

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий  
гідрометеорологічний інститут  
Кафедра метеорології та кліматології

**Кваліфікаційна робота магістра**

на тему: Екстремальні опади і раптові затоплення на території України

Виконав студент 2 курсу групи МЗМ-21  
Спеціальності 103 «Науки про Землю»  
Освітня програма  
«Метеорологія і кліматологія»  
Гайдечук Тетяна Михайлівна

Керівник канд. геогр. наук, доцент  
Хоменко Інна Анатоліївна

Рецензент д-р геогр. наук, професор  
Берлінський Микола Анатолійович

Одеса 2022

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий гідрометеорологічний інститут

Кафедра Метеорології та кліматології

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 "Науки про Землю"

(шифр і назва)

Освітня програма Метеорологія і кліматологія

(назва)

**ЗАТВЕРДЖУЮ**

Завідувач кафедри

метеорології та кліматології

Прокоф'єв О.М.

" 10 " жовтня 2022 року

**З А В Д А Н Н Я**  
**НА КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ МАГІСТРА**

студенту(ці) Гайдечук Тетяні Михайлівні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Екстремальні опади і раптові затоплення на території України

Керівник роботи Хоменко Інна Анатоліївна, канд.геогр.наук, доцент

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

затверджені наказом ОДЕКУ від "30" вересня 2022 року № 166-С

2. Строк подання студентом роботи 17 листопада 2022 р.

3. Вихідні дані до роботи супутникові знімки геостационарного супутника MSG такі як Infrared 10.8, Infrared enhanced 10.8, Airmass, Water Vapor 6.2, 24h Microphysics, Dust, поля метеорологічних величин і гідродинамічних характеристик біля поверхні землі і на стандартних ізобаричних поверхнях, вертикальні перерізи метеорологічних величин і гідродинамічних характеристик в зоні потужних опадів, отримані за допомогою моделі IFS Європейського центру середньострокових прогнозів за періоди, коли на території України спостерігались екстремальні опади з раптовими затопленнями

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Визначення фізичних механізмів утворення і підтримання потужних опадів, які призводять до раптових затоплень, та виявлення метеорологічних і синоптичних чинників, які відіграють суттєву роль у посиленні опадів для ідентифікації можливих предикторів екстремальних опадів

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

Супутникові знімки Infrared 10.8, Infrared enhanced 10.8, Airmass, Water Vapor 6.2, 24h Microphysics, Dust, вертикальні перерізи еквівалентно-потенціальної температури, відносного вихору, потенціального вихору, відносної вологості, адвекції температури, адвекції відносного вихору і швидкості вітру, просторовий розподіл тиску біля



поверхні землі, топографія ізобаричних поверхонь AT-500, AT-300, відносної топографії BT-500/1000, просторовий розподіл швидкості і напрямку вітру на AT-300, просторовий розподіл висоти ізоповерхні вихору Ертеля 1,5 рви, просторовий розподіл еквівалентно-потенціальної температури на AT-700, просторовий розподіл дивергенції і відносного вихору в середній тропосфері і біля поверхні землі, просторовий розподіл термічного фронтального параметру за стандартні строки метеорологічних спостережень 16-18 червня 2021 р., 22 липня 2021 р., 11 вересня 2022 р.

#### 6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 10 жовтня 2022 р.

### КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

| № з/п | Назва етапів кваліфікаційної роботи                                                                                                                                              | Термін виконання етапів роботи          | Оцінка виконання етапу |                       |
|-------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------|------------------------|-----------------------|
|       |                                                                                                                                                                                  |                                         | у %                    | за 4-х бальною шкалою |
| 1     | Отримання завдання                                                                                                                                                               | 10.10.2022 р.                           |                        |                       |
| 2     | Ознайомлення з літературними джерелами за темою кваліфікаційної роботи бакалавра.                                                                                                | 25.10.2022 р.                           | 95                     | відмінно              |
| 3     | Вибір випадків з екстремальними опадами, що призвели до катастрофічних затоплень на території України                                                                            | 31.10.2021 р.                           | 95                     | відмінно              |
|       | <b>Рубіжна атестація</b>                                                                                                                                                         | <b>01.11.2022 р.-<br/>05.11.2022 р.</b> | <b>90</b>              | <b>відмінно</b>       |
| 4     | Добір і супутній узагальнений аналіз матеріалів, необхідних для визначення фізичних механізмів утворення та підтримки екстремальних опадів, за допомогою платформи ePort         | 8.11.2022 р.                            | 95                     | відмінно              |
| 5     | Аналіз отриманих результатів.                                                                                                                                                    | 12.11.2022 р.                           | 90                     | відмінно              |
| 6     | Узагальнення отриманих результатів. Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату. | 17.11.2022 р.                           | 92                     | відмінно              |
| 7     | Перевірка роботи на плагіат, складення протоколу і висновку керівника. Підписання авторського договору.                                                                          | 18-20.11.2022                           | -                      | -                     |
| 8     | Підготовка презентаційного матеріалу                                                                                                                                             | -                                       | -                      | -                     |
| 9     | <b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>                                                                                             | -                                       | -                      | -                     |

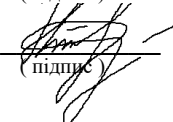
Студент

  
(підпис)

Гайдечук Т. М.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

  
(підпис)

Хоменко І.А.

(прізвище та ініціали)

## Анотація

**Тема:** „Екстремальні опади і раптові затоплення на території України”

**Автор:** Гайдечук Т.М.

**Актуальність проблеми.** Надзвичайні опади є небезпекою майже в усіх частинах світу і призводять до багатьох руйнівних наслідків в соціально-економічній сфері і навіть можуть спричинити людські жертви. Незважаючи на те, що було досягнуто багато успіхів у розумінні фізичних механізмів виникнення і підтримання екстремальних опадів, їх прогнозування і досі є однією з найбільших проблем, з якими стикаються оперативні синоптики.

**Метою даної роботи** є виявлення фізичних механізмів формування і підтримання екстремальних опадів і оцінка внеску кожного з чинників на прикладі чотирьох епізодів, які відбулись в Одесі і Криму в 2021-22 рр.

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

- побудовано просторові поля і вертикальні перерізи метеорологічних і гідродинамічних характеристик за допомогою ресурсу ePort Pro;
- досліджено велико- і мезомасштабні умови встановлення і підтримання потужних опадів, які супроводжуються раптовими затопленнями;
- виявлено ключові фактори, які сприяли підтриманню екстремальних опадів.

**Об’єкт дослідження** – екстремальні опади.

**Предмет дослідження** – синоптичні і мезомасштабні умови, за яких реалізуються і підтримуються потужні опади, які супроводжуються раптовими затопленнями, над територією України.

**Методи дослідження** – синоптичний і гідродинамічний аналіз.

**Наукова новизна отриманих результатів.**

В даній роботі *вперше* для території України:

- застосовано концептуальні моделі, запропоновані провідними європейськими вченими-метеорологами з метеорологічних служб Австрії, Нідерландів, Фінляндії, Хорватії, Норвегії, Португалії, а також європейської агенції EUMETSAT;
- виявлено деякі загальні фізичні механізми встановлення і підтримання екстремальних опадів, які супроводжуються раптовими затопленнями, в Україні.

**Практичне значення отриманих результатів.** Отримані результати можуть бути використані для покращення уявлень про фізичні механізми утворення і підтримки екстремальних опадів, що може бути надалі поліпшити якість прогнозу цього явища для території України.

Магістерська робота в обсязі 101 сторінки складається з 3 розділів, висновків, переліку посилань з 92 джерел, 1 додаток, містить 63 рисунки.

**Ключові слова:** екстремальні опади, раптові затоплення, висотний (відсічений) циклон, вихор Ертеля, еквівалентно-потенціальна температура

## Summary

**Topic:** "Extreme precipitation and flash floods over Ukraine"

**Author:** Haidechuk T.M..

**Urgency of the issue.** Extreme precipitation is a hazard in nearly all parts of the world, lead to many devastating consequences in the socio-economic sphere and can even cause human casualties. Nonetheless, greater understanding, improved numerical models, and enhanced computing power have made highly accurate predictions possible in at least some heavy- rainfall situations.

**Aim of this study** is to reveal forcings and triggers that contributed to generating and controlling heavy rains and to assess the contribution of each of them based on detailed analysis of three events of extreme precipitation with flash floods.

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

- the spatial distribution and cross-section of meteorological and hydrodynamic parameters are obtained using tools of ePort Pro service;
- large-scale conditions of generating and controlling extreme precipitation with flash floods have been studied;
- key physical mechanisms being conducive to controlling extreme precipitation are revealed.

**Object of scientific research** is extreme precipitation.

**Subject of scientific research** is large- and mesoscale conditions and circulation patterns, which are responsible for generating and controlling heavy rains and flash floods over Ukraine

**Methods of scientific research** – physical-statistical, synoptic and hydrodynamic analysis.

**Scientific novelty of results obtained.**

In this work, for the first time for the territory of Ukraine:

- conceptual models proposed by lead European scientists from meteorological services of Austria, Netherlands, Finland, Croatia, Norway, Portugal and also from the European agency EUMETSAT were used;
- physical mechanisms responsible for generating and controlling extreme precipitation with flash floods Ukraine were revealed.

**Practical importance of results obtained.** The obtained results can be used to improve the understanding of the physical mechanisms of formation and maintenance of extreme precipitation, which can further improve the quality of the forecast of this event over the territory of Ukraine.

The master's thesis of 101 pages consists of 3 sections, conclusions, a list of references from 92 sources, 1 annex, contains 63 figures.

**Keywords:** extreme precipitation, flash floods, upper (cut-off) low, potential vorticity, equivalent potential temperature

## ЗМІСТ

|                                                                                                                                                         |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Вступ.....                                                                                                                                              | 6  |
| 1 Метеорологічні механізми утворення і розвитку сильних і екстремальних опадів.....                                                                     | 8  |
| 1.1 Волога і перенесення її великомасштабними процесами .....                                                                                           | 8  |
| 1.2 Вертикальні рухи і стратифікація атмосфери .....                                                                                                    | 13 |
| 2 Системи погоди, які генерують сильні опади.....                                                                                                       | 22 |
| 2.1 Однокоміркові грози, багатокоміркові грози, лінії шквалів і суперкоміркова конвекція.....                                                           | 22 |
| 2.2 Мезомасштабна конвективна система.....                                                                                                              | 26 |
| 2.3 Позатропічні циклони.....                                                                                                                           | 30 |
| 2.4 Холодні, теплі, стаціонарні фронти і фронти пов'язані з мусонами                                                                                    | 35 |
| 3 Синоптичні і мезомасштабні умови випадіння екстремальних опадів на території України .....                                                            | 39 |
| 3.1 Ситуативний аналіз розвитку відсіченого циклону і пов'язаних з ним екстремальних опадів і катастрофічних затоплень в Криму 17-18 червня 2021 р..... | 39 |
| 3.2 Ситуативний аналіз утворення екстремальних опадів з катастрофічним затопленням в м. Одеса 22 липня 2021 р.....                                      | 69 |
| 3.3 Ситуативний аналіз утворення катастрофічної зливи з затопленням в м. Одеса 11 вересня 2022 р.....                                                   | 79 |
| Висновки.....                                                                                                                                           | 94 |
| Перелік посилань.....                                                                                                                                   | 96 |

## ВСТУП

Екстремальні опади можуть призвести до повеней, катастрофічних затоплень тощо і створити загрозу життю людей та інфраструктурі. Інтенсивність опадів залежить від розташування та глибини циклонів, які викликають опади, а також від характеристик навколишнього середовища, де відбувається формування та розвиток циклону, а саме від наявності вологи в атмосфері, рельєфу і характеристик підстильної поверхні тощо. Однак це не єдині умови, що сприяють випаданню сильних опадів. Атмосферні умови на різних просторових і часових масштабах (великомасштабна циркуляція, регіональні і місцеві термодинамічні умови) відіграють важливу роль у формуванні екстремальних злив і пов'язаних з ними серйозних наслідків.

Декілька атмосферних факторів можуть сприяти розвитку та виникненню екстремальних опадів над територією Європи, наприклад, мезомасштабні конвективні системи [14], циклони [1], висотні або відсічені циклони [45] та різних типів великомасштабної телеконекції [49, 87]. Однак для утворення екстремальних опадів потрібні два важливих компоненти. Вміст водяної пари в атмосфері має бути високим, а зародження опадів має бути викликано термодинамічними або динамічними факторами. Вміст вологи має вирішальне значення для визначення того, чи є достатній потенціал для підйому об'єму повітря. Основним джерелом нестійкості є як приховане, так і явне тепло в нижніх шарах атмосфери, наявність якого обумовлена сонячним нагріванням і випаровуванням. В цьому випадку інтенсивна конвекція може спричинити інтенсивне випадання опадів [54].

Незважаючи на те, що метеорологічні та гідрологічні чинники формування екстремальних опадів і раптових затоплень є достатньо вивченими, передбачити їх все одно дуже важко. Частково це пов'язано з тим, що опади, що викликають раптові затоплення, часто виникають у невеликих просторових масштабах (скажімо, менше 100 км) і за відносно короткі проміжки часу (12 год і менше), і, загалом, чим менший масштаб руху, тим менше передбачуваність явища в атмосфері. Гідрологічні прогнози дуже чутливі до прогнозів опадів, і тому проблема ускладнюється. Тим не менш, краще розуміння фізичних механізмів утворення надзвичайних опадів, вдосконалення чисельних моделей та зростання обчислювальної потужності зробили можливими високоточні прогнози принаймні в деяких ситуаціях із сильними опадами.

Оцінка факторів, які викликають сильні дощі, має враховувати процеси різних масштабів, які обумовлюють виникнення екстремальних опадів у різних частинах світу, а саме 1) мезомасштабні процеси, які відповідають за формування сильних злив і 2) процеси синоптичного масштабу, які обумовлюють утворення і потужність понаднормових опадів.

Зміни в сучасному суспільстві, такі як збільшення чисельності населення, економічний розвиток, урбанізація, вирубка лісів, роблять суспільство більш уразливим до природних небезпек [81]. Без ефективного управління ризиками катастрофічними затопленнями масштаби впливу катаклізмів на людей, майно, місцеву промисловість та економіку зростатимуть [63]. Особливо великі міста часто зазнають раптових затоплень, які є зазвичай нерегулярними в часі та просторі, через велику кількість водонепроникних поверхонь, а в Україні ще і через поганий стан зливової каналізації.

Тому розуміння процесів, які призводять до екстремальних опадів і катастрофічних затоплень, є необхідним для кращого планування землеустрою та прийняття рішень.

В даній дипломній роботі зроблено детальний просторово-часовий аналіз трьох випадків або чотирьох епізодів екстремальних опадів на території України, які відбулись протягом 2021 – 2022 рр. на основі даних, які надаються цифровою платформою ePort. Цифрова платформа ePort містить прогностичну продукцію Європейського центру середньострокових прогнозів з часовим розділенням 3 год. і просторовим розділенням –  $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ , а також супутникову інформацію геостаціонарного експлуатаційного супутника спостереження за довкіллям ABI з часовим розділенням 3 год. Просторове розділення супутникової інформації залежить від використовуваних інструментів.

Це дослідження має надати додаткову інформацію щодо фізичних механізмів формування екстремальних опадів і катастрофічних раптових затоплень на території України, що може покращити використання та ефективність оцінки ризиків у процесі прийняття рішень щодо управління ризиками у регіоні.

Дипломну роботу виконано на кафедрі метеорології та кліматології під керівництвом доцента кафедри, к.геогр.н. Хоменко І.А.

## 1 МЕТЕОРОЛОГІЧНІ МЕХАНІЗМИ УТВОРЕННЯ І РОЗВИТКУ СИЛЬНИХ І ЕКСТРЕМАЛЬНИХ ОПАДІВ

З метеорологічної або фізичної точки зору, висока інтенсивність зливових опадів або інтенсивні вертикальні потоки вологи потребують наявності трьох основних чинників: вологе повітря, нестійка стратифікація і висхідні вертикальні рухи. Розглянемо більш детально кожен з цих факторів.

### 1.1 Волога і перенесення її великомасштабними процесами

Для утворення опадів у регіоні, необхідне транспортування водяної пари, тобто необхідна адвекція вологи. Тільки у випадку, коли є достатньо велика кількість водяної пари, можуть відбуватись інтенсивні опади. Адвекція вологи відбувається завдяки певним процесам синоптичного масштабу [15, 18, 19, 56, 59, 64], які визначаються певною структурою синоптичних потоків, що генерують певні механізми транспортування вологи та тепла. Структура синоптичних потоків характеризується аномалією геопотенціальних висот або тиску у нижніх і верхніх шарах тропосфери і аномалією потенціального вихору на верхніх рівнях тропосфери [23, 46]. Ці аномалії пов'язані з певною синоптичною конфігурацією улоговин у середній і верхній тропосфері та пов'язаних із ними циклонів або фронтів циклонів на нижніх рівнях. Ці синоптичні структури створюють і посилюють потік вологого і теплого повітря в нижніх шарах атмосфери з півдня (адвекція вологи і адвекція теплого повітря відповідно) в область опадів, якщо вони випадають над сусідніми теплими морями або теплими і вологими поверхнями суші [46, 53]. Цей потік у нижньому шарі зазвичай пов'язаний з потоком циклонічного вихору або низькими струминними течіями у теплому секторі, які живлять систему опадів [20, 47, 48, 52, 59, 64, 85]. В роботах [13, 21, 52, 64] розрізняють перенесення вологого, умовно або конвективно нестійкого повітря. Умовно нестійке повітря – це повітря, яке може підійматися, якщо

воно стає насиченим, а конвективно нестійке — це повітря, яке здатне підійматися після примусової конвекції. Потік у нижніх шарах атмосфери з півдня (у північній півкулі) може поєднуватися з північним верхнім холодним повітрям, що надходить в область опадів, і сприяє нестійкості повітря [38, 64]. Теплі області відображаються на картах погоди як додатні аномалії температури, а вологі — як додатні аномалії водяної пари. Лише аномально високі значення водяної пари недостатні для випадання сильних опадів. Якщо струминна течія нижніх рівнів слабка або витіснена ослабленим або зміщеним струминним потоком (адвекція низької вологи), то результуючі висхідні швидкості занадто малі для вивільнення достатньої (умовної або конвективної) енергії нестійкості, а отже, для утворення дощу [85].

В багатьох випадках сильних опадів (пов'язаних із певною синоптичною конфігурацією) спостерігається інший або ще додатковий перенесення вологи в нижньому шарі атмосфери в меридіональному напрямку. Волога зазвичай концентрується у неглибоких, вузьких, витягнутих коридорах, що простягаються від віддалених навітряних джерел водяної пари, яка є часто тропічного походження, в область опадів [62, 78]. Це перенесення вологи відоме як тропічні струмені або атмосферні ріки, і їх можна охарактеризувати як окремі потоки вологого повітря, що простягаються від (суб)тропіків до середніх широт [10, 13, 57, 59, 85] і розташовані в нижній частині тропосфери в теплому секторі позатропічних циклонів і в областях сильного вітру [50]. Струменеві течії нижніх рівнів та атмосферні ріки є двома основними низькорівневими великомасштабними структурами, які відіграють важливу роль у великомасштабному переносі атмосферної вологи, перші в (суб)тропічних регіонах (переважно в теплу пору року) і другі у позатропічних регіонах [24]. Атмосферні річки та струминні течії нижніх рівнів виникають як у прибережних (після виходу на сушу), так і у внутрішніх регіонах (після проникнення вглиб суші) [24, 62]. Існують як мігруючі, так і нерухомі атмосферні річки [60]. Міграційні атмосферні річки — це річки, які розвиваються над океаном через наявність струминних течій нижніх рівнів



перед холодними фронтами в (поза)тропічними циклонами та малорухомими субтропічними областями низького тиску (або депресіями) [60]. Ці річки вбудовані в більш широку область перенесення тепла, яка має назву теплої виносної смуги і простягається через теплі сектори позатропічних циклонів, які змінюють своє положення [62]. Ці атмосферні річки живлять теплі виносні смуги вологою [80] і часто пов'язані з рясними опадами [50] на підвітряному кінці атмосферної річки через висхідні рухи в теплих виносних смугах [24]. Навпаки, стаціонарні атмосферні річки є статичними річками, які розвиваються разом із стаціонарним синоптичним потоком, який підтримує сильні та стійкі струминні течії нижніх рівнів [60]. Крім переміщення на схід висотних улоговин середніх широт, також відбувається вторгнення висотних улоговин середніх широт в низькі широти. Це вторгнення викликає перенесення вологи з тропіків в область опадів в нижньому шарі атмосфери.

Сильні опади також можуть випадати в синоптичних об'єктах, які супроводжуються високими антициклонами/гребенями. У цьому випадку збурення високого тиску співіснують із улоговинами/циклонами та областями низького тиску. Високі гребені/антициклони є причиною блокування потоку синоптичного масштабу та перешкоджання руху конвективних систем, з якими пов'язані сильні опади. Оскільки ці системи синоптичного масштабу є квазістаціонарними, вони відіграють важливу роль у стаціонуванні конвективної системи, яка генерує тривалі опади в роботах [13, 69, 52, 56, 57, 64]. В роботах [56, 57] було зазначено, що системи високого тиску також відіграють важливу роль у транспортуванні вологи, тоді як циклони/улоговини є причиною сильних опадів. За даними [52] тропічні циклони або фронти також можуть викликати квазістаціонарність потоку синоптичного масштабу. В роботі [15] показано, що квазівисотна улоговина, в якій відбувається постійна адвекція вологого повітря до зони опадів, може призвести до тривалого періоду опадів. В роботі [5] було зазначено, що інтенсивна адвекція теплового повітря пов'язана з довшим періодом опадів і більшою кількістю опадів.

Інтенсивність цих висотних баричних утворень може варіюватися від сильних і глибоких улоговин до слабких і неглибоких, і навіть у деяких випадках спостерігається відсутність циклону [20, 39, 64]. Якщо в циклоні відсутні струминні течії нижніх рівнів, то сильні опади можуть випасти, якщо квазігеострофічний потік стикається з гірським масивом [54, 57]. Струминні течії нижніх рівнів – це повітряний потік на нижніх рівнях, спричинений великими градієнтами температури між холодним та теплим секторами циклону. Крім того, наявність циклону або холодного фронту не завжди означає, що струминні течії нижніх рівнів супроводжують області сильних опадів [5]. Крім того, швидкість цих баричних утворень може варіюватися від квазістаціонарної (при генерації або підтримці струминних течій нижніх рівнів) до помірної. В цьому останньому випадку спостерігаються аномалії потенціального вихору в верхніх шарах тропосфери, пов'язані з поширенням улоговин або циклонів на схід через поглиблення улоговини/циклону поблизу дельти висотної фронтальної зони. Це поширення на схід призводить до додатної адвекції вихору та призводить до сильного великомасштабного квазігеострофічного підйому повітря нижніх рівнів у східній частині улоговини, в області опадів [13, 38, 82]. Також адвекція теплого повітря призводить до великомасштабного квазігеострофічного підняття повітря в нижньому шарі атмосфери [38, 69]. У випадку додатної адвекції вихору супутні великомасштабні особливості потоку сприяють динамічному підйому, а у випадку адвекції тепла – термодинамічному підйому [46]. Додатні аномалії потенціального вихору також можуть бути спричинені вторгненням сухого, стійкого стратосферного повітря з великою циклональною завихреністю у верхні шари тропосфери. Ця так зване опускання тропопаузи може викликати потужну адвекцію циклонічного вихор в нижніх шарах тропосфери, що сприяє висхідним вертикальним рухам (наприклад, [3, 54, 40]).

Намагаючись класифікувати погодні системи в Європі, в роботі [68] виявили наявність (помітної) аномалії потенціального вихору як спільній ознаці випадків з сильними опадами. На думку цих вчених, ця аномалія є

найбільш значущим показником інтенсивності сильних опадів, незалежно від походження циклонів і незалежно від наявності конвекції. В роботі [54] стверджують, що потенціальний вихор часто є ендемічним тригером сильних опадів. Аномалії течії верхніх шарів тропосфери зазвичай утворюються через перевертання хвилі Россбі та приймають омега-подібну форму (меридіонально витягнута улоговина), утворюється відсічений циклон або іноді широка улоговина [2]. Зазвичай у випадку сильних опадів висотна улоговина менша і також глибша [23]. Цю передумову можна розглядати як динамічний зв'язок між еволюцією великомасштабного потоку та мезомасштабною системою з вологим потоком нижніх рівнів в напрямку до зони опадів. Хоча цей зв'язок менший влітку, ніж в інші пори року, він все ж важливий [23].

Окрім свого значення як передвісника для прогнозування та попередження сильних опадів, омегаподібна форма потоку також має значення для визначення місцезнаходження зони опадів та їх інтенсивності [54]. Обидва значення пов'язані з динамічними характеристиками омегаподібної форми. Наявність омегаподібної пов'язана з 1) динамічним підйомом через додатну адвекцію вихору, 2) зниженням статичної стійкості в тропосфері через адвекцію холода на верхніх рівнях тропосфери та/або адвекцію тепла в нижньому шарі тропосфери та 3) сильним перенесенням вологи до полюса в нижніх шарах тропосфери низькотропосферним потоком. Цей низькотропосферний потік повітря є результатом проникнення до поверхні землі повітря верхньої тропосфери [73]. Крім того, омегаподібна улоговина зазвичай має область висхідних рухів в передній частині, якщо вона рухається на схід [5], і ці вертикальні рухи можуть генерувати конвективні хмари і опади [73].

В роботі [16] було показано, що взаємодія між потенціальним вихором в верхніх шарах і термодинамічними процесами в нижніх викликає додатний динамічний зворотний зв'язок від нижнього до верхнього рівня, що посилює потік в верхніх шарах, а отже, адвекцію теплого, вологого повітря в нижньому шарі. Цей зворотний зв'язок може виникнути, якщо адвекція тепла в

нижньому шарі забезпечує теплим вологим повітрям верхні шари тропосфери. Крім того, в роботі [57] показали можливість використання аномалії потенціального вихору та його еквівалента, аномалії еквівалентно-потенціального вихору, для оцінки нестійкості атмосфери та супутніх атмосферних потоків у розумінні генезису та розвитку системи небезпечної погоди, як-от, наприклад, інтенсивні конвективні опади. При цьому високі значення еквівалентно-потенціального вихору посилюють мезомасштабний конвективний вихор і великомасштабну циклонічну циркуляцію, пов'язану з вологою конвергенцією на нижніх рівнях, а від'ємні аномалії потенціального вихору посилюють висхідні рухи, пов'язані з дивергенцією на верхніх рівнях та супутнім висотною улоговиною і західною течією. Нарешті, [5] показали, що врахування вологості в динамічних характеристиках може значно покращити прогноз місця сильних опадів.

## 1.2 Вертикальні рухи і стратифікація атмосфери

Вологе і тепле (або нестійке) повітря, яке потрапило в зону опадів, має потім перетворитись на рідку воду. Лише коли відбувається адіабатичний підйом або висхідні вертикальні рухи, може відбутися конденсація водяної пари в рідку воду – фундаментальний процес у формуванні опадів, що передують опадам. У свою чергу, вертикальний рух (переважно конвекція) може мати місце, якщо повітряна частка тепліша за навколишнє середовище. Зазвичай це відбувається, якщо об'єм повітря, що підіймається, стає насиченим і якщо вона здатна самотійно досягти рівня вільної конвекції.

