вниз, вони утворюють дощ.

При дуже бурхливому крапле утворенні дощ перетворюється на зливу. Разом з тим швидкий рух висхідних потоків вітру і водяних крапель, що

падають крізь них, призводить до появи електричних зарядів. Однією з важливих причин утворення електроенергії у хмарах, або, як кажуть появи електризації хмар, є поділ великих крапель на дрібніші.

Іншою причиною утворення електризації хмар є заряд тих, що утворюються краплин води частинками позитивної і негативної електроенергії, що постійно знаходяться в повітрі. Ці заряди є уламками атомів і молекул повітря, що з'явилися в результаті бомбардування їх космічними променями, що пронизують нашу атмосферу зверху.

Розщеплення повітря, тобто його іонізація, тим сильніше, чим інтенсивніше промені, що виділяються радіоактивними речовинами.

Так, народжуючись в хмарі з пари крапельки води, потрапляючи в атмосферу, в якій перебувають тисячі заряджених уламків-атомів, зливаються з ними, поглинаючи їх заряд. Пролітаючи великі відстані в атмосфері та збільшуючись, краплі води можуть заряджатися позитивною або негативною електроенергією. Це є друга причина електризації хмар.

На малюнку (рис. 1.7) показано розподіл зарядів у потужній грозовій хмарі. Цифри, вміщені збоку, характеризують висоту окремих шарів хмари (ліворуч) та температуру повітря у різних шарах (праворуч). Така структура хмари являється найбільш характерною і найчастіше зустрічається в добре розвиненій грозовій хмарі.

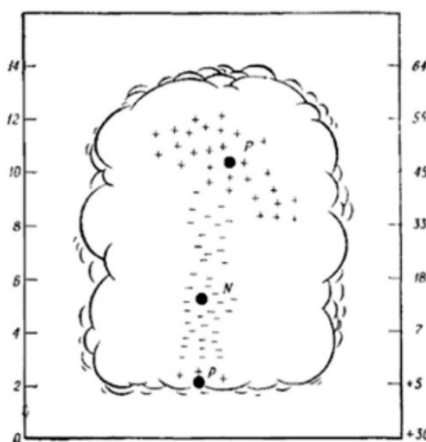


Рис. 1.7 - Розподіл зарядів у грозовій хмарі

У верхній частині хмари, на висоті понад 3 – 4 км, лютує мороз. Тут краплі води зустрічаються зазвичай у замороженому стані, як кристалів льоду. При зіткненні окремих крижаних шматочків вони розколюються, подрібнюються; при цьому дрібні уламки, отримуючи позитивний заряд, піднімаються вгору, заповнюючи купол хмари. Крупніші, негативно заряджені кристали опускаються в нижню частину хмари. Тут температура вища за нуль, і тому кристали льоду тануть і утворюють краплі води, заряджені негативною електроенергією.

Розряди блискавки відбуваються не тільки між хмарами та землею, а й між двома хмарами чи її ділянками, зарядженими електроенергією різного роду.

Відомо, що один квадратний кілометр поверхні землі уражається блискавкою не частіше ніж один раз протягом року або двох років, - це в районах, де щороку відбувається 20 – 30 випадків грозової діяльності. [13]

Грози — це вертикально розвинені (купчасті) хмари, які викликають блискавки та грім.

Висхідний рух є джерелом живлення грози. Без цього вона слабшала б і зрештою розсіялася. Звідси починається весь розвиток грози. Висхідний рух забезпечує грозу теплим повітрям і вологою, що сприяє розвитку. Висхідні потоки можуть бути вертикальними або нахиленими. Нахилені висхідні рухи зазвичай викликають більш тривалі грози, ніж вертикальні висхідні рухи, але будь-який з них може призвести до небезпечної погоди [14].

Грозою називається процес розвитку в атмосфері потужних іскрових розрядів (блискавок), що супроводжуються громом і пов'язаних у більшості випадків з укрупненням хмарних елементів і випаданням зливових опадів [15].

Грози розподіляються на земній поверхні дуже нерівномірно. Це пояснюється тим, що на їх утворення впливають дуже багато обставин і насамперед температура повітря, його вологість, шляхи переміщення холодних повітряних мас. У свою чергу, на рух повітряних потоків впливають океани, моря, гори.

Вчені встановили, що на земній кулі у різних його місцях одночасно відбувається близько двох тисяч гроз.

Найбільше грозова діяльність спостерігається в тропічних країнах (Африці, Індокитаї та інших), тому що там особливо велика кількість дощів.

На північ та південь від цих областей грозова діяльність слабшає.

Число гроз, що спостерігаються у певному районі, залежить від пори року. На нашому континенті майже всюди найбільша грозова діяльність посідає літні місяці: червень, липень; зимові грози – явище дуже рідкісне.

На узбережжі Атлантичного океану, особливо поблизу теплої течії Гольфстріму, найбільше гроз падає на зимові місяці.

Тривалість гроз зазвичай невелика: близько половини всіх гроз триває трохи більше години, четверта частина гроз – трохи більше двох годин [13].

Грози утворюються, коли вологе тепле повітря піднімається в нестабільному середовищі. Можливість грози та суворості погоди зазвичай оцінюється за допомогою індексів стабільності, розрахованих на основі профілів температури, вологості та швидкості вітру. Інтенсивність і тривалість грози залежать від вертикального зсуву вітру та структури грози. Кількість і серйозність небезпек збільшуються зі зсувом і складністю структури шторму.

Грозові низхідні рухи утворюються опором опадів і випарним охолодженням. Сильні низхідні рухи можуть спричинити мікроспалахи, що становлять основну небезпеку для авіації, і пилові бурі, коли вони відбуваються в пилових або піщаних місцях.

Гроза — локальний шторм із купчасто-дощовою хмарою, що викликає блискавки та грім, поривчастий вітер, сильний дощ, а іноді й град.

Конвективні низхідні рухи створюються внаслідок опору опадів, випарного охолодження та захоплення сухого повітря. Надзвичайно сильні низхідні рухи або пориви можуть спричинити сильний руйнівний вітер, швидкістю понад 60 м/с на поверхні. Мікросплески – це сильні низхідні сплески, які мають горизонтальну протяжність менше 4 км і тривають кілька хвилин, тоді як макросплески мають розміри понад 4 км, тривають від 5 до 30

хвилин і можуть викликати пошкодження, подібні до торнадо. Мікроспалахи можуть бути «мокрими», з низьким рівнем хмар і сильними опадами, або «сухими», з високими базами хмар і віргою.

Один із потенційних катастрофічних наслідків мікробибухів трапляється, коли літак зазнає раптової втрати швидкості повітря та пов'язаної з цим втрати підйомної сили при зіткненні з мікросплеском. Сильні мікросплески можуть бути виявлені як яскраво виражені теплі ділянки посеред холодних вершин грози на покращених ГЧ-зображеннях. Це пояснюється тим, що холодне повітря у верхніх частинах сильних гроз буде швидко опускатися, як тільки висхідний потік зруйнується, що призведе до сильних мікроспалахів. [13].

Грози частіше утворюються над сушею, ніж над океанами, хоча тропічні океанські райони біля східного узбережжя континентів відчувають значну грозову активність.

Поблизу екватора грози розвиваються в межах міжтропічної зони конвергенції. Цей регіон знаменує собою зближення пасатів, що дмуть зі сходу на захід. Міжтропічна зона конвергенції рухається на північ в Північній півкулі влітку і на південь у Північній півкулі взимку. Цей рух допомагає встановити вологий і сухий сезони поблизу екватора. Місця поблизу екватора, як правило, відчувають найбільшу кількість гроз у березні та вересні, коли ця зона знаходиться найближче до екватора. Грози, як правило, короткочасні, конвективні, але можуть принести сильні опади. Крім надзвичайно локалізованих вітрів, пов'язаних із грозами, міжтропічна зона конвергенції має незначний домінуючий рух вітру.

Повітря, що втягується в грозовий висхідний рух, тепле і вологе, і чим сильніший висхідний потік, тим більше вологи конденсується, що призводить до більшої кількості опадів. Сильніші висхідні рухи також утримують краплі води в зваженому стані в хмарі протягом більш тривалого періоду часу, що сприяє більшому розміру крапель та інтенсивнішому випаданню опадів. Якщо

температура досить низька, краплі води замерзнуть у кристали льоду, які в подальшому можуть перерости в град.

Бувають «сухі» грози. Якщо повітря під грозою дуже сухе, наприклад повітря з відносною вологістю значно нижче 30 відсотків, дощ, що падає з основи грози, у більшості випадків випарується, перш ніж досягти землі. Сухі грози є поширеним явищем у напівпосушливих регіонах.

Перший етап життєвого циклу грози називається купчастою стадією, коли вологе повітря піднімається і охолоджується, утворюючи купчасту хмару або скупчення хмар. Якщо під час зростання хмари буде достатньо повітря, що піднімається, це призведе до постійного висхідного руху, і хмара може розвинути вертикально всього за кілька хвилин. Опадів, блискавок і грому не буває під час купчастої стадії.

Оскільки хмара росте і розмір крапель збільшується, зрештою краплі хмари стають достатньо великими, щоб падати. Рух крапель, що падають вниз, призводить до втягування більш холодного і сухого повітря, що оточує верхівку хмари, і, коли це повітря опускається, воно створює низхідний потік. Разом висхідний і низхідний рух утворюють так званий осередок грози, і існування його становить зрілу стадію грози. На цьому етапі шторм може спричинити низку загроз, включаючи сильний дощ, град, блискавки, грім та сильну турбулентність.

