

ОДЕСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ І. І. МЕЧНИКОВА

Факультет гідрометеорології і екології

Кафедра метеорології та кліматології

## Кваліфікаційна робота

на здобуття ступеня вищої освіти «бакалавр»

# ВПЛИВ ЧАСОВОЇ ЕВОЛЮЦІЇ НЕСТІЙКОСТІ АТМОСФЕРИ НА КІЛЬКІСНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОНВЕКЦІЇ THE INFLUENCE OF THE TEMPORAL EVOLUTION OF ATMOSPHERIC INSTABILITY ON THE QUANTITATIVE CHARACTERISTICS OF CONVECTION

Виконала: студентка 4 курсу денної форми навчання  
спеціальності 103 «Науки про Землю»  
Освітня програма Гідрометеорологія

Фальчук Юлія Вадимівна

(прізвище, ім'я, по-батькові здобувача)

Керівник канд. геогр. наук, Міщенко Н.М.

(науковий ступінь, вчене звання, прізвище, ініціали)

(підпис)

Рецензент канд. геогр. наук, доц. Грушевський О.М.

(науковий ступінь, вчене звання, прізвище, ініціали)

Рекомендовано до захисту:  
Протокол засідання кафедри  
метеорології та кліматології  
№ \_\_\_\_ від \_\_\_\_ . \_\_\_\_ . 2024 р.

Завідувач кафедри

Олег ПРОКОФ'ЄВ

(підпис)

(прізвище, ім'я)

Захищено на засіданні ЕК № 6  
протокол № \_\_ від \_\_\_\_ . \_\_\_\_ . 2024 р.

Оцінка \_\_\_\_\_ / \_\_\_\_\_ / \_\_\_\_\_  
(за національною шкалою/шкалою ECTS/ бали)

Голова ЕК

\_\_\_\_\_

(підпис)

Валерія ОВЧАРУК

(прізвище, ім'я)

Одеса 2024

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)

Освітньо-професійна програма Гідрометеорологія

(назва)

**ЗАТВЕРДЖУЮ**

**Завідувач кафедри  
метеорології та кліматології**

**Прокоф'єв О.М.**

«06» травня 2024 року

**ЗАВДАННЯ  
НА КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ БАКАЛАВРА**

студентці Фальчук Юлії Вадимівні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Вплив часової еволюції нестійкості атмосфери на кількісні характеристики конвекції

керівник роботи Міщенко Наталя Михайлівна, канд. геогр.наук

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

затверджені наказом ОДЕКУ від «18» грудня 2023 року № 272 «С»

2. Строк подання студентом роботи 06 червня 2024 року

3. Вихідні дані до роботи У якості кількісних характеристик конвекції обрані параметр CAPE (як критерій нестійкості атмосфери), а також такі індекси як Cross Totals (CT), Total Totals (TT), Vertical Total (VT), Lifted Index (LI), Thompson Index (TI).

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) 1. Формування бази випадків з грозами по станції Lindenberg; 2. Визначення кількісних характеристик конвекції упродовж доби (строки 00, 06, 12 та 18 UTC). 3. Візуалізація і аналіз вертикальних профілів (та їх змін) енергії нестійкості й індексів конвекції в період формування і розвитку грозової активності.

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

3.1, 3.4 - карти приземного аналізу; 3.2, 3.5б - Вертикальні профілі індексу CAPE total

3.3, 3.5а - Вертикальні профілі часових змін індексу CAPE у шарах

850-700 гПа, 700-500 гПа, 500-400 гПа та 400-300 гПа

## 6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 06 травня 2024 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.	06.05.2024 р. – 13.05.2024 р	85	4 (добре)
2.	Написання перших теоретичних розділів роботи	14.05.2024 р. – 19.05.2024 р	75	4 (добре)
	<b>Рубіжна атестація</b>	<b>20.05.2024 р.- 24.05.2024 р.</b>	80	4 (добре)
3.	Побудова графіків та оформлення даних у відповідні таблиці	25.05.2024 р. – 27.05.2024 р.	95	5 (відмінно)
4.	Розрахунок допоміжних характеристик та побудова відповідних профілів	28.05.2024 – 30.05.2024 р.	96	5 (відмінно)
5.	Написання аналізу отриманих результатів	31.05.2024 р. – 03.06.2024 р.	95	5 (відмінно)
6.	Написання висновків та формування списку використаних літературних джерел	04.06.2024 р. – 05.06.2024 р.	95	5 (відмінно)
	Узагальнення отриманих результатів. Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату.	06.06.2024 р.	92	5 (відмінно)
	Перевірка роботи на плагіат, складення протоколу і висновку керівника. Підписання авторського договору.	07.06.2024 р.- 11.06.2024 р.	-	-
	Підготовка презентаційного матеріалу.....	-	-	-
	<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>	-	<b>90,4</b>	-

Студентка \_\_\_\_\_  
( підпис )

**Фальчук Ю.В.**  
(прізвище та ініціали)

Керівник роботи \_\_\_\_\_  
( підпис )

**Мищенко Н.М.**  
(прізвище та ініціали)

## ЗМІСТ

Вступ.....	4
1 Конвекція. Основні поняття та умови утворення.....	7
1.1 Роль конвекції в атмосфері.....	9
1.2 Умови утворення конвективної хмарності.....	12
1.3 Самоагрегація конвективних хмар внутрішніми зворотними зв'язками.....	16
1.4 Лінії шквалу, утворені зсувом вітру.....	19
1.5 Синоптичні умови утворення конвективної хмарності.....	24
2 Параметри нестійкості атмосфери.....	32
2.1 Типи апроксимації адіабатичного підйому частинки.....	32
2.2 Параметри нестійкості, які використовувалися в роботі.....	38
3 Динаміка змін параметрів нестійкості атмосфери в період формування грозової активності.....	41
Висновки.....	50
Список використаної літератури.....	52

## ВСТУП

*Актуальність.* Атмосферна конвекція відіграє важливу роль в циркуляції енергії в атмосфері шляхом перенесення тепла, вологи та імпульсу від граничного шару до вільної атмосфери. Вертикальний перенос цих потоків (тепла та вологи) визначає еволюцію таких конвективних явищ як грози, град, торнадо тощо. Хоча їх часовий масштаб коливається від кількох хвилин до кількох годин, проте пов'язані з ними з катастрофічні наслідки мають вагоме соціально-економічне значення [15], а їх мінімізація є важливою задачею не лише оперативних метеопідрозділів, а й інших інфраструктурних служб.

Оскільки атмосферна конвекція є реалізацією статичної нестійкості, то оцінка потенціалу формування конвективних явищ, на цей час, здійснюється переважно через моніторинг вертикальних профілів метеовеличин у тропосфері. Традиційно джерелом цих даних є радіозондування атмосфери. Суттєвою перешкодою у дослідженні еволюції атмосферної конвекції з використанням таких даних є їх часова дискретність. Наприклад, запуски радіозондів в Україні (до повномасштабного вторгнення РФ) відбувалися о 00 та 12 UTC щодня (при цьому, тільки в Києві такі спостереження проводилися двічі на добу, в той час як по іншим аерологічним станціям – один).

Зазначений вище часовий масштаб формування і розвитку атмосферної конвекції передбачає максимальне збільшення кількості радіозондувань та їх щільності для ефективного відстеження і подальшого прогнозування етапів її еволюції. Враховуючи складність реалізації такого підходу можна констатувати, що певним виходом з цієї ситуації є радарні спостереження. Проте з їх допомогою можливо відстежувати вже сформовані конвективні осередки, зменшуючи, відповідно, час на проведення заходів, спрямованих на мінімізацію збитків. Тому завчасність прогнозу конвективних явищ має вагоме значення.

Таким чином, для досліджень генезису та еволюції конвекції (у т.ч. над територією України) доцільно використовувати дані станцій, де радіозондування проводиться максимально можливою кількістю разів (наприклад, чотири рази на добу). Це дозволяє максимально наблизитись до виявлення характерних еволюційних змін у формуванні та розвитку конвективних явищ погоди.

*Метою* даного дослідження є визначення структурних особливостей еволюції енергії нестійкості атмосфери у дні з грозовою діяльністю та її впливу на кількісні характеристики конвекції, які використовуються для прогнозу конвективних явищ.

Для досягнення поставленої мети, вирішувалися наступні *завдання*:

1. Формування бази випадків з грозами по станції Lindenberg;
2. Визначення кількісних характеристик конвекції упродовж доби (строки 00, 06, 12 та 18 UTC).
3. Візуалізація і аналіз вертикальних профілів (та їх змін) енергії нестійкості й індексів конвекції в період формування і розвитку грозової активності.

*Вихідні дані.* Для проведення дослідження обиралися випадки грозової діяльності на ст. Lindenberg. Вибір станції зумовлений проведенням радіозондувань з часовою дискретністю 6 годин та її розташуванням на широті ( $\varphi = 52^\circ$  пн.ш.), яка є ідентичною широті розташування, наприклад, Києва ( $\varphi = 50^\circ$  пн.ш.).

Як кількісна характеристика нестійкості атмосфери обраний параметр *CAPE*, а у якості індексів конвекції обрані Lifted Index (*LI*), Vertical Total (*VT*), Cross Totals (*CT*), Total Totals (*TT*), Thompson Index (*TI*).

Бакалаврська робота складається зі вступу, трьох розділів, висновків, списку використаних джерел та додатків.

У першому розділі викладені основні теоретичні відомості про конвекцію та умови її утворення і розвитку. Другий розділ присвячений критеріям та параметрам нестійкості атмосфери, індексам конвекції, які використовуються в представлений роботі. Надається їх опис, методика розрахунку та критеріальні значення. Третій розділ є ~~практичним~~ і містить дослідження та

аналіз характерних особливостей розвитку енергії нестійкості атмосфери в період формування грозової активності та її впливу (зв'язку) на індекси конвекції, аналізуються ефективність їх використання упродовж циклу розвитку конвективної діяльності. Список використаних джерел включає 17 позицій.

## 1. КОНВЕКЦІЯ. ОСНОВНІ ПОНЯТТЯ ТА УМОВИ УТВОРЕННЯ

Конвекція виникає, коли рідина нагрівається чи охолоджується або в її межах (наприклад, денне нагрівання землі чи нічне охолодження поверхні океану), чи всередині неї (наприклад, хмари). Це має велике значення для динаміки атмосфери та океану, особливо для перенесення тепла з одного місця до іншого.

Конвекція може бути викликана виключно силами плавучості («плавуча конвекція») або комбінацією плавучості та механічного (наприклад, градієнта тиску) впливу, відомого як «вимушена конвекція». В атмосфері виникають конвективні явища, що тягнуться від планетарного масштабу до невеликих масштабів, причому кожен масштаб відіграє важливу роль у підтримці нестійкого балансу тепла, вологи та імпульсу в атмосфері, сприятливого для життя. Атмосферна конвекція тісно пов'язана з океанічними процесами через взаємодію повітря та моря, спільна дія яких багато в чому визначає клімат на Землі.

За історію Землі конвективні процеси зазнали великих змін, які вплинули на загальну циркуляцію океану та атмосфери. У майбутньому очікуються подальші зміни внаслідок антропогенної діяльності, яка, на думку деяких, може навіть завдати певною мірою шкоди існуванню людства.

У планетарному масштабі атмосферна конвекція значною мірою обумовлена меридіональним дисбалансом чистої сонячної радіації, чому сприяє чистий приріст радіації в низьких широтах та втрата в полярних регіонах, а також втрата тепла на верхніх рівнях через радіаційне охолодження. За відсутності циркуляції повітря такий дисбаланс призвів би до безперервного підвищення температури в низьких широтах і навпаки, але конвекція запобігає таким змінам, здійснюючи меридіональне перенесення тепла. Для Землі, що не обертається, це викликало б підйом теплого повітря в низьких широтах з подальшим опусканням холодного повітря у високих

широтах, утворюючи єдиний меридіональний осередок перекидання (циркуляція Хедлі). Оскільки Земля обертається, циркуляційний осередок сильно модифікується силами Коріоліса, сукупний ефект яких робить циркуляцію Хедлі нестабільною. В результаті планетарна конвекція складається з трьох циркуляційних осередків, що сполучаються один з одним у вигляді складного набору процесів, як показано на рисунку 1.1 .

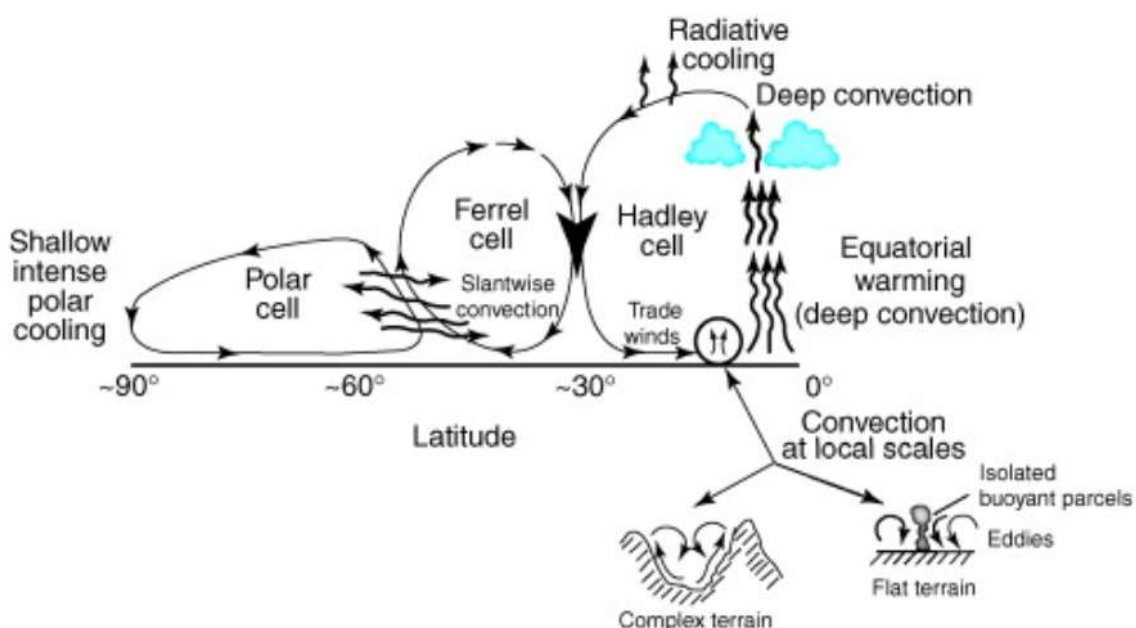


Рисунок 1.1 - Схема загальної циркуляції атмосфери, зумовленої меридіональними змінами теплового потоку. Вказано трикоміркову структуру та глибоку та косу (пологу) конвекцію. На вставці зображена денна конвекція на складній і рівнинній місцевості. [16]

У першому осередку (Хедлі) переважає верхнє радіаційне охолодження з невеликим впливом обертання Землі, багато в чому так само, як і раніше описаної циркуляції Хедлі. Екваторіальне повітря, що піднімається, досягає дуже великих висот (глибока конвекція), близько десятків кілометрів, утворюючи пояс хмар (внутрішньотропічну зону конвергенції). Опускаються порції повітря в комірці Хедлі живлять екваторіальні пасати і надають руху комірці Феррела, в якій тепле повітря, що рухається до полюса, зустрічається

з більш холодним повітрям високих широт, утворюючи полярний фронт. Такий фронт може досягти геострофічної рівноваги, причому поперечний градієнт тиску врівноважується силами Коріоліса зональних потоків (полярних фронтальних струменів). Тепле та холодне повітря мають тенденцію розділятися похилою (фронтальною) поверхнею, яка стає нестійкою (бароклинні нестійкості) і вироджується у хвилеподібні обурення, що дозволяють здійснювати обмін повітряними порціями по похилим траєкторіям (так звана похила чи похила конвекція). Без такої похилої конвекції меридіональний потік був би симетричним і обертався б по спіралі до полюсів, маючи неефективні можливості перенесення тепла. Похила конвекція дозволяє частинкам рідини підніматися і опускатися по похилим траєкторіям, вивільняючи потенційну енергію фронту у вигляді кінетичної енергії бароклинних хвиль. Симетрична спіральна конвекція може переносити близько однієї восьмої теплового потоку, необхідного для перенесення в меридіональному напрямку, але похила конвекція з шістьма бароклинними хвилями може виконати це завдання.