Розрізняють конвекцію біля поверхні землі та підняту конвекцію (хоча насправді існує спектр конвективних типів і переходів між цими основними типами конвекції) [74, 86]. Конвекція біля поверхні землі виникає, коли граничний шар атмосфери є нестійко стратифікованим і конвекція починається біля поверхні землі. Піднята конвекція виникає, коли стійко стратифікований шар у межах граничного шару перешкоджає підйому

вологого об'єму повітря (так зване конвективне гальмування), через що потрібен зовнішній тригер, тобто вертикальний рух, для підйому вологого повітря до рівня вільної конвекції (примусова конвекція). Це гальмування або придушення конвекції призводить до раптової та вибухової глибокої конвекції [17]. Хоча протягом ночі стійко стратифікований граничний шар атмосфери обмежує конвекцію та пов'язане з нею утворення холодного басейну, нічна конвекція все ж може відбуватися, коли лінії шквалу та суперкомірки продовжують існувати протягом ночі. Підйом може відбуватись від поверхні землі завдяки підйому глибокого холодного басейну та через посилені баричні градієнти вертикальних збурень відповідно [4].

Генерація вертикальних рухів заснована на кількох механізмах. За даними [21] низькотропосферні характеристики такі як адвекція вологи та тепла, закладені в ці механізми великомасштабними погодними умовами, здається, мають вирішальне значення для підтримки конвекції протягом кількох годин в одному регіоні.

Квазігеострофічний потік може викликати вертикальні рухи. Однак ці рухи зазвичай надто повільні або надто слабкі, щоб підняти об'єм повітря до рівня вільної конвекції за потрібний час, або щоб ініціювати та зосередити початок конвекції [18, 41]. Щоб досягти цього, потрібен тригерний мезомасштабний механізм [13, 18, 19]. Однак, якщо підйом вологого повітря відбувається завдяки квазігеострофічному потоку на підвітряному боці орографічної перешкоди протягом досить тривалого часу (квазістаціонарні метеорологічні умови), то сильні опади все ж можуть випасти [20, 52, 82]. У цьому випадку орографія посилює утворення опадів, не блокуючи великомасштабний потік або саму систему опадів [21]. Це яскравий приклад сильних неконвективних опадів. Це показує, що конвекція не є необхідною умовою для сильних опадів. За відповідних умов помірна інтенсивність дощу через орографічну перешкоду у поєднанні з існуванням довготривалого великомасштабного потоку також може призвести до сильних опадів [19].

Уздовж екватора і в тропіках існують великі зони конвергенції. Ці квазістаціонарні зони характеризуються сильними висхідними рухами, викликаними конвергенцією нижніх рівнів (рис. 1.1) [51].

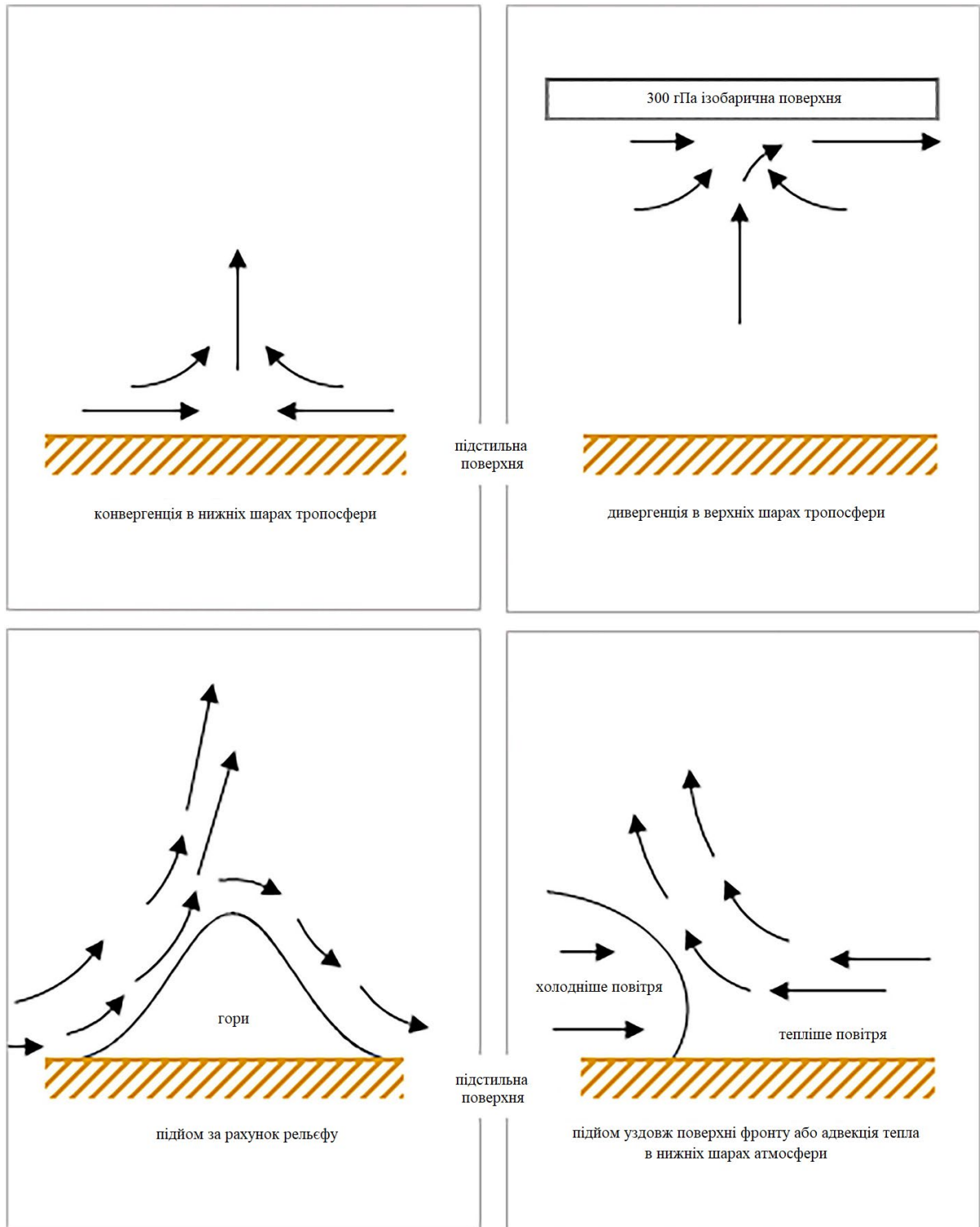


Рисунок 1.1 – Чотири механізми підйому атмосферного повітря [5]

Ця конвергенція викликана планетарно-масштабними циркуляціями комірок Гадлея та є яскравим прикладом важливості великомасштабних циркуляцій у виникненні та утворенні сильних опадів.

Великомасштабні системи можуть забезпечувати дію декількох механізмів різної інтенсивності [57] для підтримки конвективного підйому вологого повітря [82], а саме: низькотропосферний потік через адвекцію тепла на нижніх рівнях (завдяки квазігеострофічному потоку) і фронтогенез (рис. 1.1) [46, 57], низькотропосферний потік, спричинений холодним фронтом, що повільно рухається, або з квазістаціонарною областю низького тиску [13], посилення низькотропосферних струминних течій завдяки поширенню на схід висотної улоговини/висотного циклону [52, 64, 82] і (разом із тропосферними струминними течіями) конвективним нагріванням [5] або максимумами вітру в тропосферних струминних течіях [46]. Усі ці механізми мають спільне те, що вони викликають конвергенцію вологи на нижніх рівнях в області опадів, тим самим запускаючи та посилюючи конвекцію (рис. 1.1).

Передній край барокліної (або фронтальної) зони, наявний у слабких великомасштабних системах або викликаний ними, також може забезпечити можливу конвергенцію, а отже, механізм підйому для конвекції [46, 64]. Генерація або посилення дифлюентного потоку в верхньому шарі або дивергенції на верхніх рівнях улоговиною або циклоном синоптичного масштабу також може забезпечити (динамічне) підняття (рис. 1.1) [46, 64]. Якщо ці синоптичні системи з'єднані з тропосферними струминними течіями через агеострофічні циркуляції, що призводить до дивергенції повітря на верхніх рівнях, то конвергенція та підняття, а отже і конвекція, в нижньому шарі ще більше підсилюватимуться [40, 43, 51]. Вплив великомасштабних систем полягає в тому, що вони забезпечують достатню (термо)динамічну підтримку, яка забезпечує сильну конвекцію. Ця підтримка спричиняє адвекцію температури та відносного вихору, які виводять потік із теплового балансу, викликаючи висхідні вертикальні рухи [13, 20].

Піднята конвекція найчастіше спостерігається вночі в теплу пору року в США [61, 72, 74], а також, але зовсім нечасто, вдень у Великобританії [86]. Великомасштабні механізми, які спричиняють і підтримують підняту

конвекцію з її основними процесами, наведено на рис. 1.2 (вид у площині) та рис. 1.3 (вигляд у поперечному перерізі).

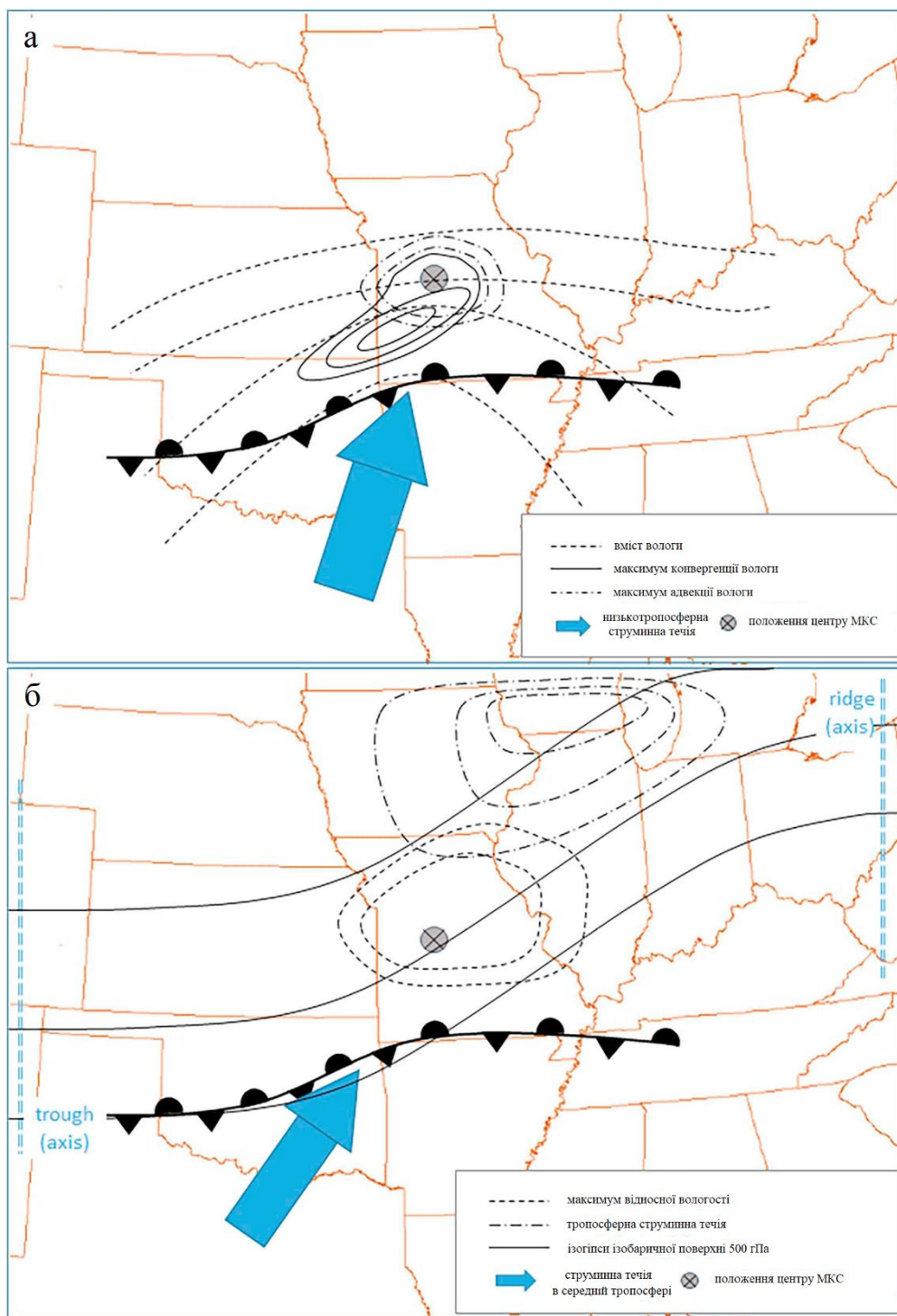


Рисунок 1.2 – Синоптична ситуація, сприятлива для виникнення піднятої конвекції з опадами: (а) на нижніх рівнях тропосфери, (б) в середній тропосфері. [61]



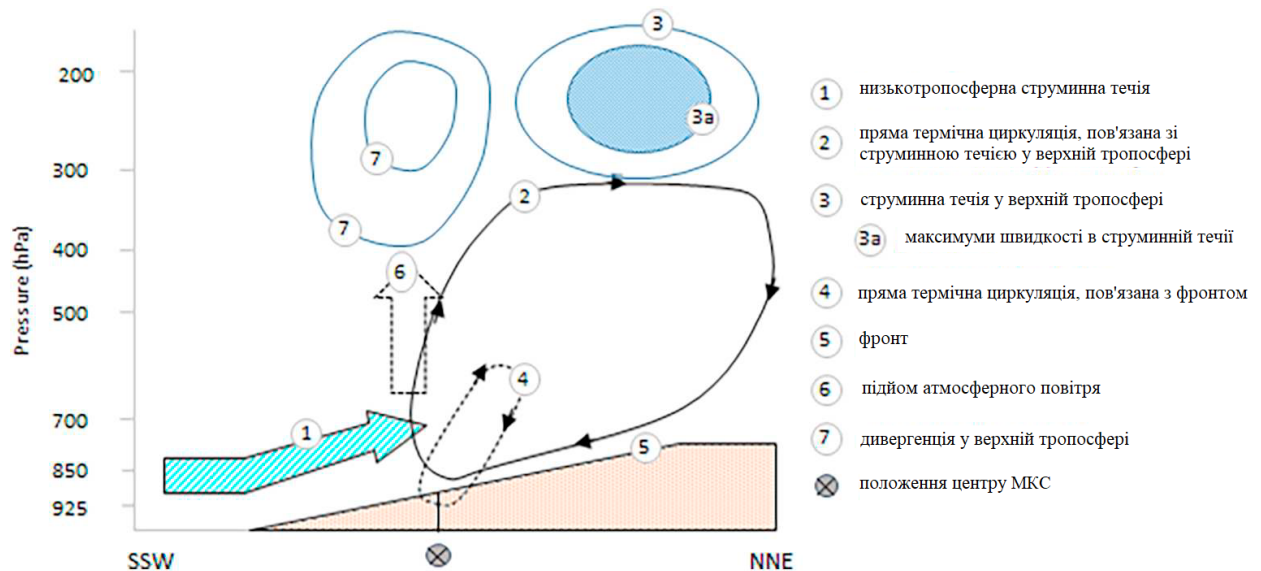


Рисунок 1.3 – Вертикальний переріз піднятої конвективної системи з опадами. [61]

Глибока конвекція під час піднятих гроз може підтримуватись низькотропосферними струминними течіями, хвилями та іноді витоками з холодного басейну біля поверхні землі (залежно від стійкості та потужності стійкого шару на нижніх рівнях). В тилівій частині піднятої конвекції із великою областю опадів позаду (як лінії шквалу) часто спостерігається течія, що втікає, це потік повітря, масштаб якого можна порівняти з масштабом самої грозової хмари, від середніх рівнів в тилівій частині конвективної системи до області опадів. Ця течія забезпечує охолодження через випаровування. Течія в тилівій частині також може впливати на поверхневий шар (коли він не проникає через поверхневий шар) і може створювати хвилі, які забезпечують необхідний підйом для підтримки глибокої конвекції. Генерація хвиль є частиною зворотного зв'язку між конвекцією, течією в тилівій частині, хвилею та генерацією нової конвекції [65, 86].

Підняті грозові хмари і грози біля поверхні землі можуть призвести до сильних опадів [44]. Рясні опади з приземних хмар викликані головним чином повільним рухом грозової хмари. Якщо відтік повітря з холодного басейну

майже врівноважується припливом повітря з навколишнього середовища, відбуватиметься повільний рух грозової хмари зі стаціонарними конвективними процесами [5]. Великомасштабні повітряні потоки, які спостерігаються в піднятих конвективних системах (зокрема струменеві течії нижніх рівнів), спричиняють більшу подачу вологи та сильніший підйом, що генерує більші, триваліші та сильніші опади в цих системах. Сильні грози навіть можуть спричинити надмірну кількість опадів, коли всі фактори синергетично взаємодіють [43].

Обговорюючи транспортування вологи атмосферною рікою в регіоні Альберта в Канаді, в роботі [57] помітили, що тільки перенесення вологи недостатньо для генерації сильних опадів. Лише у випадку, коли відбувається конвергенція вологи, що призводить до підйому вологого повітря, можуть випасти сильні опади. Цей приклад показує, що запас вологи сам по собі недостатній для утворення сильних опадів; також має відбутися підйом.

Окрім механізмів підйому, заснованих на взаємодії між великомасштабними та мезомасштабними системами, підйом також відбувається вздовж меж мезомасштабної поверхні або зон конвергенції. Існують дві групи з декількома ситуаціями, що сприяють конвекції: 1) барокліні зони: циркуляція морського бризу, спричинена різним ступенем нагрівання суші та поверхні моря; холодне повітря, блоковане гірським масивом, і 2) приземні холодні басейни (або шквальні фронти, які виникають на межах басейну) і холодні куполи, викликані випаровуванням і сублімацією опадів (адіабатичне охолодження) від попередньої конвекції, що досягла підхмарного шару, який відіграє роль межі [21] і межі холодного відтоку або низхідні потоки від грози [19, 53], які викликають підйом. Вплив холодного басейну на конвекцію та розподіл дощу показано на рис. 1.4. В роботі [21] показали, що низхідні рухи відбуваються безпосередньо над приземними холодними басейнами зі значними низхідними потоками, що виникають у середній тропосфері.

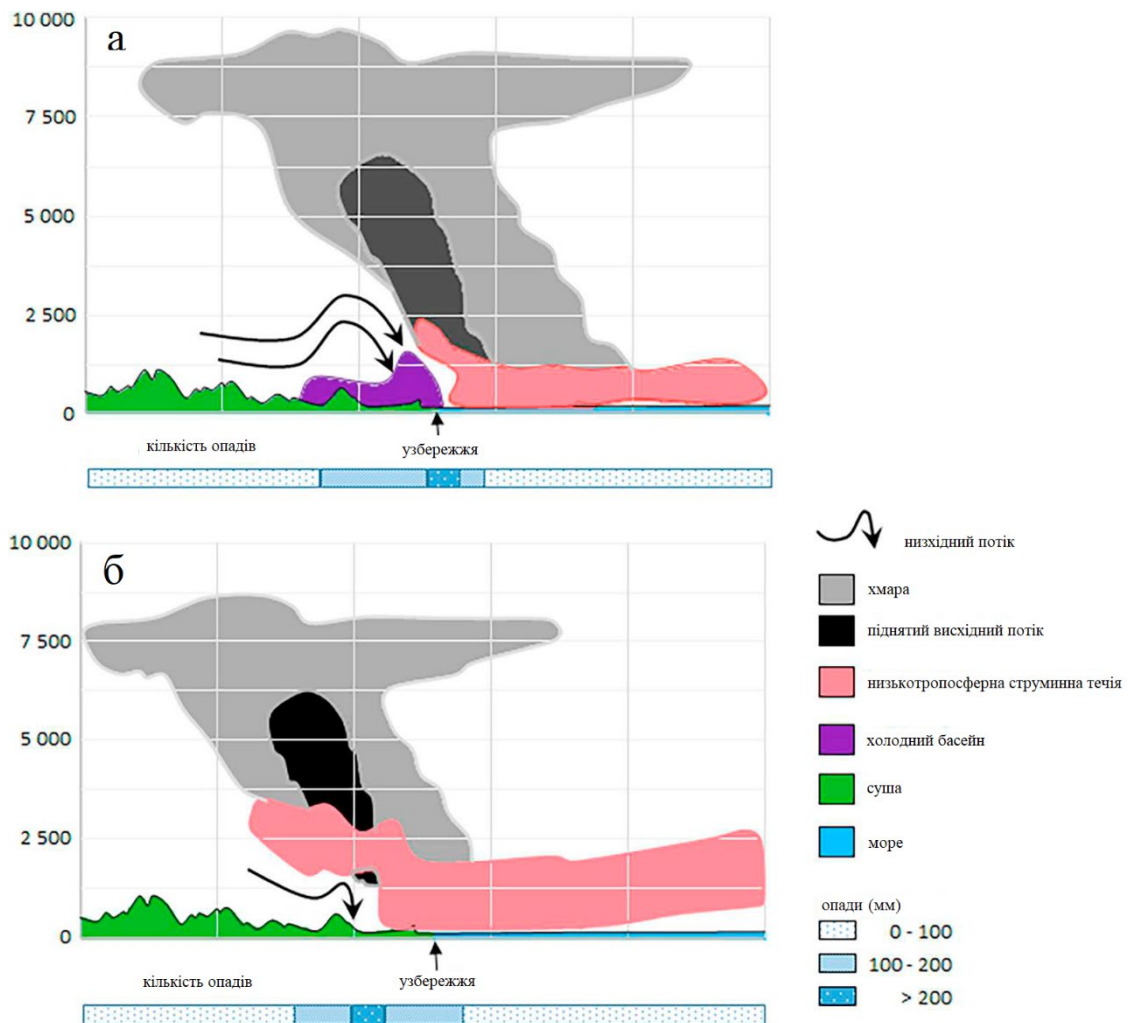


Рисунок 1.4 – Вплив холодного басейну на конвекцію і розподіл опадів. Підйом теплого волого повітря над холодним басейном праворуч від нього (а). Тепле збурення за лінією конвекції (б). Jeong et al., 20016a

Мезомасштабний холодний фронт [65] і мезомасштабний циклонічний/конвективний вихор [17, 48], також як і взаємодія між мезомасштабним конвективним вихором [76] (або іншими циркуляціями в середній тропосфері, такі як відсічені висотні циклони [77] або фронти [41, 46] і струминними течіями нижніх рівнів також може сприяти конвергенції та підйому повітря, а також дестабілізації повітря в нижніх шарах атмосфери [44, 65, 77]. Нарешті, гравітаційні хвилі, що розташовані на верхній межі граничного шару, також можуть викликати підйом повітря [4, 65, 86]. Усі ці

типи та ситуації мають спільне те, що вони викликають конвергенцію низького рівня вологи в область опадів, тим самим посилюючи конвекцію.

Інший підйомний механізм передбачає утворення низького холодного басейну. Холодні басейни можуть утворюватися 1) через випаровування і танення опадів у недостатньо насиченому повітрі та через їх подальше перенесення низхідними потоками повітря, або 2) струминними течіями нижніх рівнів, які переносять холодне повітря з джерел холодного повітря. Чим сильніше охолодження через випаровування, тим сильніший і більший холодний басейн [5]. Холодні об'єми повітря опускаються, утворюючи холодний басейн. Оскільки повітря в холодному басейні щільніше за вологе і тепле повітря в нижніх шарах, то холодне повітря полегшує підйом теплого вологого повітря, витісняючи його вгору і викликаючи глибоку конвекцію. Холодні басейни можуть відігравати ключову роль у локалізації, потужності та розподілі глибокої конвекції та пов'язаних з нею сильних опадів [5].

Холодні басейни відіграють важливу роль у швидкому переході від мілкої до глибокої конвекції після початку опадів і в організації багатокоміркової конвекції [5]. Таким чином, їх можна вважати ключовими факторами глибокої конвекції. Наявність холодних басейнів сприяє утворенню глибших, ширших і більш підйомоздатних хмар із більшою кількістю опадів, що, у свою чергу, призводить до посилення холодних басейнів (позитивний зворотний зв'язок).

## 2 СИСТЕМИ ПОГОДИ, ЯКІ ГЕНЕРУЮТЬ СИЛЬНІ ОПАДИ

### 2.1 Однокоміркові грози, багатокоміркові грози, лінії шквалів і суперкоміркова конвекція

Однокоміркова гроза має один висхідний потік і виникає на певному значенні CAPE і на маленьких зсувах вітру. Оскільки вона утворюється в тропосфері з незначним зсувом вітру, то опади, які випадають у низхідному потоці, нейтралізують висхідний потік і швидко спричиняють розсіювання; тому однокоміркова гроза зазвичай триває не більше однієї години. Вона може рухатись за середнім потоком повітря в нижній тропосфері та поширюватися за межі області відтоку повітря. Якщо під час грози виникає межі області відтоку повітря, то на цій межі може виникнути нова грозова хмара (рис. 2.1) [21].

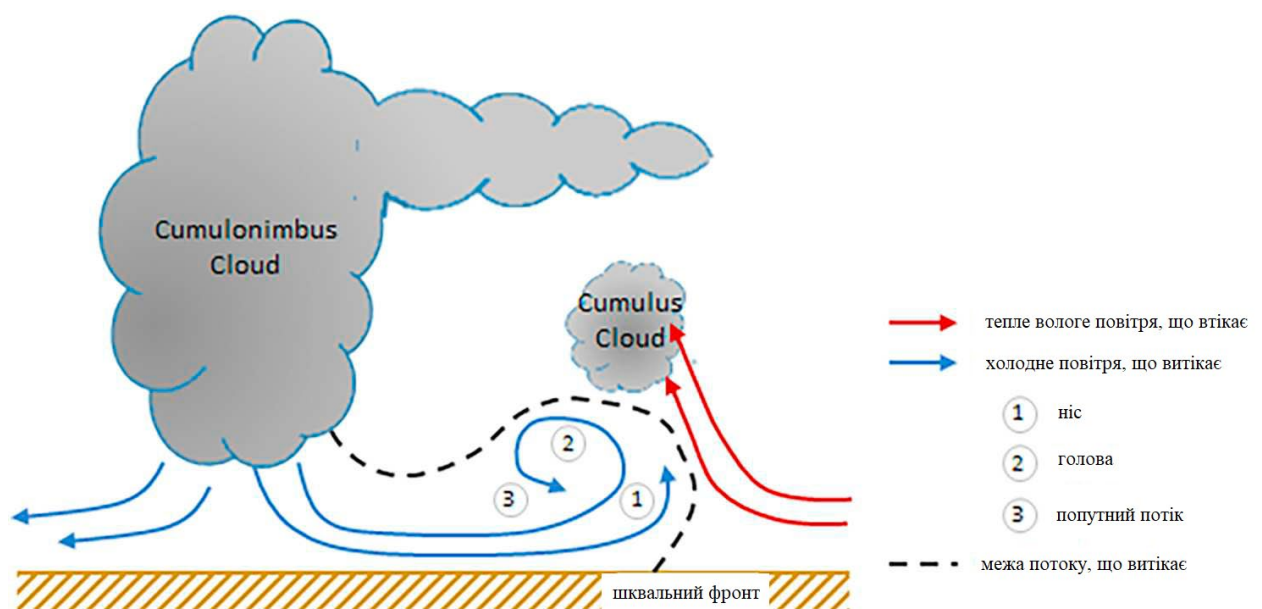


Рисунок 2.1 – Генерація грозового потоку повітря, що витікає, з межами або зі шквальним фронтом. Breugem et al., 2020

Якщо гроза породжує квазістаціонарну межу відтоку, то розвивається мезоантициклон [5]. Однокоміркові грози та суперкомірки можуть зливатися, коли кілька гроз або суперкомірок існують поблизу одна від одної [4, 20]. Розповсюдження та злиття можуть призвести до збільшення кількості опадів [79]. Зливові опади характеризуються швидкою зміною інтенсивності як у часі, так і у просторі.