Як тільки висхідні рухи слабшають, а низхідні починають домінувати, настає стадія розсіювання грози. На цьому етапі невеликі опади можуть продовжувати випадати, але нові краплі хмари не утворюються. Без припливу вологого повітря через висхідні рухи існуючі хмари або краплі дощу на низьких рівнях починають випаровуватися, і шторм розсіюється [14].

Туман і гроза можуть існувати одночасно при наявності холодної водної поверхні, над якою в результаті насунення теплого повітря створюються сприятливі для утворення туману умови. Над таким туманом когут проходитимуть грози холодного фронту [15].

Залежно від атмосферних умов, що існують при утворенні гроз, останні можуть бути поділені на «внутрішньомасові» та «фронтальні».

Перший тип має місце при нагріванні нижніх або охолодженні верхніх шарів повітря.

Сонячні промені нагрівають поверхню землі, звідки тепло передається у нижні шари повітря. Грози, що викликаються цією причиною, спостерігаються у спекотні літні дні.

Основним наслідком такого повітря є порушення рівноваги в атмосфері. Особливо яскраво дія нагріву проявляється на окремих піднесених пагорбах. Пригріті сонцем, вони народжують вітер, що піднімається вгору і за наявності в повітрі вологи утворює хмари.

Фронтальні грози виникають, коли дві повітряні течії, що мають різну температуру, під час свого руху під деяким кутом один до одного зустрічаються біля поверхні землі.

При дотику теплого повітря з холодним перший прагне піднятися нагору, а другий – опуститися вниз. Водночас зустрічі теплих та холодних повітряних течій утворюється завихрення – сильний вітер, він спрямовується нагору та сприяє виникненню гроз.

Грози внутрішньомасові мають більш менш місцевий характер - виникаючи в якомусь районі, вони і розвиваються переважно над ним або переміщуються на невеликій відстані.

Фронтальні грози виникають на широкій площі, якою рухаються холодні маси повітря.

Ці, як їх називають, хвилі холоду перекочуються зазвичай із півночі до районів із високою температурою повітря.

У межах області, захопленої хвилею холоду, можуть і розвиватися численні окремі грози, які переміщуються зі швидкістю 50 – 60 км на годину на великі відстані [13].

Теплові грози вибухають великому просторі, займаючи нерідко площу кілька тисяч квадратних кілометрів. На цій території їх зазвичай буває кілька.

Але кожна окремо зберігає ізольовану будову хмар. Кожна окрема гроза називається окремим осередком. Він зміщується та розвивається самостійно. Осередок займає порівняно невеликий район у кілька десятків або сотень квадратних кілометрів. Коли окреме грозове вогнище згасає, іноді поруч виникає новий, який, пройшовши деяку відстань, теж гасне.

Грозове вогнище, у свою чергу, є складною освітою і складається зазвичай з декількох областей, званих грозовими осередками. Розмір такого осередку змінюється від одного до десяти кілометрів у діаметрі.

Фронтальна гроза також складається із серії окремих грозових осередків, розташованих уздовж холодного фронту на деякій відстані один від одного.

Оскільки зустріч двох повітряних мас при утворенні фронтів відбувається на великій протязі, то і весь ланцюжок грозових вогнищ тягнеться вздовж лінії фронту на сотні та тисячі кілометрів.

Оскільки повітряний фронт переміщається швидко, те й разом із ним переміщуються грози.

Грози тропічних широт інтенсивніші за північні. Але в тому самому пункті грози можуть сильно відрізнятись одна від одної за своєю суворістю і тривалістю [16].

Грози виникають внаслідок конвекції, яка утворює купчасті хмари. Основною умовою утворення конвекції є вологе повітря, яке тепліше за навколишнє середовище та піднімається вгору, оскільки воно менш щільне, ніж навколишнє повітря. Після того, як повітря, що піднімається, охолоджується до точки насичення, воно утворює купчастий або конвективний осередок. Імовірно, що грози утворюються там, де є достатня вологість, нестабільність та підйом.

Джерелами вологи для гроз є великі водойми, поверхнева вологість від попередніх штормів, випаровування з вологого ґрунту та рослинності.

Кажуть, що атмосфера буде нестабільною, якщо піднята маса буде продовжувати підніматися. Це найімовірніше, коли середня верхня

тропосфера холодна (більш щільна), а нижня атмосфера тепла або волога (менш щільна).

Підйом, який ініціює конвекцію, викликається нагріванням земної поверхні, топографії, сухих ліній, морських бризів, меж відтоку від попередніх штормів, конвергенції на низьких рівнях і розбіжності верхнього рівня.

Гроза вважається сильною, якщо вона спричиняє торнадо або вітер ≥ 25 м/с та град $\geq 2,54$ см у діаметрі. Хоча в тропіках загалом спостерігається найвища частота глибокої конвекції у світі, сувора погода трапляється в деяких тропічних континентальних регіонах і рідко над тропічними океанами.

Сильні грози утворюються в умовах сильного вертикального зсуву вітру та горизонтальних градієнтів вологи, температури та вітру. Крім того, конвекція, яка викликає град і торнадо, вимагає сухих, прохолодних середніх рівнів вище інверсії, яка покриває тепле, вологе повітря біля поверхні і призводить до сильного висхідного руху, коли інверсія розмивається. Тропічне середовище досить однорідне за температурою і вологістю. Тропічні висхідні рухи слабші, ніж середні широтні континентальні, що перешкоджає зростанню граду та розтягуванню, необхідному для створення вихорів торнадо.

Умови для утворення сильних гроз:

- Сильні торнадо вимагають дуже сильного висхідного потоку (великий CAPE) із сильним зсувом вітру низького рівня, який зазвичай трапляється в регіонах із різкими градієнтами температури та вологості, наприклад на фронтах. Слабкі торнадо утворюються вздовж кордонів у низькій тропосфері і більш поширені в тропіках.

- Шкідливі прямолінійні приземні вітри, як правило, генеруються повітрям, що спускається з сухого шару в нижній та середній тропосфері. Сильний зсув низького рівня також дає сильні вітри.

- Град виникає в середовищі, яке створює сильні висхідні рухи (великий CAPE) і переохолоджену воду. Град утворюється у вигляді крапель води, що підносяться вгору до рівня промерзання, де вони замерзають; коли вони

опускаються нижче 0°C, вони починають плавитися. Але якщо їх підхоплює інший висхідний рух, напівзаморожені краплі переробляються і додається ще один шар. Град наростає до серйозних розмірів, коли його багаторазово переробляють у висхідній русі або там, де висхідний рух містить багато переохолодженої води. Чим вищий рівноважний рівень в зондуванні, тобто чим вища гроза, тим більша ймовірність великого граду.

Ізольовані типи гроз, класифіковані за розміром, структурою, тривалістю та інтенсивністю:

- Однокоміркові грози: одиночний висхідний рух, невеликий зсув або взагалі без нього, триває менше 1 години, зазвичай не сильні.

- Багатокоміркові грози: кілька осередків, висхідні та низхідні рухи розділені, вертикальний зсув призводить до довготривалої грози, створює суворі погодні умови (блискавки, сильний вітер, сильні опади, град, а іноді слабкі смерчі).

- Суперкоміркові грози (рідко в тропіках): висхідний, що обертається, відокремлений від низхідних, сильний вертикальний зсув, нахилений і розтягнутий для утворення мезоциклону, викликає найсильніші та найшкідливіші торнадо та випадкові раптові повені.

Еволюцію однокоміркової або звичайної імпульсної грози можна описати трьома стадіями: купчаста, зріла і розсіююча. Купчаста стадія починається з одного висхідного повітря, яке є теплішим і менш щільним, ніж навколишнє середовище. Для купчастої стадії характерні піднесення, зближення вологи в прикордонному шарі та висхідний рух. Під час зрілої стадії падаючі краплі дощу створюють низхідний рух. Змішування низхідного потоку з більш сухим повітрям у нижній тропосфері призводить до сильного випарного охолодження. Холодне повітря поширюється на поверхню у вигляді межі відтоку.

Межа відтоку в тропіках набагато слабкіша, ніж у середніх широтах, за винятком тропічних мезомасштабних конвективних систем. Згодом низхідний потік перериває подачу висхідного вологого повітря на стадії розсіювання, і

шторм затихає. Звичайні грози зазвичай мають ширину близько 10 км і тривають 20-30 хвилин.

Під час купчастої стадії хмара виглядає білою, за винятком біля основи, яка є плоскою і темнішою. Зріла стадія - це ковадло, яке формується там, де висхідний рух поширюється, коли він досягає стабільної тропопаузи. Конвекція є найбільш інтенсивною на цьому етапі з дуже темними основами хмар, і сильні дощі розглядаються як щільний вал, що поширюється від основи осередку. Низько висяча хмара «шельфа» зазвичай присутня та вказує на підйом і конденсацію повітря вздовж краю фронту поривів. На стадії розсіювання кількість опадів зменшується, видимість збільшується, хмари розпадаються (рис. 1.8).