### 1.1 Роль конвекції в атмосфері

Тепер ми підійшли до нашого остаточного уточнення простої картини на малюнку 7. Пам'ятайте, що тропосфера нагрівається знизу, а температура падає зі збільшенням висоти. Ця ситуація готує сцену для початку конвекції – об'ємного потоку або циркуляції рідини, викликаній різницею температур. Конвекція в атмосфері відіграє життєво важливу роль у двох інших механізмах, окрім випромінювання довгохвильового випромінювання, за допомогою яких енергія передається від поверхні Землі до атмосфери. [16]

Перший – це передача «теплової» енергії (яку часто називають досить вільно «теплом») шляхом поєднання провідності та конвекції. По суті, це той самий механізм, який нагріває каструлю з водою на плиті; див. Вставку 4.

Ситуація в атмосфері складніша, але основний принцип той самий. Тепле повітря, нагріте від контакту з землею або теплим морем, піднімається вгору, переносючи тепло, що передається від поверхні. Це дозволяє більше прохолодного повітря контактувати з поверхнею та, у свою чергу, нагріватися. Працюючи разом, провідність/конвекція створює значний потік тепла через межу між поверхнею та повітрям.

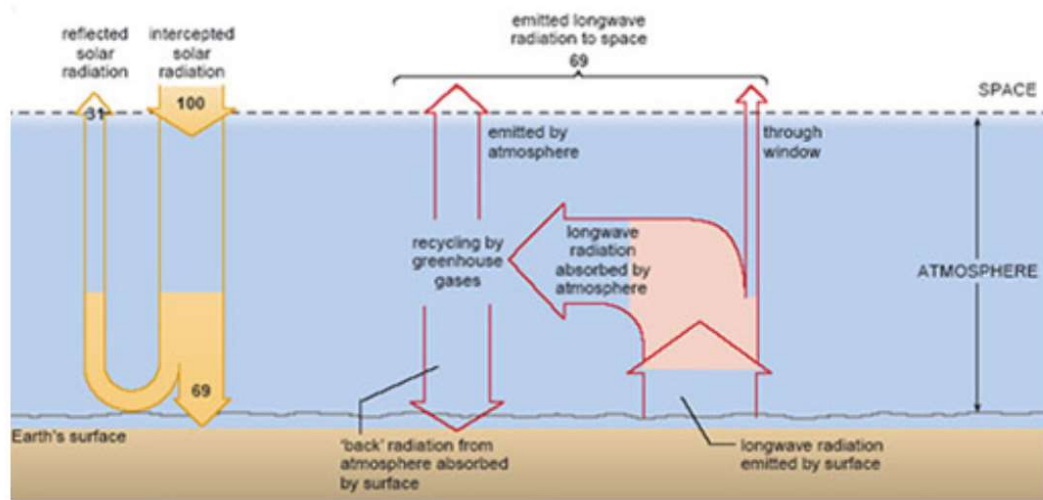


Рисунок 1.2 – Схематичне зображення глобально усередненого радіаційного балансу для планети, схожої на Землю, з атмосферою, яка поглинає та повторно випромінює (як вниз, так і вгору) довгохвильове випромінювання з поверхні (червонуваті стрілки). [16]

Кондукція - це передача тепла через речовину за допомогою молекулярної активності; тобто енергія передається через контакт між окремими молекулами. Навпаки, конвекція — це передача тепла шляхом масового руху або циркуляції всередині рідини (рідини, як вода, або газу, як повітря).

На рисунку 1.3 тепло передається від електричного елемента через каструлю до води, яка контактує з дном каструлі, за допомогою провідності. Коли вода в цьому шарі нагрівається, вона розширюється - це називається тепловим розширенням - і тому стає менш щільною, ніж вода вище. Завдяки

цій новій плавучості тепла вода починає підніматися, щоб її замінити більш прохолодною, щільнішою водою згори, яка, у свою чергу, нагрівається. Підійшовши до поверхні, нагріта вода починає віддавати тепло повітря; він охолоджується, стає щільнішим і опускається, потім знову нагрівається і піднімається і так далі. Поки вода нагрівається нерівномірно (тобто знизу вгору), вода продовжуватиме «перевертатися» в конвективній циркуляції, так що врешті-решт вся стане теплою.

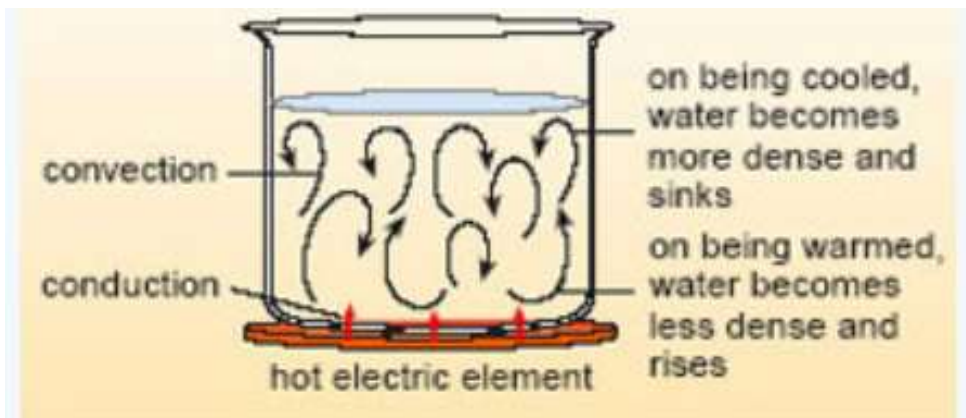


Рисунок 1.3 – Схема рухів в ємності, що нагрівається [16]

Друга форма передачі енергії є непрямую, але навіть більш важливою в глобальному масштабі. Він включає випаровування води - головним чином з океанів, але також з озер і річок, ґрунту, каменів і рослинності на суші. Для випаровування потрібна енергія, відома як прихована теплота випаровування, яка виділяється з залученої поверхні. Ось чому випаровування поту охолоджує тіло. Прихована теплота випаровування води, тобто кількість теплоти, необхідна для перетворення 1 кг рідкої води у водяну пару за тієї самої температури (і кількість тепла, що виділяється в навколишнє середовище, коли 1 кг водяної пари конденсується) дорівнює  $2,25 \times 10^6$  Дж  $\text{кг}^{-1}$  - вище значення для будь-якої іншої речовини.

Як ми зазначали раніше, межа насичення повітря залежить від температури: прохолодне повітря може переносити менше водяної пари, ніж тепле. Коли насичене вологою повітря переноситься вгору, воно

оохолоджується і може стати насиченим. Постійний підйом і подальше оохолодження призводять до конденсації водяної пари на аерозолях у повітрі: утворюються хмари, і приховане тепло виділяється в атмосферу. Хмари, турбулентність атмосферної конвекції та вітри, які перерозподіляють тепло по всьому світу, здебільшого обмежені тропосферою (тропос по-грецьки означає «поворот»).

Повітря, що швидко піднімається, може (і справді) виходить за межі тропопаузи, переважно під час висхідної течії сильних штормів над тропіками. І зворотні шляхи також є, переважно в середніх широтах. Загалом, однак, циркуляція повітря в стратосфері не сильно взаємодіє з вітровими системами в нижніх шарах атмосфери. Саме в тропосфері відбувається повна драма погоди на Землі. [16]

## 1.2 Умови утворення конвективної хмарності

Як відомо, хмари мають захоплюючі структури, які допомагають спостерігачам візуалізувати рух атмосфери. Конвективні хмари утворюються, коли повітря піднімається. Конвекція тут стосується руху повітря, всередині якого знаходяться хмари, як показано на рисунку 1.4 а. Повітря може підніматися вгору внаслідок нагрівання земної поверхні протягом дня або коли воно рухається над горами та іншими топографічними особливостями.

Життєвий цикл конвективної хмари. Під час стадії розвитку шторму (а) повітря починає підніматися вгору, а коли воно досягає рівня вільної конвекції (LFC), стає плавучим. (b) Він продовжує зростати, поки на стадії зрілості хмари не досягне рівня рівноваги, де його щільність відповідає густині навколишнього повітря. (c) Потім повітря з верхнього рівня поширюється горизонтально, утворюючи так звану хмару ковадла. Краплі рідини та льоду ростуть через мікрофізичні процеси та починають падати на землю. На стадії розсіювання часткове випаровування конденсату, що випадає в осад, утворює

масу більш холодного повітря та створює низхідний потік, який поширює його горизонтально на поверхні. (Адаптовано з веб-сайту COMET за адресою <http://meted.ucar.edu> Університетської корпорації атмосферних досліджень, частково спонсоровано через угоди про співпрацю з Національним управлінням океанічних і атмосферних досліджень Міністерства торгівлі США. ©1997–2023 UCAR.).

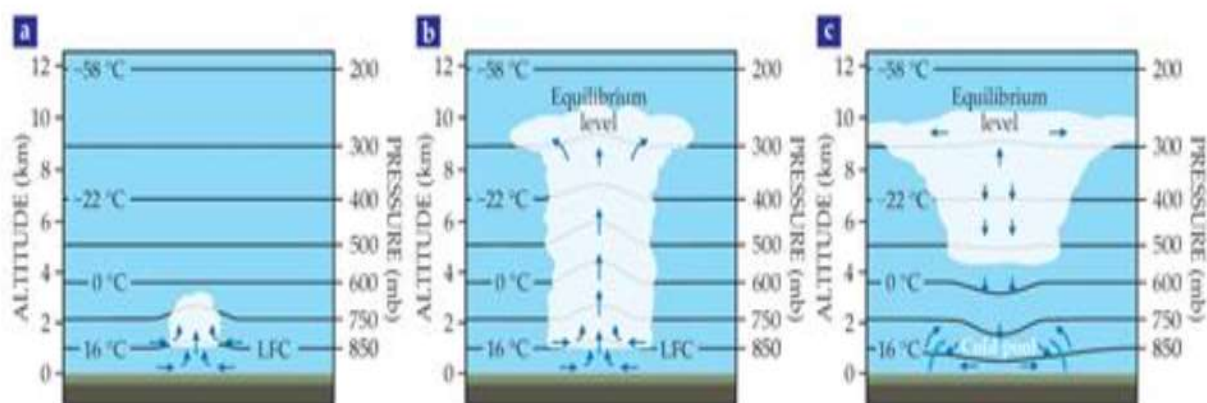


Рисунок 1.4 – Схема розвитку хмари купчастої форми [17]

Рух повітря вгору переносить приповерхневу водяну пару, велика концентрація якої на малих висотах швидко зменшується з висотою в атмосфері. Завдяки процесу, відомому як адіабатичне розширення, вологе повітря, що піднімається, охолоджується, коли тиск падає на більшій висоті. Коли вологе повітря досить холодне, його водяна пара починає утворювати рідкий або льодовий конденсат залежно від температури. Крихітні зважені конденсати — як правило, діаметром кілька десятків мікрон — утворюють хмари, які, на відміну від водяної пари, видимі нашим оком.

На зрілому етапі утворення хмари повітря, що піднімається, досягає рівноважного рівня — висоти, де його щільність відповідає щільності навколишнього середовища, — і хмарне повітря більше не є плавучим (рис. 1.4 б). Для щільних, глибоких хмар рівень рівноваги може досягати рівня тропопаузи, тобто приблизно 10–15 км.



Рисунок 1.5 – Вигляд хмари купчастої форми [17]

Коли повітря перестає підніматися, воно поширюється горизонтально у верхній частині хмари й утворює так звану хмару-ковадло, показану на малюнку 1с. Конденсовані краплі ростуть у хмарі завдяки мікрофізичним процесам, і коли вони стають достатньо великими, зрештою починають випадати в осад і падати на землю. Коли вони це роблять, вони можуть частково випаруватися, особливо під нижньою межею хмар. Супутнє приховане охолодження призводить до холодної повітряної маси, відомої як холодний басейн, який опускається під хмару та поширюється горизонтально на поверхні. Низхідний рух протидіє висхідному руху, який почав конвективну бурю, тим самим завершуючи життєвий цикл хмари. Весь процес для однієї хмари зазвичай триває кілька годин і охоплює горизонтальний масштаб приблизно від одного до кількох кілометрів.

Хмари також можуть утворювати вражаючі багатохмарні структури, деякі з яких показані на рисунку 1.6. У масштабах сотень кілометрів — так званий мезомасштаб — організована конвекція може приймати форму ліній шквалу або мезомасштабних конвективних комплексів. Найвідомішим прикладом є, ймовірно, тропічний циклон. У його центрі лежить відносно тихе

око, оточене хмарною стіною обертових вітрів, які є одними з найсильніших на планеті.