Багатокомірковий тип грози складається з кількох комірок, які знаходяться на різних стадіях розвитку. Він міцніший за однокомірковий тип. Цей тип виникає при більш високих значеннях CAPE і більших зсувах вітру. В результаті сильніший низхідний потік може діяти як бар'єр для повітряного потоку, який змушує відновлювати конвекцію. Отже, нові комірки, як правило, формуються проти вітру від вже існуючої комірки, де низхідний потік зустрічається з потоком тропосферного повітря. Багатокоміркова гроза часто виникає внаслідок висхідних потоків повітря в горах і поверхонь розділів, таких як холодні фронти. Хоча окрема комірка має ширину кілька кілометрів і може існувати одну годину, багатокоміркова гроза має ширину кілька сотень кілометрів і може існувати протягом годин. Збільшення тривалості життя може призвести до збільшення сильних опадів [3].

Шквальний тип грози – це подовжена смуга сильних гроз, які мають спільний механізм підйому. Прикладами факторів підйому, які зазвичай виникають у смугах сильних гроз, є морські бризи, (прибережні) фронти, сухі лінії та межі великих областей відтоку [12, 55, 78]. Лінії шквалів також розглядаються як (квазі-)лінійно організовані мезомасштабні конвективні системи зі смугою опадів і, як правило, басейном холоду в конвективній області, з якою межує велика область безперевних опадів однакової інтенсивності [55, 83]. Класична лінія шквалу розвиватиметься попереду або вздовж межі холодного фронту або сухої лінії через наявність значної вологи та інтенсивної дивергенції в верхніх шарах тропосфери. Сильні висхідні потоки спостерігаються перед лінією фронту та перед холодним басейном у конвективній області, тоді як помірні висхідні та низхідні потоки мають місце

за лінією фронту в області безперервних опадів однакової інтенсивності. Висхідні течії до тропопаузи вказують на глибоку конvekцію та сильну локальну нестійкість. Лінії шквалу зазвичай виникають у середовищах із помірною та високою нестійкістю та вертикальним зсувом вітру від низьких до помірних значень. Великі значення зсуву вітру значною мірою відповідають субтропічним лініям шквалу і визначають їх структуру, силу та тривалість життя [8, 55]. За даними [8] великі значення вертикального зсуву горизонтального вітру є важливою ознакою для розвитку великих і міцних осередків на лінії шквалу, а найінтенсивніший підйом повітря та найефективніший ре-тригер конvekції мають місце у випадку, коли величина вертикального зсуву в такій самій ступені обмежена потужністю холодного басейну і в такій самій ступені врівноважує інтенсивність холодного басейну, в якій ступені конvekція вертикальна, а не нахилена.

Сильна лінія шквалу з сильним зсувом вітру в нижніх-середніх шарах тропосфери складається з безперервної лінії глибокої конvekції з потужним припливом повітря в тилувій частині, пов'язаного з організованим горизонтальним конvekтивним відтоком повітря, в той час як слабка лінія демонструє кілька ізольованих багатокоміркових гроз із непотужним і слабким припливом повітря в тилуву частину [83].

Тенденція до формування лінійної структури конvekтивних комірок у лінії шквалу пов'язана не лише з лінійними механізмами підйому, що спричиняють організацію початкової конvekції в лінії, але й із самими межами відтоку та їх взаємодією. Низхідні потоки кількох сусідніх штормів можуть зливатися в одну сильнішу область відтоку, уздовж межі якої розвивається нова конvekція. Межі області відтоку, які є результатом випаровування охолоджених низхідних потоків, можуть бути місцем для розвитку нових висхідних потоків. Межі області відтоку також можуть покращити існуючі підйомні механізми шляхом їх злиття. З іншого боку, мезомасштабні циркуляції можуть змінити конvekтивну структуру від смуги багатокоміркових гроз до лінії шквалу з вузькими конvekтивними смугами

(Jung and Lee, 2013). Тільки якщо швидкість тропосферного вітру відповідає швидкості висхідного потоку, можна очікувати велику кількість опадів [19].

Висока швидкість висхідного потоку створює мезоциклон, а пов'язану з нею висока швидкість низхідного потоку – мезоантициклон [75, 78], взаємодія цих мезобаричних утворень сприяє розвитку стаціонарної конвекції [70]. Якщо перед лінією шквалу повітря є вологим і нестійким, то лінія шквалу може підтримувати себе за рахунок створення власного підйому, спричиненого її межами відтоку [78]. Сильні опади випадають на нижньому боці лінії шквалу і мають форму дощового щита. В роботі [5] помітили зв'язок між інтенсивністю низхідних потоків (та інтенсивністю конвекції) та висотою опадів за короткі проміжки часу.

Суперкоміркова гроза – це гроза, які характеризується наявністю сильного висхідного потоку, що постійно обертається (мезоциклон), і може мати різну коміркову структуру [58]. В роботі [58] розрізняють класичні суперкомірки з малою і великою кількістю опадів. Суперкомірки з великою кількістю опадів характеризуються утворенням сильних опадів у мезоциклоні та поблизу нього. Суперкомірка — це велика, здебільшого ізольована (іноді вбудована в лінію шквалу) квазістаціонарна гроза, яка може мати різну коміркову структуру та форму в тропосфері з високими значеннями вертикального зсуву вітру (спричиненими тропосферною струминною течією) і з дуже високими значеннями CAPE. Сильний зсув вітру (як за швидкістю, так і за напрямком) є додатковим фактором, додатковим до таких факторів як волога, нестійкість та висхідні рухи, необхідним для формування мезоциклону в суперкомірці [3, 20, 58]. Крім того, в роботі [20] зауважують, що спіральність (міра обертання) також є важливою складовою для формування суперкомірки, хоча вона не є необхідною для генерації інтенсивних опадів.



## 2.2 Мезомасштабна конвективна система

Мезомасштабна конвективна система (МКС) — це комплекс гроз, які організовані в кластери або лінії в масштабі більшому, ніж окремі грози, але меншому, ніж позатропічні циклони, і які вбудовані в мезомасштабну область безперевних опадів однакової інтенсивності і створюють щит з перистих хмар [7, 75]. Цей комплекс може включати такі системи, як тропічні циклони, лінії шквалів і мезомасштабні конвективні комплекси (МКК). У той час як мезомасштабна конвективна система (МКС) є більш узагальненим терміном, МКК є більш спеціалізованим, що відповідає суворішим критеріям. МКС здебільшого пов'язаний із рухом на схід невиразної висотної улоговини та має тенденцію утворюватись поблизу малорухомих приземних фронтів, у теплому секторі чи на холодній стороні теплового чи малорухомого фронту в середніх широтах або вздовж конвергентної зони в тропіках, що забезпечує синоптичні та мезомасштабні умови для розвитку глибокої конвекції [5]. Стаціонарний фронт зменшує рух конвективних комірок, що збільшує тривалість опадів на певній території [40]. МКС та її характеристики зазвичай пов'язані з певними типами великомасштабних потоків або циркуляцій [65], що має значення для прогнозування МКС. Окрім приземних фронтів, МКС також може розвиватися на межах області відтоку та горах або на лініях конвергенції, які пов'язані з мезомасштабними депресіями та низькотропосферними струминними течіями [77]. Загальна структура хмар і опадів МКС має більш-менш еліптичну форму (скупчення або лінії), що значно перевищує розмір окремих висхідних потоків під час гроз [77]. МКС, сформовані в США, наприклад, часто довгоіснуючі великі погодні системи, які здебільшого мають тенденцію формуватися вночі, продовжують свій життєвий цикл наступного дня та мають максимальну активність пізно вдень і рано ввечері — переважно в теплу пору року [21, 41, 53] і зазвичай трапляються в регіонах із інтенсивною адвекцією тепла в нижніх шарах атмосфери [72]. Приблизно 30–70% опадів у

теплу пору року в США викликано МКС [5], які здебільшого складаються з піднятих гроз [61].

Оскільки МКС утворюються завдяки глибокій конвекції, то вони найчастіше виникають над теплими сушею в глибині континентів та теплою водною поверхнею. Протягом свого життєвого циклу окремі купчасто-дощові хмари згруповуються в смугу хмар, покриту перистим щитом. Опади, що випадають з МКС, є комбінацією потужних нерівномірних опадів і безперервних опадів однакової інтенсивності (рис. 2.2) [7].

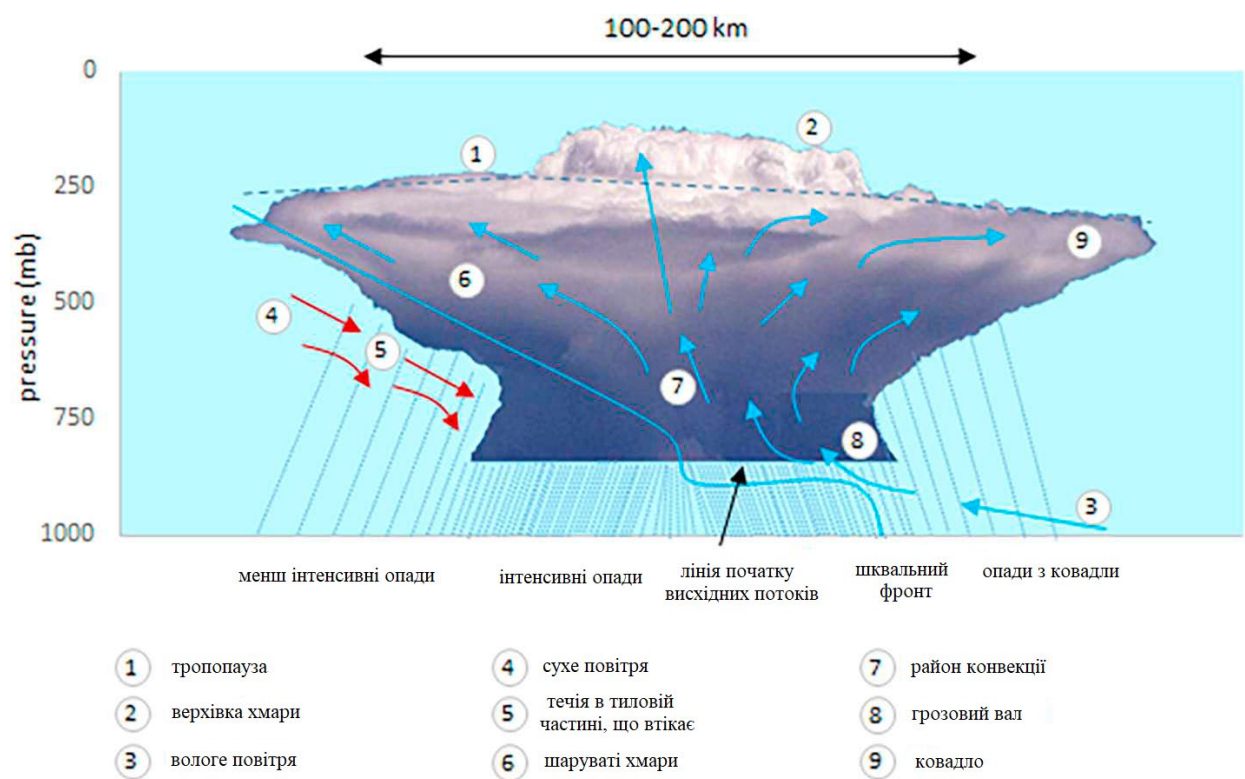


Рисунок 2.2 – Схема МКС. [5]

Область високої конвективної активності зазвичай розташована вздовж флангу МКС (або переднього краю зони опадів), яка зазнає впливу неінтенсивної адвекції теплового вологого повітря та здебільшого збігається з областю сильних опадів, які швидко починаються після початку конвекції [5]. Розмір цієї області залежить від великомасштабних процесів та динаміки

конвективної системи. Динаміка великомасштабних процесів особливо сильний вплив здійснює на початку теплого сезону і призводить до великої площі дощів і великої кількості опадів.

З пізньої весни до пізнього літа вплив динаміки великомасштабних процесів слабшає, і розмір дощової області та опадів стають більш залежними від (термо-)динаміки конвективної системи. Частина життєвого циклу від максимальної інтенсивності дощу до максимальної площі називається «інтенсивною мезоконвективною стадією» через велику площу та велику інтенсивність конвективних опадів [5]. Під час цієї стадії розвивається велика площа безперервних опадів однакової інтенсивності, які стають все більш домінуючими, коли конвективна активність спадає на останніх стадіях життєвого циклу. Просторова структура опадів відображає залежну від часу еволюцію МКК, при якій мала, інтенсивна система постійно зростає у більшу, менш інтенсивну систему, а потім повільно скорочується.

Хоча сильні опади часто спричиняються МКС [19, 41, 64], але не всі МКС спричиняють сильні опади [75]. Випадання сильних опадів (як місце, так і кількість) сильно залежить від характеристик руху та організації МКС [76, 77], від вологості повітря в низьких та середніх шарах тропосфери [74] і вертикального зсуву вітру [84]. У МКС, які рухаються повільно, інтенсивність опадів корелює з конвективною нестійкістю, а площа опадів – з вертикальним зсувом вітру. У МКС з більш повільним рухом інтенсивність опадів більша (через більшу нестійкість і менший вертикальний зсув), а площа опадів менша (через менший вертикальний зсув), ніж у тих, що рухаються менш повільно (з більшою швидкістю). Високі значення вологості у нижній і середній тропосфері та значний вертикальний зсув сприяють розвитку сильніших та краще організованих МКС, а отже, посиленню опадів.

Існує декілька механізмів, за допомогою яких мезомасштабні процеси, пов'язані з МКС, можуть сприяти випаданню рясних опадів [19, 41, 60, 75, 76, 78]. Перший механізм – це ефект потягу (training effect): процес, за допомогою якого глибокі конвективні комірки (які генерують інтенсивні опади)

утворюються та проходять неодноразово й послідовно над одним і тим же місцем. Цей процес є результатом лінійної організації конвективних комірок і відповідає за генерацію найбільшої кількості опадів. Тривалість опадів (і, отже, кількість опадів) у цьому місці може збільшуватися ще більше, коли рух МКС є повільним. Другий механізм називається хвостовим ефектом (trailing effect). Як і перший ефект, хвостовий ефект також відноситься до організаційного аспекту МКС. МКС зазвичай мають велику область безперервних опадів однакової інтенсивності, що знаходяться позаду передньої лінії конвекції. Ці безперервні опади однакової інтенсивності збільшують тривалість події опадів за рахунок тривалого періоду відносно помірних опадів, який прямує одразу за відносно коротким періодом інтенсивних опадів конвективної лінії. Зазвичай хвостовий ефект значно впливає на кількість опадів, пов'язаних із цією конвективною лінією. Третій і четвертий механізм відносяться до розмірів МКС. Завдяки своїм розмірам МКС можуть створювати великі та стійкі межі області відтоку (мезоантициклони), які відіграють важливу роль у безперервному початку глибокої конвекції вгорі (процес зворотного формування), і це, у свою чергу, може розвинути в нову МКС. Випаровування опадів (через локальне нагрівання поверхні землі) у глибоких конвективних низхідних потоках утворює холодне та щільне повітря, що поширюється назовні (поверхневий холодний басейн, утворений глибокою конвекцією), що ще більше збільшує потік повітря на межах витікання [7]. Перекриваючи внутрішню циркуляцію, протидіючи вхідному потоку та виникненню адвекції, холодний басейн може підтримувати лінії конвекції в МКС [4, 41], але збільшувати швидкість розповсюдження, що обмежує локалізацію опадів [77, 86].

Крім того, контрасти суша–море та сухі лінії можуть ще більше збільшити цей повітряний потік [5]. Характерна зміна охолодженого дощем повітря над сушею на відміну від води може створити теплову межу вглибині суші від узбережжя, що посилюватиме підйом повітря. Через свої розміри МКС також можуть впливати на повітряний потік і супутні аномалії зсуву

вітру та тиску, за допомогою яких вони впливають на створення нових конвективних комірок. Коли у вологому повітрі в середній тропосфері виникають струминні течії, має місце значна зміна в зсуві вітру і аномаліях тиску, яка призводить до розвитку нових конвективних комірок і уповільнення руху МКС. У цьому вологому середовищі утворенню конвективно створених холодних басейнів перешкоджає висока відносна вологість [77, 84], тоді як у сухому середовищі холодні басейни більш виразні, а загальна конвекція слабша, через що відновлення конвективних комірок порушується [74]. Це призводить до зменшення кількості опадів як на локальному, так і на системному рівні. МКС містить мезомасштабний конвективний вихор, який призводить до стійкого та інтенсивного підйому поблизу його центру (тобто на середніх рівнях в тропосфері), що призводить до повільної глибокої конвекції. Як сильне конвективне нагрівання, так і холодний купол, що є результатом сильного охолодження за рахунок випаровування в нижніх шарах тропосфери, сприяють підтримці мезомасштабного конвективного вихору та пов'язаних з ним подальших генерації та підтримки конвекції вдень і ввечері. Хоча підйом на межі області відтоку є звичайним механізмом відновлення, підйом через зсув вітру та аномалії тиску також має місце [77].

### 2.3 Позатропічні циклони

Позатропічний циклон — це система, яка характеризується низьким тиском і холодним центром із погодними фронтами, які можуть викликати грози та сильні опади. Зустрічаються регіони, в яких понад 80% сильних опадів викликані позатропічними циклонами [67]. На відміну від тропічних циклонів, позатропічні циклони виникають в середній тропосфері і отримують свою енергію від зон з високими значеннями горизонтальних градієнтів температури та точки роси, які мають місце в області атмосферних фронтів біля поверхні суші. Зони опадів утворюються вздовж цих фронтів, коли спостерігається значний вертикальний зсув вітру. Цей зсув вітру обумовлений

дивергенцією в верхніх шарах атмосфери, яка в свою чергу виникає через максимуми швидкостей в тропосферних струминних течіях. Ця дивергенція призводить відповідно до нижчого тиску в ядрі циклону, конвергенції в нижніх шарах атмосфери, висхідних рухів та утворення хмар і опадів у ядрі системи. Відповідно до [22], позатропічні циклони викликають перенесення вологи в напрямку до полюса вздовж фронту, що призводить до значних опадів біля поверхні землі, при яких середня інтенсивність опадів залежить від інтенсивності циклону (лінійно, згідно з [5] Flaounas et al. (2018)) і від його кількості водяної пари. Позатропічний циклон також може спричинити сильні опади [66], якщо кілька синоптичних і мезомасштабних факторів діють одночасно [67]. Коли в позатропічному циклоні відбувається процес оклюзії, під час якого повітря теплого сектора виштовхується вгору в теплу висотну улоговину, в цій оклюзії на північному заході від ядра розвивається комоподібна форма хмари. Якщо виштовхнуте тепле повітря достатньо нестійке, то в цій області можуть виникнути грози та сильні опади. Багаторазове проходження та дуже поширена поява конвективних гроз є причиною сильних опадів [75]. Крім того, позатропічні циклони, які повільно рухаються, можуть також спричиняти сильні опади [20]. В деяких випадках в позатропічних циклонах можуть спостерігатись сильні опади в області верхньої частини комоподібної хмари, а також уздовж холодного або малорухомого фронту (зона холодного фронту), де формуються комоподібні хмари в південній, східній та північній частинах циклону, і тому має місце асиметричний розподіл опадів [22, 71]. Циклони середніх широт можуть виникати протягом усього року, але найчастіше спостерігаються взимку, коли градієнти температури та точки роси на поверхні суші найбільші. Вони мають життєвий цикл від 2 до 6 днів.

Позатропічні циклони можуть сприяти випадінню великих опадів, наприклад, в Центральній та Альпійській Європі, Середземномор'ї та Пакистані опади можуть тривати протягом кількох днів. Ці приземні циклони здебільшого утворюються під висотними улоговинами або висотними

депресіями чи циклонами, або під меридіональними струминними течіями (певні зчеплені між собою особливості великомасштабної циркуляції), а іноді й приземними улоговинами чи депресіями. Спостерігається дуже багато різних типів циклонів, наприклад, атлантичні циклони, кіпрські мінімуми, термічні депресії в теплі сезони року, індійська мусонна депресія та підвітряні циклони тощо. Сильні опади можна пояснити аномальною частотою появи циклонів і блокуючих антициклонів. Блокуючі антициклони можуть сприяти обваленню хвиль Росбі, адвекції холодного повітря та формуванню висотних улоговин, а також можуть зумовлювати періодичне обвалення хвиль у певних місцях [2, 66, 71]. Крім того, раптові посилення холодного сибірського максимуму [5] і тропічні форсинги, такі як осциляція Маддена-Джуліана (також відома як телеконекція) або періодичні переходи тропічних циклонів в позатропічні також можуть збільшити частоту циклонів [2]. Для кластеризації сильних зимових опадів у Європі, викликаних позатропічними циклонами, меридіональна протяжність і потужність північноатлантичного позатропічного струминної течії мають важливе значення [5]. У цих випадках блокуючі антициклони, тропічні форсинги і переходи тропічних циклонів в позатропічні функціонують як механізм підсезонної кластеризації циклонів, як окремо, так і в комбінації. Якщо (квазі-)стаціонарна улоговина або хвиля Росбі та її обвалення в верхній тропосфері викликає серію циклонів зі схожими напрямками руху, що може призвести до сильних опадів в певному регіоні протягом кількох днів. Ці опади розвиваються переважно в теплому секторі перед холодним фронтом цих циклонів, де повітря підіймається (великомасштабні сталі висхідні рухи) на великі відстані вздовж ізентроп (тобто ліній рівної потенціальної температури) у верхню тропосферу в межах теплої виносної смуги. Хоча цей підйом, як правило, здійснюється в теплому повітрі в напрямку полюса, оскільки вологе повітря походить з океанічних регіонів, тим не менш, може мати місце і протилежна ситуація: підйом континентального вологого повітря в напрямку екватора, вологість якого

походить від випаровування з землі, що може також призвести до великомасштабних опадів [71].

Особливо сильні опади є результатом злиття та повторного циклогенезу подвійних циклонів навколо Японії в 2001 році [5]. Цей процес злиття був викликаний динамічним зв'язком вихору цих циклонів в нижніх і верхніх шарах тропосфери і посилений адіабатичним нагріванням. Незважаючи на те, що подвійні циклони не є потужними структурами, сильні опади можуть розвинутиися через утворення вологої низькотропосферної струминної течії в процесі злиття, відповідальної за великий запас вологи. Коли після злиття волога низькотропосферна струминна течія знаходиться прямо під тропосферною струминною течією, то ці струмені з'єднуються, завдяки чому посилюється висхідний потік і опади.

В дослідженнях опадів в середземноморських циклонах (які є однією з найпомітніших причин ризику затоплення) зроблено висновок, що як глибока конвекція, так і теплі виносні смуги є основними механізмами утворення рясних опадів у цих циклонах. Спільність полягає в тому, що обидва механізми характеризуються інтенсивним прихованим тепловиділенням і утворенням опадів. Проте механізми генерації принципово відрізняються. Там, де глибока конвекція вказує на потужні вертикальні висхідні потоки повітря, теплі виносні смуги вказують на швидкий і похилий потік висхідного повітря над теплим фронтом позатропічного циклону. Ці теплі виносні смуги підкреслюють важливість бароклінної нестійкості та великомасштабних вертикальних рухів для генерації сильних опадів. Теплі виносні смуги надають вологу протягом тривалого часу і у великі області. Вони також живляться вологою з більш віддалених і великих джерел вологи, ніж глибока конвекція. Крім того, у північній півкулі глибока конвекція зазвичай відбувається поблизу центру циклону і в східній частині циклону вздовж холодного фронту, теплі виносні смуги виникають в його північно-східній частині. Ці частини співпадають з областю горизонтальної конвергенції вологи і утворюють область з найбільшою кількістю опадів. Значна частина глибокої конвекції



пов'язана з вбудованою конвекцією в теплі виносні смуги. Глибока конвекція зазвичай створює більшу інтенсивність опадів, ніж теплі виносні смуги. Теплі виносні смуги дуже важливі для сильних опадів у багатьох частинах помірних широт (наприклад, південь Південної Америки та Японія): більше 70% сильних опадів безпосередньо пов'язані з теплою виносною смугою, хоча частота їх появи зазвичай становить менше 10%. Крім того, [6] зазначив, що в цих випадках виносні смуги в основному пов'язані з позатропічними циклонами [24, 66, 71].

Рясні опади середземноморських циклонів, спричинені вищезгаданими механізмами, стають можливими також завдяки перенесенню вологи з моря разом із сильною конвекцією та потужними хмарами. Вони також надають більш інтенсивні опади, коли опади випадають над сушею, ніж над морем. Виявляється, що генерація інтенсивних опадів у середземноморських циклонах пов'язана як з переносом вологи, так і з продуктивністю опадів. Однак, оскільки незначне перенесення вологи може бути компенсовано високою продуктивністю опадів, циклони з малим доступом до вологи також можуть спричинити сильні опади в прибережних і внутрішніх районах Середземного моря [5]. Дивергентний виток і циклогенез вище за течією в теплій виносній смузі як результат адіабатичного нагрівання, а також сильного перехресного ізоентропічного підйому, дійсно відіграють роль у посиленні гребеня, що згодом спричинює розвиток супутньої улоговини (посилення улоговини або утворення омегаподібної улоговини), а наступним є запуск циклогенезу нижче за течією або посилення позатропічного циклону в нижній тропосфері з пов'язаним з ним утворенням інтенсивних опадів. Однак адіабатичне нагрівання, яке відбулося в теплій виносній смузі, що піднімається в бік екватора, призводить до часткового руйнування структури висотного потоку (відсіченого циклону) [2, 71, 73]. Ці наслідки адіабатичного нагрівання детально розглядаються в контексті тропічних циклонів. Окрім адіабатичного нагрівання (пов'язаного з теплою виносною смугою позатропічного циклону), гребінь також може бути посилений тропічним

циклоном, який переміщується з моря на сушу та, можливо, згодом розвинутих як позатропічний циклон або сприятиме циклогенезу вище за течією [2] і посилити барокліний зв'язок із теплим сектором [5]. Крім того, барокліний зв'язок також може посилити супутню улоговину циклону.

Окрім модифікації (великомасштабного) висотного потоку (послаблення потенціального вихору), процеси адіабатичного нагрівання вздовж теплих виносних смуг також змінюють (мікромасштабний) потік в нижній і середній тропосфері (генерація потенціального вихору). У цих випадках ця модифікація адіабатичного потенціального вихору впливає на еволюцію циклону (включаючи тропічні циклони, які перетворюються на позатропічні) та його інтенсивність або адвекцію теплого вологого повітря в напрямку до полюса вниз за течією теплої виносної смуги [66].

#### 2.4 Холодні, теплі, стаціонарні і пов'язані з мусонами фронти

Холодний фронт – це передня кромка відносно холодної повітряної маси, яка зазвичай лежить у добре вираженій приземній улоговині системи низького тиску. Фронт часто пов'язаний з атмосферними річками [10, 60]. Холодний фронт розвивається внаслідок розвитку циклону на передньому краї адвекції холоду. Зазвичай холодні фронти мають вузьку сильну смугу опадів уздовж переднього краю. Коли холодні фронти дуже потужні (зазвичай навесні), вони мають лінію гроз або їм іноді передують (в часі) лінія шквалу або суха лінія (у теплому секторі). Більш широкі смуги дощу більшою частиною з безперервних опадів однакової інтенсивності та меншою – потужних нерівномірних опадів (багаторазове проходження зони опадів через один і той самий регіон в теплому секторі) також можуть виникати за холодним фронтом і іноді можуть спричиняти інтенсивні опади. Якщо, крім того, у разі сильного меридіонального потоку супутня грозова хмара рухається повільно, то ймовірність сильних опадів збільшиться [5].

Теплий фронт – це стрибок густини (розрив першого роду густини) на передньому краї однорідної теплої повітряної маси, яка лежить у ширшій приземній улоговині системи низького тиску, ніж добре виражена улоговина, уздовж якої проходить холодний фронт. Опади утворюються перед теплим фронтом (в холодному секторі на північ від теплового фронту або в регіоні на північ і на захід від (приземного) центру низького тиску) і мають переважно довготривалий характер [75]. Якщо тепла повітряна маса також нестійка, то розвиваються грози (багаторазове проходження зони опадів через один і той самий регіон) і сильні опади. Сильні зони опади, розташовані вздовж фронтів, пов'язані з конвергенції вологи в нижніх шарах тропосфери [5].