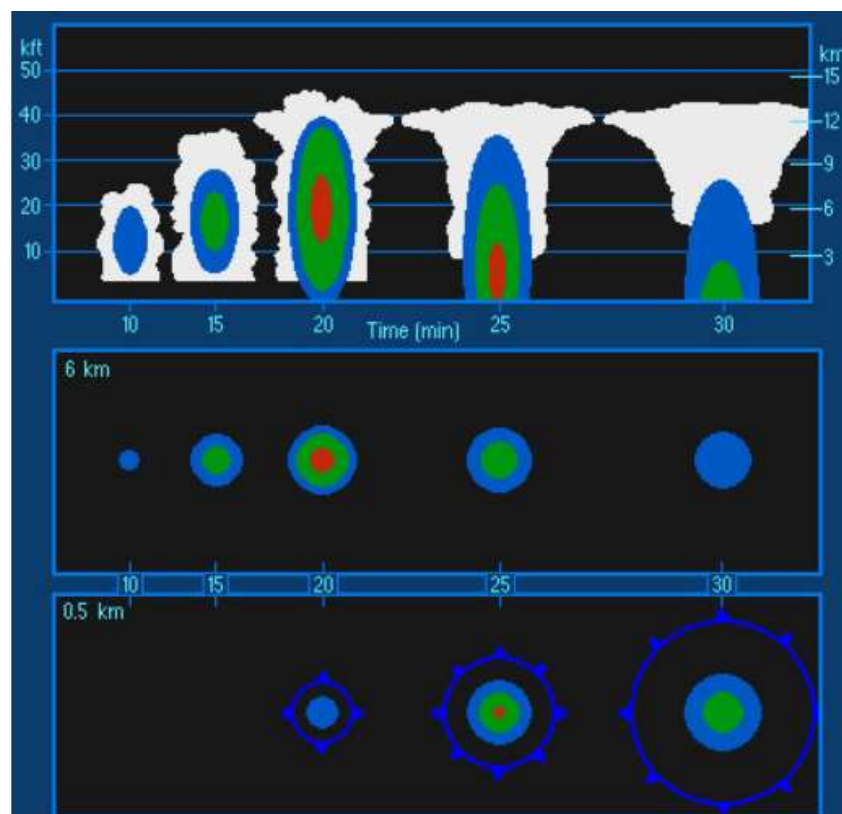


Рисунок 1.8 – Радарна структура однокоміркової грози, яка розвивається з часом

На малюнку вище зображено життєвий цикл звичайної ізольованої грози за допомогою радара. Максимальна відбивна здатність обумовлена сильними

конвективними опадами під час зрілої стадії з піком у середній тропосфері. Поблизу поверхні максимальна відбивна здатність виникає пізніше в життєвому циклі, коли випадають опади. Це ідеалізоване зображення показує симетрично розширювану межу відтоку на низьких рівнях, яка піднімає повітря для утворення нових осередків.

Хоча звичайні однокоміркові грози, як правило, не є серйозними, вони можуть викликати блискавки, сильний вітер та сильні дощі.

Термін «звичайні грози» відноситься до тих повсякденних гроз, які мають короткий термін життя — близько кількох годин або менше. Вони з'являються щодня після достатнього прогріву поверхні. Деякі поширені місця, де можуть бути поширені звичайні грози: морські, тропічні повітряні маси, які складають «теплий сектор» циклонів середніх широт; задня частина області низького тиску; краї областей високого тиску та по місцевому високому рельєфу.

Ці шторми зазвичай не сильні, але можуть містити невеликий град і поривчастий вітер. У рідкісних випадках, інакше звичайні грози можуть викликати слабкі торнадо, тому будь-яку конвекцію в цьому районі слід уважно відстежувати за допомогою радара.

На радарі звичайні грози зазвичай швидко розвиваються в невеликі ядра грози діаметром не більше 20 км (12 миль). Вони не мають характерної форми і просто виглядають як маленькі «краплі» з невеликим ядром із сильними значеннями відбивної здатності. Кілька ядер можуть перерости в більші кластери, але вони також зазвичай розсіюються протягом кількох годин [16].

Мультикоміркова гроза розвивається, коли нові клітини утворюються вздовж фронтів поривів існуючих осередків, а старі осередки дозрівають і розсіюються. Мультикоміркові грози — це групи звичайних гроз, кожна з яких знаходиться на різних стадіях свого життєвого циклу (рис. 1.9).

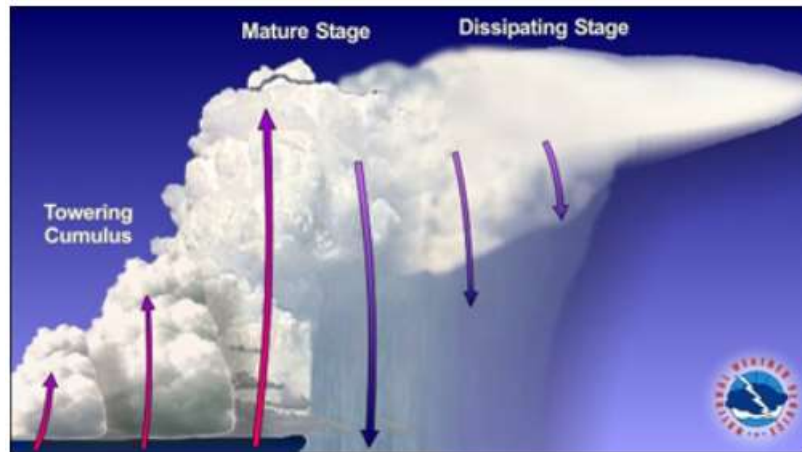


Рисунок 1.9 – Мультикоміркова гроза

За наявності вертикального зсуву вітру відтік із групи короткоживучих ізольованих осередків може об'єднатися у межі відтоку. Це призводить до зближення в напрямку штормового руху, коли нові осередки утворюються вздовж і відразу за фронтом поривів. Потім висхідний рух відокремлюється від низхідного. В результаті мультикоміркові бурі тривають від кількох до кількох годин.

Ізольовані мультикоміркові грози спричиняють блискавки, сильний вітер, сильні дощі, град, слабкі смерчі. Іноді вони бувають серйозними це означає, що вони викликають торнадо або вітер ≥ 25 м/с та град $\geq 2,54$ см у діаметрі.

Хоча суперкоміркові грози рідкісні в тропіках, тропічні метеорологи повинні розуміти їх характеристики та умови, за яких вони можуть виникати в тропіках. Суперкоміркова гроза — це інтенсивна, відносно велика гроза, яка створює сувору погоду і може тривати кілька годин. Вони викликають найсильніші торнадо, великий град, сильні вітри та сильний дощ.

Супер умови утворюються в середовищі з сильним зсувом, де висхідний рух грози нахиляє горизонтальну завихреність вгору, утворюючи обертальний висхідний рух.

Середовище, сприятливе для утворення суперкомірок у тропіках, створюється там, де позатропічні вторгнення викликають зустріч сухих,

сильних полярних північних і західних вітрів з гарячими вологими тропічними повітряними масами. Такі середовища зустрічаються, наприклад, із холодними фронтами та субтропічними циклонами. Сильний зсув і високий CAPE є хорошими показниками потенціалу суперкомірок. Тропічні циклони, що виходять на сушу, також можуть генерувати достатній зсув для створення супер умов.

На відміну від звичайних гроз, суперкомірки відзначаються обертальним висхідним рухом, відомим як мезоциклон. Мезоциклони зазвичай мають ширину 2-10 км і глибину близько 3 км. Мезоциклон створює потенціал для утворення торнадо і призводить до перельоту вершин. Суперкомірка створює сильний низхідний рух на передньому фланзі, де розповсюджується шельфова хмара і зазвичай спостерігаються сильні дощі. Торнадо також можливі вздовж кордону, створеного низхідним рухом заднього флангу [17].

Гроза може викликати сильний вітер, дощ і град. Відпливні вітри часто поширюються в усіх напрямках, переміщаючись на кілька миль від ядра грозової хмари, і можуть викликати раптове зниження температури та підвищення відносної вологості. Більш інтенсивні шторми мають сильні припливні вітри і також здатні викликати торнадо [13].

Блискавка - це розряд електроенергії, що виникає під час зрілої грози [14].

Блискавка, швидкий розряд електроенергії між областями протилежного заряду, є однією з основних небезпек гроз. Утворення блискавки вимагає розділення електричного заряду в атмосфері. Хоча механізм її утворення все ще недостатньо вивчений, і лід, і вода повинні бути присутніми всередині хмари, щоб генерувати досить великий розподіл електричних зарядів, щоб викликати блискавку. Джерелами частих блискавок є тропічні грози, які мають велику вертикальну протяжність і чії вершини досягають холодної високої тропопаузи. Блискавки трапляються всередині хмар, між хмарами, від хмар до чистого повітря та від хмари до землі. Остання названа блискавкою від хмари

до поверхні є найбільш смертельною. Початковий шлях від хмари до землі зазвичай занадто швидкий, щоб його було видно, тому саме зворотний удар від поверхні ідентифікується як блискавка.

Блискавки частіше трапляються в тропіках, ніж у високих широтах. Глобальний максимум щільності спалаху блискавок спостерігається над басейном Конго в екваторіальній Африці. Загалом, щільність спалаху блискавок на суші на порядок вище, ніж над океаном.

Торнадо є найбільш інтенсивними явищами, викликані грозами. Більшість тропічних смерчів не є суперкомірковими торнадо, які мають тенденцію утворюватися вздовж ліній зближення в планетарному прикордонному шарі. Зокрема, горизонтальний зсув уздовж кордонів призводить до утворення мезоциклонів, і коли грозовий висхідний рух наростає над мезоциклоном, утворюється торнадо. Рвучкий торнадо — це невеликі вихори, які утворюються вздовж фронтів грозових поривів і є менш тривалими, більш нахиленими і меншими, ніж звичайне торнадо. Вони також утворюються тропічними циклонами, що випадають на сушу, причому більшість з них відбувається у зовнішніх дощових смугах. Більшість тропічних циклонних торнадо слабкі. Більша частина сильних смерчів утворюються в суперкомірках. Вони виникають у тропіках, коли вторгнення позатропічних повітряних мас відбувається з сильним зсувом і нестабільним середовищем.