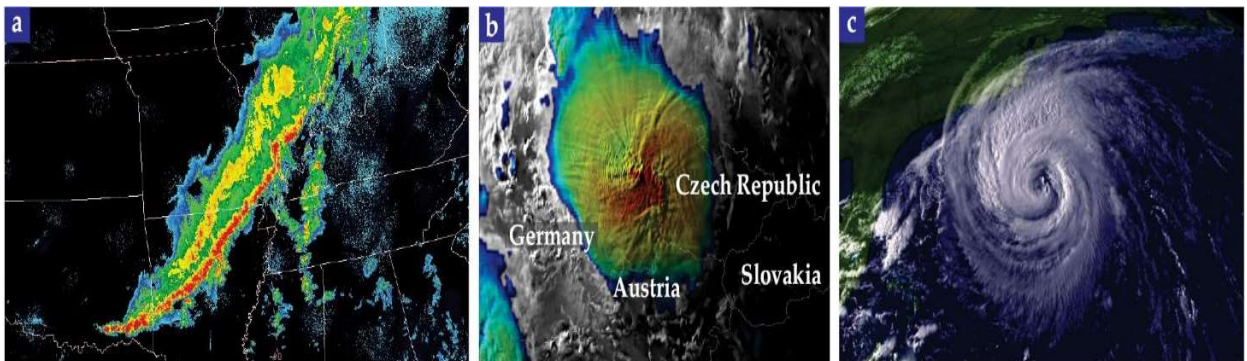


Рисунок 1.6 – Радіолокаційний та супутниковий знімки конвективної хмарності [17]

Мезомасштабні конвективні системи (рис.1.6) — це шторми в атмосфері, які можуть охоплювати сотні кілометрів. Деякі приклади включають (а) лінії шквалу, які є типом витягнутої багатохмарної структури; (b) кругова багатохмарна структура; і (c) тропічний циклон, що складається з обертової багатохмарної структури. (Панель а люб'язно надано Ноланом Аткинсом; панель b © EUMETSAT 2011; панель c люб'язно надано Всесвітньою метеорологічною організацією.).

Мезомасштабні організовані системи, подібні до тих, що показані на рис.1.6, призводять до екстремальних погодних умов і до змін великомасштабних властивостей, зокрема хмарного покриву та розподілу водяної пари.

Хоча фізичні процеси, які викликають мезомасштабну організацію, ще погано вивчені, наука вдосконалюється завдяки значним досягненням за останнє десятиліття. Прориви стали можливими завдяки збільшенню можливостей комп'ютерного моделювання та багатьом ідеалізованим і теоретичним дослідженням. Примітно, що значного прогресу було досягнуто в режимі конвективної організації, що називається самоагрегацією.

### 1.3 Самоагрегація конвективних хмар внутрішніми зворотними зв'язками

Самоагрегація відноситься до вражаючої здатності глибоких хмар спонтанно групуватися в просторі, незважаючи на абсолютно однорідні граничні умови в ідеалізованому чисельному моделюванні (див. рис. 1.7). Це явище виникає, коли температура поверхні моря постійна, немає ні великомасштабного впливу, ні контрастів суша-море, а також з граничними умовами повернення — хмара, яка виходить із області з одного боку, повертається з іншого боку. [17]

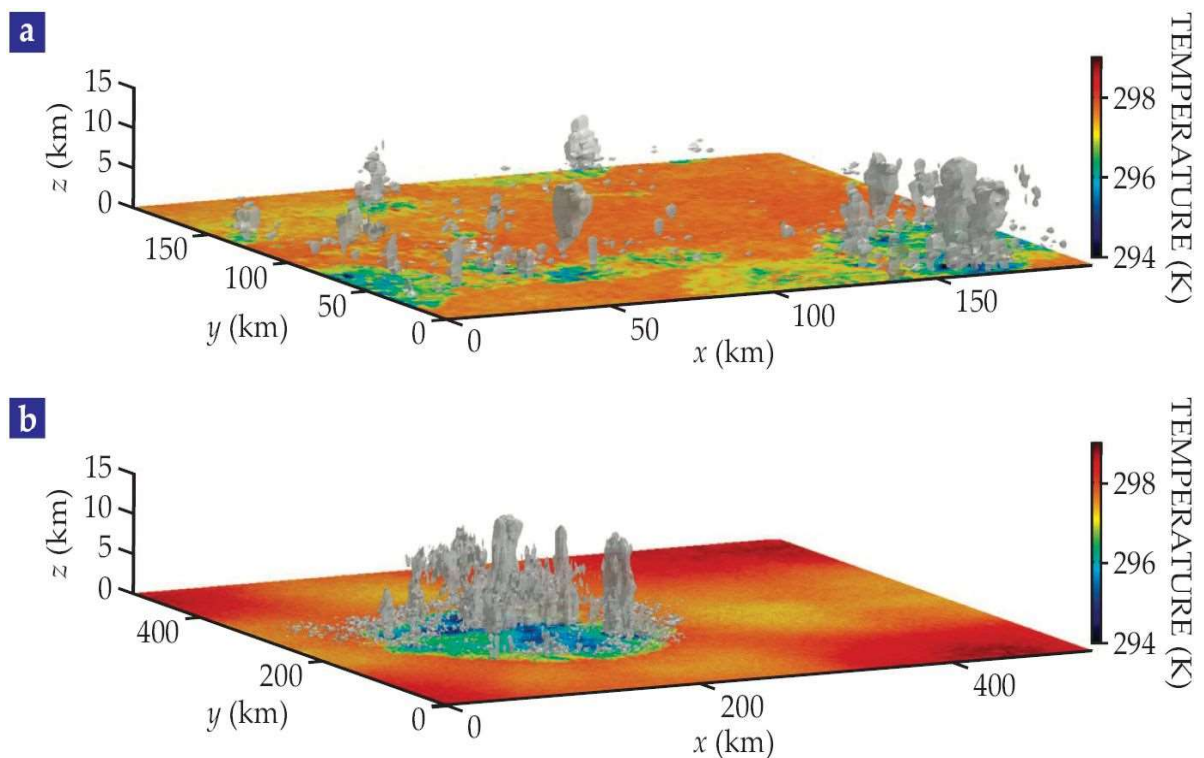


Рисунок 1.7 - Динаміка хмарності конвективних штормових систем [17]

Ідеалізоване чисельне моделювання. За відсутності механізмів зворотного зв'язку (а) імітовані хмари виглядають дезорганізованими в просторі. (б) Під впливом цих механізмів, однак, хмари можуть самоагрегувати в узгоджену конвективну структуру, і ця поведінка збільшується з розміром області та температурою. Самоагрегація пов'язана з великомасштабним осушенням

атмосфери та посиленням великомасштабним вихідним радіаційним охолодженням у космос. Ґрунтуючись на спостереженнях відносної вологості, дослідники з'ясували, що середня тропосфера відповідає змодельованій самоагрегації та є в середньому більш сухою для атмосфери, в якій однакова кількість опадів зосереджена в невеликій кількості конвективних кластерів.

Спонтанна організація хмар за допомогою внутрішнього зворотного зв'язку, очевидно, пов'язана із взаємодією хмар із їхнім близьким оточенням. Дослідники висунули чотири механізми зворотного зв'язку для пояснення самоагрегації: радіаційні процеси, захоплення на краю хмар, холодні басейни та хвилі.

Усі агрегаційні зворотні зв'язки працюють подібним чином: вони сприяють утворенню хмар у регіонах поблизу хмар і не сприяють утворенню в регіонах, де їх немає. Обидві дії є позитивними відгуками, оскільки вони зміцнюють існуючий хмарний розподіл. Більше хмар утворюється там, де їх більше, і менше утворюється там, де їх менше. Це посилення призводить до просторового поділу між хмарними, вологими регіонами та безхмарними, сухими.

У радіаційному зворотному зв'язку сухі регіони пов'язані з сильним радіаційним охолодженням космосу через відносно невелику кількість атмосферної водяної пари. Це схоже на місцевий парниковий ефект, оскільки водяна пара діє як парниковий газ — менше водяної пари означає менше парникових газів і, отже, охолодження. Це охолодження повітря змушує його опускатися і текти за розбіжною схемою біля поверхні Землі.

Оскільки більшість водяної пари знаходиться саме там, відносно сухе повітря, що опускається зверху, замінює відносно вологе приземне повітря, ще більше висушуючи цю частину атмосфери. Більш сухе повітря є менш плавучим і, отже, менш сприйнятливим до конвекції та утворення хмар.<sup>3,4</sup>

Завдяки зворотному зв'язку захоплення, коли повітря піднімається вгору, а водяна пара конденсується, утворюючи хмару, в'язкість повітря змушує повітря, що піднімається, тягнути за собою навколишнє повітря. Край хмари

стає дуже турбулентним і призводить до захоплення та змішування навколишнього повітря з хмарним повітрям. Перемішування на краю може значно зменшити плавучість хмари, якщо втягнуте повітря сухе. Дійсно, змішування сухого повітря призведе до випаровування деяких крапель хмари, а супутнє приховане охолодження зменшує плавучість хмари. І навпаки, якщо повітря навколишнього середовища вологе, що сталося б, якби хмара утворилася поблизу нещодавно сформованої хмари, висхідний рух не буде зупинено, і воно утвориться легше. Ця можливість сприяє групуванню хмар у найбільш вологому регіоні.<sup>5</sup>

У зворотному зв'язку холодного басейну, коли холодні басейни поширюються на поверхні під хмарою, що випадає, вони піднімають навколишнє тепліше повітря по краях. Механічно викликаний висхідний рух сприяє утворенню нових хмар біля краю холодних басейнів. І, сприяючи створенню нових хмар поблизу існуючих, холодні басейни таким чином підсилюють кластеризацію хмар у просторі.<sup>6</sup>

У хвильовому зворотному зв'язку конвекція викликає внутрішні гравітаційні хвилі, які поширюються в стратифікованому середовищі.<sup>7</sup> (Щоб дізнатися більше про внутрішні гравітаційні хвилі, див. статтю Каллума Шекспіра, *Physics Today*, червень 2019 р., сторінка 34.) Припустімо, що атмосфера є двошаровою. Рідина: щільніший нижній шар повітря тягнеться від землі до нижньої частини хмар на висоті приблизно 1 км, а легший верхній шар тягнеться від нижньої частини хмар до їх вершин на висоті приблизно 10 км. У цьому спрощеному випадку внутрішні хвилі стають міжфазними хвилями, які поширюються між двома шарами, подібно до поверхневих хвиль між повітрям і водою, коли камінь кидають у ставок. Міжфазні хвилі між двома шарами викликаються конвекцією та поширюються від хмар.

Хвилі можуть утворювати пакети стоячих хвиль, які відокремлюють конвективно активні області від неактивних.<sup>8</sup>

Через ідеалізовані умови, в яких досліджується самоагрегація, дослідники все ще обговорюють його відповідність реальному світу. Для завершення цих

дебатів знадобляться додаткові спостереження, як із супутників, так і вимірювань на місці. Завдяки нещодавнім вдосконаленням фундаментального розуміння фізичних процесів, пов'язаних із самоагрегацією, дослідники повинні мати можливість ідентифікувати кожен зворотний зв'язок у спостереженнях і визначити, якою мірою кожен домінує в реальній атмосфері.

#### 1.4 Лінії шквалу, утворені зсувом вітру

Складність вивчення реалістичних умов на основі спостережень полягає в тому, що крім внутрішнього зворотного зв'язку взаємодія хмар із великомасштабним потоком атмосфери може сприяти організації конвекції. Важливим прикладом такої взаємодії є лінії шквалу, які, як відомо, виникають за наявності вертикального зсуву вітру, тобто коли вітер на поверхні рухається з іншою швидкістю, ніж вітер на висоті. Крім того, великомасштабні коливання можуть бути викликані атмосферними циркуляціями в тропіках. (Щоб дізнатися більше про тропічну циркуляцію, див. статтю Томаса Бірнера, Шона Девіса та Діан Зайдель, *Physics Today*, грудень 2014 р., сторінка 38.)

Теоретичне пояснення розвитку ліній шквалу було отримано з основоположної статті, опублікованої 35 років тому. У ній описано, як зсув вітру може взаємодіяти з холодним басейном, який у цьому випадку відіграє ключову роль у підтримці шторму. Взаємодія базується на трьох основних принципах, схематично показаних на рис.1.8. [17]

Кілька взаємодій призводять до утворення ліній шквалу хмар. Дощ і його подальше випаровування сприяють підйому маси холодного повітря, яке поширюється під хмарою. Прихідний вітер (сірі стрілки) блокує поширення холодного басейну, який, у свою чергу, діє як пандус для підйому вологого теплового повітря.

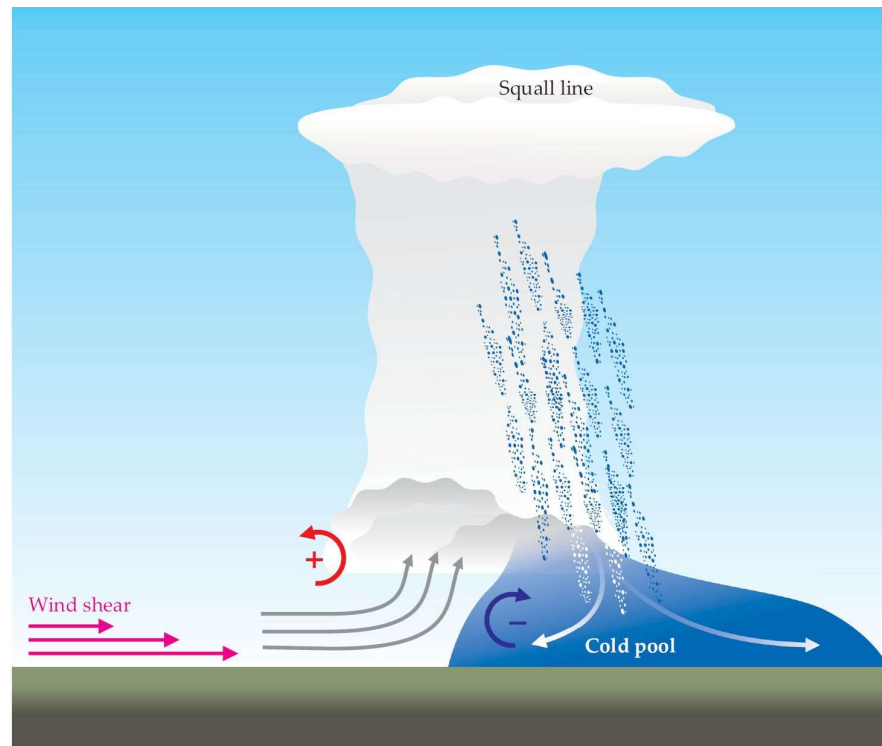


Рисунок 1.8 - Схема утворення хмарності конвективних штормових систем [17]

Вертикальна зміна сили вітру (рожеві стрілки) викликає позитивне завихрення (червоний знак плюс). Цей поворотний рух взаємодіє з негативною завихреністю, яка знаходиться в холодному басейні (синій знак мінус), що сприяє штормовим протягам та іншим висхідним рухам, які сприяють утворенню ліній шквалу в атмосфері.