У деяких регіонах, де проходять головні шляхи грозових хмар середніх широт, понад 90% сильних опадів викликано фронтами, причому більша частина пов'язана з теплими фронтами, ніж з холодними або стаціонарними фронтами. На цих фронтах, на яких утворюються сильні опади, спостерігаються на 35% інтенсивніші градієнти, ніж на звичайних фронтах. У той час як в середніх широтах велика частина сильних опадів, що належать до цих фронтів, пов'язана саме з циклонами, в інших регіонах ці явища мають місце переважно або тільки на фронтах, або тільки в циклонах. Однак значна частина цих фронтів, не пов'язаних із циклонами, пов'язана з циклонами десь уздовж їхньої траєкторії та пов'язана з погодними системами середніх широт [10]. Фронтальні опади можуть викликати сильні затоплення в регіонах виникнення [50].

У регіонах з мусонними режимами опадів фронти (наприклад, фронт Мейю (Meiyu): утворюється у червні/липні внаслідок зустрічі морського тропічного та континентального полярного повітря) відіграють важливу роль в утворенні потужних опадів. Інтенсивні опади можуть випадати в умовах сильної бароклінності без значної нестійкості [5]. Фронти можуть впливати на поширення мезомасштабних улоговин [42] і можуть посилювати конвергенцію вологи, якщо є достатня кількість вологи [40] і надається низькотропосферними струминними течіями у випадку розвитку МКС [5]. Ці

струминні течії (пов'язані з теплою виносною смугою позатропічного циклону) також можуть сприяти конвергенції на низьких рівнях (Jung and Lee, 2013). Зміна потоку на верхніх рівнях, що призводить до розширення субтропічного максимуму в період після існування фронту Мейю, може забезпечити необхідну подачу вологи через теплу вологу низькотропосферну течію. Якщо розширені улоговини, спрямовані з помірних широт на південь досягають фронту в цих регіонах, ці улоговини можуть сприяти проникненню холодного та сухого повітря у верхні шари тропосфери уздовж цього фронту, тим самим посилюючи локальну нестійкість і конvekцію. Ці явища показують, що у випадку позатропічних впливів на тропічні регіони, фронт може бути сприятливим середовищем для виникнення рясних опадів і що як великомасштабні механізми, так і їх взаємодія з конvekцією мають значення для цього явища [5]. Виникнення похилого висхідного потоку на майже стаціонарному фронті може значно збільшити довговічність МКС [5]. У цих регіонах фронт також може сприяти ізентропічному підйому та термічній прямій циркуляції вологого повітря, що забезпечується тропічними циклонами перед виходом на сушу [5].

Сильні опади також можуть випадати в синоптичних системах без наявності конvekції. Окрім майже стаціонарних позатропічних циклонів, описаних вище, прикладом таких систем є також стаціонарні фронти (без розвитку гроз). Стаціонарний фронт – це нерухома межа між двома повітряними масами з різними властивостями. Коли теплий або холодний фронт припиняє рух, він стає нерухомим. Фронти починають зупинятися, якщо повітряний потік верхнього рівня проходить майже паралельно потоку повітря біля поверхні землі. У таких синоптичних системах супровідне великомасштабне підняття повітря функціонує як примусовий механізм для підйому повітря [78]. Крім того, великомасштабний повітряний потік змушує вологу потрапляти в ту саму область протягом тривалого періоду часу, що призводить до довготривалих, помірних безперервних опадів однакової інтенсивності [75], які також можуть призвести до великої кількості опадів [57].

Опади триватимуть до тих пір, поки волога постачається цим потоком повітря. На відміну від потужних опадів змінної інтенсивності безперервні опади однакової інтенсивності спостерігаються в холодному секторі на півночі від теплового фронту або в регіоні на північ і на захід від (приземного) центру низького тиску [75]. Загальною характеристикою всіх цих синоптичних систем є те, що великомасштабний (квазігеострофічний) підйом потоку вздовж барокліної зони або фронтів є основним механізмом підйому.

### 3 СИНОПТИЧНІ І МЕЗОМАСШТАБНІ УМОВИ ВИПАДІННЯ ЕКСТРЕМАЛЬНИХ ОПАДІВ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

3.1 Ситуативний аналіз розвитку відсіченого циклону і пов'язаних з ним екстремальних опадів і катастрофічних затоплень в Криму 17-18 червня 2021 р.

У східних районах Криму в ніч з 16 на 17 червня 2021 р. випало майже дві місячні норми дощу – 82 мм. У Білогорську випало 88 мм, пишуть "Крим. Реалії" з посиланням на Гідрометцентр [31].

У центральній частині Криму дощі були слабшими, однак у Сімферополі все рівно за ніч випало 80% норми за місяць [31].

Кримське МНС, підконтрольне окупантам, повідомило, що через аномальні опади затопило село Приозерне. Підтопило 18 домоволодінь, довелося евакуювати близько 40 людей.



Рисунок 3.1 – Наслідки негоди в м. Керч 17 червня 2021 р. [31]



У Керчі, де випало 82 мм опадів впродовж 9 год., дощем залило центральні вулиці – проїзд ними став неможливим. Також підтопило будинки і міську лікарню. У МНС Криму повідомляли, що в Керчі підтоплено 12 будинків, проведена евакуація 20 осіб, у тому числі 4 дітей, без світла залишилася лише центральна частина міста, здійснюється відкачка води з підтоплених ділянок за допомогою мотопомп [34].

У ніч на 18 червня в результаті рясних опадів затопило Велику Ялту. Всього за кілька годин в м. Ялта випала двомісячна норма опадів, унаслідок чого водянні потоки перетворились у справжні річки, які затоплювали все на своєму шляху: від будинків до цілих вулиць [29].



Рисунок 3.2 – Наслідки негоди в м. Ялта і на південному березі Криму 18 червня 2021 р. [29]

Один загиблий та 18 постраждалих, одна людина зникла безвісти, автомобілі, які плавають вулицями, будинки без газу, води та електрики – такий попередній перелік наслідків стихії, що вирувала в Ялті 18 червня. У

розпал курортного сезону найпопулярніше серед туристів місто опинилося затопленим і знеструмленим у результаті зливи.

В Криму через екстремальні опади було оголошено надзвичайний стан [31].

Протягом обох діб в періоди випадіння екстремальних опадів біля поверхні землі спостерігалось розмите поле зниженого атмосферного тиску з невиразним циклонічним збуренням (рис. 3.3). Над районом дослідження тиск коливався в межах від 1005 до 1015 гПа протягом 17 і 18 червня 2021 р.

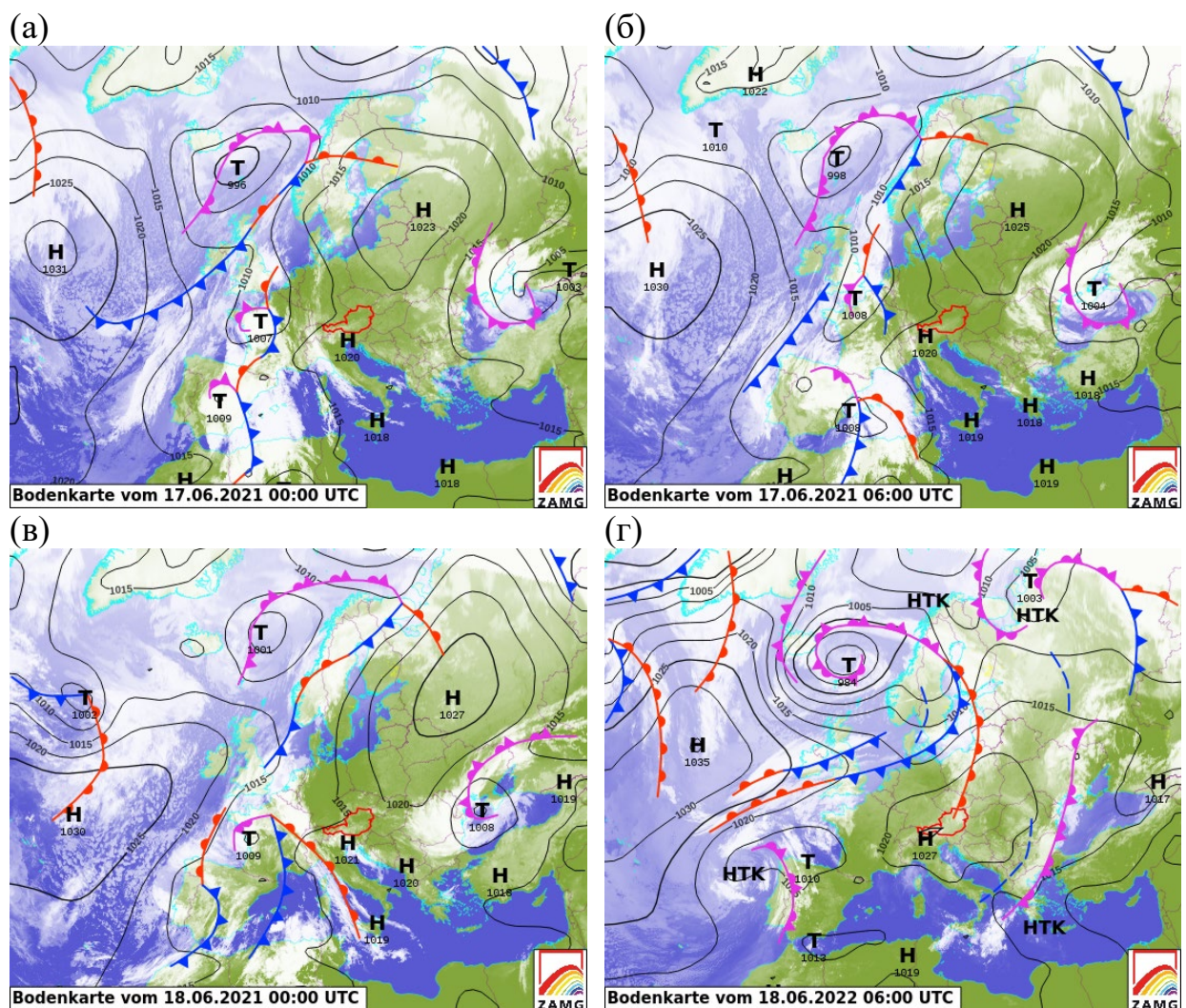


Рисунок 3.3 – Аналіз приземний за 00 (а) і 06 СГЧ (б) 17.06.2021 р. та 00 (в) і 06 СГЧ (г) 18.06.2021 р., надані Австрійською метеорологічною службою [37]



Розглянемо більш детально поле тиску біля поверхні землі і топографію ізобаричної поверхні 500 гПа з накладеними супутниковими знімками в інфрачервоному діапазоні IR10.8 та IR enhanced 10.8 16-17 червня 2021 р. (рис. 3.4).

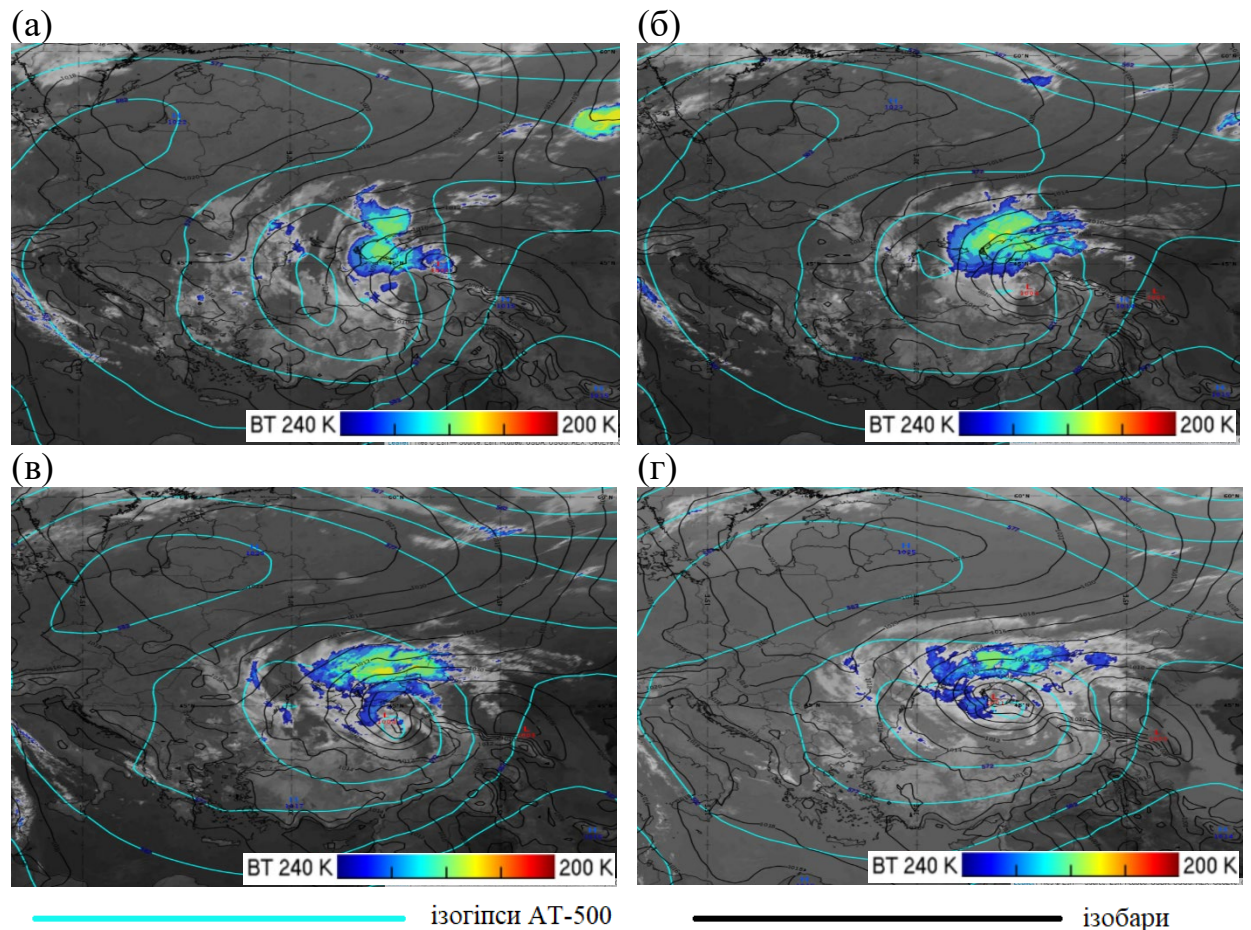


Рисунок 3.4 – Аналіз приземний і топографія ізобаричної поверхні 500 гПа за 21 СГЧ 16.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в) і 06 СГЧ (г) 17.06.2021 р. з накладеним супутниковим знімком IR10.8 і IR enhanced 10.8 [27]

На рис. 3.3 на початку випадіння інтенсивних опадів, о 21 год. 16 червня 2021 р., над східною частиною можна бачити сформовану хмарну систему фронтальної зони, яка спостерігається у північній і західній частинах циклону. Циклон на приземній карті означений більшою кількістю ізобар, ніж на картах Австрійської метеорологічної служби, оскільки ізобари було проведено через

2 гПа, але тиск в центрі становить не менше 1003 гПа. О 21 год. циклон є ще низьким утворенням, над яким на рівні 850 гПа розташована улоговина, а на ізобаричних поверхнях АТ-700 і АТ-500 він знаходиться на східній периферії висотного циклону, якій знаходиться у другій стадії розвитку – стадії відриву, оскільки має омега-подібну форму (рис. 3.5).

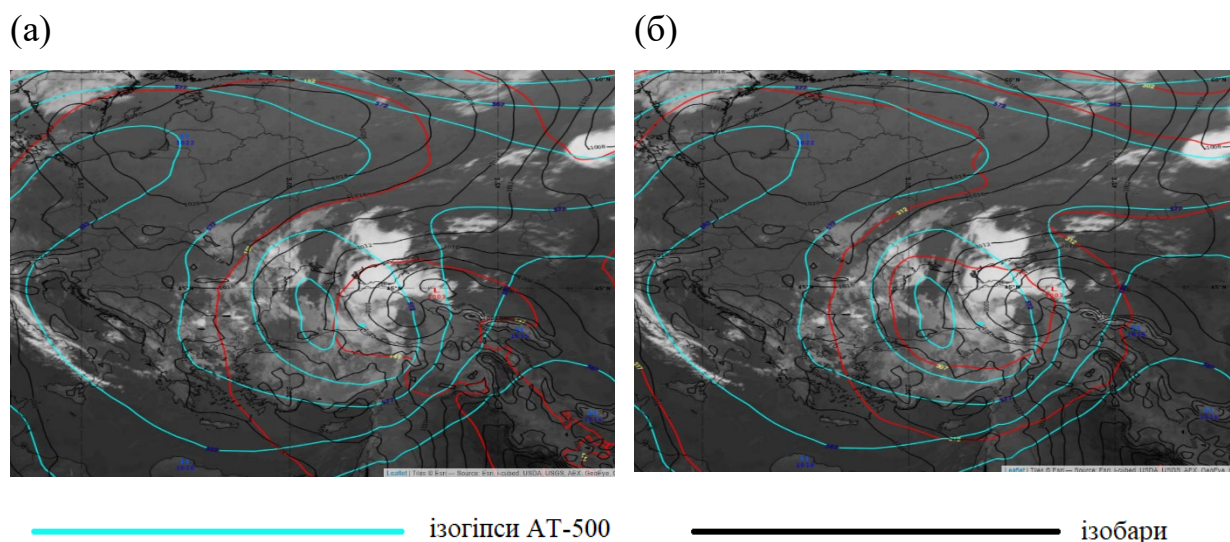


Рисунок 3.5 – Аналіз приземний, топографія ізобаричної поверхні 500 гПа за 21 СГЧ 16.06.2021 р. з накладеними супутниковими знімками IR10.8. На рис. а представлено червоними лініями топографію ізобаричної поверхні 850 гПа, на рис. б – 700 гПа. [27]

Висотний циклон зсувався з заходу через акваторію Чорного моря і 16 червня 2021 р. являв собою високе баричне утворення, яке простежувалось до ізобаричної поверхні 300 гПа (рис. 3.6 а), але вже о 18 год 16 червня його центр біля поверхні землі і на рівні 850 гПа зник (рис. 3.6 б). Циклон являє собою вже висотне холодне баричне утворення і втрачає зв'язок зі своїм полярним осередком у верхній тропосфері. Гребінь в тилу улоговини стрімко рухається і відсікає циклон повністю від основного потоку о 3 год. 17 червня 2021 р.

Взагалі, утворення холодних висотних циклонів відбувається в особливих областях західного перенесення. Одна з таких областей розташована над заходом Сполучених Штатів, інша – над південно-західною Європою [90], що і має місце у випадку, який розглядається. Обидві області

характеризуються домінуванням північно-західної струминної течії і тенденцією до зникнення фронтів в нижніх шарах.

У випадку, коли висотний циклон знаходиться над теплою підстильною поверхнею, зазвичай в нижніх шарах атмосфери розвивається потужна конвекція, оскільки на межах висотного циклону спостерігаються значні градієнти температури, а отже зростає бароклінність.

За сприятливих умов, в основному, при додатній адвекції вихору під периферійною частиною висотного циклону, яку можна розглядати як мезомасштабну фронтальну зону, утворюються невеликі циклони, в яких упорядковані і конвективні висхідні рухи призводять до виникнення значної хмарності [89].

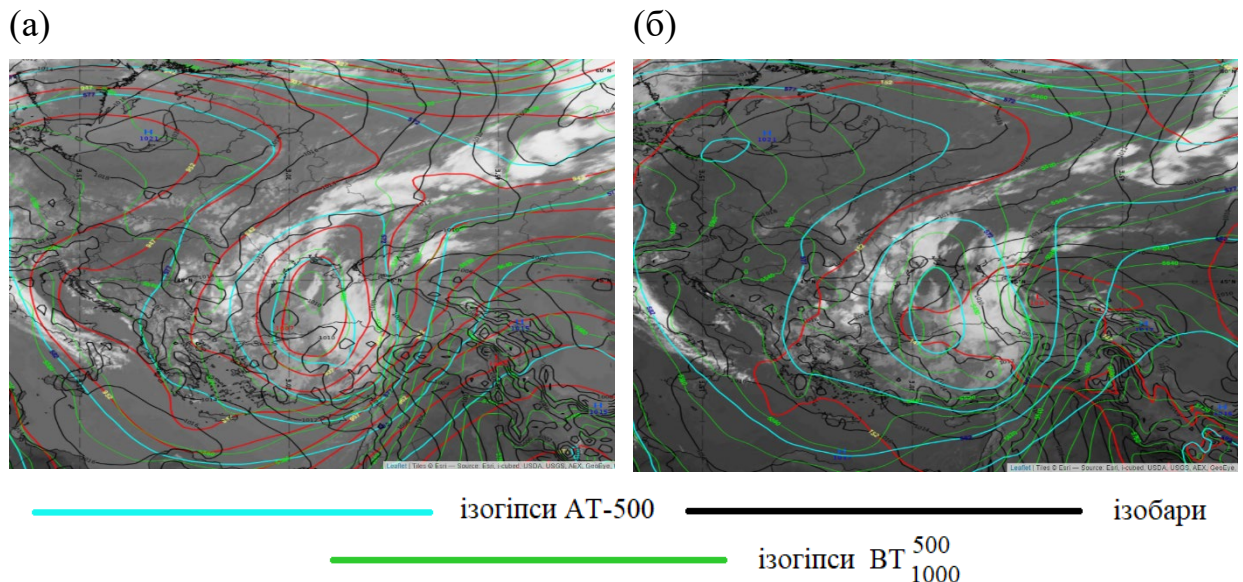
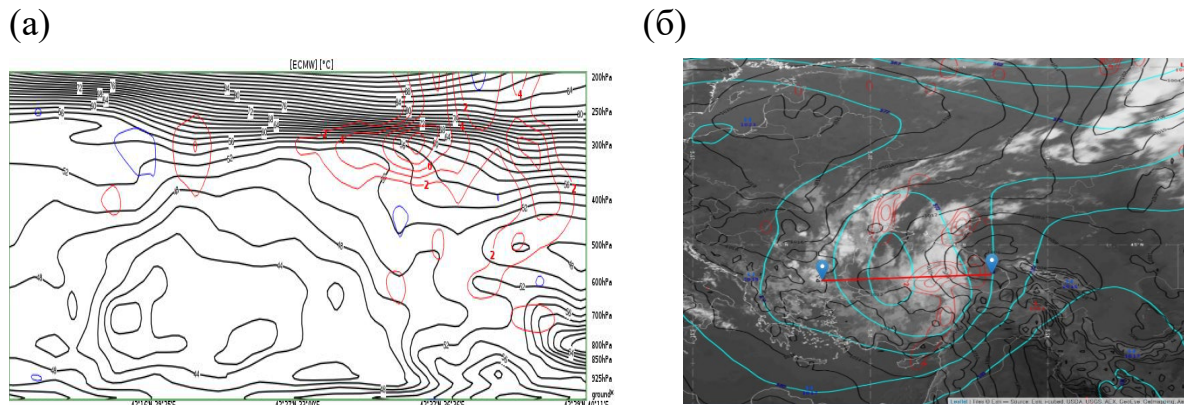


Рисунок 3.6 – Аналіз приземний, топографія АТ-500 гПа і ВТ<sup>500</sup><sub>1000</sub> за 15 СГЧ 16.06.2021 р. (а) і за 18 СГЧ 16.06.2021 р. з накладеними супутниковими знімками IR10.8. На рис. а представлено червоними лініями топографію ізобаричної поверхні 400 гПа, на рис. б – 850 гПа. [10]

Такий саме випадок реалізується і 16 червня 2021 р. (рис. 3.7): на вертикальному перерізі висотного циклону, зробленому в широтному напрямку, можна бачити області інтенсивної адвекції циклонічного вихору (значення сягають  $10^{-8} \text{ c}^{-1}$ , що в 10 разів перевищує порядок цієї величини) в східній частині циклону, також висотний циклон знаходиться над теплою



морською поверхнею і сушею, що також сприяє розвитку висхідних вертикальних рухів. а отже і циклонічної циркуляції. Особливо сприятливими умови для формування конвективної хмарності є над східною частиною Чорного моря. оскільки зазвичай температура води є вища, аніж в західній частині Чорного моря, а повітря над південно-східними районами насичене вологою: річна сума опадів перевищує 1000. а в деяких місцях і 2000 мм.



Червоними лініями позначено ізолінії адвекції додатного вихору в  $10^{-9} \text{ c}^{-2}$ .

Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (K)

Рисунок 3.7 – Вертикальний переріз еквівалентно-потенціальної температури і адвекції вихору уперек висотного циклону за 18 СГЧ 16 червня 2021 р. [10]

На супутникових знімках IR10.8 і enhanced IR10.8 (рис. 3.4) можна бачити добре розвинену хмарну систему, яка сформувалась під висотним циклоном. Хмарні смуги циклонічної кривизни кольором від сірого до яскраво білого закручуються у спіраль, поширюючись практично по всій площі висотного циклону. Особливо щільна і висока хмарність має місце під північно-східною частиною відсіченого циклону. Температури на верхній межі цієї хмарності сягають 220-215 K, тобто  $-53 \dots -58^\circ\text{C}$ , що влітку відповідає верхній межі тропосфери. Якщо порівняти з температурами, які спостерігались в цей період над м. Одеса [32], то такі температури було зареєстровано над Одесою на рівні термічної тропопаузи – 250 гПа.

Сильні опади мали місце також протягом п'яти строків спостережень 18 червня 2021 року вже над південним берегом Криму. На рис. 3.8 представлено поле хмарності на супутникових знімках IR10.8 і enhanced IR10.8 і висотне поле тиску в ці строки.