Смерчі схожі на торнадо, за винятком того, що вони утворюються над водою, як правило, теплою. Вони слабкіші, ніж торнадо, і утворюються там, де швидке зростання купчастих осередків збігається зі злиттям ліній хмар і зближенням уздовж фронтів поривів. Пилові дияволи можуть утворюватися під ясним небом, оскільки вони виникають внаслідок підняття повітря вгору через сильний нагрів поверхні. Серед вихорів локального масштабу смерч має найшвидшу швидкість вітру, найбільшу й довговічну, тоді як пиловий диявол має найнижчу швидкість та найкоротшу тривалість [17].

2 ПАРАМЕТРИ ІНДЕКСІВ КОНВЕКЦІЇ

2.1 Загальні поняття і класифікація

Пілоти, диспетчери та інші працівники авіаційної галузі значною мірою покладаються на прогноз погоди та інформацію про умови, в яких вони будуть літати. Небезпеки для літаків включають деякі часті явища, які можуть бути менш очевидними для тих, хто знаходиться на землі. [14]

Спостереження над грозами, що проводяться на метеорологічних станціях, зводяться до того, що записується час появи або початку, грози та її кінець. Такі спостереження дозволяють побудувати карти гроз за кількістю грозових днів та отримати деяке уявлення про розподіл гроз у пори року та доби.

Але для практики дуже цікавими та важливими є відомості не тільки про кількість грозових днів у тій чи іншій місцевості, але також і відомості про кількість грозових розрядів під час окремої грози, наскільки часто ці розряди йдуть один за одним.

Усередині материків грози найчастіше бувають у денний час, причому більш багата на грози друга половина доби, від 13 до 24 годин (найчастіше вони бувають між 15 і 18 годинами і найрідше – в ранкові години, в 5 – 7 годин) [17].

Грози відносяться до небезпечних явищ погоди, оскільки порушують нормальну роботу багатьох галузей народного господарства. Тому своєчасне попередження зацікавлених організацій та відомств про очікуваний розвиток гроз має велике значення.

Нині є понад чотири десятки способів прогнозу гроз. Проте якість прогнозів цього явища ще задовольняє запити практики. Це зумовлено кількома причинами. По-перше, нам ще мало зрозумілий механізм утворення гроз. По-друге, розвиток гроз пов'язане з розвитком конвенції, яка дуже

мінлива в часі та просторі. По-третє, у багатьох методах прогноз дається виходячи з одних термодинамічних розрахунків, не враховуючи синоптичного становища.

Розвиток конвективних хмар та пов'язане з ними виникнення гроз є однією з форм реалізації енергії нестійкості теплої повітряної маси. Для розвитку потужних конвективних хмар та гроз необхідні дві умови: наявність значної енергії нестійкості у теплій повітряній масі та проходження холодного фронту, хвильового обурення чи фронту оклюзії через пункт прогнозу. Тільки за виконання цих умов слід очікувати розвитку гроз [11].

Класифікують індекси саме так: індекси, які зумовлені фізичними процесами та індекси, визначені комбінаціями параметрів діагностики [16].

2.2 Параметри, які досліджувалися у роботі

В цій роботі досліджувалися такі індекси нестійкості атмосфери, як Total Totals (TT) Index, Vertical Totals (VT) Index, Cross Totals (CT) Index та SWEAT.

Індекс Total Totals розраховується з використанням температури та точки роси при 850 гПа і температури 500 гПа. Чим вище точка роси і температура 850 гПа і чим нижча температура 500 гПа, тим більше нестабільність і отримане значення ТТ. Розраховується індекс ТТ за формулою (2.1):

$$TT = CT + VT \quad (2.1)$$

Сильні сторони та обмеження. ТТ широко використовуваний індекс суворої погоди, який дуже легко обчислити. Однак він обмежений тим, що використовує дані лише з двох обов'язкових рівнів (850 і 500 гПа) і, таким чином, не враховує проміжні інверсії або вологі або сухі шари, які можуть виникати нижче або між цими рівнями. Крім того, він не працює в районах

західних Великих рівнин або Скелястих гір, де 850 гПа знаходиться біля поверхні або під землею. Нарешті, як і кілька інших індексів суворої погоди, він не враховує зсув вітру, який є критичним фактором у багатьох суворих конвективних середовищах.

Значення ТТ емпірично пов'язані з ймовірністю суворих погодних умов наступним чином (табл. 2.1) [11, 12]:

Таблиця 2.1 – Порогові значення Total Totals Index

ТТ	Ймовірність грози
<44	Грозова діяльність неможлива
50	Значна кількість гроз, окремі з яких сильні
55 та більше	Численні сильні грози із сильними смерчами

Цей індекс зазвичай береться, тому що він включає в себе переваги СТ та VT. Загальний поріг ТТ для конвекції дорівнює 44, від 44 до 51 є слабким потенціалом для сильних гроз, з помірним потенціалом на 51-55 та сильний більше 55. Одне застереження, пов'язане з ТТ, полягає в тому, що його слід використовувати лише звертаючи особливу увагу або на СТ, або на низький рівень вологості, тому що індекс ТТ можливо матиме великі значення через градієнт температури при низькій вологості. У такому разі грозова діяльність навряд чи станеться, хоча в таких умовах у посушливій місцевості могла виникнути пилова буря [18].

VT є мірою вертикальної стійкості без урахування вологості. Його знаходять за формулою (2.2) [8, 12, 17]:

$$VT = T_{850} - T_{500} \quad (2.2)$$

Цей індекс зазвичай використовується як індикатор суворості погоди та на основі даних температури та вологості. В табл. 2.3 наведені порогові значення індексу VT [20].

Таблиця 2.3 – Порогові значення Vertical Totals Index

VT	Імовірність грози
>28	Можлива

СТ - міра стабільності з урахуванням вологості. Розраховується за формулою (2.4) [12,16].

$$СТ = Td850 - T500 \quad (2.4)$$

В табл. 2.4 наведені порогові значення індексу СТ [14].

Таблиця 2.4 – Порогові значення Cross Totals Index

СТ	Кількісна оцінка
<18	Тропосфера має низький потенціал конвективної нестійкості, який недостатній для грозової діяльності
18-21	Помірна нестійкість. Слабка грозова діяльність
21-23	Енергія нестійкості при якій можливі сильні грози
23-25	Висока енергія нестійкості. Сильні грози
>25	Дуже висока енергія нестійкості. Дуже сильні грози

Індекс суворої погодної загрози (SWEAT) відрізняється від багатьох інших індексів тим, що враховує профіль вітру при оцінці потенціалу суворої погоди. Вхідні дані включають:

- Total Totals Index
- Точка роси 850 гПа
- Швидкість і напрям вітру 850 гПа
- Швидкість і напрям вітру 500 гПа

Загалом, наступні умови призводять до вищого індексу SWEAT та більшої ймовірності суворої погоди:

- Вища температура та вологість при низьких рівнях
- Нижча температура на висоті
- Великий вертикальний зсув вітру
- Зміна напрямку вітру з висотою

Індекс SWEAT є вигідним для діагностики сильного конвективного потенціалу, оскільки він враховує багато важливих параметрів, включаючи низький рівень вологості, нестабільність і вертикальний зсув вітру (як швидкість, так і напрямок). Однак обмеженням є те, що дані надходять лише від рівнів 850 і 500 гПа, що приховує будь-які інверсії, сухі шари тощо, які можуть бути присутніми в проміжних шарах [11, 16, 17].

SWEAT розраховується за формулою (2.5):

$$SWEAT = 12 \cdot Td850 + 20 \cdot (TT - 49) + 3.888 \cdot F850 + 1.944 \cdot F500 + (125 \cdot [\sin(D500 - D850) + 0.2]) \quad (2.5)$$

У формулі:

- температура повітря дана в градусах Цельсія;
- швидкість вітру - в м/с;
- напрям вітру - в градусах;
- другий член рівняння встановити 0, якщо $TT \leq 49$;
- Останнє доданок у формулі дорівнюватиме нулю, якщо не виконується

будь-яка з наступних умов:

- D_{850} у діапазоні від 130 до 250 градусів;
- D_{500} у діапазоні від 210 до 310 градусів;
- різниця у напрямку вітру ($D_{500} - D_{850}$) позитивна;
- F_{850} та F_{500} швидкості вітру ≤ 7 м/с.

Значення індексу SWEAT були емпірично пов'язані з конвективними подіями наступним чином (табл. 2.5) [14]:

Таблиця 2.5 – Порогові значення SWEAT

SWEAT	Потенціал суворих погодних умов
< 250	немає умов виникнення сильних гроз
250-350	є умови для сильних гроз, граду та шквалів
350-500	є умови для дуже сильних гроз, великого граду, сильних шквалів, смерчів
≥ 500	умови для дуже сильних гроз, великого граду, сильних шквалів, сильних смерчів

Слід зазначити, що в більшості випадків всі наведені критеріальні значення потребують подальшої перевірки їх справджуваності для території України.

3 АНАЛІЗ ГІДРОДИНАМІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРИ У ДНІ ФОРМУВАННЯ КОНВЕКЦІЇ

3.1 Дослідження синоптичних умов формування грозової активності та змін гідродинамічних характеристик 30.08.2021 р за фактичними даними

Як правило, конвективна діяльність над територією України має максимальну повторюваність в теплий період року і пов'язана з циклонічною активністю та холодними атмосферними фронтами. В той же час, досить часто конвекція спостерігається і в малоградієнтних полях як зниженого так і підвищеного тиску. Пов'язано це з активним розвитком конвекції в теплий період року. Тому, в оперативній роботі синоптика саме з початком теплового періоду додається необхідність стежити за можливістю формування конвекції.