По-перше, зсув вітру блокує поширення холодного басейну, звідки він походить. По-друге, холодний басейн діє як пандус, який піднімає тепле і вологе повітря. Нарешті, зсув вітру та холодний басейн разом утворюють диполь завихреності — два профілі вітру, що обертаються протилежно, часто позначаються знаком + і знаком –.

Диполь завихрення підтримує висхідний рух між профілями вітру, що прискорює висхідний рух і сприяє глибокій вертикальній конвекції. Тоді край холодного басейну стає оптимальним місцем для глибоких конвективних висхідних потоків, які призводять до утворення хмар, опадів і смуг шквалу. Іншими словами, штормові опади живлять холодний басейн, який підтримує

умови, що сприяють штормовому висхідному потоку та наступним опадам. Серія взаємодій дозволяє лініям шквалу тривати до 24 годин і поширюватися на тисячі кілометрів.

Інтуїтивно можна було б очікувати, що зв'язок між зсувом вітру та холодною поверхнею залежатиме від інтенсивності зсуву. Коли він занадто слабкий, як показано на рис.1.9 а, немає особливої взаємодії, а отже, і організації глибоких хмар. Однак, коли зсув збільшується, лінія шквалу має тенденцію розвиватися перпендикулярно до нав'язаного вітру, як видно на рис.1.9 б, що відповідає горизонтальній зміні вітру приблизно 10 м/с у 1-кілометровому шарі, найближчому до поверхні Землі. За межами швидкості вітру 10 м/с лінії шквалу орієнтовані під кутом менше 90 градусів до напрямку вітру, як показано на малюнку 5с.

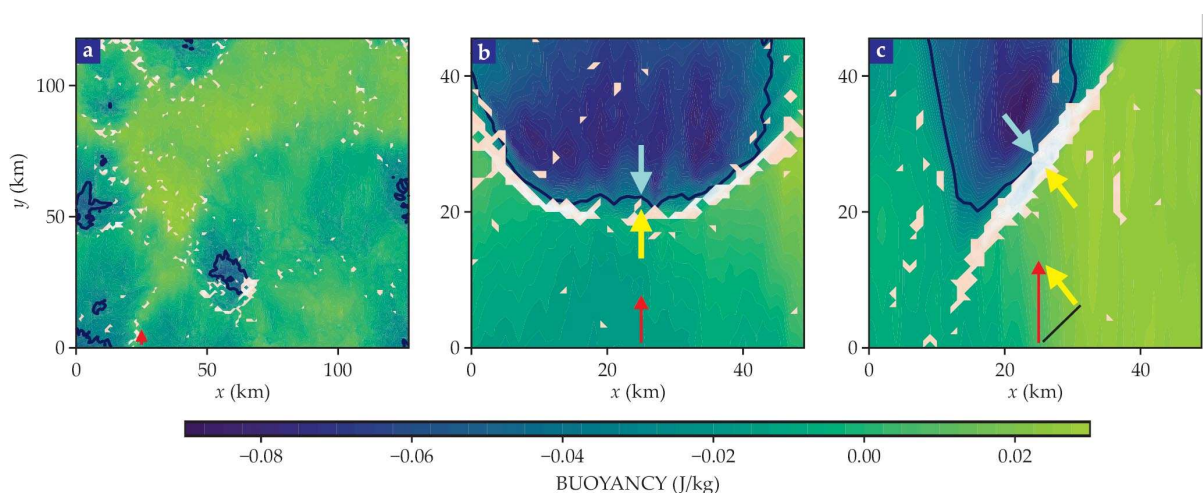


Рисунок 1.9 - Динаміка хмарності конвективних штормових систем в полі зсуву та холодної поверхні [17]

Зсув вітру впливає на орієнтацію ліній тропічного шквалу. У кожному з трьох випадків моделювання колір позначає поле плавучості, яке пропорційне аномальній температурі атмосфери відносно середнього кліматичного значення. Розташування хмар показано білим кольором. (а) Якщо немає зсуву, не спостерігається організації лінії шквалу. (б) Для горизонтальної швидкості вітру  $U = 10$  м/с (червона стрілка) лінія шквалу хмар розвивається

перпендикулярно до напрямку вітру, а прогнозований зсув (жовта стрілка) є оптимальним, оскільки він врівноважує силу поширення вітру атмосферний холодний басейн (синя стрілка). (с) Для  $U = 20$  м/с, що відповідає більшому ніж оптимальний зсув, лінія шквалу орієнтована під гострим кутом до напрямку вітру. У цьому випадку орієнтація лінії шквалу зменшує прогнозований зсув, щоб відновити баланс сил із холодним басейном.

Багато дослідників вивчали кут орієнтації ліній шквалу. Нещодавній чисельний аналіз симуляції [10], наприклад, підтвердив десятирічну гіпотезу, яка припускала, що орієнтація ліній шквалу зменшує вхідний зсув вітру та відновлює рівновагу між зсувом вітру та поширенням холодної води. Дійсно, подальші висновки показали, що інтенсивність холодного басейну значною мірою нечутлива до зсуву вітру, і оптимальне значення зсуву є таким, яке відповідає силі поширення холодного басейну. Іншими словами, орієнтація лінії шквалу зберігає організацію конвекції навіть за наявності сильного зсуву, що перевищує оптимальне значення.

Зсув вітру з інтенсивністю до оптимального значення робить лінії шквалу більш організованими і, отже, може сприяти їх посиленню. Наприклад, нещодавнє моделювання кліматичних моделей підкреслює, що над регіоном Сахель у північно-центральної Африці зміна зсуву вітру є основною причиною посилення ліній шквалу в умовах потепління. Цей випадок ілюструє, як зсув вітру додає критичний внесок у складний зв'язок між зміною клімату і ступенем організації глибинної конвекції. [17]

Дослідники не знають, якою мірою внутрішній зворотний зв'язок організовує хмари в реальній атмосфері порівняно з великомасштабними впливами, такими як зсув вітру та контраст між сушею та океаном. Реакція хмар на глобальне потепління є однією з найбільших невизначеностей у поточних прогнозах зміни клімату на основі моделей (див. статтю Тапіо Шнайдера, Надіра Джівенія та Роберта Соколоу, *Physics Today*, червень 2021 р., сторінка 44). Враховуючи залежність хмарного покриву від конвективної організації, велике значення має те, як конвекція змінюється зі

зміною клімату. Усі вищезазначені ідеалізовані дослідження можуть допомогти усунути ці невизначеності у спостереженнях і пролити нове світло на фізичні процеси в атмосфері. Ця комбінація ідеалізованих досліджень з аналізом реальних даних допоможе дослідникам визначити, як організація хмар може змінитися з глобальним потеплінням.

Спостереження за конвективною організацією та відповідними фізичними процесами є складним завданням. Наприклад, оцінка радіаційного зворотного зв'язку вимагає чутливих вимірювань швидкості радіаційного охолодження поблизу поверхні, які важко отримати за допомогою супутникових вимірювань. Нещодавня міжнародна спостережна кампанія EUREC4A надала безцінні дані на місці про швидкості радіаційного охолодження з вертикальним розділенням. Ці дані допоміг дослідникам розробити теоретичну основу для того, що диктує низькі швидкості охолодження, зокрема їх тісний зв'язок із варіаціями водяної пари.

Глобальна кліматологія холодних басейнів також відсутня, оскільки їх так само складно спостерігати із супутників. Нещодавня робота з використанням радарів з синтетичною апертурою та машинного навчання для отримання зображень є певною перспективою. Нова місія Європейського космічного агентства Earth Explorer, Harmony, забезпечить вимірювання приземних вітрів з високою роздільною здатністю. Ці спостереження, безсумнівно, сприятимуть покращенню вимірювань і розуміння властивостей холодного басейну.

У нещодавньому дослідженні останні спостережувані тенденції екстремальних опадів пов'язані зі змінами в конвективній організації. Таким чином, точні прогнози гідрологічного циклу вимагатимуть від дослідників кращого розуміння конвективної організації та того, як вона змінюватиметься з потеплінням. Теоретична робота, обговорювана в цій статті, збільшення та покращення даних спостережень, а також нові методології, які включають підходи машинного навчання, значно розширили наукову базу для відповіді

на це важливе питання. Усі багатообіцяючі напрямки роблять цей час захоплюючим для дослідження хмари.

### 1.5 Синоптичні умови утворення конвективної хмарності

Типовою областю з високою ймовірністю виникнення конвекції є область теплового сектора перед і на деякій відстані від фронтальної смуги хмар. Початок конвекції відбувається лише в тих випадках, коли тропосфера має певну структуру

08 August 2004/18.00 UTC - Meteosat 8 IR 10.8 image



08 August 2004/17.00 UTC - Meteosat 8 VIS 0.6 image



Рисунок 1.10 – Типова хмарна система теплового сектора [17]

Супутникові зображення вище показують низку конвективних клітин, що розвиваються над Францією. На обох зображеннях (IR 10,8, VIS 0,6) клітини характеризуються більш-менш яскравими значеннями пікселів, що вказує на високу густину та/або багаторівневу хмарність. На зображенні IR 1.10 (ліве зображення) осередки мають гострі краї хмари. Навпаки, зображення VIS показує гострі краї хмари лише на верхньому краю хмарної маси (область поблизу метеоактивної частини), тоді як нижній край є більш волокнистим і

напівпрозорим. Ця частина характеризує площу ковадла. Цю напівпрозору частину також можна добре побачити за допомогою штучного RGB, що складається з різниці температур яскравості (BTD) IR 12,0 - IR 10,8 на червоному; IR 10.8 - IR 8.7 на зеленому та канал IR 10.8 на синьому.

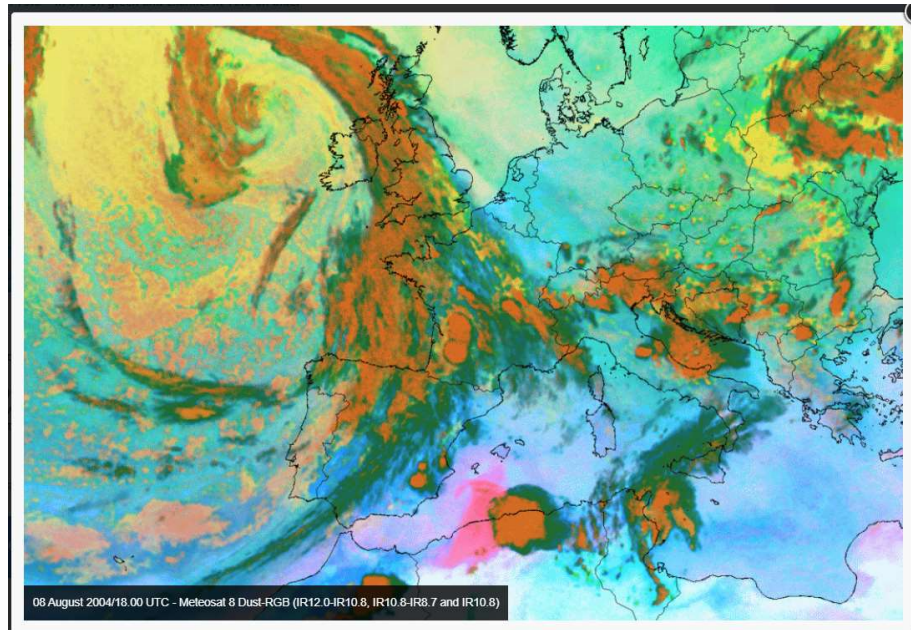


Рисунок 1.11 – RGB знімок хмарної системи теплового сектора [17]

Конвективні комірки, знайдені в теплому секторі, легко розпізнати в цьому RGB як помаранчеві комірки. BTD між IR12.0 і IR10.8, який проектується на червоний промінь, є мірою оптичної товщини. Коли товщина хмар стає меншою, колір змінюється з оранжевого на зелений. Напівпрозора частина або перисті форми розпізнаються як зелені зони. Цей RGB також відомий як Dust-RGB, який стає зрозумілим під час спостереження за пиловою хмарою (зображено рожевим) над Північним Алжиром і Середземним морем на зображенні вище. Що представляють інші кольори в цьому RGB, можна дізнатися із рисунку 1.12.

Існують типові ситуації на хребті потужності перед холодними фронтами, коли MCS швидко розвиваються в другій половині дня. У нижніх і середніх шарах вологе тепле повітря надходить з півдня або південного заходу, що

разом із більш сухим і холодним повітрям на верхніх рівнях призводить до потенційно нестабільної стратифікації тропосфери.

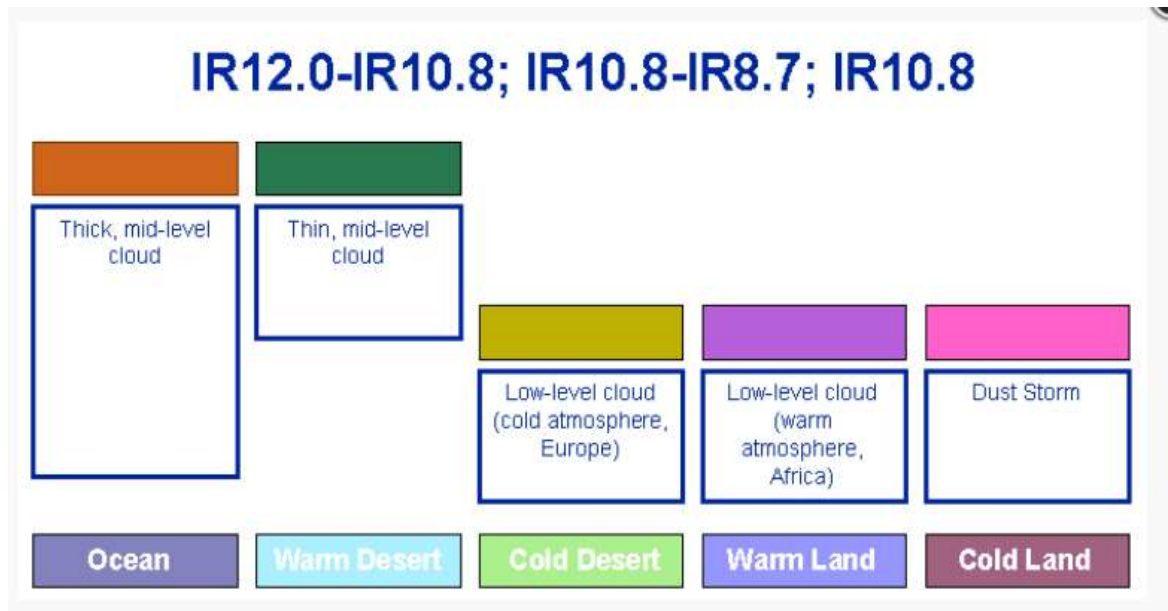


Рисунок 1.12 – розшифровка кольорів на RGB знімках хмарності [17]

Якщо така ситуація виникає поблизу холодного фронту, ефект часто посилюється сухим і холодним повітряним потоком із-за холодного фронту, що накриває фронтальну зону на вищих рівнях (див. Хмарність хребта товщини).