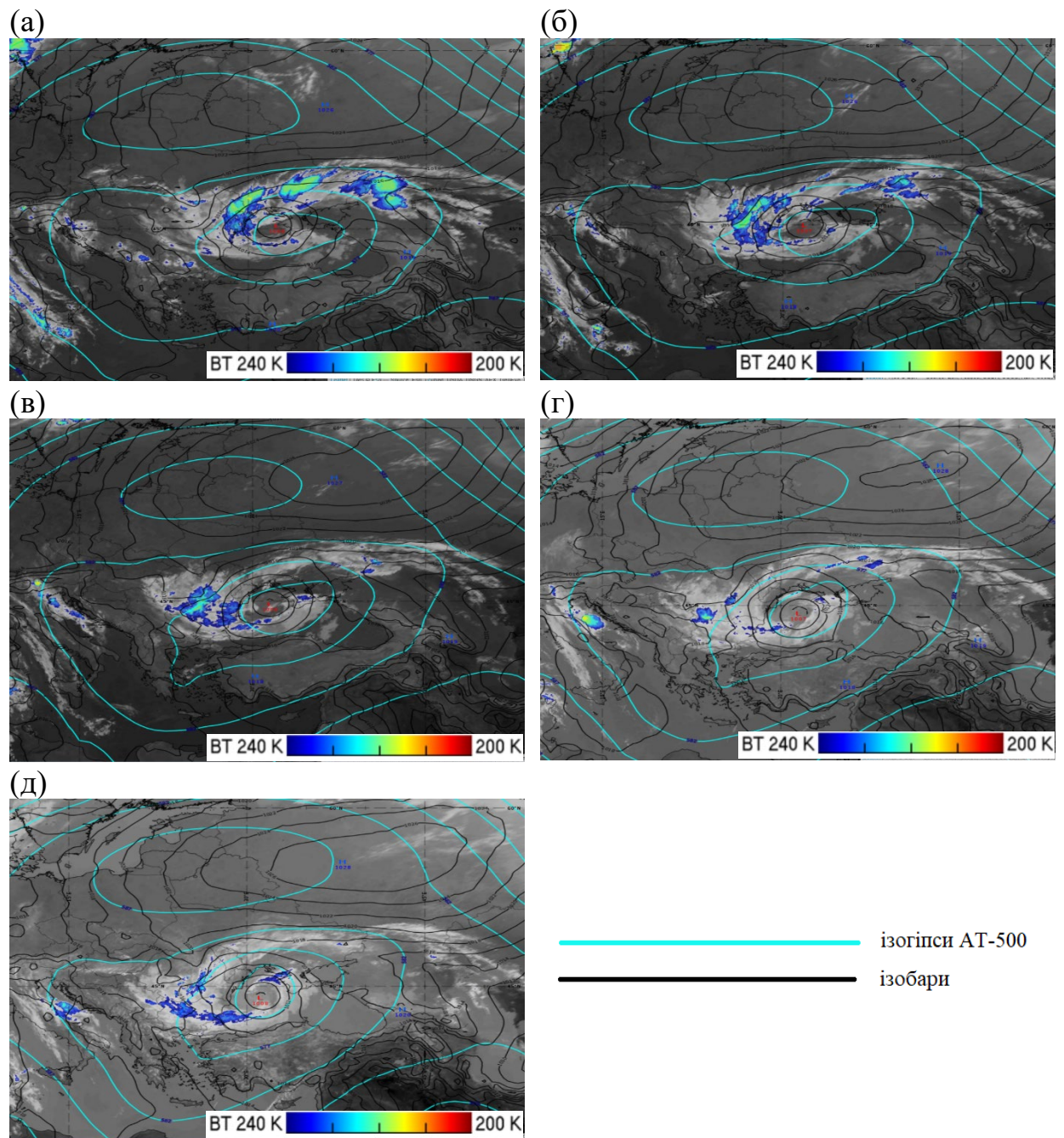


Рисунок 3.8 – Аналіз приземний і топографія ізобаричної поверхні 500 гПа за 21 СГЧ 17.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в), 06 (г) і 09 СГЧ (д) 18.06.2021 р. з накладеним супутниковим знімком IR10.8 і IR enhanced 10.8 [27]

Цей випадок є наступним етапом розвитку хмарних смуг під висотним циклоном. Циклон біля поверхні землі є краще вираженим в полі тиску, хоча тиск в ньому підвищився до 1008 гПа. Можна помітити, як приземний циклону рухається разом з хмарною системою зі сходу на захід. Такий нетиповий напрямок руху пов'язаний з тим, що циклону знаходиться під периферією висотного циклону і рухається разом з повітряним потоком проти



годинникової стрілки. Підвищився тиск також і в центральній частині висотного циклону. Хмарність набуває яскраво вираженої спіралеподібної форми, проте висота верхньої межі хмарності на меншій площі хмарної системи сягає верхньої межі тропосфери і верхня межа хмарності поступово знижується.

Розглянемо більш детально структуру висотного циклону за допомогою супутникових знімків Airmass (рис. 3.9, 3.10). На супутниковому знімку від 21 СГЧ 16 червня 2021 р. на північно-східній периферії висотного циклону досить добре виявляється потужна хмарність білого кольору, яка поступово поширюється, набуваючи форму спіралі.

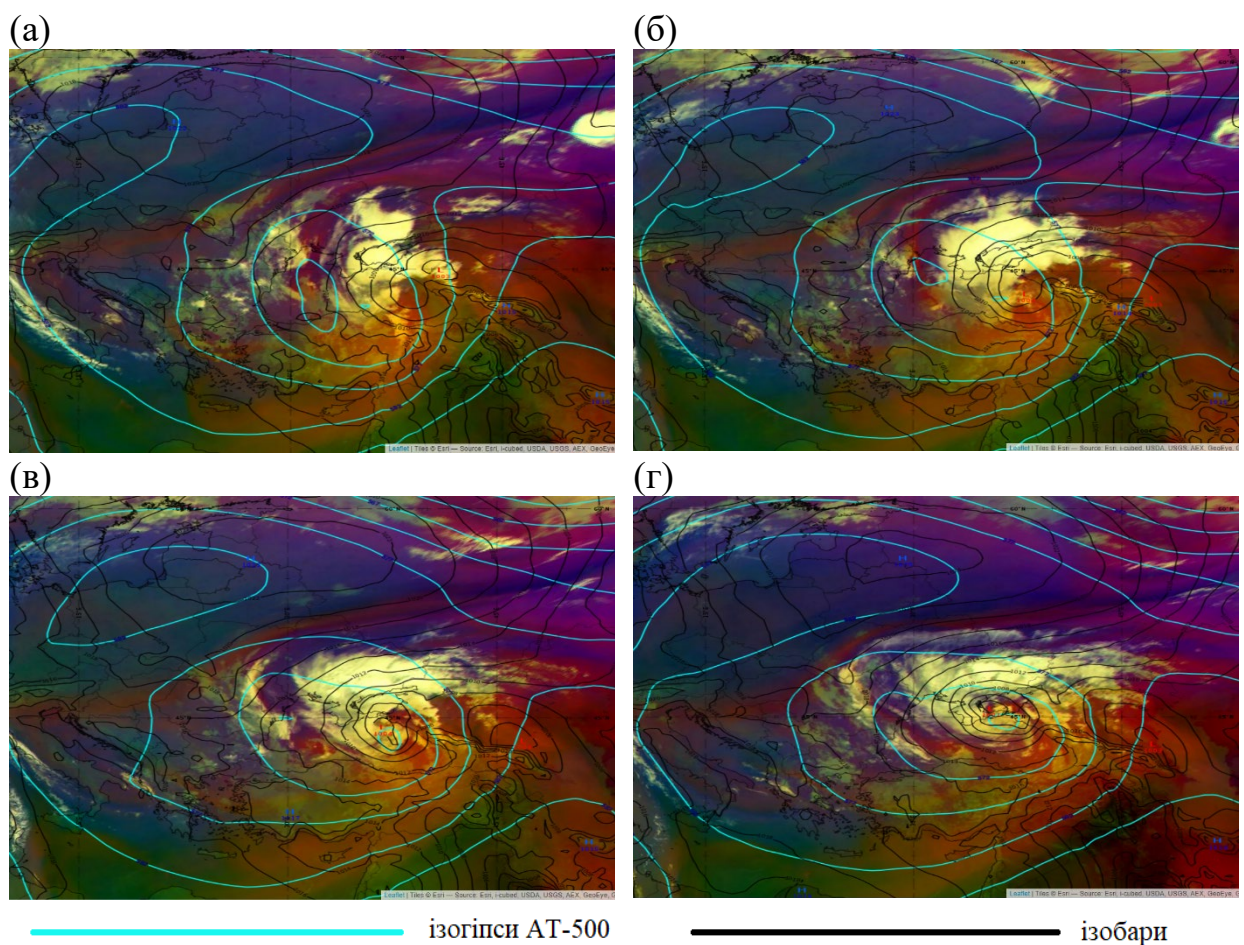


Рисунок 3.9 – Супутникові знімки Airmass з аналізом приземним і топографією ізобаричної поверхні 500 гПа за 21 СГЧ 16.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в) і 06 СГЧ (г) 17.06.2021 р. [27]

Коричневий колір на цих знімках означає вторгнення холодного сухого повітря, а на півдні по периферії висотного циклону можна побачити тепле повітря, позначене зеленим кольором. Холодне сухе повітря у висотному

циклоні вказує на загострення процесів і на значну зону бароклінності на периферії через суттєві температурні градієнти.

Можна бачити, що хмарність поступово розповсюджується по північній і північно-західній периферії висотного циклону, набуваючи форму досить вузької яскраво вираженої спіралі.

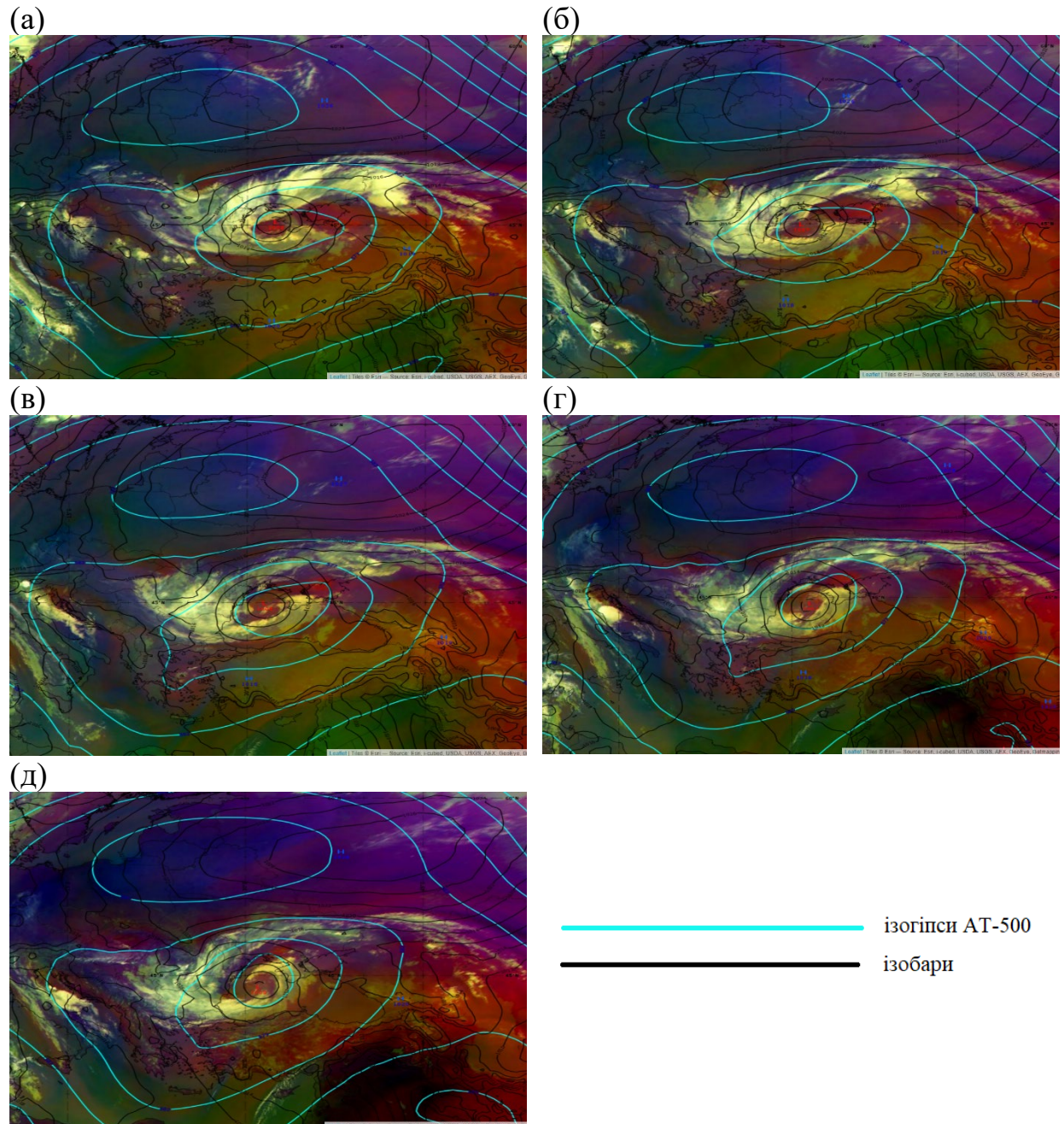


Рисунок 3.10 – Супутникові знімки Airmass з аналізом приземним і топографією ізобаричної поверхні 500 гПа за 21 СГЧ 17.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в), 06 (г) і 09 СГЧ (д) 18.06.2021 р. [27]



На супутникових знімках Dust (рис. 3.11, 3.12) добре виявляються потужні конвективні хмари з льодяними верхівками, позначені коричневим кольором, на північно-східній периферії. В центральній частині і на решті висотного циклону спостерігаються конвективні хмари, верхня межа яких знаходиться на рівнях 2 – 6 км, на що вказує колір вохри. Поступово висота верхньої межі хмарності знижується, а високі хмари зміщуються під західну периферію висотного циклону.

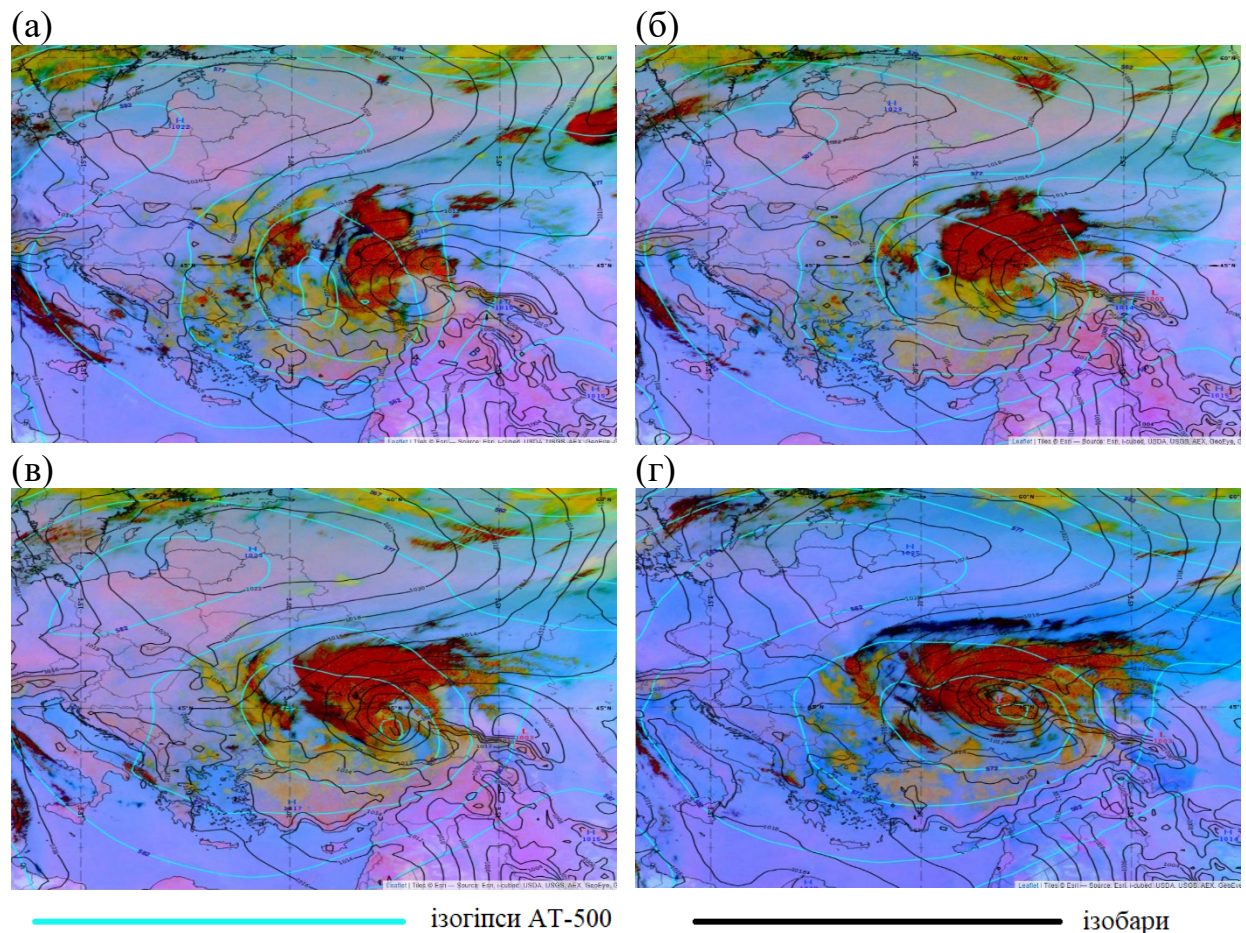


Рисунок 3.11 – Супутникові знімки Dust з аналізом приземним і топографією ізобаричної поверхні 500 гПа за 21 СГЧ 16.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в) і 06 СГЧ (г) 17.06.2021 р. [27]

Рожевий колір на супутникових знімках Dust вказує на холодне сухе повітря, а блакитний колір – на холодне повітря. Можна бачити, що протягом 17-18 червня 2021 р. в висотному циклоні домінує холодне і сухе повітря, що вказує на проникнення повітря з більш високих шарів атмосфери.



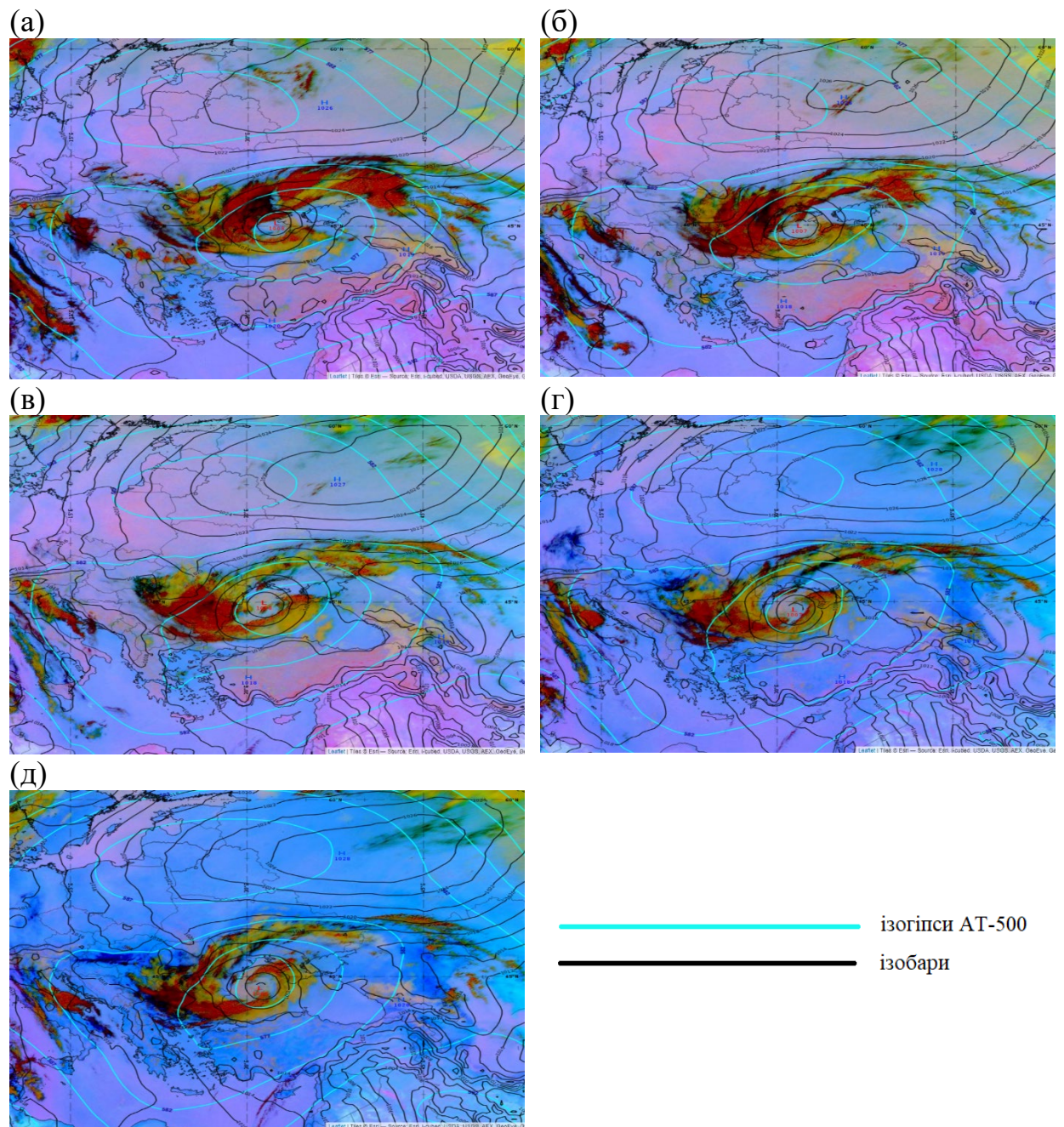


Рисунок 3.12 – Супутникові знімки Dust з аналізом приземним і топографією ізобаричної поверхні 500 гПа за 21 СГЧ 17.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в), 06 (г) і 09 СГЧ (д) 18.06.2021 р. [27]

Роботи в області ізентропічного аналізу показали, що значення потенціального вихору в тропосфері і стратосфері відрізняються на порядок. В тропосфері вихор Ертеля має порядок 0.3 – 0.4 рви, а в стратосфері має порядок 10 рви і зростає з висотою до декілької десятків рви. Таким чином можна відрізнити тропосферне повітря від стратосферного і виділяти

«субстратосферне» повітря перехідного шару. В перехідному шарі від тропосфери до стратосфери, тобто в області тропопаузи, потенціальний вихор змінюється від тропосферних до стратосферних значень. В субстратосферному повітрі потенціальний вихор змінюється від 1 рvu до термічної тропопаузи, положення якої співпадає з ізоповерхню 4 рvu [92].

Однією з ознак висотних циклонів, а також одним з факторів, який підтримує їх існування, є наявність холодного повітря в середній і верхній тропосфері, найбільш низькі температури мають місце в центральній частині циклону. Отже, позатропічний висотний циклон – це вихор з холодним ядром. Такий висновок дозволяє провести паралель між тропічним циклоном і висотним холодним циклоном, за виключенням того, що тропічний циклон є вихором з теплим ядром, яке і є джерелом кінетичної енергії і таким чином джерелом живлення цього циклону. Що саме підживлює висотні циклони, які можуть існувати протягом тривалого часу, поки погано досліджено [90].

Як вже було вказано, коричневий колір на супутникових знімках Airmass (рис. 3.9, 3.10) і рожевий колір на супутникових знімках Dust визначає холодне сухе повітря, яке може мати субстратосферне походження. Повітря субстратосферного походження дуже добре виявляється на супутникових знімках Water Vapor 6.2 і в полі висот поверхні вихору Ертеля 1.5 рvu, які представлені на рис. 3.13, 3.14.

Областям проникнення субстратосферного повітря на супутникових знімках Water Vapor 6.2 відповідають темні смуги і вихори водяної пари (water vapor vorticities), а в полі вихору Ертеля – максимальні значення потенціального вихору.

Центру висотного циклону під час першого епізоду 16 – 17 червня 2021 р., коли спостерігались інтенсивні зливові опади над східною частиною Криму, відповідає темна смуга в полі водяної пари на супутникових знімках Water Vapor 6.2 і трицентрова область максимальних значень потенціального вихору, в якій субстратосферне повітря опускалося до висоти ізобаричних поверхонь 500 – 600 гПа (рис. 3.13).



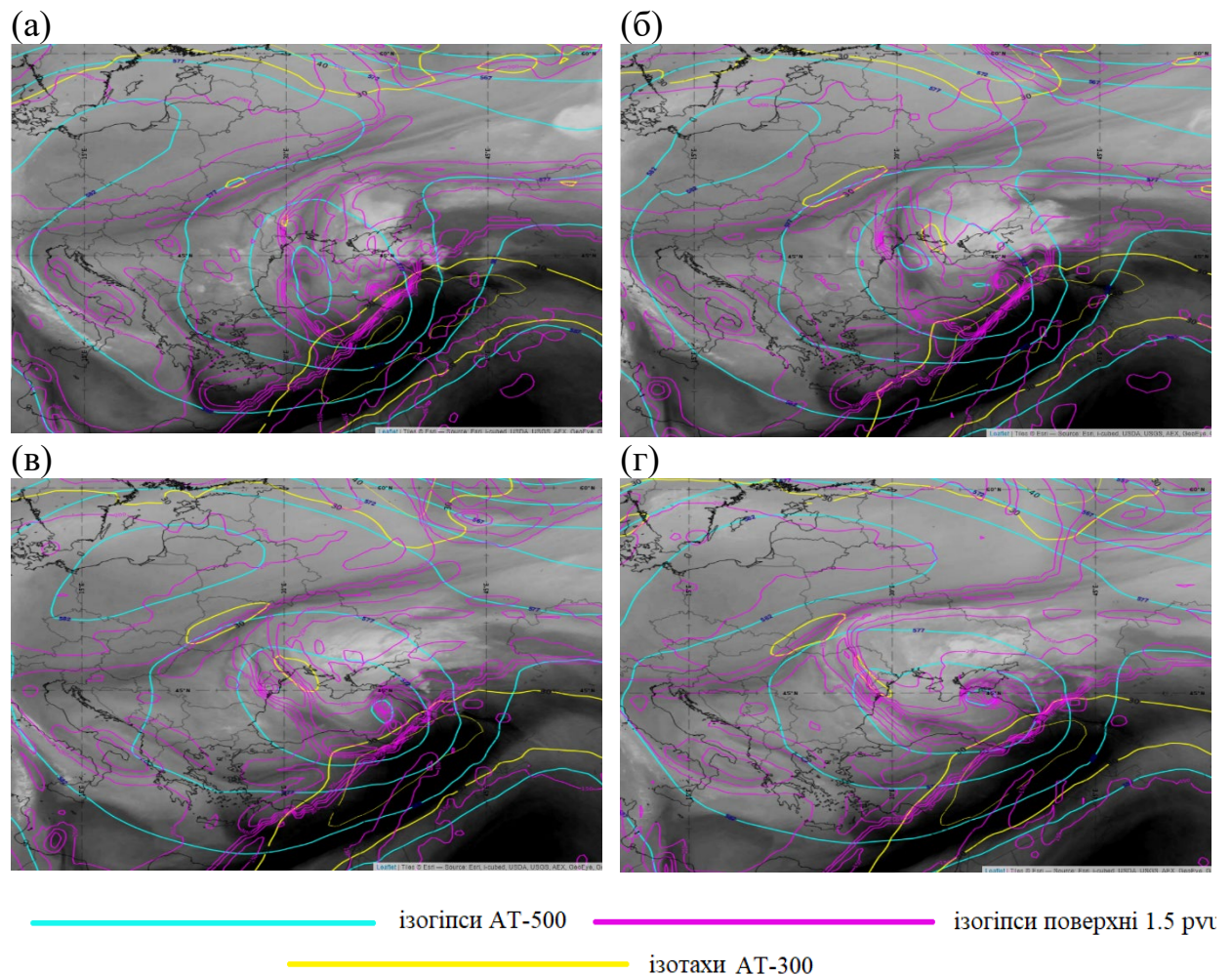


Рисунок 3.13 – Супутникові знімки Water Vapor 6.2 з топографією ізобаричної поверхні 500 гПа, ізотахами на рівні АТ-300 і полем висот потенціального вихору 1.5 рви за 21 СГЧ 16.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в) і 06 СГЧ (г) 17.06.2021 р. [27]

Впродовж другого епізоду, 17-18 червня 2021 р., коли випала екстремальна кількість опадів над південним узбережжям Криму, трицентрова область максимальних значень висот 1.5 рви стає меншою за площею і більш глибокою (рис. 3.14). Субстратосферне повітря проникає вже до висоти 800 гПа і нижче. Окрім того, в цій області вже формується вихор в полі водяної пари, що також активізує процеси хмаро- і опадоутворення, оскільки підсилює циклонічну циркуляцію. Вихор водяної пари формується на тлі темної смуги, в якій відбувається деформація і вологе повітря починає закручуватись навколо сухого.