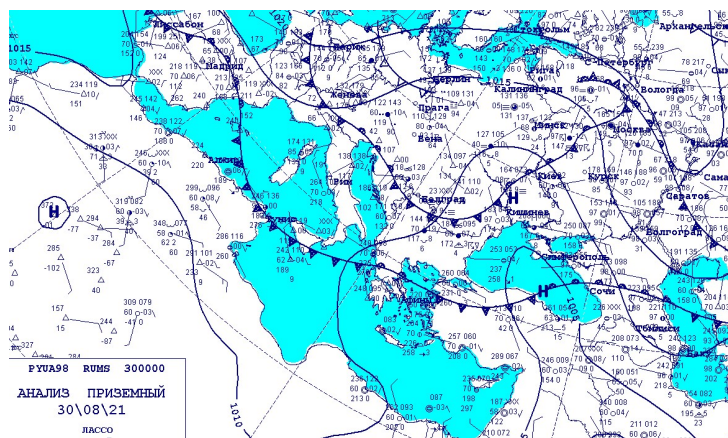
На першому етапі роботи нами були відібрані випадки з грозами та зливовими опадами, за обрані випадки завантажені дані відносного вихору та дивергенції та побудовані відповідні поля, вертикальні розрізи, також завантажені карти вертикальних рухів, розраховані індекси нестійкості атмосфери СТ, VT, TT, SWEAT.

Розглянемо декілька найбільш типових випадків з конвективною активністю по територіях України та проведемо їх аналіз за допомогою отриманого матеріалу.

Синоптична ситуація 30.08.2021 року визначалася улоговиною південного циклону та теплим сектором. В цей день в Києві відмічалися зливі опади та грози (Додаток А.1). Пов'язані вони були саме з проходженням гілки фронту оклюзії через станції. Хоча цей фронт оклюзії і

був по типу теплого, конвективна діяльність розвилася по обидві сторони фронту.

a)



б)

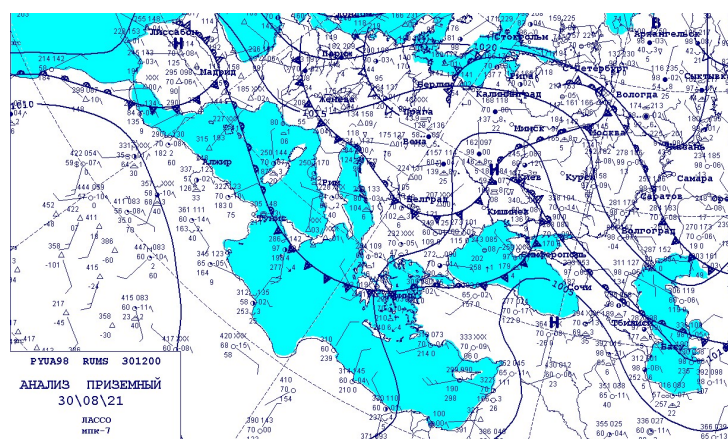


Рисунок 3.1 – Карті приземного аналізу за 00 та 12 год. СГЧ за 30.08.2021 р.

Даний циклон спостерігається с замкненим центром тільки у поверхні землі, також він має дві достатньо загострені фронтальні системи. О 12 годині можна побачити, що сформувався фронт оклюзії по обидва боки якого, як сказано вище, відмічаються зливові опади та грози.

Поля вихору на рівнях 1000...850 гПа (рис. 3.2) показали в районі даної улоговини додатні значення у вигляді такої самої улоговини (жовтий колів).

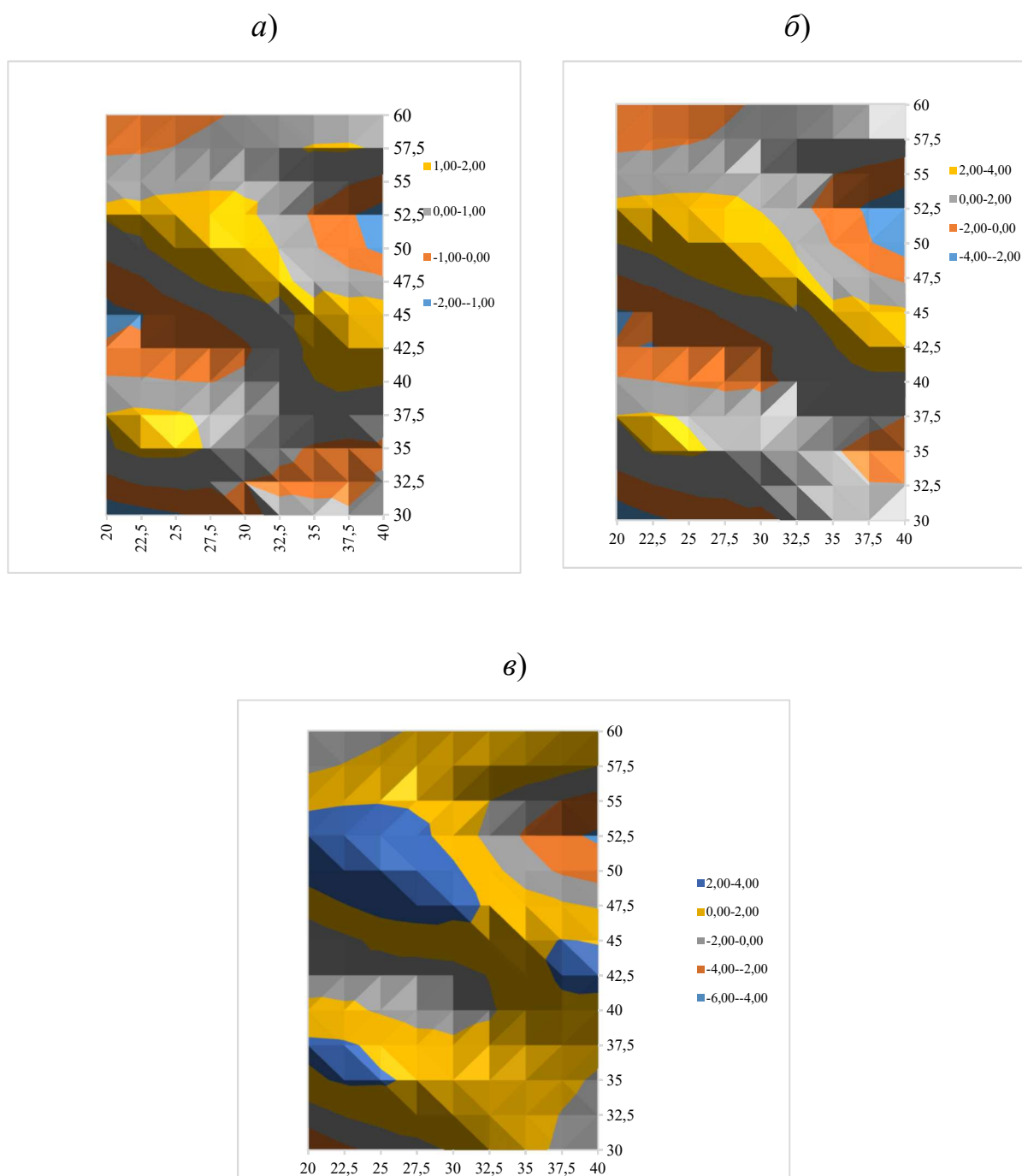


Рисунок 3.2 – Поля відносного вихору швидкості на рівнях 1000 а), 925 б) та 850 в) гПа за 30.08.2021 р.

Побудований графік вертикального розподілу вихору на станції Київ показали, що до рівня 925 гПа вихор збільшує свої додатні значення (тобто завихореність проти годинникової стрілки).

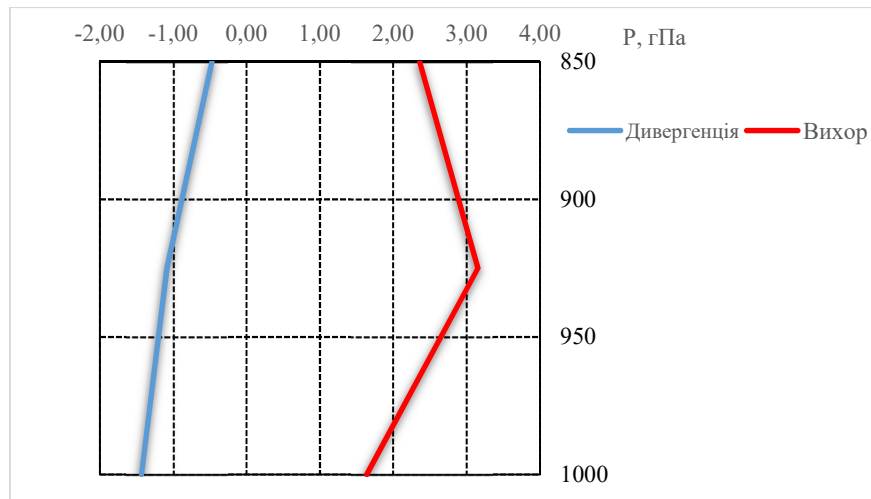


Рисунок 3.3 – Вертикальний розподіл відносного вихору та дивергенції в день формування грозової активності 30.08.2021 р. на ст. Київ

Поля дивергенції на тих же рівнях (Додаток А.2) показали в області приземної улоговини мінімальні значення (від’ємні) на всіх рівнях.