Тропосфера за таких умов характеризується наступними характеристиками (рис.1.13):

- язик високих значень еквівалентної потенційної температури на низькому рівні (зазвичай 850 гПа), що представляє вологе тепле повітря;
- тепла адвекція в нижніх і середніх шарах і холодна адвекція вище, що призводить до потенційно нестабільної вертикальної стратифікації тропосфери;
- помітна конвергенція в нижніх шарах (наприклад, від поверхні до 700 - 600 гПа), що є одним із процесів, що викликає висхідний рух;
- теплий потік, який піднімається по товстому шару тропосфери.

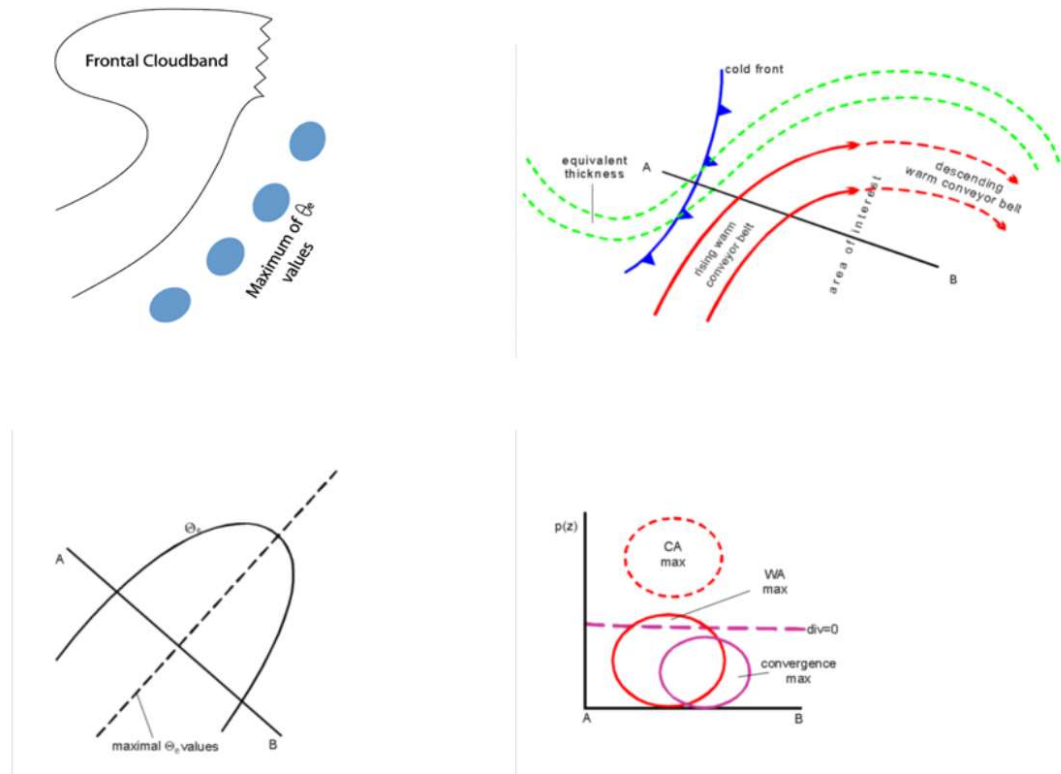


Рисунок 1.13 – Структура конвективної хмарності в зоні атмосферного фронту [17]

На наступних супутникових знімках (рис.1.14) видно фронтальну систему над Піренейським півостровом і Францією. Холодний фронт простягається від Гібралтару через Іспанію далі на північ.

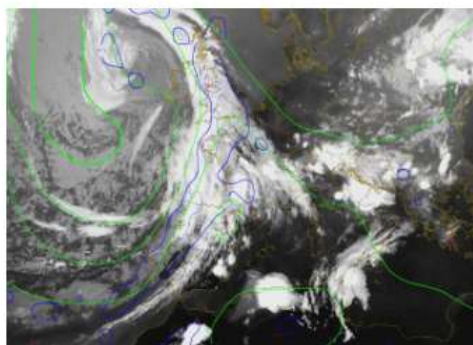
На зображенні вгорі ліворуч показано виражений TFP, що вказує на поверхневий холодний фронт. Попереду вузьку смугу хмар можна розпізнати як теплий потік. MCS, розташовані попереду поверхневого холодного фронту, розвинулися вздовж теплішої сторони високого градієнта еквівалентної товщини.

На зображенні справа вгорі показано, що MCS розвинулися в області WA в межах нижнього та середнього рівнів тропосфери.

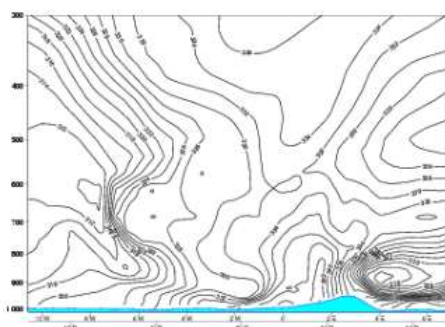
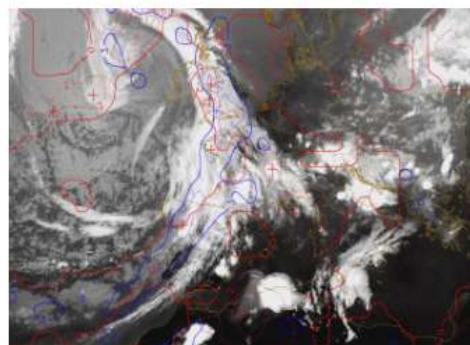
Відносні потоки розраховуються на ізентропічній поверхні 330К.

Ізоентропичний аналіз показує, що MCS розвинулися в межах висхідного відносного потоку (званого верхнім відносним потоком). Цей відносний потік зростає приблизно від 500 гПа до 400 гПа в межах зони розробки MCS.

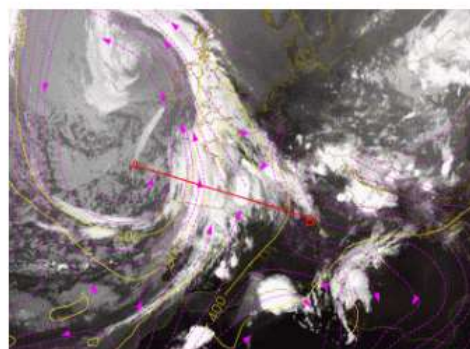
08 August 2004/18.00 UTC - Meteosat 8 IR 10.8 image; blue: thermal front parameter 500/850 hPa, green: equivalent thickness 500/850 hPa



08 August 2004/18.00 UTC - Meteosat 8 IR 10.8 image; lines: thermal front parameter 500/850 hPa, red: temperature advection 700 hPa



08 August 2004/18.00 UTC - Vertical cross section; black: isentropes ( $\Theta_{\text{ref}}$ )



08 August 2004/18.00 UTC - Meteosat 8 IR 10.8 image; magenta: relative streams 330K - system velocity:  $260^\circ 11 \text{ m/s}$ , yellow: isobars 330K, position of vertical cross section indicated

Рисунок 1.14 – Приклад розвитку хмарної системи на холодному фронті [17]

Вертикальний профіль (рис.1.15) показує типовий вертикальний розподіл поля розбіжності: перед холодним фронтом у нижніх рівнях тропосфери спостерігається виражена конвергенція приблизно до 600 гПа та розбіжність у висоті.

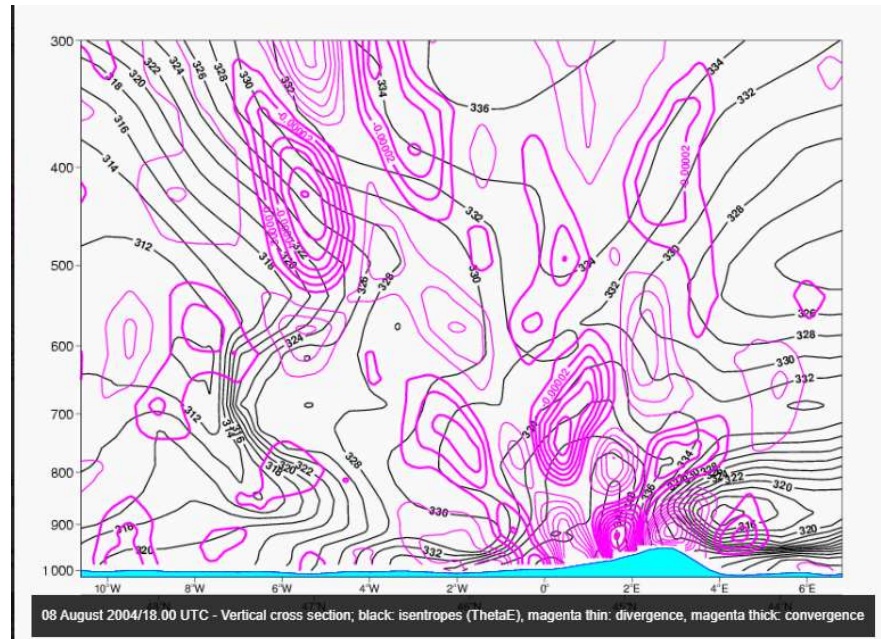


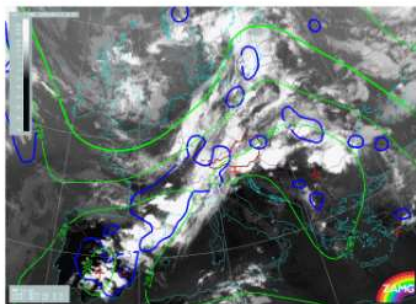
Рисунок 1.15 - Типовий вертикальний розподіл поля розбіжності [17]

На зображеннях вище показано розвиток MCS над Центральною Європою (Австрія, Угорщина та Румунія). Інші MCS розвинулися над Піренейським півостровом і Францією. MCS над Австрією, Угорщиною та Румунією розташовані перед добре розвиненим холодним фронтом.

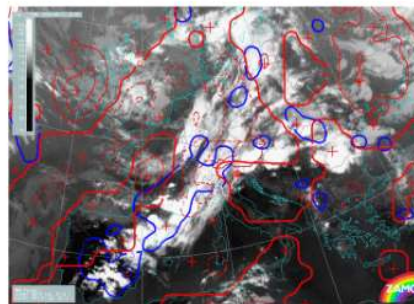
На зображенні вгорі ліворуч холодний фронт характеризується вираженим TFP поблизу переднього краю фронту та високим градієнтом еквівалентної товщини в межах хмарної смуги (порівняйте холодний фронт). MCSs розвинулися в язику теплого повітря попереду поверхневого фронту (максимальні значення TFP), на що також вказує модель високими значеннями еквівалентної товщини.

На наведеному правому зображенні поле температурної адвекції в основному показує слабку WA, де розвинулися MCS. Еквівалентна потенційна температура при 850 гПа має виражений градієнт у зоні холодного фронту (нижнє ліве зображення). MCS можна знайти вздовж теплішої сторони цього високого градієнта, де еквівалентна потенційна температура має максимум.

11 June 2004/18.00 UTC - Meteosat 8 IR 10.8 image; lines: blue: thermal front parameter 500/850 hPa, green: equivalent thickness 500/850 hPa

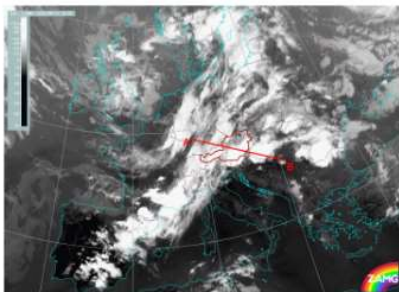


11 June 2004/18.00 UTC - Meteosat 8 IR 10.8 image; lines: blue: thermal front parameter 500/850 hPa, red: temperature advection 700 hPa

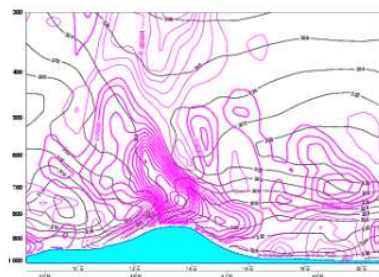
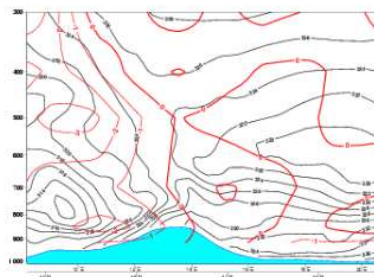


11 June 2004/18.00 UTC - Meteosat 8 IR 10.8 image; magenta: equivalent potential temperature 850 hPa

11 June 2004/18.00 UTC - Meteosat 8 IR 10.8 image; position of vertical cross section indicated



11 June 2004/18.00 UTC - Vertical cross section; black: isentropes (ThetaE), red: temperature advection



11 June 2004/18.00 UTC - Vertical cross section; black: isentropes (ThetaE), magenta: divergence

Рисунок 1.16 - Поперечний переріз фронтальної смуги хмар і MCS, які розвинулися попереду смуги хмар [16]

Як бачимо із рис.1.16, область ізентроп показує нестабільну стратифіковану тропосферу (зниження еквівалентної потенційної температури з висотою) у нижніх шарах тропосфери приблизно до 700 гПа. WA можна знайти на нижніх рівнях, а CA — на верхніх рівнях тропосфери (зображення справа вгорі).

Поле дивергенції (нижнє ліве зображення) відповідає ідеальному вертикальному розподілу дивергенції/конвергенції. На площу MCS вказує дуже сильний конвергентний рух на нижніх рівнях і слабка дивергенція на середніх рівнях тропосфери. [17]

## 2 ПАРАМЕТРИ НЕСТІЙКОСТІ АТМОСФЕРИ

### 2.1 Типи апроксимації адіабатичного підйому частинки

Більша частина прогнозування конвективних явищ включає в себе інтерпретацію параметрів нестійкості, а також джерел конвективного підйому, необхідних для ініціалізації глибокої конвекції [1].