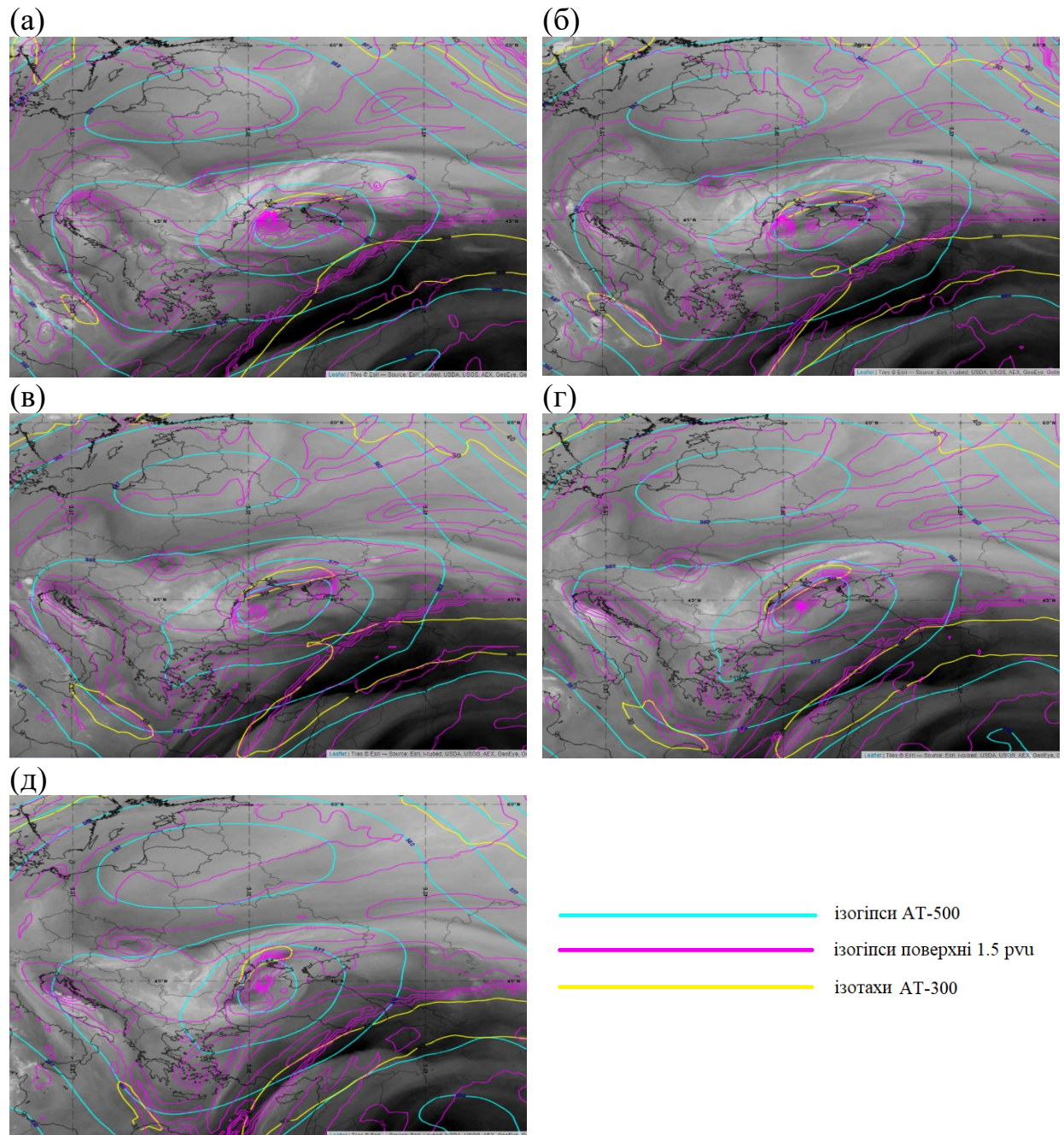


Рисунок 3.14 – Супутникові знімки Water Vapor 6.2 з топографією ізобаричної поверхні 500 гПа, ізотахами на рівні АТ-300 і полем висот потенціального вихору 1.5 рву за 21 СГЧ 17.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в), 06 (г) і 09 СГЧ 18.06.2021 р. [27]

На південній периферії висотного циклону впродовж обох епізодів спостерігається широка і протяжна темна смуга в полі водяної пари, яка також підживлює постійно висотний циклони холодним сухим повітрям субстратосферного походження. Такі смуги також підсилюють розвиток



конвективних хмар і інтенсивних опадів в областях перед ними, де має місце тепле і вологе повітря.

В області темних смуг в полі водяної пари дуже часто спостерігаються струминні течії верхніх і нижніх рівнів, які підсилюють баротропну нестійкість, що також сприяє розвитку вертикальних рухів і інтенсифікації опадів.

Ознаками інтенсивного хмаро- і опадоутворення є такі характеристики як термічний фронтальний параметр і еквівалентно-потенціальна температура. Термічний фронтальний параметр являє собою зміну градієнта температури на одиницю відстані. Розмірність термічного фронтального параметру  $K/m^2$  або  $K/m$ . Таким чином, з визначення фронту зрозуміло, що максимальні значення термічного фронтального параметру вказуватимуть на найбільш бароклінні зони.

Максимальні значення еквівалентно-потенціальної температури в нижній тропосфері відповідатимуть областям високої ймовірності утворення конвективних хмар. Зазвичай такі зони спостерігаються уздовж осі гребеня еквівалентно-потенціальної температури.

На рис. 3.15, 3.16 представлено поле еквівалентно-потенціальної температури на рівні ізоповерхні 700 гПа і поле фронтального параметру впродовж двох епізодів інтенсивних опадів. Впродовж першого епізоду, 16-17 червня 2021 р., з гірських масивів Кавказу і Загруса поширюється гребінь еквівалентно-потенціальних температур, передня частина якого знаходиться під північно-східною периферією висотного циклону, де саме і спостерігались найінтенсивніші опади.

Цей гребінь зберігає своє положення і інтенсивність до кінця першого епізоду. В північно-західній і західній частинах висотного циклону спостерігається не яскраво виражена область низьких значень еквівалентно-потенціальної температури, яка також зберігалась впродовж всього першого епізоду.

Ізолінії термічного фронтального параметру, які відповідають максимальній зміні градієнта температури, мають місце і в західній, і в

північно-західній частинах висотного циклону, і спостерігаються над районом найінтенсивніших опадів впродовж першого епізоду.

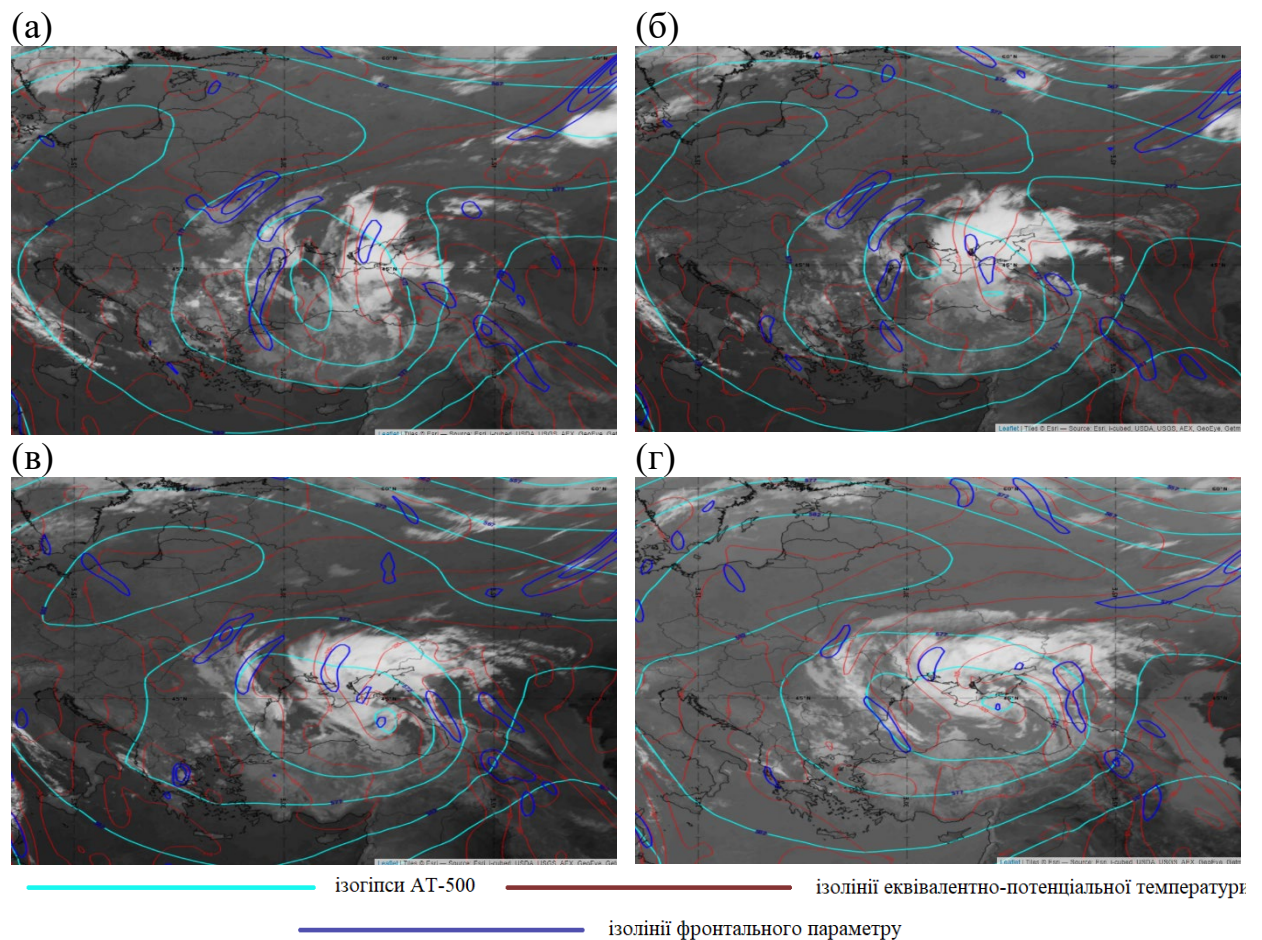


Рисунок 3.15 – Супутникові знімки Infrared 10.8 з топографією ізобаричної поверхні 500 гПа, полем фронтального параметру і полем еквівалентно-потенціальної температури на рівні ізобаричної поверхні 700 гПа за 21 СГЧ 16.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в) і 06 СГЧ (г) 17.06.2021 р. [27]

Впродовж другого епізоду, 17-18 червня 2021 р. (рис. 13), гребінь в полі еквівалентно-потенціальної температури послаблюється, але стає більш протяжним і охоплює більшу частину центральної частини висотного циклону. Система хмарності простягнулась, точно повторюючи форму гребеня в полі еквівалентно-потенціальної температури.

На початку і наприкінці випадіння екстремальних опадів над зливовою зоною спостерігалась невелика область максимальних змін температурного градієнта, що вказує на підсилення бароклінності і інтенсифікацію опадів.



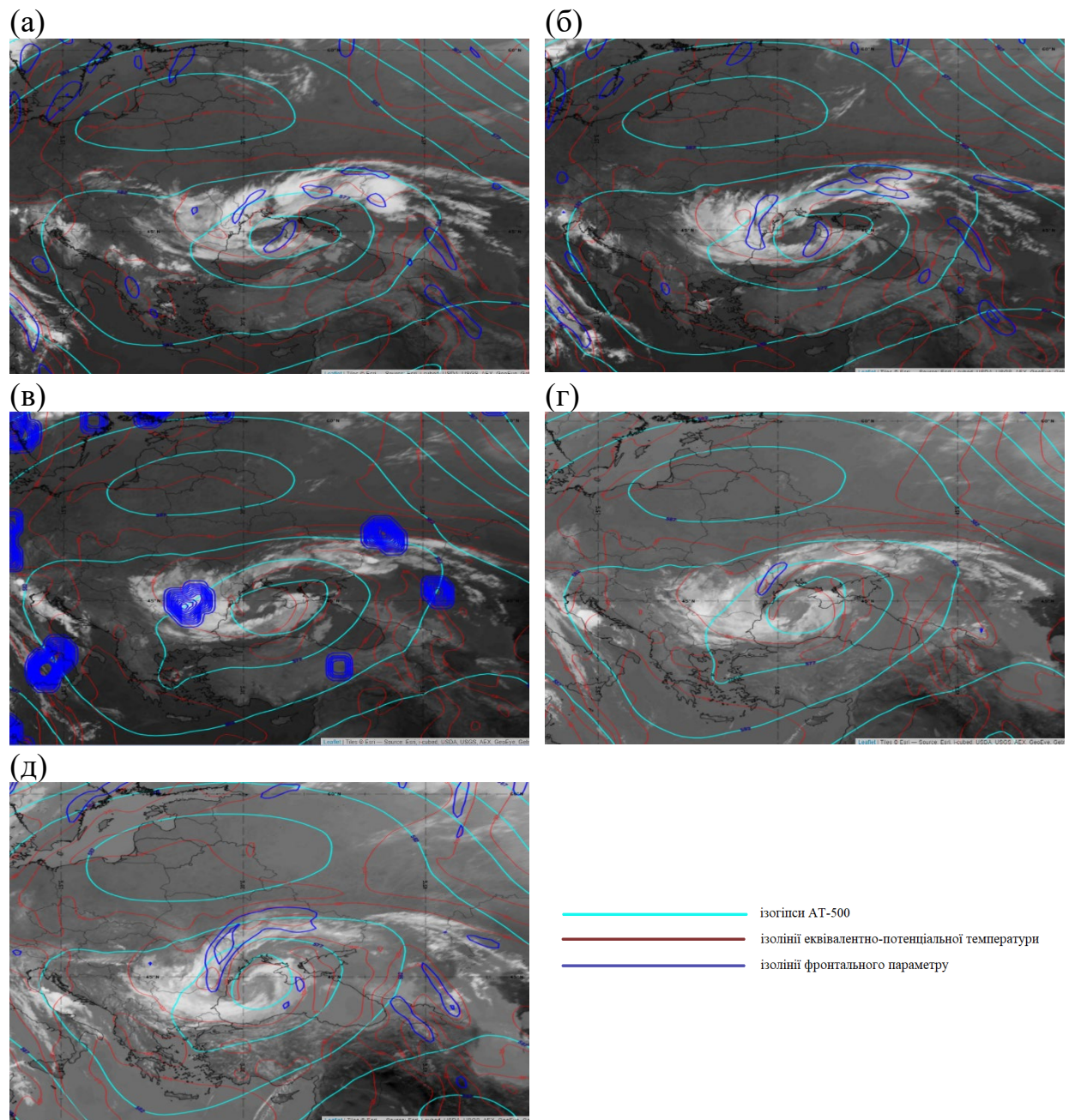


Рисунок 3.16 – Супутникові знімки Infrared 10.8 з топографією ізобаричної поверхні 500 гПа, полем фронтального параметру і полем еквівалентно-потенціальної температури на рівні ізобаричної поверхні 700 гПа за 21 СГЧ 17.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в), 06 (г) і 09 СГЧ 18.06.2021 р. [27]

Одним з найпотужніших чинників значного посилення висхідних конвективних рухів і інтенсифікації опадів є адвекція циклоічного вихору в області висотного циклону. На рис. 3.17, 3.18 представлено зміну адвекції циклонічного вихору впродовж двох епізодів.

Впродовж першого епізоду, 16-17 червня 2021 р. (рис. 3.17), над східними районами Кримського півострова спостерігалась адвекція циклонічного вихору, значення якої коливались від 2 до  $6 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ , особливо інтенсивні осередки мали місце на початку і наприкінці епізоду.

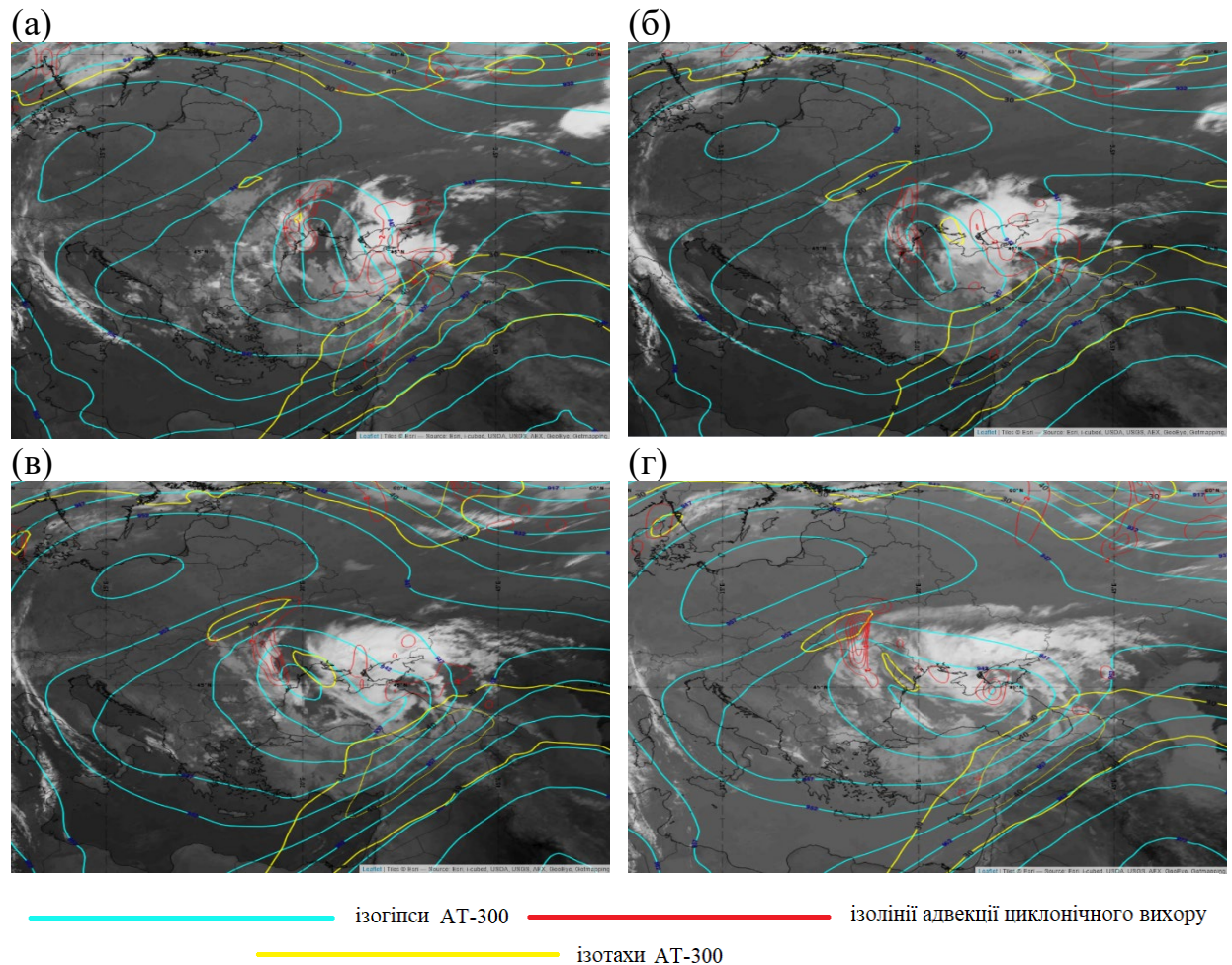


Рисунок 3.17 – Супутникові знімки Infrared10.8 з топографією ізобаричної поверхні 300 гПа, ізотахами на рівні АТ-300 і полем адвекції циклонічного вихору на рівні АТ-300 за 21 СГЧ 16.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в) і 06 СГЧ (г) 17.06.2021 р. [27]

Слід зауважити, що в цьому випадку хмаро- і опадоутворення підсилюється тим, що область адвекції циклонічного вихору знаходиться під передньою частиною висотного циклону і на лівій половині струминної течії, що в обох випадках сприяє генерації циклонічного вихору через циклонічну кривизну ізогіпс і зсуви вітру.



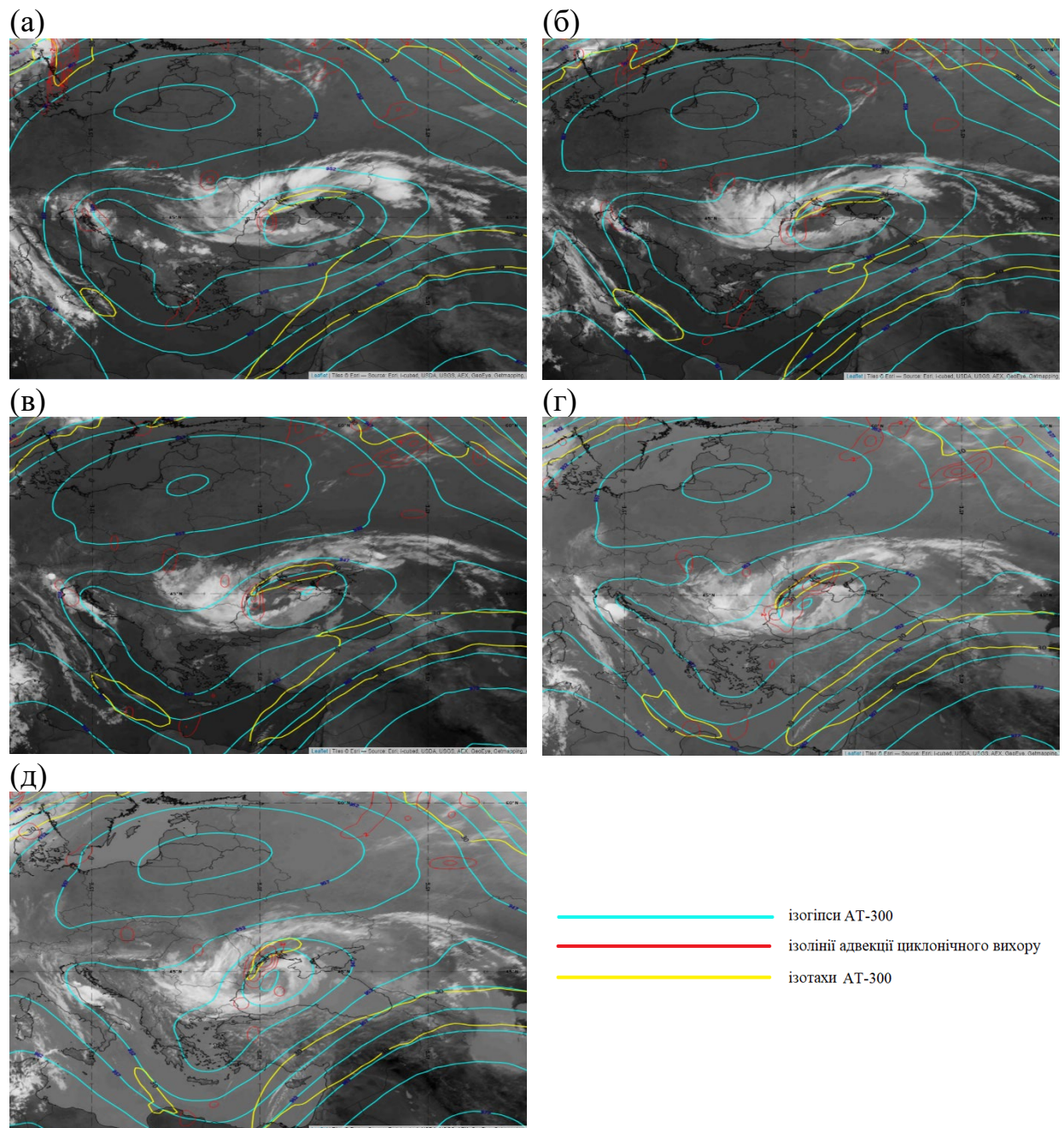
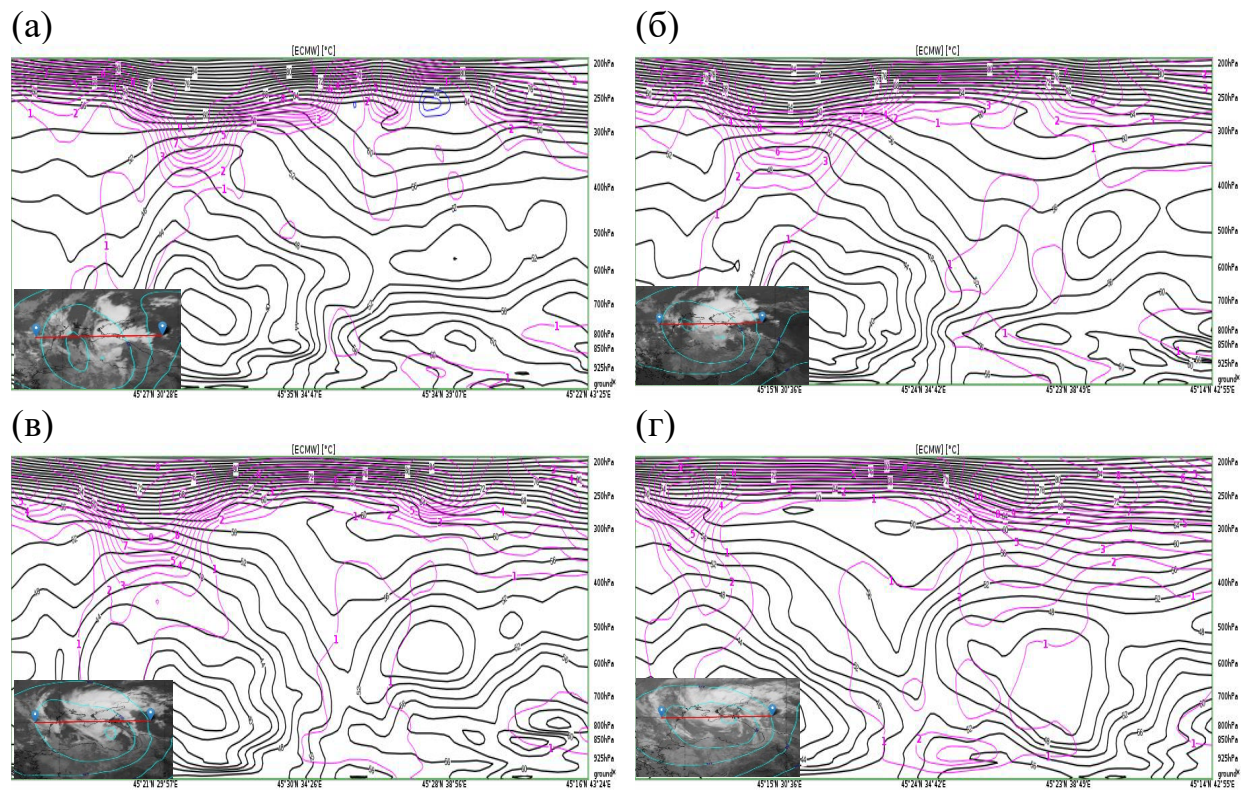


Рисунок 3.18 – Супутникові знімки Infrared10.8 з топографією ізобаричної поверхні 300 гПа, ізотахами і полем адвекції циклонічного вихору на рівні АТ-300 за 21 СГЧ 17.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в), 06 (г) і 09 СГЧ 18.06.2021 р. [27]

Впродовж другого епізоду, 17-18 червня 2021 р. (рис. 15), на рівні АТ-300 над районом випадіння екстремальних опадів не спостерігалась адвекція циклонічного вихору, але активізації конвективних процесів сприяло значне поглиблення висотного циклону над цим районом в середині епізоду. Такі

фактори як циклонічна кривизна ізогіпс і зсуви вітру в області струминної течії також відігравали роль.

Розглянемо більш детально структуру вертикальних перерізів упоперек висотного циклону, які проходять через області якнайінтенсивніших опадів (рис. 3.19, 3.20).