Вертикальний розподіл дивергенції хоч і показав від’ємні значення, поступово з висотою теж зростає, але додатних значень не досягає. Тобто збіжність повітряних течій з висотою слабшає (рис.3.3) в той час як у поверхні землі збіжність максимальна.

Розглянемо тепер розрахунок деяких індексів нестійкості атмосфери перед утворенням грози та в період її існування (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 – Результати розрахунку індексів нестійкості атмосфери по станції Київ перед грозою та в період її існування

		Київ											
		T850	Td850	D850	F850	F500	T500	TD500	D500	CT	VT	TT	SWEAT2
3													
5	12 год. 29.08.2021	15,0	7,0	140	8	10	-12,1	-22,1	180	19	27	46	135
6	00 год. 30.08.2021	10,6	0,6	355	10	33	-7,7	-22,7	310	8	18	27	102
7	12 год. 30.08.2021	16,8	6,8	160	12	25	-11,7	-27,7	190	19	29	47	161

Як бачимо 29.08.2021 р індекси СТ, ТТ та VT спрогнозували виникнення грози, яка і спостерігалася вдень між строками, а індекс SWEAT – ні (критеріальне значення від 150 і більше). 30.08.2021 р. вже всі індекси показали сприятливі умови для формування гроз.

3.2 Дослідження синоптичних умов формування грозової активності та змін гідродинамічних характеристик 04.05.2022 р за прогностичними даними

Синоптична ситуація 04.05.2022 визначалася малоградієнтним полем та холодним фронтом, який наближався до Одеси (рис.3.4а). Більшість території України знаходилася в холодній нестійкій повітряній масі яка визначалася конвективними хмарами, в той час як перед лінією фронту з 12 год. (рис 3.4б) спостерігалися зливи з грозами над південними та південно-східними територіями України.

На першому етапі роботи були проаналізовані поля відносного вихору швидкості на рівнях 500 гПа з 00 по 12 год, для визначення характеру циркуляції та її змін для територій, над якими спостерігалися конвективні явища.

Як бачимо із рисунку 3.5, південні регіони України знаходилися в додатних значеннях вихору (тобто в циклонічних циркуляціях) з 00 год, незважаючи на загальне антициклонічне поле. З 12 год, поле змінилося на від'ємні значення (антициклональну циркуляцію), але конвекція вже сформувалася і в Одесі спостерігалися зливові опади.

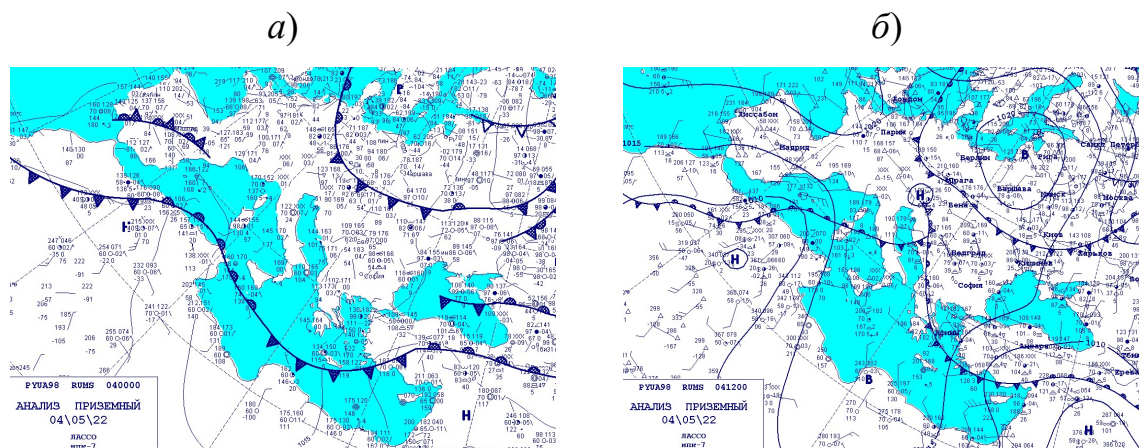


Рисунок 3.4 – Карты приземного аналізу 04.05.2022 р. за 00 *a)* та 12 *б)* год. СГЧ

Слід зазначити, що знак вихору не можна вважати як єдину характеристику для прогнозування формування конвекції. Із загальної вибірки, яка досліджувалася були виявлені випадки, коли при додатньому знаку вихору ні опади ні грози не відмічалися (в першому прикладі ст. Кривий Ріг, опади 29.08.2021 р. не спостерігалися).

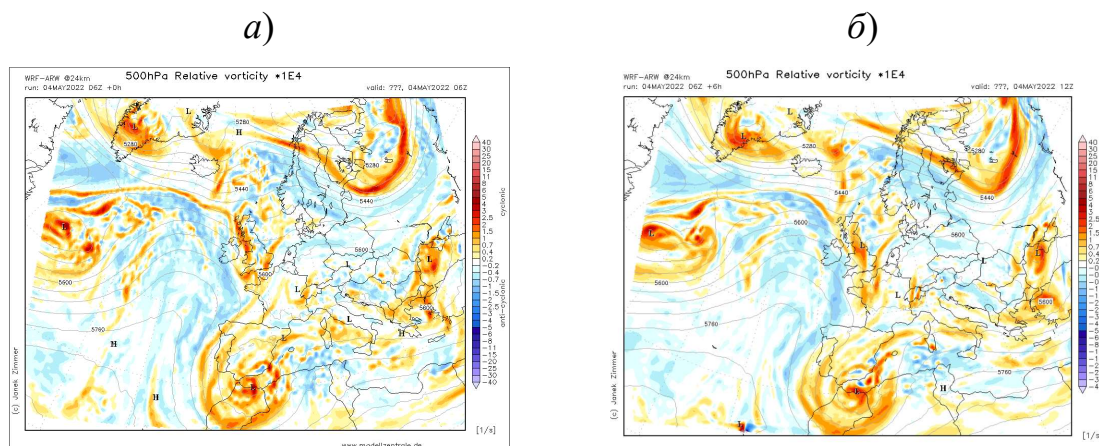


Рисунок 3.5 – Поля відносного вихору 04.05.2022 р. за 00 *a)* та 12 год *б)*. СГЧ

Тому далі проведемо аналіз полів вертикальних рухів в атмосфері в обраний період. В роботі будемо використовувати прогностичні карти вертикальних рухів із ARMSин та з сайту модельних даних WRF (рис. 3.6).

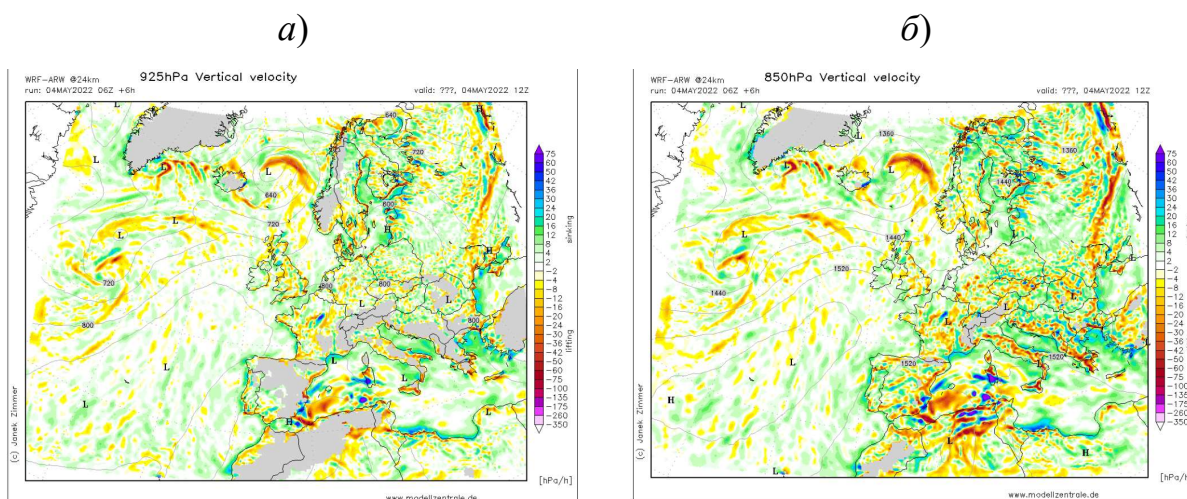


Рисунок 3.6 – Прогностичні поля вертикальних рухів 04.05.2022 р. на рівнях а) 925 гПа та б) 850 гПа на 12 год.

Як бачимо з полів вертикальних рухів, прогностичні дані над територією південних та центральних областей присутній від'ємний знак, тобто є умови для висхідних потоків та формування хмарності з опадами. Аналіз аналогічного поля, але з АРМСин за 00 год також спрогнозував від'ємні значення але над всією територією України та на всіх рівнях (рис.3.7).

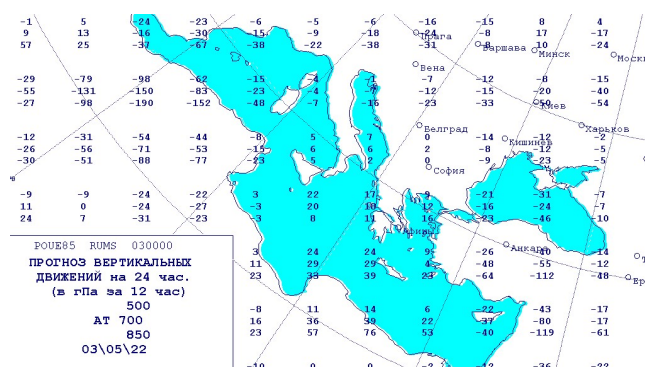


Рисунок 3.7 – Прогностична карта вертикальних рухів за 03.05.2022 р. +24 год

Вертикальний розподіл вихору та дивергенції над станцією Одеса показав наступний розподіл (рис. 3.8).