Нагадаємо, що при використанні методу частинки та аерологічної діаграми для оцінки різних параметрів передбачається, що:

- 1) сконденсована волога не переноситься частинкою і вся випадає;
- 2) тиск усередині частинки врівноважений з тиском у навколишньому середовищі (умова квазістатичності);
- 3) відсутні зовнішні по відношенню до частинки джерела та стоки тепла і вологи (умова адіабатичності);
- 4) процеси льодоутворення ігноруються.

Проте, зважаючи на ці базові засади, ми можемо сформулювати інші питання, які мають безпосереднє відношення до прогнозу конвективних явищ:

- 1) з якого рівня буде здійснюватися адіабатичний підйом частинки і чому?
- 2) чи існує імовірність охоплення процесами підйому частинок деякого шару атмосфери і якщо так, як врахувати характеристики такого шару?
- 3) як оцінити максимальний потенціал конвекції при даній стратифікації атмосфери?
- 4) який вплив чинить добовий хід температури і вологості на стратифікацію атмосфери і як його коректно врахувати, зважаючи на наявність лише дворазового радіозондування атмосфери у 00 та 12 СГЧ? [2]

Очевидно, що відповідь на ці питання ми маємо надати не виходячи за умову адіабатичності (без зміни кута нахилу кривої стану), тобто підіймаючи частинку по сухій адіабаті до рівня конденсації і по вологій – вище нього. Але ми можемо певним чином варіювати висоти, з яких починається підйом частинки, не втрачаючи при цьому фізики процесу. Тобто ми маємо окреслити деякі «стартові умови» частинки, які будуть адекватно відбивати поточний стан атмосфери і забезпечать максимально ефективний прогноз конвективних явищ [1-2].

Розглянуті нижче методи апроксимації відносяться до способів підйому частинки, а точніше до вихідних умов її адіабатичного підйому. А далі, вже з урахуванням цих «стартових умов» розраховуються *CAPE / CIN / LI / EL / LCL / LFC*, тобто усі індекси і параметри до яких входить температура частинки  $T'$ . То ж, для зручності, ми будемо називати це типом частинки.

Тип *SB (Surface Based)* означає, що значення вихідних характеристик (температури та температури точки роси частинки, що здійснює адіабатичний підйом у всій товщі тропосфери) визначається біля поверхні землі (рис. 2.1). Тобто саме частинка з такими характеристиками і є те, що втягується у висхідний потік.

*Переваги:*

- 1) більш стійкий ніж інші наближення до наявності помилок у профілях температури і вологи повітря.
- 2) доцільно використовувати у разі «мілкового» шару вологого повітря;
- 3) дає кращі результати вдень, коли турбулентне перемішування є сильним;
- 4) часто використовується синоптиками з метою мінімізації «помилки пропуску».

*Недоліки:*

- 1) дає нереалістичні результати у разі суперадіабатичного поверхневого шару (тобто у цьому разі те, що є більш точним, не є більш корисним);

2) чутливе до наявності помилок у спостереженнях за температурою і температурою точки роси біля поверхні землі або забруднюються фізичними процесами, які не є адіабатичними. [2]

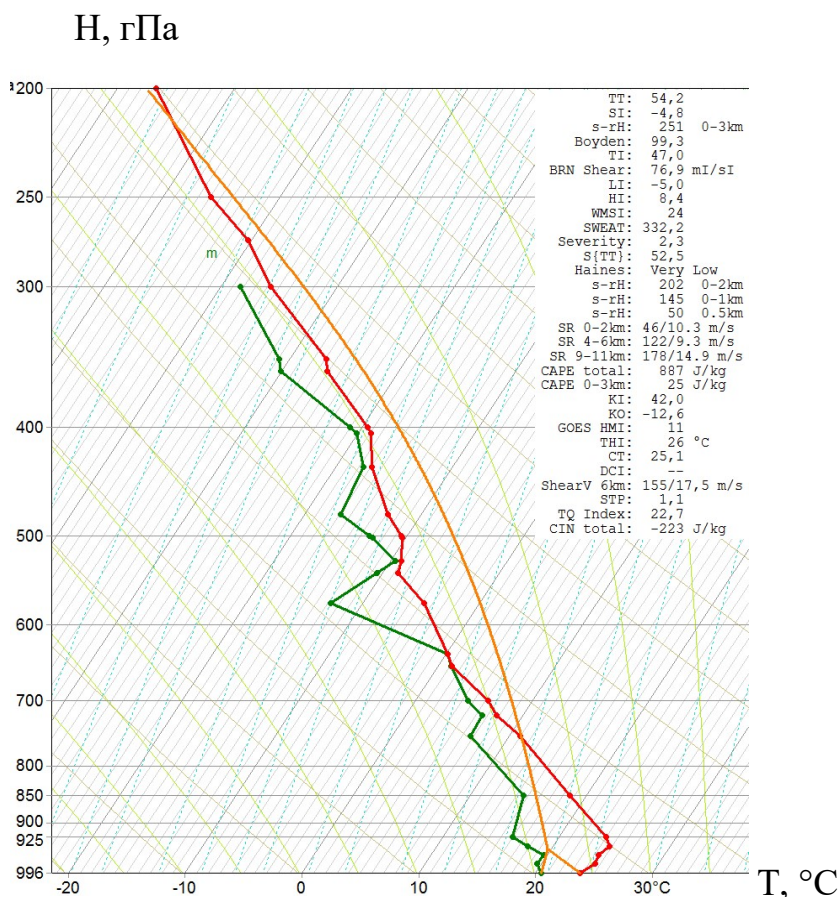


Рисунок 2.1 – Реалізація *SB* типу підйому частинки (ст. Одеса (33837) 00 СГЧ 28.07.17) [2]

Тип *ML (Mixed (Mean) Layer)* означає наявність шару перемішування або середнього шару (залежно від джерел зустрічаються обидва терміни). При застосуванні цього типу враховуються властивості шару повітря товщиною до 100 мб над поверхнею землі (рис. 2.2). Тобто, якщо тиск біля поверхні землі становить 995 мб, то шар, який оцінюється, знаходиться у межах від 995 до 895 мб. У цьому шарі будуть знаходитися два середні значення – температури і точки роси, які будуть визначатися шляхом їх осереднення у ньому. Глибина

100 мб є довільною, яка вибирається радше для узгодженості, але для відповідності теорії, що лежить в основі, характеристики частинки мають бути осереднені по глибині ГША, яка може сильно варіювати у часі і просторі.

Ця концепція не є реальною частинкою (хоча ми усвідомлюємо, що і решта наближень також) і призначена для апроксимації ефектів втягування частинки при її підйомі через граничний шар атмосфери. [2].

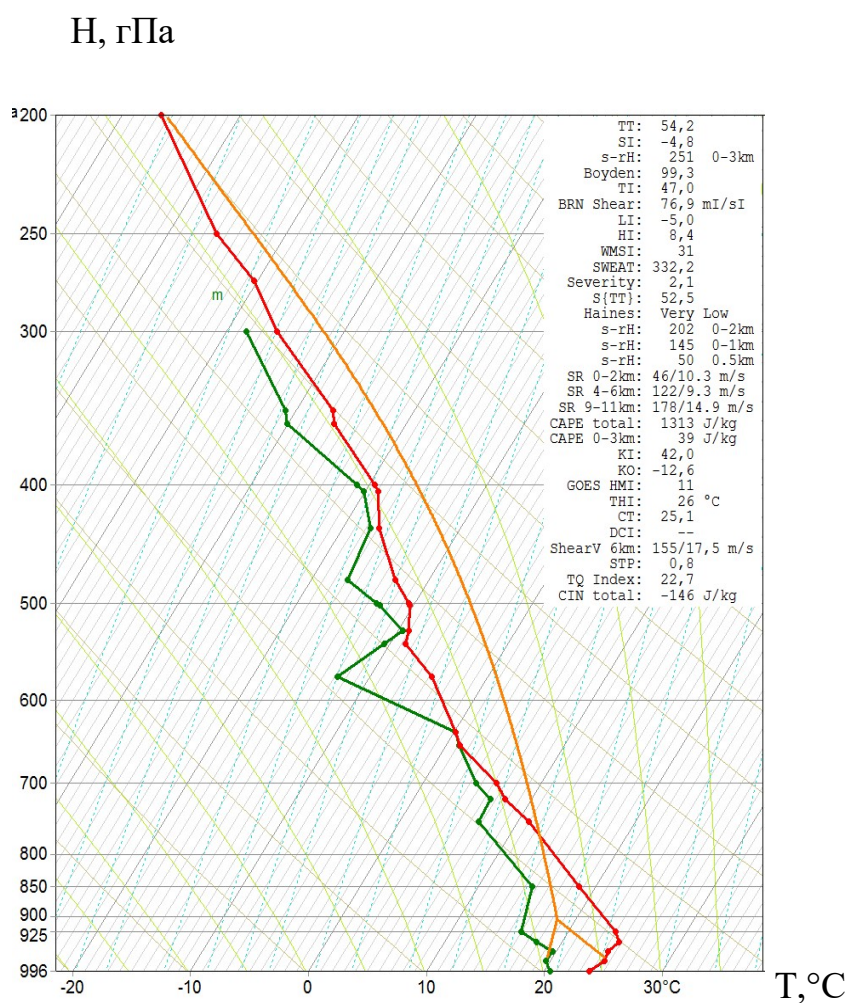


Рисунок 2.2 – Реалізація *ML* типу підйому частинки при  $\Delta H_{ML} = 50$  гПа (ст. Одеса (33837) 00 СГЧ 28/07/17) [2]

*MLCAPE* завжди буде менше ніж *SBCAPE*, що є реалістичнішим, тому що осереднення зумовлює зміну характеристик частинки у процесі її змішування

з оточуючим повітрям при проходженні через ГША (*SBCAPE* такого ефекту не містить). Таким чином, тип *ML* є «фізичнішим», ніж *SB*, а отже може давати більш реалістичну картину.

*Переваги:*

1) краще відображує турбулентне перемішування, яке відбувається у граничному шарі атмосфери, що важливо при наявності «глибокого» шару вологого повітря;

2) є доцільним для використання, коли граничний шар атмосфери розширюється (наприклад, після заходу Сонця).

*Недоліки:*

1) необхідно, щоб термодинамічні характеристики нижнього 100-мілібарового шару атмосфери були добре вираженими.

Тип *MU (More Unstable)* «найбільш нестійкої» частинки зазвичай використовується для піднесеної (вільної) конвекції. У цьому випадку показується, з якого рівня (в межах нижнього 300-мілібарового шару) у профілі температури треба підняти частинку, щоб отримати максимальне значення нестійкості (рис. 9). Іноді це шар, який розташовується над поверхнею землі, і є вихідною областю для формування піднесеної (вільної) конвекції.

Для того, щоб знайти, наприклад, *MUCAPE (Most Unstable CAPE)*, комп'ютерна програма підіймає частинку з великої кількості ізобаричних поверхонь (земля, 975, 925, 900 і т.д.). Та крива стану, яка дасть максимальне значення *CAPE* і є *MUCAPE*. Уявімо, наприклад, що підйом від поверхні землі зумовить значення *CAPE* 2000 Дж/кг, підйом з 950 мб зумовить її збільшення до 3000 Дж/кг, підйом з висоти 900 мб дасть 4000 Дж/кг, а підйом з ізобаричної поверхні 850 мб – 2800 Дж/кг. Таким чином, якщо використовуються лише ці значення, то *MU CAPE* буде складати 4000 Дж/кг, які були одержані при підйомі частинки від 900 мб.

Це дає прогнозисту уявлення про те, яке максимальне значення *CAPE* може бути згенероване у певний момент часу на підставі даних радіозондування або чисельного моделювання. Цілком зрозуміло, що для досягнення розрахованого значення *MUCAPE* необхідно, щоб підйом частинки розпочався саме з того рівня, з якого він був одержаний. Це може відбутися або не відбутися, тому завдання прогнозиста у цьому випадку полягає у оцінці можливості ініціалізації підйому саме з цього рівня (або, принаймні, діапазону висот). [2]

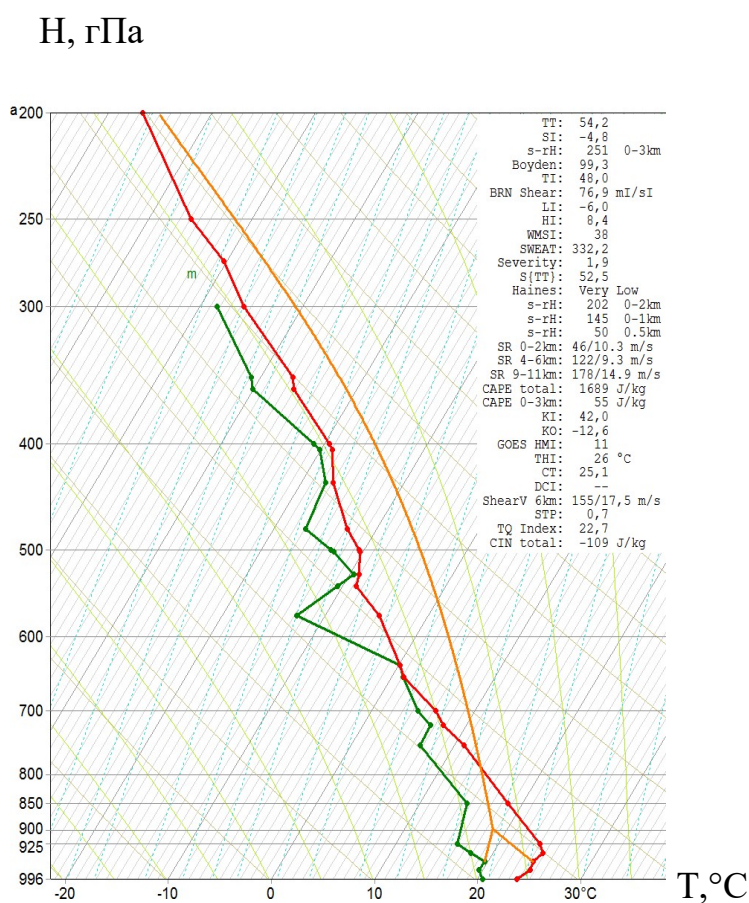


Рисунок 2.3 – Реалізація *MU* типу підйому частинки (ст. Одеса (33837) 00 СГЧ 28/07/17) [2]

*Переваги:*

- 1) формує уявлення про максимально можливий потенціал конвекції;

- 2) враховується можливість розвитку вільної конвекції;
- 3) зменшує імовірність помилки «пропуску».