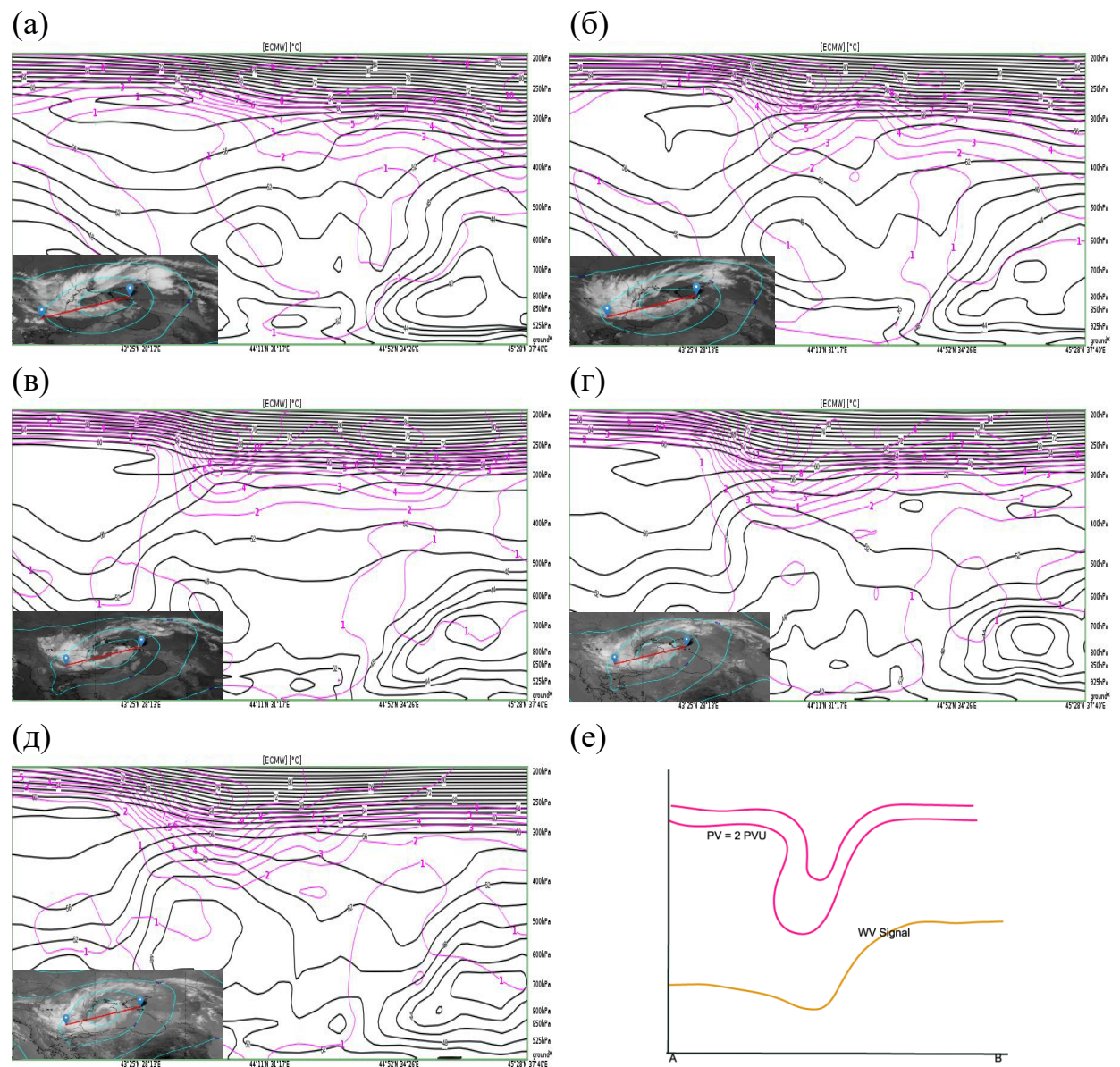
Рожевими лініями позначено ізолінії вихору Ертеля 1.5 rvi  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (K)

Рисунок 3.19 – Вертикальні перерізи еквівалентно-потенціальної температури і вихору Ертеля за 21 СГЧ 16.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в) і 06 СГЧ (г) 17.06.2021 р. Напрямок перерізу показано на врізці до кожного вертикального перерізу [27]

Можна бачити, що впродовж першого епізоду, 16-17 червня 2021 р., зона найінтенсивніших опадів була розташована не під областю вихору в полі водяної пари і максимальних значень вихору Ертеля, а розташована попереду, що вказує на інтенсифікацію вертикальних рухів саме в цій області, оскільки в зоні проникнення субстратосферного повітря мають місце низхідні рухи, а в областях поряд – висхідні. В останній строк, 06 СГЧ 17 червня 2021 р., коли



мали місце екстремальні опади суттєво проникли ізоповерхні вихору Ертеля 2-3 рвч, що сприяє закінченню в наступні години інтенсивних опадів.



Рожевими лініями позначено ізолінії вихору Ертеля 1.5 рвч (гПа)  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно-потенціальної температури (К)

Рисунок 3.20 – Вертикальні перерізи еквівалентно-потенціальної температури і вихору Ертеля за 21 СГЧ 17.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в), 06 (г) і 09 СГЧ (д) 18.06.2021 р. Напрямок перерізу показано на врізці до кожного вертикального перерізу. Типовий вертикальний розподіл потенціального вихору у випадку наявності вихору в полі водяної пари [27]



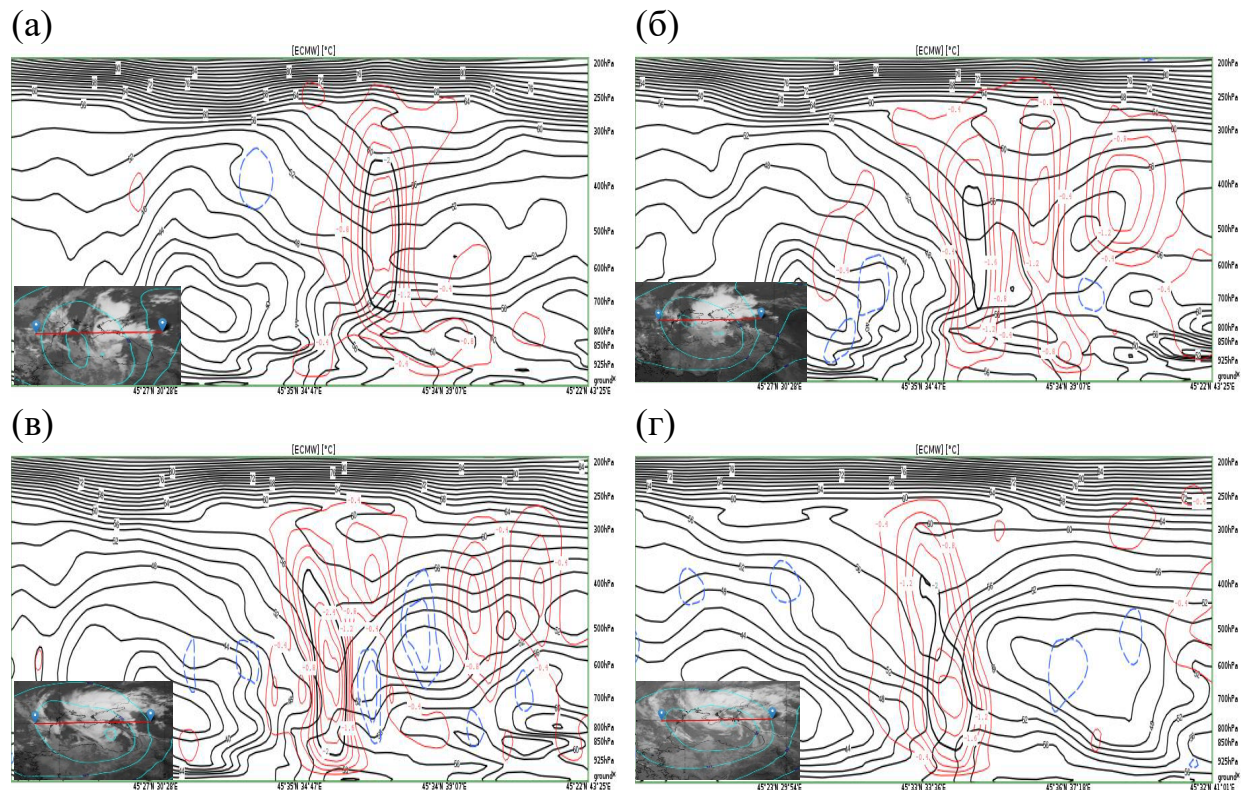
Еквівалентно-потенціальна температура до висоти 700-600 гПа знижується, що вказує на нестійку стратифікацію повітря, райони, в яких спостерігаються замкнені центри еквівалентно-потенціальної температури і велика відстань між ізентропами, є районами, в яких повітря нестійко стратифіковане. Саме ці фактори відіграли також велику роль в активізації конвективних опадів.

Впродовж другого епізоду, 17-18 червня 2021 р. (рис. 3.20), можна побачити, з 29,5° до 32,5° сх.д. утворюється вирва субстратосферного повітря, яка аж до поверхні землі: ізолінія потенціального вихору 1 рvci проходить біля підстильної поверхні. Але чим нижче проникає холодне сухе повітря, тим більше активізуються процеси хмаро- і опадоутворення по боках цієї вирви, оскільки суттєво зростає бароклінність через контраст температур. З одного боку цієї вирви розташовані Велика Ялта і все південне узбережжя Кримського півострова, а з другого боку – північно-західна акваторія Чорного моря, над якою опади не були зафіксовані внаслідок відсутності спостережень. Особливо ці дві зони бо боках вирви розширюються в строки 06-09 СГЧ 18 червня 2021 року, що вказує на активізацію конвективних процесів. Інтенсифікації опадів сприяє також конфігурація вертикального поля потенціального вихору: по обох боках вирви потенціального вихору спостерігається падіння з висотою еквівалентно-потенціальної температури до висоти 800-700 гПа і понададіабатичні градієнти температури (області замкнених ізентроп).

На рис. 3.21, 3.22 представлено вертикальні перерізи вертикальних рухів і еквівалентно-потенціальної температури для двох розглядуваних епізодів.

Впродовж першого епізоду, 16-17 червня 2021 р., спостерігались дуже інтенсивні вертикальні рухи. В перший строк, 21 СГЧ 16.06.2021 р., як і в останній, 06 СГЧ 17.06.2021 р. мала місце лише одна, але дуже широка, смуга опадів. В проміжні строки кількість смуг опадів зросла до трьох. Найбільших значень висхідні вертикальні рухи сягають о 03 СГЧ. Якщо порівняти вертикальні перерізи з типовим вертикальним перерізом вертикальних рухів і потенціального вихору при наявності вихору на знімку Water Vapor 6.2, які

завжди супроводжують розвиток висотного циклону, то можна побачити, що загалом висхідні вертикальні рухи охоплюють меншу площу.

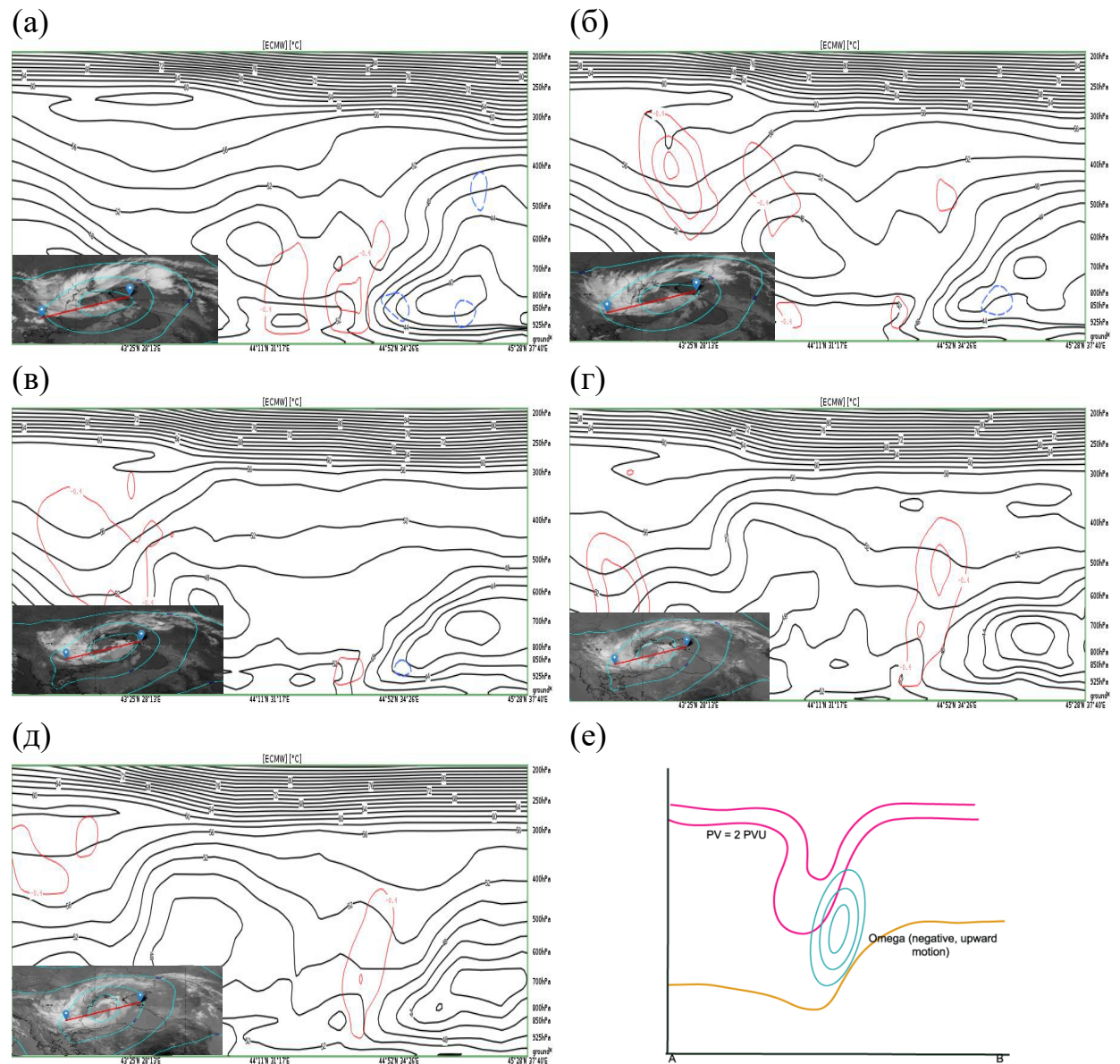


Червоними лініями позначено ізолінії вертикальної швидкості (100 гПа/год)  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно-потенціальної температури (К)

Рисунок 3.21 – Вертикальні перерізи еквівалентно-потенціальної температури і вихору Ертеля за 21 СГЧ 16.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в) і 06 СГЧ (г) 17.06.2021 р. Напрямок перерізу показано на врізці до кожного вертикального перерізу [27]

Впродовж другого епізоду, 17-18 червня 2021 р., області з вертикальними рухами виявляються в зоні опадів, але вони є досить слабкі. Слід зауважити, що рівняння, за якими розраховуються вертикальні рухи в [10] враховує лише макромасштабні фактори такі, як зміна з висотою адвекції відносного геострофічного вихору і геострофічна адвекція температури. Таким чином, можна припустити, що 17-18 червня 2021 р. опади були обумовлені в основному конвективною складовою і тому так погано ці опади виявляються в полях великомасштабних величин. В останні строки

спостережень цілковито вертикальний переріз вертикальної швидкості співпадає з типовим вертикальним розподілом.



Червоними лініями позначено ізолінії вертикальної швидкості (100 гПа/год)  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (K)

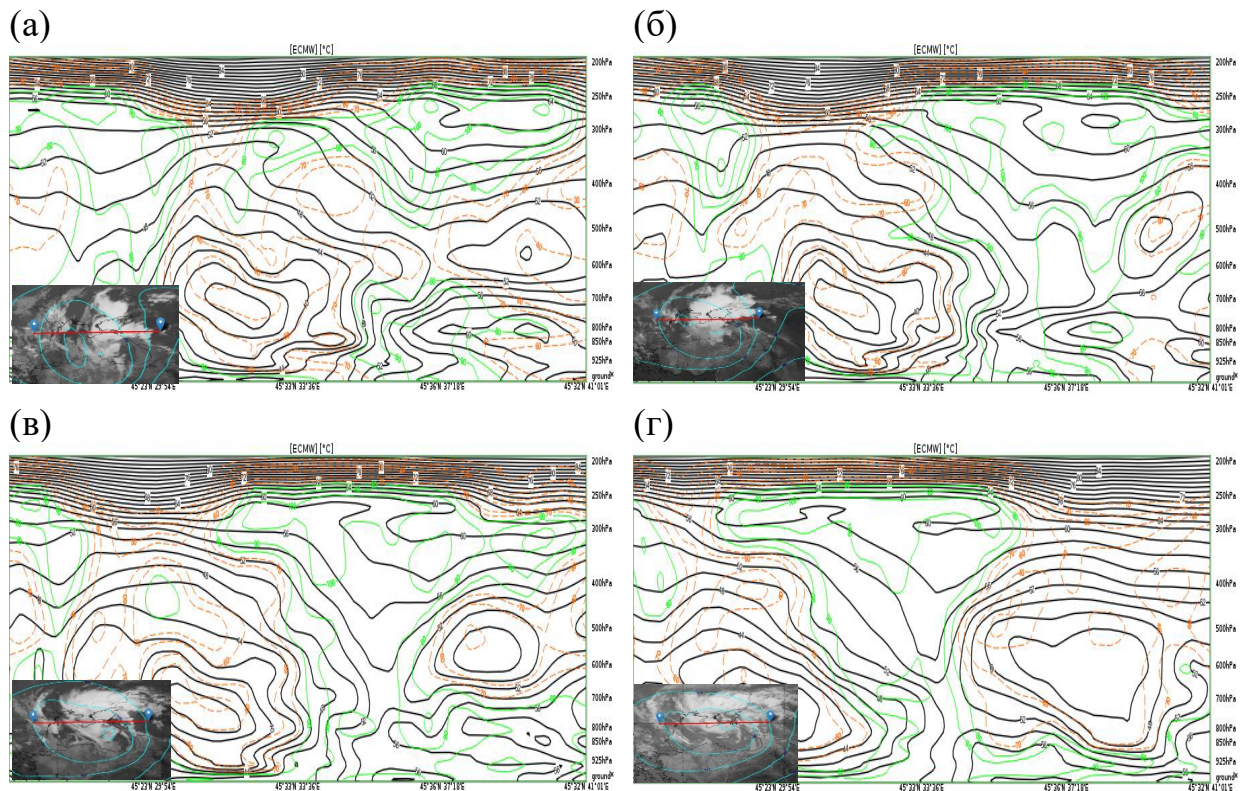
Рисунок 3.22 – Вертикальні перерізи еквівалентно-потенціальної температури і вихору Ертеля за 21 СГЧ 17.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в), 06 (г) і 09 СГЧ (д) 18.06.2021 р. Напрямок перерізу показано на врізці до кожного вертикального перерізу. Типовий вертикальний розподіл потенціального вихору і вертикальної швидкості у випадку наявності вихору в полі водяної пари (е) [27]



Розглянемо вертикальні перерізи еквівалентно-потенціальної температури і відносної вологості (рис. 3.23, 3.24).

При проникненні субстратосферного повітря зоні проникнення завжди відповідає сухе холодне повітря, а по обидва боки вирви сухого холодного повітря спостерігається вологе тепле повітря, яке і є джерелом утворення хмар і опадів (рис. 3.24 е).

Можна бачити, що і біля поверхні землі, і на висотах до рівня термічної тропопаузи 16-17 червня 2021 р. над зоною опадів спостерігалось дуже вологе повітря, відносна вологість якого сягала 100% навіть на верхній межі тропосфери (рис. 3.23).

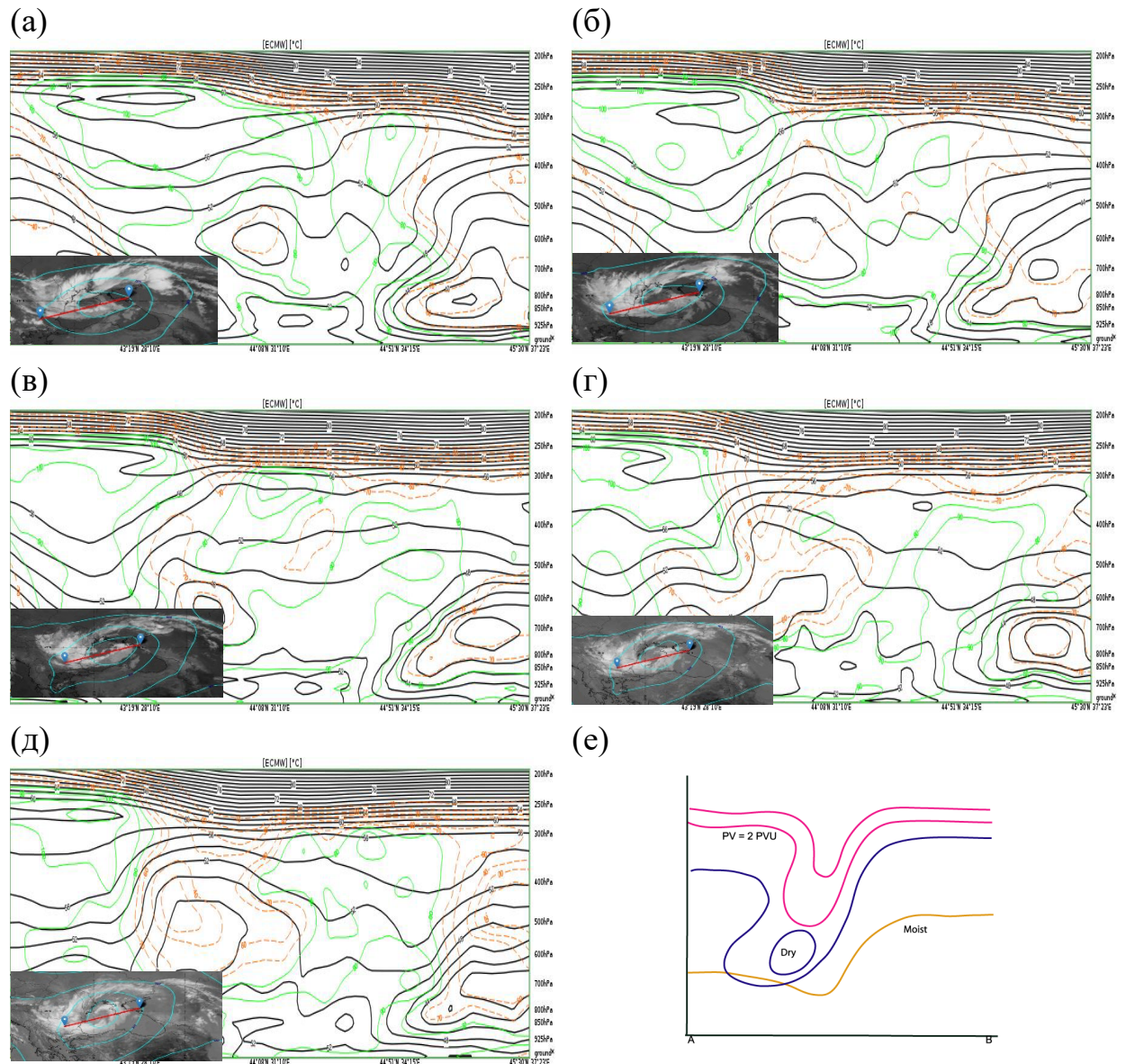


Коричневими лініями позначено ізолінії низької відносної вологості (%) – 50% і нижче, зеленими лініями позначено ізолінії високої відносної вологості (%) – 60% і вище.  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (К)

Рисунок 3.23 – Вертикальні перерізи еквівалентно-потенціальної температури і вихору Ертеля за 21 СГЧ 16.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в) і 06 СГЧ (г) 17.06.2021 р. Напрямок перерізу показано на врізці до кожного вертикального перерізу [27]

17-18 червня 2021 р. на початку випадіння опадів вологе повітря охоплює всі шари атмосфери і всю область висотного циклону. Відносна

вологість коливається в межах від 80 до 100%. Вже в наступні строки язик сухого холодного повітря починає опускатись в нижні шари тропосфери, сягаючи найбільшої інтенсивності о 06 і 09 СГЧ 18 червня 2021 р., коли мали місце найінтенсивніші опади.



Коричневими лініями позначено ізолінії низької відносної вологості (%) – 50% і нижче, зеленими лініями позначено ізолінії високої відносної вологості (%) – 60% і вище.

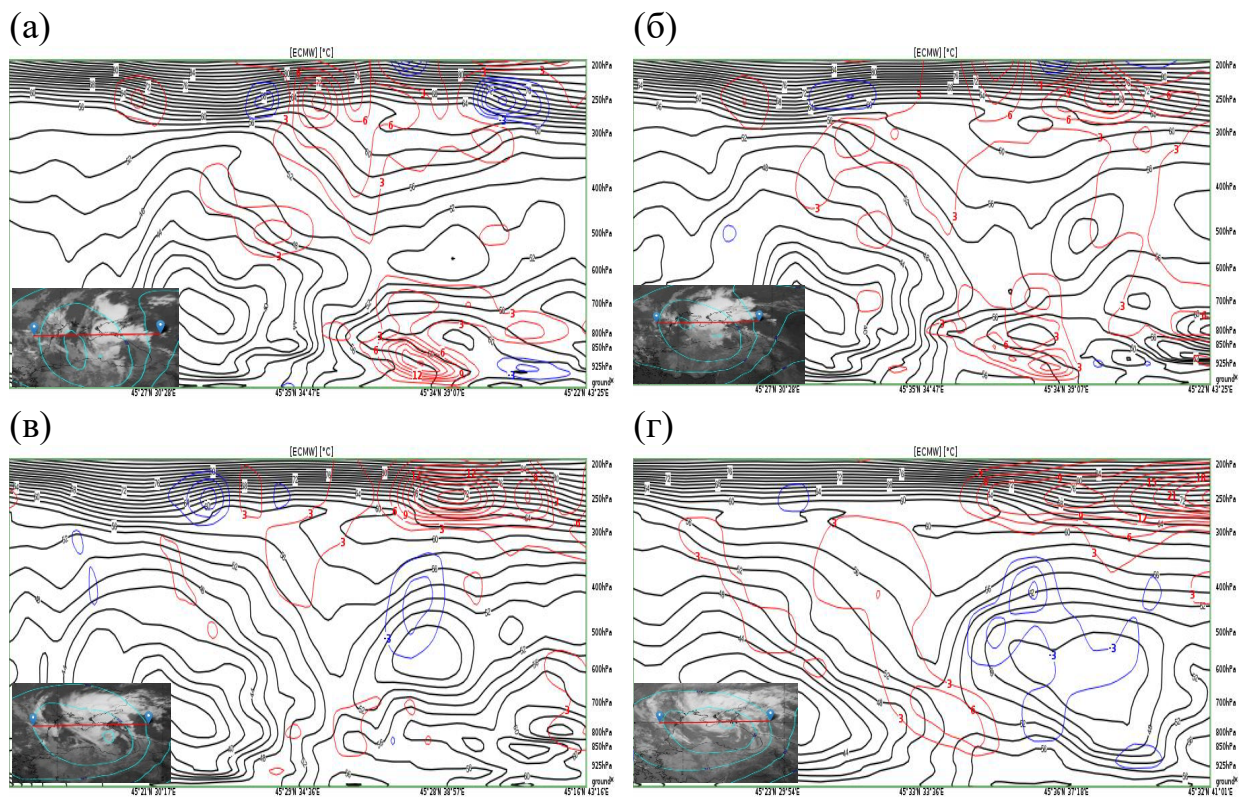
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (K)

Рисунок 3.24 – Вертикальні перерізи еквівалентно-потенціальної температури і вихору Ертеля за 21 СГЧ 17.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в), 06 (г) і 09 СГЧ (д) 18.06.2021 р. Напрямок перерізу показано на врізці до кожного вертикального перерізу. Типовий вертикальний розподіл потенціального вихору і відносної вологості у випадку наявності вихору в полі водяної пари (е) [27]



Дуже добре перший епізод, 16-17 червня 2021 р., виявляється в вертикальних розподілах адвекції температури (рис. 3.25) і адвекції вихору (рис. 3.26).