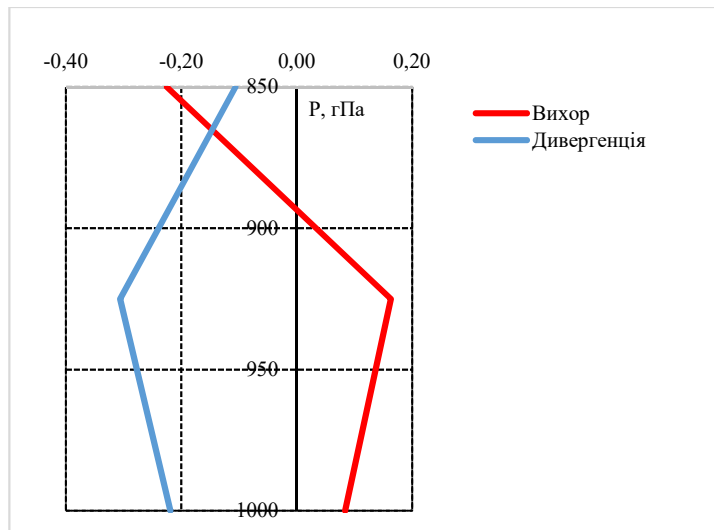


Рисунок 3.8 – Вертикальний розподіл відносного вихору та дивергенції в день формування грозової активності за 04.05.2022 на ст. Одеса

Максимальні додатні значення вихору має біля поверхні землі, в той час як з 900 гПа до 850 – від'ємні. Тобто, у поверхні землі відмічається циклонічне завихрення яке з рівня 900 гПа змінюється на антициклонічне. Дивергенція має від'ємні значення на всіх рівнях (збіжність потоків) але з висотою значення поступово збільшуються.

Далі спробуємо використати прогностичні аерологічні діаграми ст.Одеса для перевірки можливості за їх допомогою прогнозувати конвективну діяльність за наведеними вище індексами (табл.3.2).

Таблиця 3.2 – Результати розрахунку індексів нестійкості атмосфери по станції Одеса перед грозою та в період її існування за прогностичними даними GFS

8	Прогностичні дан, Одеса, 2022	T850	Td850	D850	F850	F500	T500	Td500	D500	CT	VT	TT	SWEAT2
9	00 год. 04.05.2022	3,0	-2,0	45	5	5	-22,0	-30,0	50	20	25	45	17
10	06 год. 04.05.2022	3,0	-2,0	2	3	4	-22,0	-28,0	45	20	25	45	15
11	12 год. 04.05.2022	2,0	0,0	340	2	2	-22,0	-24,0	30	22	24	46	35
12	18 год. 04.05.2022	5,0	2,0	340	2	5	-22,0	-35,0	30	24	27	51	105

З наведеної таблиці ми можемо простежити як загальні результати розрахунків індексів нестійкості так і їх динаміку змін з часом. Червоним кольором в таблиці виділені значення тих індексів, які прогнозують грозу, блакитним –наближенні до критеріальних значень прогнозу грози. Як бачимо, це стосується тільки індексу VT порогове значення якого від 26°C .

По факту із рис. 3.9 ми можемо побачити, що зливи на станції Одеса 04.05.2022 р. спостерігалися приблизно з 12 години і, якщо порівняти з приземною картою за 12 год – опади розташовуються вздовж лінії холодного фронту. Злива на ст. Одеса спостерігалася всю другу половину доби, грози відмічалися до 16 години.

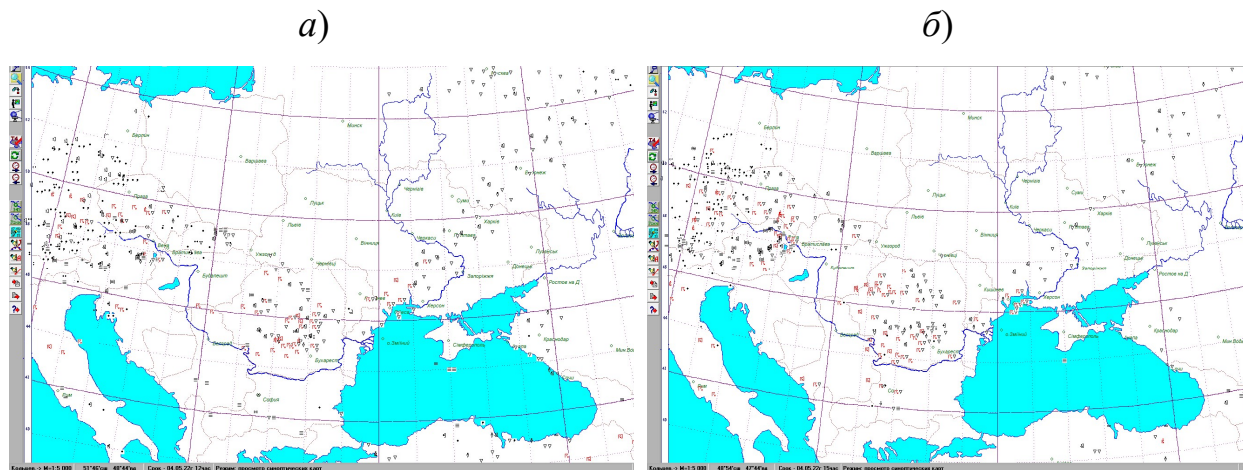


Рисунок 3.9 – Карта фактичних явищ погоди 04.05.2022 р. за а) 12 год та б) 15 год

Таким чином, за допомогою прогностичних полів вихору, дивергенції, вертикальних рухів та даних радіозондування можна спрогнозувати конвективні явища для заданої території не тільки в умовах відсутності фактичного матеріалу, а і для уточнення прогнозів за фактичним.

ВИСНОВКИ

В результаті виконаної роботи можна зробити наступні висновки:

1. Фактичні та прогностичні поля вихору та дивергенції, а також поля вертикальних рухів на різних рівнях дозволили виявити наступні закономірності свого розподілу у дні формування гроз:

- За фактичними даними. Вихор має додатні значення на всіх рівнях, а дивергенція – від’ємні, що вказує на циклонічність поля над даною територією, при цьому від поверхні землі і до рівня приблизно 975 гПа обидві характеристики зростають (вихор значно, дивергенція дуже повільно), вище – вихор починає знижуватися, а дивергенція продовжує зростати, але не досягає додатних значень.

- За прогностичними даними. Вихор, як і в попередньому випадку зростає з висотою до рівня 925 гПа, а потім зменшується; дивергенція повільно зменшується від поверхні землі до рівня 925 гПа, а вище більш швидко зростає. Таким чином, бачимо, що як за фактичними так і за прогностичними даними до рівня 975...925 циклонічність поля посилюється, а вище – слабшає.

- Вертикальні рухи від рівня 925 і до 850 гПа зменшують свої значення, що вказує на посилення висхідних рухів в атмосфері.

2. Із обраних індексів нестійкості атмосфери найкраще показали себе СТ, VT та TT.

3. Sweat-індекс в окремих випадках по фактичним даним може не спрогнозувати достатню нестійкість для формування грози, а за прогностичними даними взагалі не спрогнозував. Можливо це пов’язано з недостатньо точними прогностичними даними напрямку та швидкості вітру по висотам.

4. Розраховані індекси СТ, VT та TT за прогностичними даними GFS по станції Одеса спрогнозували конвективну діяльність на станції з завчасністю 18 годин.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