*Недоліки:*

- 1) відсутність впевненості у ініціалізації підйому частинки з одержаного рівня;
- 2) збільшує імовірність помилки «хибної тривоги».
- 3) Використання різних наближень дає змогу розглянути усі можливі сценарії, які можуть відбуватися при даній конфігурації профілю. Жодне з наближень не є ідеальним, але, наприклад, *MLCAPE*, нижчий ніж *SBCAPE*, допоможе виявити термодинамічні характеристики, які будуть сигналізувати про несприятливі умови для розвитку потужних висхідних потоків і, як наслідок, сильної конвекції.

Більші ніж *SBCAPE* значення *MUCAPE*, можуть допомогти виявити потенціал для розвитку піднесеної (вільної) конвекції на протипагу конвекції від поверхні землі або з урахуванням впливу шару перемішування [2].

## 2.2 Параметри нестійкості, які використовувалися в роботі

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

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 TT. Розраховується індекс TT за формулою (2.1):

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

Сильні сторони та обмеження. TT 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	Гроза 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 [9-11].

VT є мірою вертикальної стійкості без урахування вологості. Його знаходять за формулою (2.2) [8, 12, 14]:

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

Цей індекс зазвичай використовується як індикатор суворості погоди та на основі даних температури та вологості. В табл. 2.2 наведені порогові значення індексу VT [3-5].

Таблиця 2.2 – Порогові значення Vertical Totals Index

VT	Імовірність грози
>28	Можлива

СТ - міра стабільності з урахуванням вологості. Розраховується за формулою (2.3) [12,13].

$$СТ = Td850 - T500 \quad (2.4)$$

В табл. 2.3 наведені порогові значення індексу СТ [14].

Таблиця 2.3 – 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

### 3 ДИНАМІКА ЗМІН ПАРАМЕТРІВ НЕСТІЙКОСТІ АТМОСФЕРИ В ПЕРІОД ФОРМУВАННЯ ГРОЗОВОЇ АКТИВНОСТІ

Характеристика вихідних даних. Для проведення дослідження обиралися випадки грозової діяльності на ст. Лінденберг (Lindenberg). Вибір станції зумовлений проведенням радіозондувань с часовою дискретністю 6 годин.

У якості кількісних характеристик конвекції обрані параметри *CAPE*, *CIN* (як критерії вертикальної стійкості атмосфери), а також такі індекси як Cross Totals (*CT*), Total Totals (*TT*), Vertical Total (*VT*), Lifted Index (*LI*), Thompson Index (*TI*).

Синоптична ситуація 12.06.2018 року для території Германії обумовлена малоградієнтним полем зниженого тиску та проходження гілки теплового та холодного фронту. Саме такими циркуляційними умовами був обумовлений розвиток конвективної хмарності, зливових опадів та гроз на станції Лінденберг (Lindenberg).

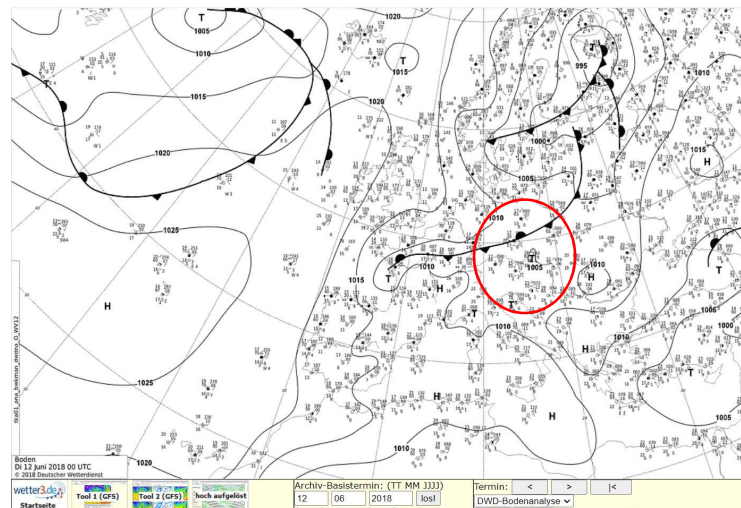


Рисунок 3.1 – Карта приземного аналізу за 12.06.2018 р.

Вибір цих індексів пояснюється їх прямою залежністю від зміни вертикального градієнту температури (*VT*, *TT*, *CT*) та контрасту температур

між навколишнім середовищем і температурою частинки, що адіабатично здійснюється ( $LI$ ).

Для детальнішої оцінки еволюції конвекції (а саме впливу на неї граничного шару атмосфери) значення зазначених індексів розраховувалися для адіабатичного підйому частинки за типом Surface Based ( $SB$ ) для мінімізації помилки пропуску.

Крім цього, у дослідженні враховувалися зміни висот стандартних рівнів (Significant Level) конвекції –  $LCL$ ,  $LFC$ , їх різниці ( $LCL-LFC$ ) та  $EL$ .

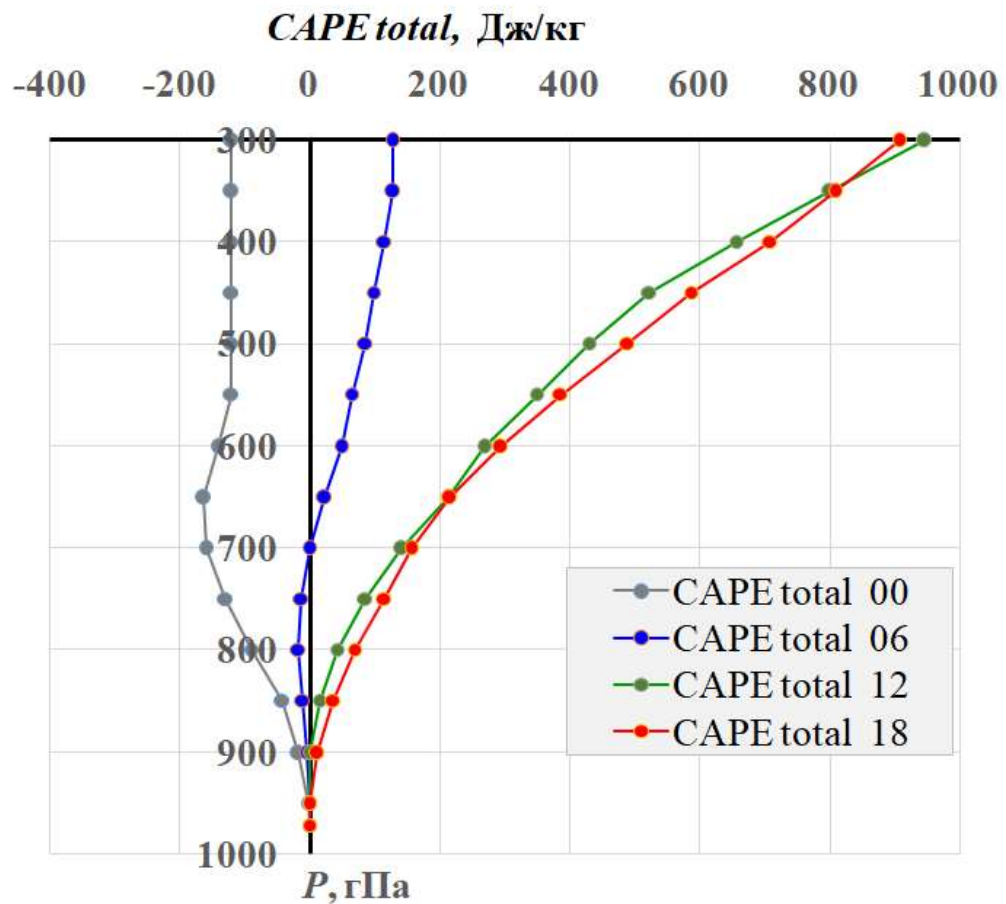


Рисунок 3.2 - Вертикальні профілі індексу  $CAPE\ total$ , Дж/кг на ст. Лінденберг (Lindenberg) 12.06.2018, 00 СГЧ

Розглянемо еволюцію типу стратифікації атмосфери, кількісною характеристикою якої є індекс  $CAPE$ , а саме його пошарові (рис.3.3) ( $CAPE$

*layer*) і загальні (*CAPE total*) (рис.3.1) значення. Така деталізація необхідна як для з'ясування зміни типу стратифікації в цілому, так і для характеристики її вертикальної структури у процесі цих змін.

З рис. 3.2, табл. 3.1 видно, що за даними радіозондування за 00 СГЧ спостерігається стійкий тип стратифікації (*CAPE total* = -122 Дж/кг, *CIN* = -167 Дж/кг), що вказує на неможливість розвитку конвективних рухів.

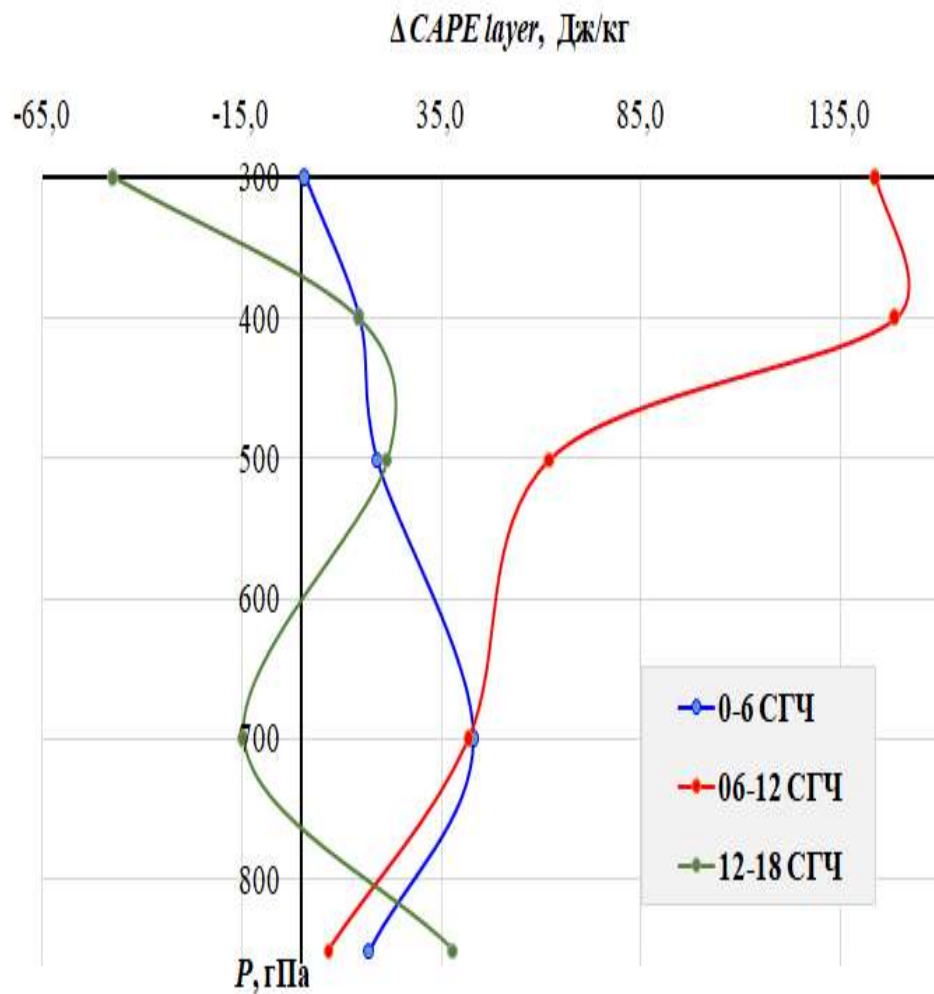


Рисунок 3.3 - Вертикальні профілі часових змін індексу *CAPE* у шарах 850-700 гПа, 700-500 гПа, 500-400 гПа та 400-300 гПа на ст. Лінденберг (Lindenberg) 12.06.2018 р.

Таблиця 3.1 - Значення індексів *CAPE* і *CIN* на ст. Лінденберг (Lindenberg)  
12/06/2018, 00-18 СГЧ

Індекси	Строк радіозондування, СГЧ			
	00	06	12	18
<i>CAPE total</i> , Дж/кг	-122,0	127,0	1002,0	991,0
<i>CIN</i> , Дж/кг	-167,0	-20,0	0,0	0,0

Значення інших індексів конвекції та її стандартних рівнів, наведених у табл. 3.2, вказують на слабкий потенціал розвитку конвекції.

Таблиця 3.2 - Кількісні характеристики конвекції на ст. Лінденберг (Lindenberg) 12.06.2018, 00-18 СГЧ

Параметри	Строк радіозондування, СГЧ			
	00	06	12	18
Індекси конвекції				
<i>LI</i>	1,1	-0,7	-2,5	-3,0
<i>VT</i>	25,9	25,3	24,5	24,5
<i>CT</i>	19,9	23,0	22,4	22,7
<i>TT</i>	45,8	48,3	46,9	47,2
<i>TI</i>	28,0	32,6	35,6	33,4
Стандартні рівні (Significant Level)				
<i>LCL</i>	193	192	760	281
<i>LFC</i>	3170	192	760	281
<i>LCL-LFC</i>	2977	0	0	0
<i>EL</i>	4462	8236	10213	10692

Строк 06 СГЧ характеризується зміною типу стратифікації атмосфери (рис. 3.2,  $CAPE_{total}$  06), що пояснюється початком прогрівання підстильної поверхні і, відповідно, розвитком турбулентності у граничному шарі атмосфери. Зокрема, значення  $CAPE_{total}$  з від'ємного у 00 СГЧ ( $CAPE = -122$  Дж/кг) змінюється на позитивне ( $CAPE = 127$  Дж/кг). Характерною особливістю є збільшення значення індексу  $CIN$  до значення, яке створює потенціал для реалізації тригерингу ( $CIN = -20$  Дж/кг).

Найінтенсивніше зростання індексу  $CAPE$  в період з 00 до 06 СГЧ (рис. 3.2) спостерігається у шарі 850-700 гПа, сягаючи максимуму на рівні 700 гПа (43,2 Дж/кг). Таким чином, нижня половина тропосфери охоплюється висхідними конвективними рухами повітря, яке має позитивну енергію плавучості. Це підтверджується значеннями індексу  $LI$ , яке за цей проміжок часу з позитивного значення ( $LI = 1,1^{\circ}\text{C}$ ) змінюється на від'ємне ( $LI = -0,7^{\circ}\text{C}$ ) та зростанням значення індексів  $CT$  (з 19,9 до 23,3 $^{\circ}\text{C}$ ) і  $TT$  (з 45,8 до 48,3 $^{\circ}\text{C}$ ), які вказують на насичення вологою ГША і, відповідно, на збільшення потенційної нестійкості повітря за умови практичної незмінності вертикального градієнту температури ( $VT_{00} = 25,9^{\circ}\text{C}$ ;  $VT_{06} = 25,3^{\circ}\text{C}$ ).