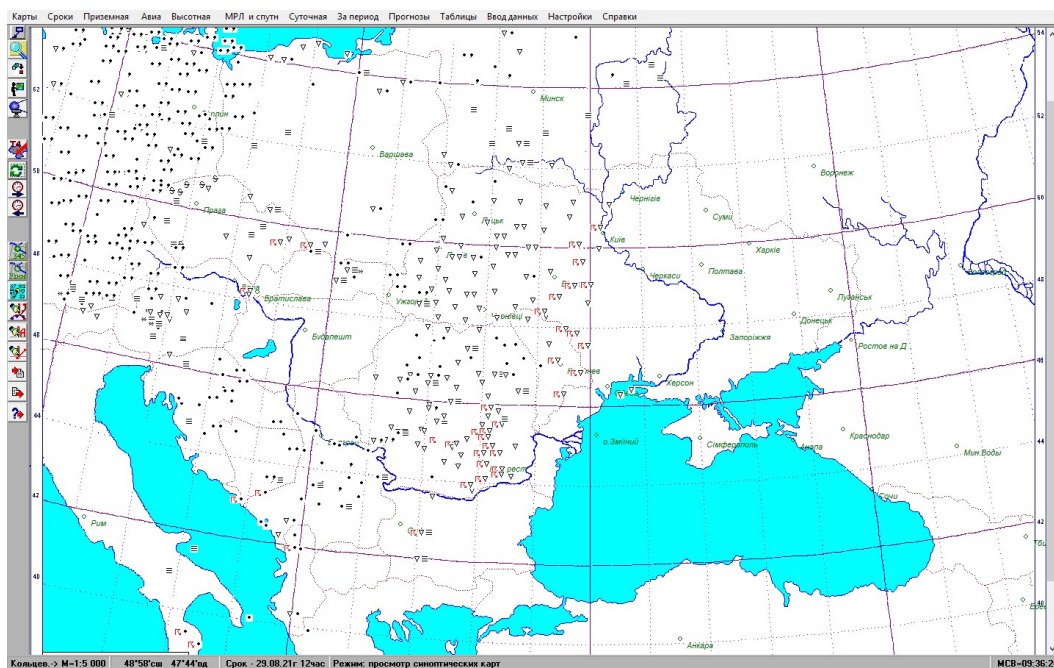
1. Н. Ш. Гусейнов, В. М. Шпиг, Б. М. Меліков. Фізична географія та геоморфологія, 2013. 126 с.
2. Грушевський О.М., Міщенко Н.М., Мансарлійський В.Ф., Бурцева В.М. Про можливості діагнозу і прогнозу глибокої конвекції в оперативній діяльності. Український гідрометеорологічний журнал. 2018. № 22. С. 5-15.
3. Грушевський О.М., Міщенко Н.М. Діагноз і прогноз конвективних явищ. Навчальний посібник. 2020.– ОДЕКУ. 120 с.
6. Patrick J. O'Brien, Frederic R. Ross. Aerographer's Mate Second Class, Volume 2. 1990. 24 p.
7. RAOB. The Complete RAwinsonde OBservation Program. A product of Environmental Research Services, LLC. User Guide Technical Manual. Version 6.6/ed. By J.Shewchuk. Matamoros (PA): Environmental Research Services, 2016. 196 p.
8. Robert V. Rohli, Chunyan Li. Meteorology for Coastal Scientists, 2021. 286 p.
9. http://research.atmos.ucla.edu/weather/C110/Documents/tmp/basic_wxradar/navmenu.php
10. Showalter, A.K., 1947: A stability index for forecasting thunderstorms. Bull. Amer. Meteor. Soc., 34, 250-252.
11. Pickup, N.M., 1982: Consideration of the effect of 500-hPa cyclonicity on the success of some thudnerstorm forecasting techniques. Meteor. Mag., 111, 87-97.
12. Charba, J.P., 1977: Operational system for predicting thunderstorms two to six hours in advance. NOAA Technical Memo. NWS TDL-64. 24pp.
13. Barlow, W.R., 1993: A new index for prediction of deep convection. Preprints, 17th Conf. on Severe Local Storms. Amer. Meteor., St. Louis, MO, pp. 129-132.

14. Stull R. Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British Columbia. 2016. C. 503-508, 523-527, 557-559.
15. Vasquez T. Storm Chasing Handbook, 2-nd edition. 2009. C.
16. Andersson, T., Andersson, M., Jacobsson, C., Nilsson, S., 1989: Thermodynamic indices for forecasting thunderstorm CIN southern Sweden. Meteorol. Mag. 116, 141-146.
17. Roland Stull. Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science. - Vancouver 2016. - 924 c.

ДОДАТОК

Додаток А

Карти фактичної погоди та поля термодинамічних характеристик



б)

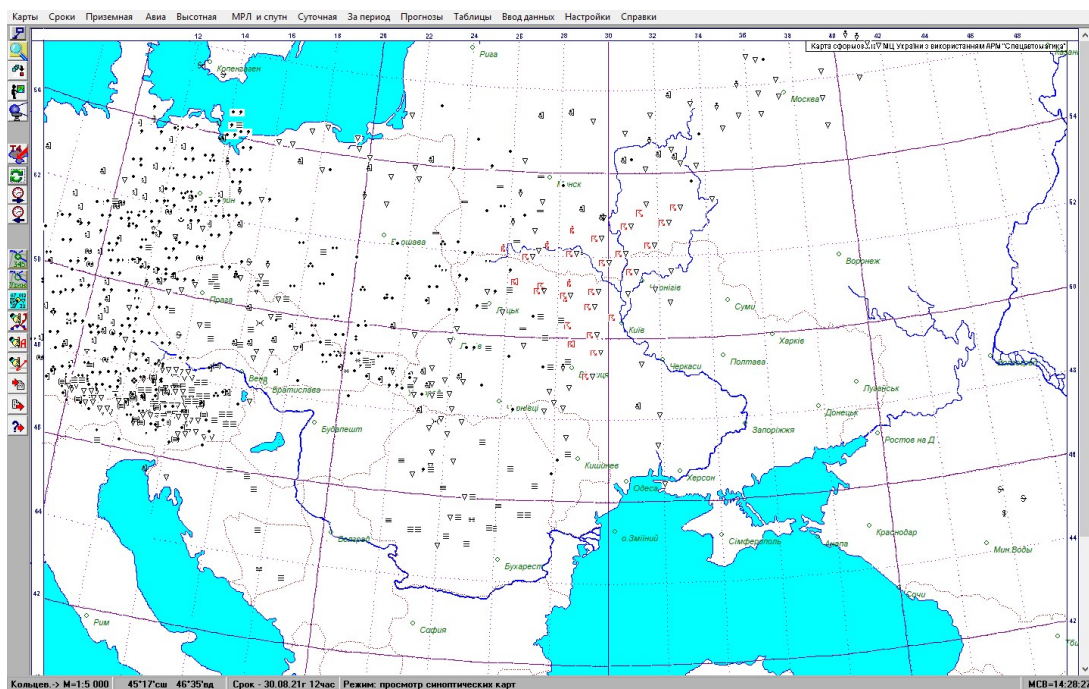


Рисунок А.1 – Карти фактичної погоди в строки та між строками за а) 29.08.2021 р та б) 30.08.2021 р.

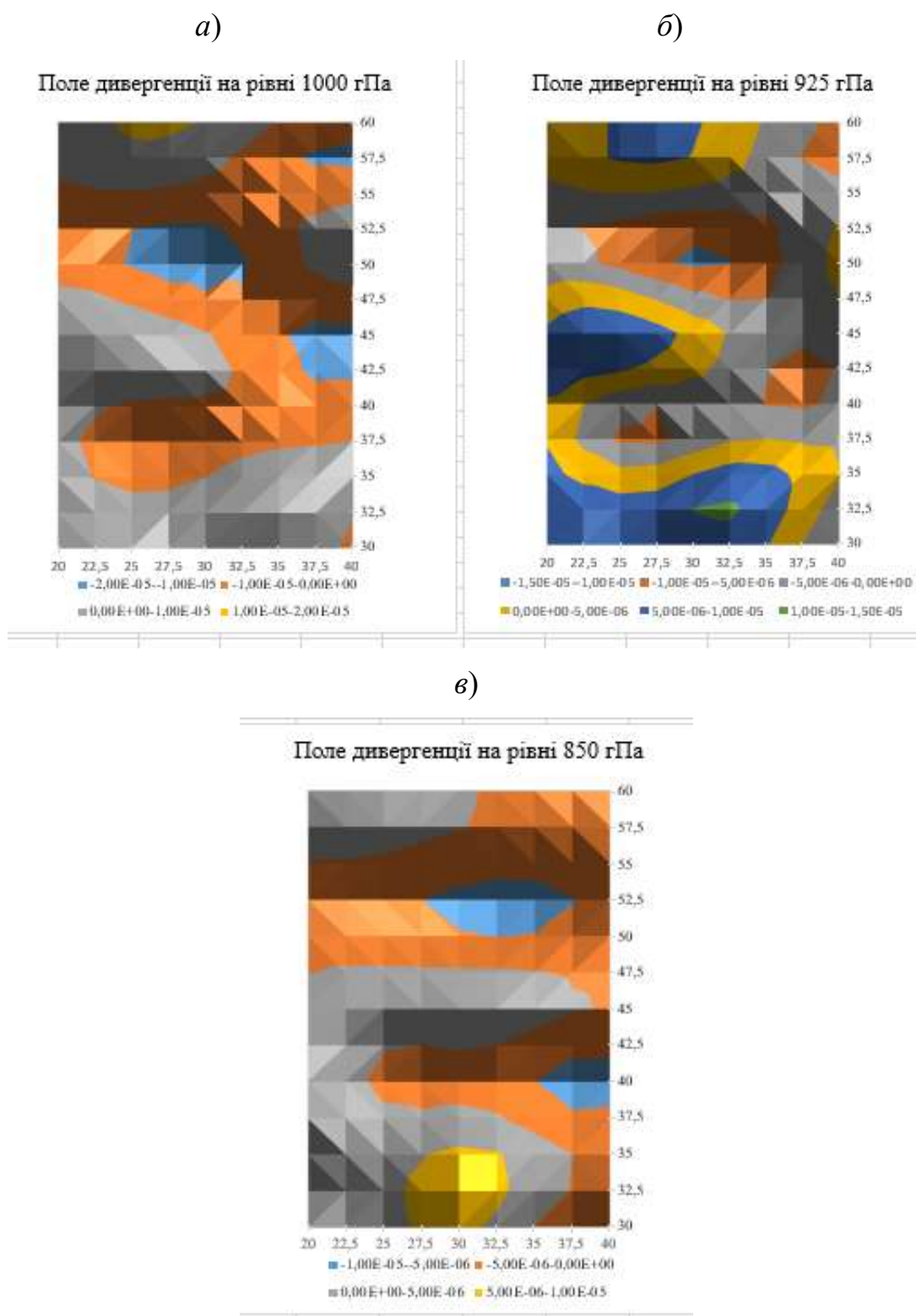


Рисунок А.2 – Поле дивергенції на рівнях а) 1000 гПа, б) 925 гПа та в) 850 гПа за 30.08.2021 р.