Період з 06 до 12 СГЧ характеризується «вибуховим» розвитком конвекції, чому сприяє руйнація затримуючого шару ( $CIN = 0$  Дж/кг) і збільшення  $CAPE_{total}$  до значення 944 Дж/кг. Відбувається каскадна передача максимальних значень енергії нестійкості у верхню половину тропосфери до шару 500-300 гПа з максимумом на рівні 400 гПа ( $\Delta CAPE_{500-400} = 148,7$  Дж/кг) при тому, що її зростання спостерігається по всій товщі тропосфери (рис. 2).

Цей процес супроводжується зменшенням значень індексів  $VT$ ,  $CT$ ,  $TT$  (табл. 3.2), що вказує на виведення вологи з ГША ( $CT$ ,  $TT$ ) і інтенсивне перенесення теплого повітря догори ( $VT$ ). Водночас, це зумовлює зростання енергії плавучості у верхній частині тропосфери ( $LI_{06} = -0,7^{\circ}\text{C}$ ;  $LI_{12} = -2,5^{\circ}\text{C}$ ).

Зміни висот стандартних рівнів (Significant Level) конвекції –  $LCL$ ,  $LFC$ , їх різниці ( $LCL-LFC$ ) в період формування конвективних процесів показали

зростання та різке зменшення після грозової активності. Індекс  $EL$  поступово зростав у весь вказаний період.

Розглянемо наступний випадок з грозовою активністю на станції Лінденберг 25.08.2018 р.

Синоптична ситуація на станції обумовлювалася тиловою частиною циклону.

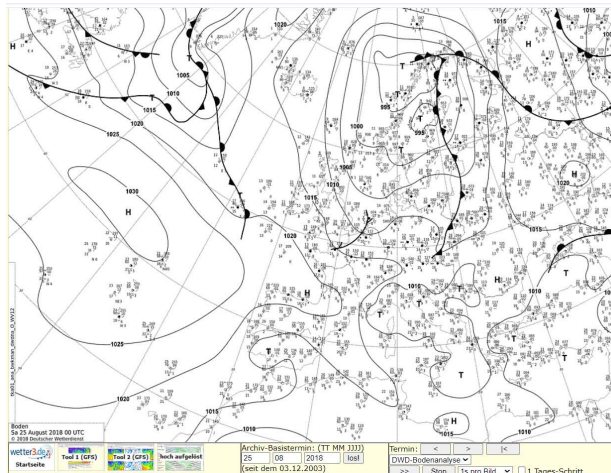


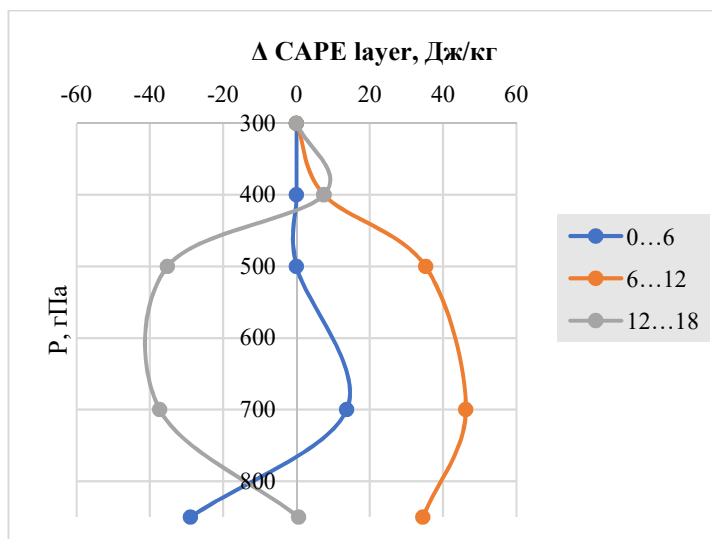
Рисунок 3.4 – Карта приземного аналізу за 25.08.2018 р.

Напочатку також розглянемо еволюцію типу стратифікації атмосфери індексу  $CAPE$ , його пошарові (рис.3.5) ( $CAPE\ layer$ ) і загальні ( $CAPE\ total$ ) (рис.3.6) значення.

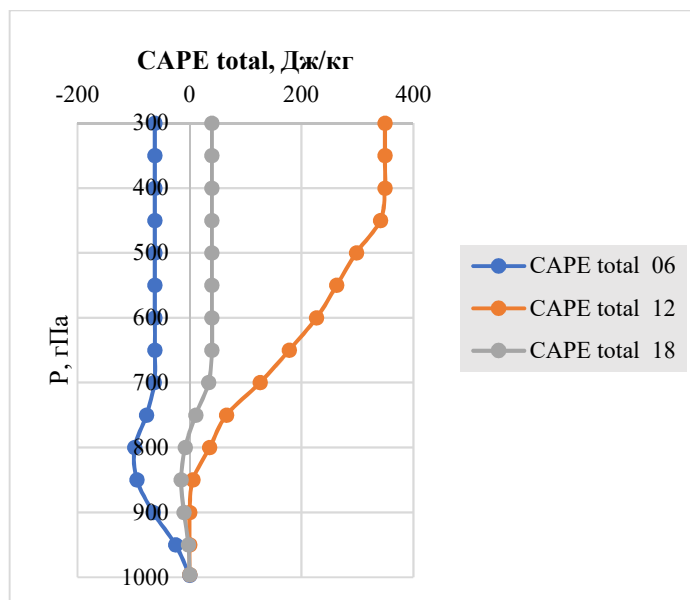
Як бачимо із рис. 3.5 та таблиці 3.3 з 00 год, коли починалося лише формування конвективної активності параметри  $CAPE\ total$  та  $CIN$  відсутні. З 16 години вони ще зменшилися до від'ємних значень, після чого, з 12 години відбулося стрімке зростання  $CAPE\ total$  до 349 Дж/кг. Це значення є досить малим, згідно зі стандартними градаціями явищ погоди, але стало достатнім, щоб сформувалися зливові опади і, навіть гроза.

Вертикальний профіль  $\Delta\ CAPE\ layer$  показав максимальне зростання з 00 до 06 годин від рівня землі до рівня 700 гПа, після чого спостерігалось таке ж різке зменшення значень  $\Delta\ CAPE\ layer$  на вищезрештованих рівнях. З 6 до 12 години даний параметр збільшився, але вертикальний градієнт значно

менший. Він також зростає з висотою від рівня землі і до 500 гПа, після чого поступово зменшується і на 300 гПа дорівнює нулю. Індекси  $L_i$  в цей період мають вже від'ємні значення, в той час як всі інші параметри зросли та досягли своїх максимальних значень.



a)



б)

Рисунок 3.5 - Вертикальні профілі індексу *CAPE total*, Дж/кг на ст. Лінденберг (Lindenberg) 25.08.2018, 00 СГЧ a) та вертикальні профілі часових змін індексу *CAPE* у шарах 850-700 гПа, 700-500 гПа, 500-400 гПа та 400-300 гПа на ст. Лінденберг (Lindenberg) 25.08.2018 р. б)

Таблиця 3.3 - Значення індексів *CAPE* і *CIN* на ст. Лінденберг (Lindenberg)  
25.08.2018, 00-18 СГЧ

Індекси	Строк радіозондування, СГЧ			
	00	06	12	18
<i>CAPE total</i> , Дж/кг	0,0	-62,0	349,0	40,0
<i>CIN</i> , Дж/кг	0,0	-100,0	0,0	-15,0

Таблиця 3.4 - Кількісні характеристики конвекції на ст. Лінденберг  
(Lindenberg) 25.08.2018, 00-18 СГЧ

Параметри	Строк радіозондування, СГЧ			
	00	06	12	18
Індекси конвекції				
<i>LI</i>	6,9	3,7	-1,6	1,7
<i>VT</i>	22,9	24,7	26,7	25,1
<i>CT</i>	14,9	20,7	26,7	21,4
<i>TT</i>	37,8	45,4	53,4	46,5
<i>TI</i>	14,5	22,4	31,3	6,9
Стандартні рівні (Significant Level)				
<i>LCL</i>	889	383	1129	883
<i>LFC</i>	1850	1651	1129	1209
<i>LCL-LFC</i>	961	1269	0	326
<i>EL</i>	1940	3072	6457	3521

З 12 до 18 год. та CAPE layer біля поверхні землі дорівнює нулю, а на вищерозташованих рівнях є від'ємним. Лише з 400 гПа починає слабко зростати, а на 300 гПа знову дорівнює нулю.

Вертикальний розподіл CAPE total показав зростання з рівня 925 гПа з 12 год, коли він і досягав своїх максимальних значень в шарі 500...300 гПа. При цьому, біля поверхні землі в 06 год спостерігалася стійка стратифікація до 825 гПа, далі тип стратифікації змінюється на нестійкий. Звертає на себе увагу той факт, що з 6 години почав зростати і CIN і з 12 години вже дорівнює нулю. Зростання параметрів СТ та ТТ з 00 і до 12 години вказує на те, що атмосфера насичується вологою, а збільшення VT – збільшення вертикального градієнту температури в цей же період зі зменшенням енергії плавучесті LI.

Весь період формування нестійкості, рівні конвекції LCL LFC зменшували свою висоту, а після утворення грози – зменшили. Параметр EL поступово зростав весь період формування нестійкості і почав спадати – після утворення грози.

## ВИСНОВКИ

1. Тип стратифікації атмосфери, кількісним і якісним виразом якої є індекс  $CAPE$ , у дні з грозовою діяльністю змінюється упродовж доби – від’ємні значення енергії нестійкості змінюють знак на додатні у масштабі декількох годин, в залежності від процесу, який їх зумовлює.

2. Процес збільшення енергії нестійкості атмосфери починається після сходу Сонця і у період з 00 до 06 СГЧ охоплює шар повітря 850-700 гПа, сягаючи свого максимуму на рівні 700 гПа ( $\Delta CAPE_{850-700} = 43,2$  Дж/кг). Тригерами цього процесу є збільшення приземної температури і вологості повітря, що зумовлює рух значень обраних індексів конвекції у бік їх критеріальних значень.

3. Період максимального розвитку конвекції має місце між 06 та 12 СГЧ і характеризується руйнацією затримуючого шару (зміна індексу  $CIN$  від  $-20$  Дж/кг до  $0$  Дж/кг), що сприяє «вибуховій» конвекції, і збільшенню енергії плавучості до значення  $CAPE_{total}$ , яке «сигналізує» про сильний потенціал розвитку конвекції ( $1002$  Дж/кг). Каскадна передача енергії плавучості у вищі шари тропосфери простежується у виді найінтенсивніших змін індексу  $CAPE$  у шарі 500-300 гПа з максимумом на рівні 400 гПа ( $\Delta CAPE_{500-400} = 148,7$  Дж/кг), внаслідок чого збільшується верхня межа шару конвекції з рівня 360 гПа до рівня 250 гПа ( $EL_{06} = 8236$  м;  $EL_{12} = 10213$  м).

4. Значення індексів конвекції, які залежать від вертикальних профілів температури ( $VT$ ,  $CT$ ,  $TT$ ) і температури точки роси, упродовж періоду інтенсивної конвективної діяльності можуть зменшувати свої значення за рахунок виведення конвекцією вологи з граничного шару атмосфери і розвитку у ньому турбулентності, яка зменшує вертикальний градієнт температури. Зростання їх значень є показовим у період «запуску» конвекції.

5. Показники еволюції індексу  $CAPE$  є індикаторами часового масштабу конвективної діяльності і визначають вимоги до метеорологічної інформації

необхідної для її ефективного прогнозування. Зменшення дискретності між строками радіозондування атмосфери дозволяє відстежити часові зміни кількісних показників атмосферної конвекції, які дозволяють не лише відстежити потенціал її розвитку, а й визначити процес, який її ініціює.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. 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.
2. Грушевський О.М., Міщенко Н.М. Діагноз і прогноз конвективних явищ. Навчальний посібник. 2020. ОДЕКУ. 120 с.
3. Bunkers M.J., Klimowski B.A., Zeitler J.W., Thompson R.L., Weisman M.L. Predicting Supercell Motion Using a New Hodograph Technique. *Weather and Forecasting*. 2000. P. 61-79.
4. Griser Ju. *Convection Parameters*. 2012. 21 p.
5. Stull R. *Practical Meteorology. An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*. Dept. of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences University of British Columbia. 2016. 924 p.
6. Vasquez T. *Instability, Skew-T & Hodograph. Handbook*. 2017. 235 p.
7. Vasquez T. *Severe Storm Forecasting. First edition (Blue Book)*. Printed in the USA. 2010. P. 101-108.
8. Vasquez T. *Storm Chasing. Handbook, 2-nd edition*. 2009. 240 p.
9. Litta, A.; Mohanty, U. Simulation of a severe thunderstorm event during the field experiment of STORM programme 2006, using WRF–NMM model. *Current Science* 2008, 204-215.
10. Skamarock, W.C.; Klemp, J.B. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics* 2008, 227, 3465-3485, doi:10.1016/j.jcp.2007.01.037.
11. Rajasekhar, M.; Sreeshna, T.; Rajeevan, M.; Ramakrishna, S. Prediction of severe thunderstorms over Sriharikota Island by using the WRF-ARW operational model. In *Proceedings of the Remote sensing and modeling of the atmosphere, oceans, and interactions VI*, 2016; pp. 147-164.

12. Huang, H.; Lin, C.; Chen, Y. Sensitivity Analysis of Weather Research and Forecasting (WRF) Model Output Variables to The Thunderstorm Lifecycle and Its Application. 2022.
13. Dhawan, V.; Tyagi, A.; Bansal, M. Forecasting of thunderstorms in pre-monsoon season over northwest India. *Mausam* 2008, 59, 433-444.
14. Tyagi, B.; Naresh Krishna, V.; Satyanarayana, A. Study of thermodynamic indices in forecasting premonsoon thunderstorms over Kolkata during STORM pilot phase 2006–2008. *Natural hazards* 2011, 56, 681-698.
15. Основні поняття про атмосферну конвекцію.  
URL: <https://amt.copernicus.org/preprints/7/C2186/2014/amtd-7-C2186-2014-supplement.pdf> (дата звернення 20.03. 2024).
16. Climate change. The role of clouds. URL: <https://www.open.edu/openlearn/nature-environment/climate-change/content-section-1.3.3> (дата звернення 15.04. 2024).
17. Through a combination of idealized simulations and real-world data, researchers are uncovering how internal feedbacks and large-scale motions influence cloud dynamics.  
URL: <https://pubs.aip.org/physicstoday/article/76/5/28/2886760/The-cloud-dynamics-of-convective-storm> (дата звернення 15.04. 2024).