Зоні опадів відповідає найінтенсивніша адвекція тепла біля поверхні землі, величина якої на початку випадіння опадів сягає 18 К/12 год. На висотах в цей час також має місце інтенсивна адвекція тепла. В наступний строк адвекція тепла суттєво знижується до значень 12 К/12 год., а потім і зовсім заміщується адвекцією холоду, хоча на висотах адвекція тепла лишається досить інтенсивною.

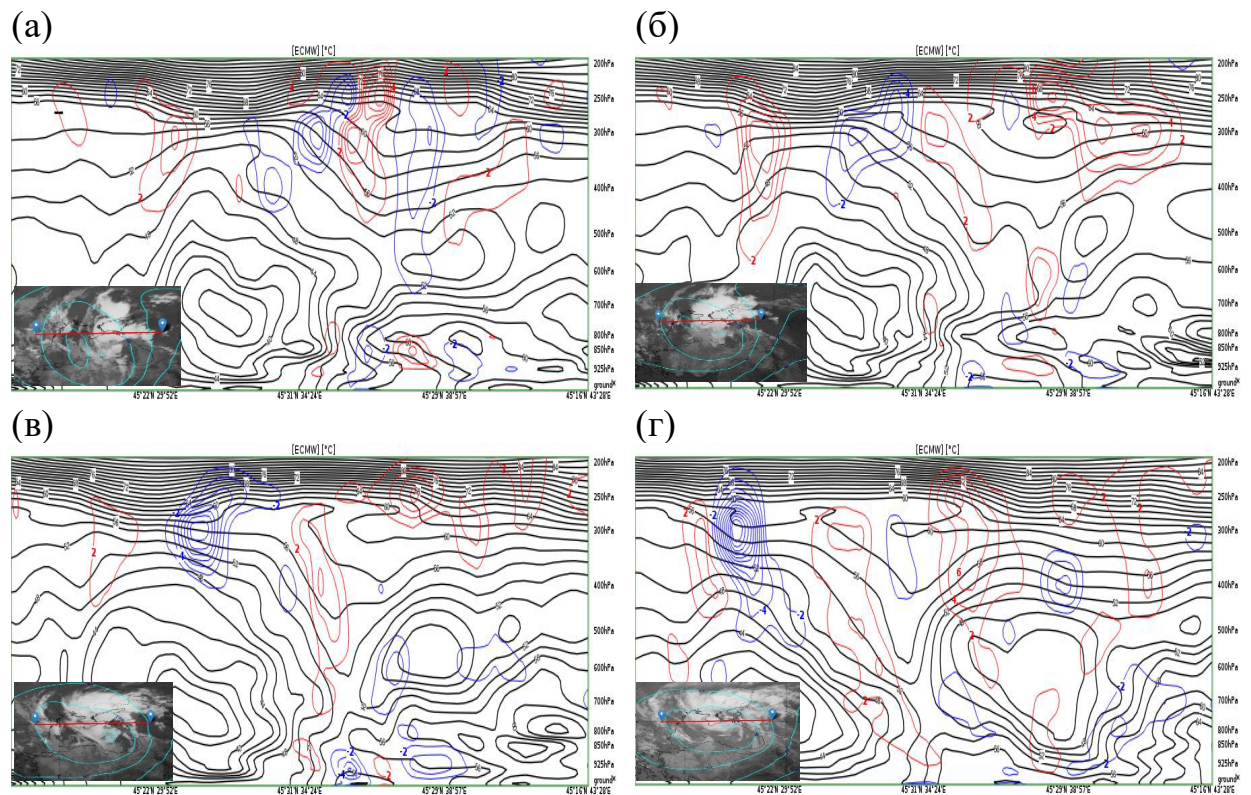


Червоними лініями позначено ізолінії адвекції тепла (К/12 год),  
синіми лініями позначено ізолінії холоду (К/12 год).  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (К)

Рисунок 3.25 – Вертикальні перерізи еквівалентно-потенціальної температури і адвекції температури за 21 СГЧ 16.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в) і 06 СГЧ (г) 17.06.2021 р. Напрямок перерізу показано на врізці до кожного вертикального перерізу [27]

Вертикальний розподіл адвекції вихору показав, що протягом всього періоду випадіння опадів в верхній тропосфері спостерігалась над зоною інтенсивних

опадів значна адвекція циклонічного вихору, значення якої становили  $6 - 10 \cdot 10^{-9} \text{ c}^{-2}$ , що в десять разів перевищує порядок цієї величини.



Червоними лініями позначено ізолінії адвекції додатного вихору ( $10^{-9} \text{ c}^{-2}$ ),  
синіми лініями позначено ізолінії від'ємного вихору ( $10^{-9} \text{ c}^{-2}$ ).  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (К)

Рисунок 3.26 – Вертикальні перерізи еквівалентно-потенціальної температури і адвекції вихору за 21 СГЧ 16.06.2021 р. (а), 00 (б), 03 (в) і 06 СГЧ (г) 17.06.2021 р. Напрямок перерізу показано на врізці до кожного вертикального перерізу [27]

Другий епізод був дуже погано виражений в вертикальному полі як адвекції температури, так і адвекції вихору, що вказує на те, що конвективні опади погано виявляються в полях великомасштабних величин.

Таким чином, при прогнозі опадів під висотним циклоном при значному внеску великомасштабних чинників має сенс використовувати усю низку величин: адвекція вихору, адвекція температури, вертикальні рухи, вологість, потенціальний вихор і еквівалентно-потенціальну температуру. У випадку мезомасштабних опадів кращі результати надають поля відносної вологості, еквівалентно-потенціальної температури і потенціального вихору.



### 3.2 Ситуативний аналіз утворення екстремальних опадів з катастрофічним затопленням в м. Одеса 22 липня 2021 р.

В Одесі зливові опади з грозою розпочались близько 21 год. (за скоординованим часом) 21 липня, або 00 год. за місцевим часом 22 липня і тривали впродовж 6 годин, в перші три години випало 52 мм, в наступні три години інтенсивність опадів різко знизилась і випало лише 8 мм. Наслідки опадів були руйнівні: багато вулиць затопило, у місті впало щонайменше кілька десятків дерев, у деяких районах також спостерігають випадки підтоплення багатоповерхівок (рис. 3.27).



Рисунок 3.27 – Наслідки негоди в м. Одеса 22 липня 2021 р. [36]

Область опадів сформувалась на малорухомому фронті, якому в середній тропосфері відповідало згущення ізотерм і глибока улоговина (рис. 3.28 а). Такого типу улоговини часто передують утворенню відсічених циклонів і посилюють опади біля поверхні землі. Ізолінії термічного (рис. 3.28 б) фронтального параметру підтверджують інтенсифікацію атмосферного фронту.

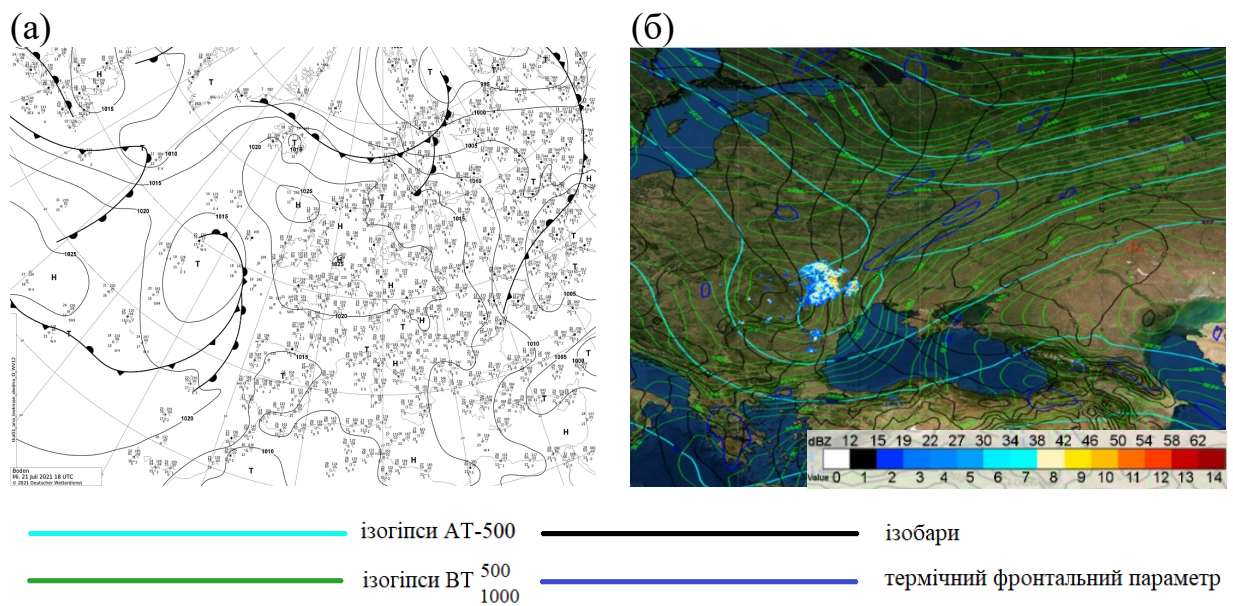


Рисунок 3.28 – Аналіз приземний 18 СГЧ 21 липня 2022 р., наданий Німецькою службою погоди [33] (а) і топографія АТ-500 і ВТ<sup>500</sup><sub>1000</sub>, поле тиску біля поверхні землі і поле термічного параметру з накладеним радарним знімком (б) [27]

В 21 год. за скоординованим часом почались інтенсивні опади, радарний знімок вказує на підвищення радіолокаційної відбиваності до 60 одиниць dBZ, що відповідає зоні дуже сильного дощу (рис. 3.29 а,б).

В 00 год. за радарними даними (рис. 3.29 а,б) можна побачити, що над Одесою розташовується зона екстремальних опадів, яка повністю зникає до 3 год., незважаючи на те, що в полі термічного фронтального параметру атмосферний фронт стає краще виражений (рис. 3.29 в).



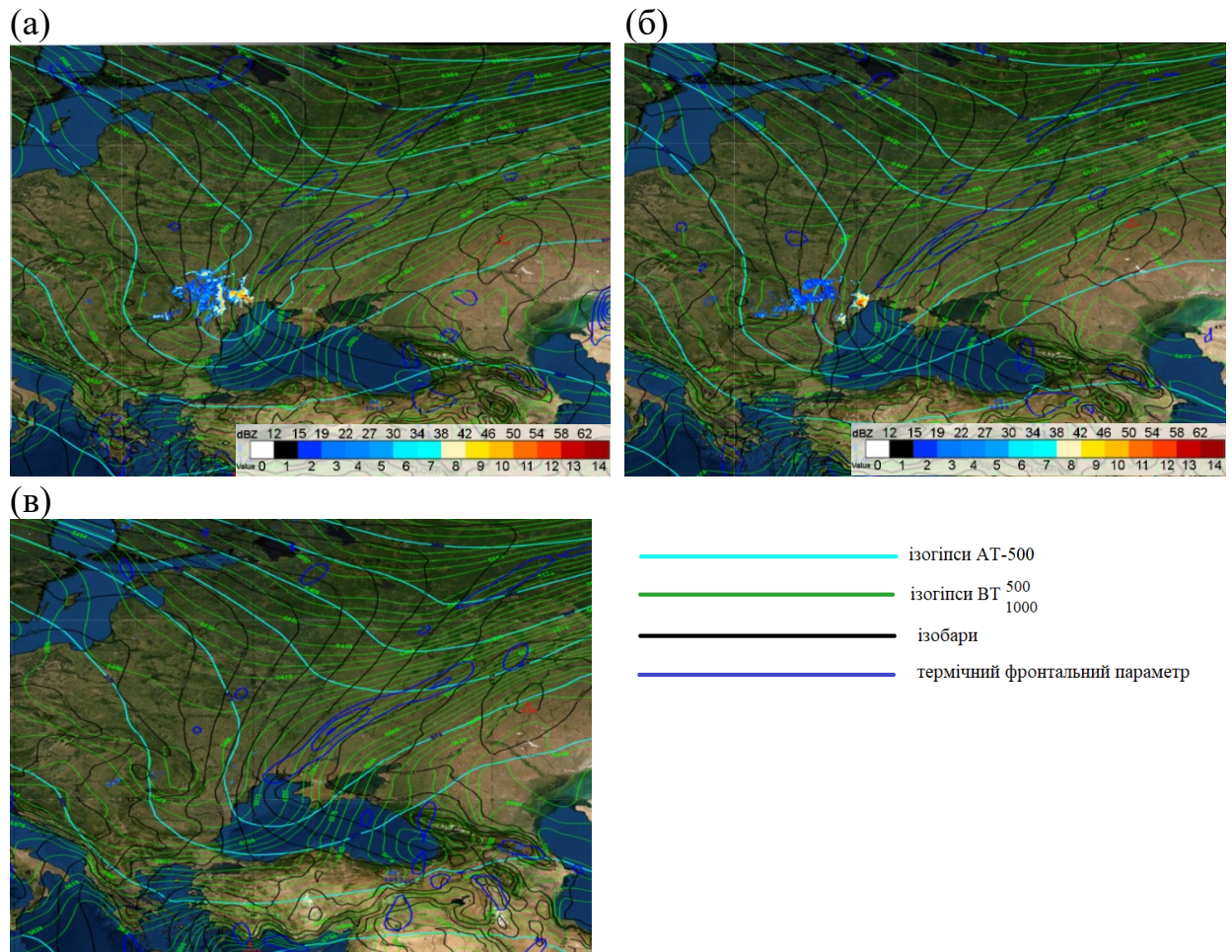
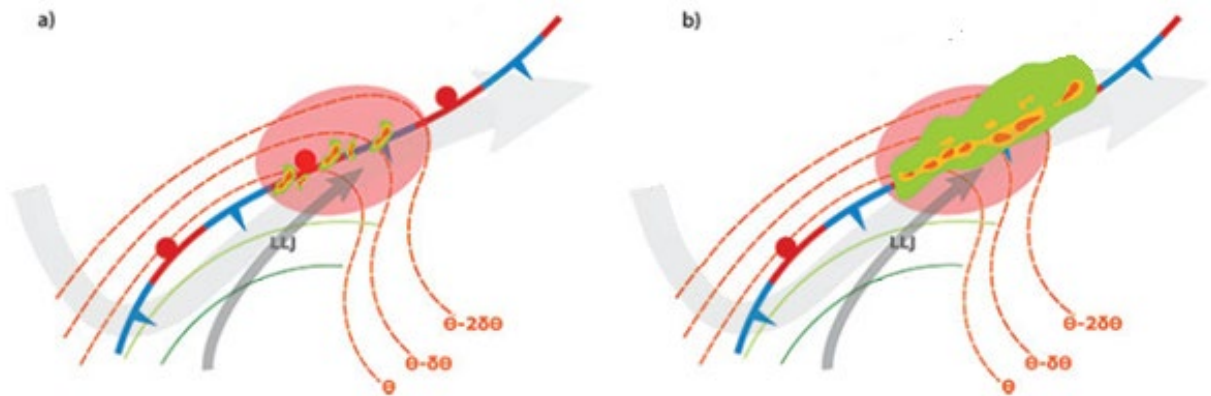


Рисунок 3.29 – Аналіз приземний, топографія АТ-500 і ВТ<sup>500</sup><sub>1000</sub>, поле термічного параметру з накладеним радарним знімком за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]

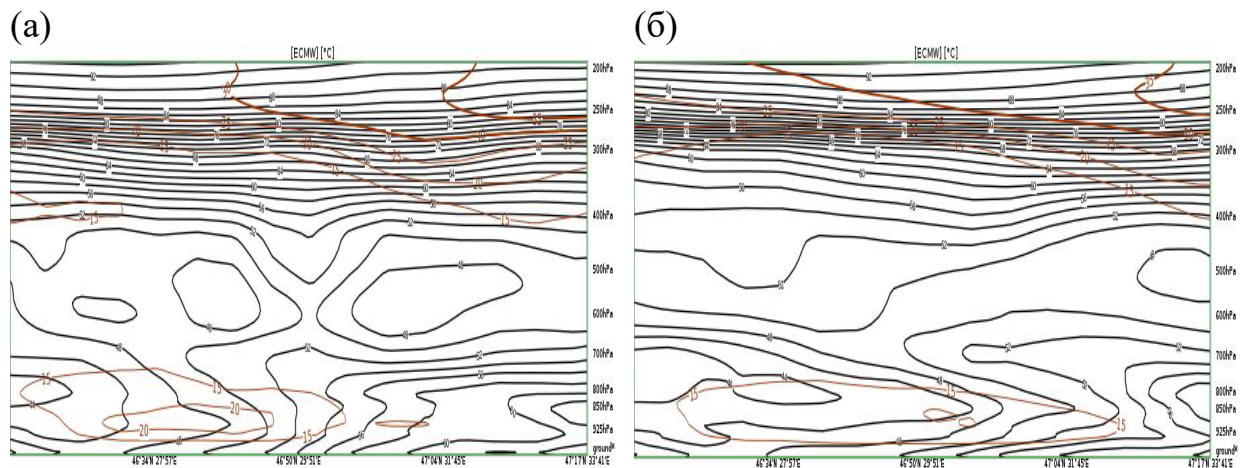
Такий тип синоптичної ситуації дуже часто супроводжується екстремальними опадами і раповими повенями і відноситься за класифікацією, запропонованою в США, до синоптичних злив. Такі зливи формуються на периферії улоговини в середній тропосфері при наявності струминних течій нижніх рівнів в гребені еквівалентно-потенціальних температур на малорухомому фронті (рис. 3.30).



Область високих значень вологості в нижніх шарах атмосфери схематично показано зеленим кольором, ізолінії потенціальної температури – оранжевими пунктирними лініями. Світло-сірі стрілки показують розташування висотної улоговини, темно-сірі стрілки – струминні течії нижніх рівнів, а червона область вказує на максимальні значення адвекції циклонічного вихору і адвекції тепла.

Рисунок 3.30 – Типова синоптична ситуація для раптових повеней [4].  
Умови на початку виникнення (а) і в стадії максимального розвитку (б) глибокої конвекції. [53]

Наявність струминних течій підтверджується вертикальними розрізами, на яких можна побачити ізотахи 15-20 м/с (рис. 3.31).



Коричневими лініями позначено ізотахи (м/с).  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (К)

Рисунок 3.31 – Вертикальні перерізи потенціального вихору та швидкості вітру за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]

Якнайінтенсивніші опади в 21 год 21 липня спостерігались в області високих температур в середній тропосфері і уздовж осі максимальних значень еквівалентно-потенціальної температури на 850 гПа поверхні (рис. 3.32), що є досить очікуваним, оскільки МКК часто формуються і розвиваються в зонах високих значень еквівалентно-потенціальної температури, оскільки високі значення еквівалентно-потенціальної температури вказують на тепле насичене вологою повітря. Вже о 00 год., коли опади суттєво зменшились, вісь гребеня перемістилися південніше, а осередок теплового повітря поступово зник.

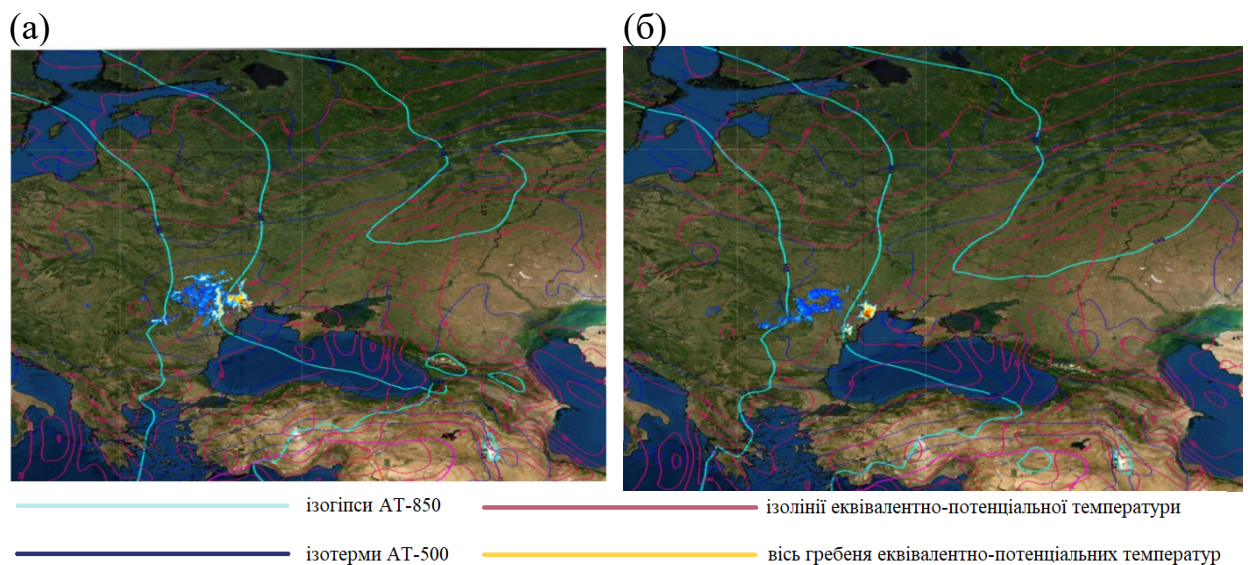


Рисунок 3.32 – Топографія ізоповерхні 850 гПа, поле температури і еквівалентно-потенціальної температури на АТ-850, за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]

Додатна дивергенція у верхній тропосфері, яка вказує на розбіжність потоків, дуже часто визначає області висхідних рухів і опадів. В даному випадку додатна дивергенція на ізобаричній поверхні АТ-300 обумовила інтенсифікацію опадів (рис. 3.33). Дивергенція біля тропопаузи сягає  $8 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ , що практично на порядок більше нормальних значень дивергенції. За три години область додатної дивергенції стає набагато меншою, а на півночі з'являється зона потужної конвергенції, що обумовлює припинення висхідних рухів і опадів.



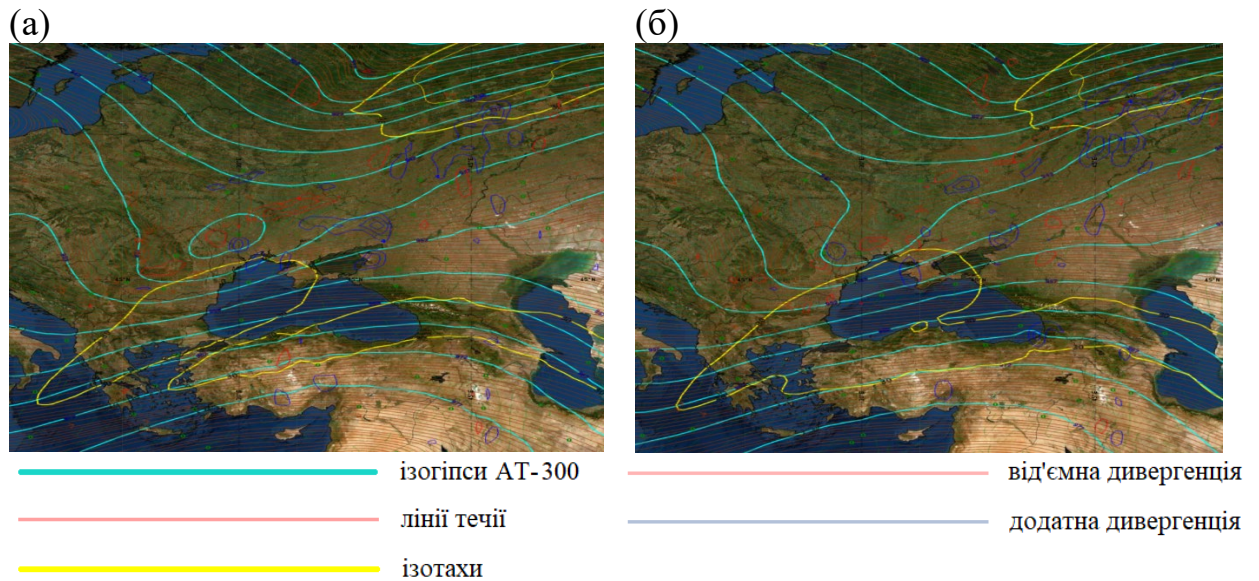


Рисунок 3.33 – Топографія ізоповерхні 300 гПа, поле дивергенції швидкості, ліній течії і швидкості вітру на АТ-300 за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]

Важливими показниками розвинення конвективної хмарності і формування екстремальних опадів є індекси Шоуолтера і CAPE, які є широко вживаними в європейській метеорологічній практиці. На рис. 2.8 критичні значення обох індексів виділені червоним кольором. Можна побачити, що м. Одеса знаходиться в області (рис. 3.34) невеликих значень індексу CAPE (400 Дж/кг), що відповідає незначній нестійкості.

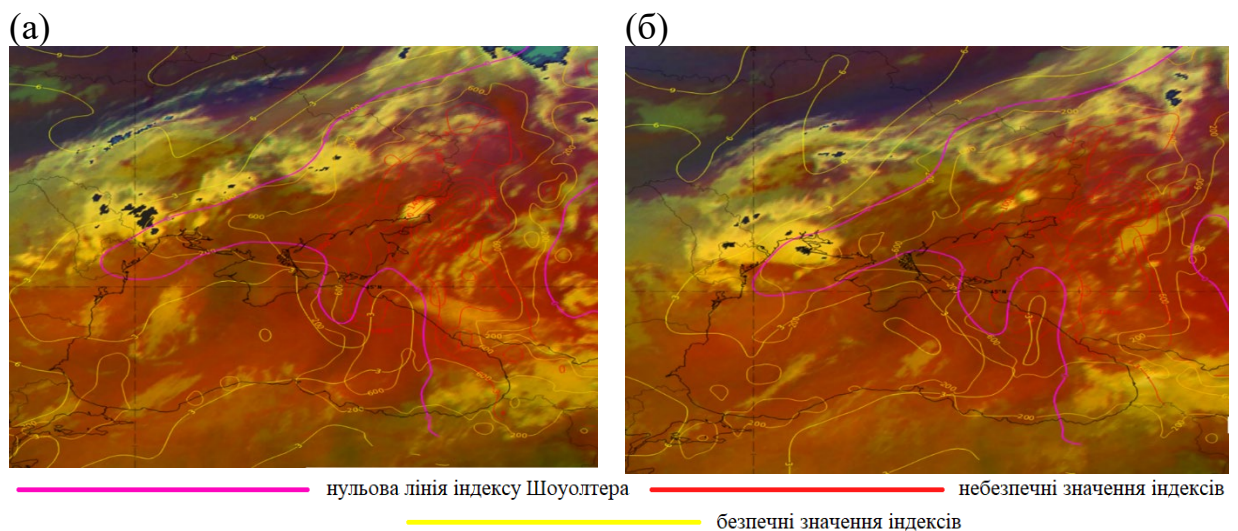


Рисунок 3.34 – Горизонтальний розподіл індексу Шоуолтера і індексу CAPE за накладеним супутниковим знімком Airmass за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]



Зона екстремальних опадів припадає на область від'ємних значень індексу Шоуолтера, що свідчить про численні грози, але значення цього індексу значно ближчі до нуля і не пов'язується з такими інтенсивними опадами. Окрім того, поля індексів практично є незмінними від строку до строку, хоча коливання в інтенсивності опадів було великим. Тому можна вважати, що в цьому випадку обидва індекси були мало репрезентативними.

На супутникових знімках (рис. 3.35) можна побачити білий колір, який відповідає конвективним хмарам, але температури на верхній межі хмари сягають 230 К, або  $-43^{\circ}\text{C}$ , що зважаючи на температуру біля поверхні землі  $22^{\circ}\text{C}$ , призводить до досить великих температурних контрастів і посилення бароклінності.

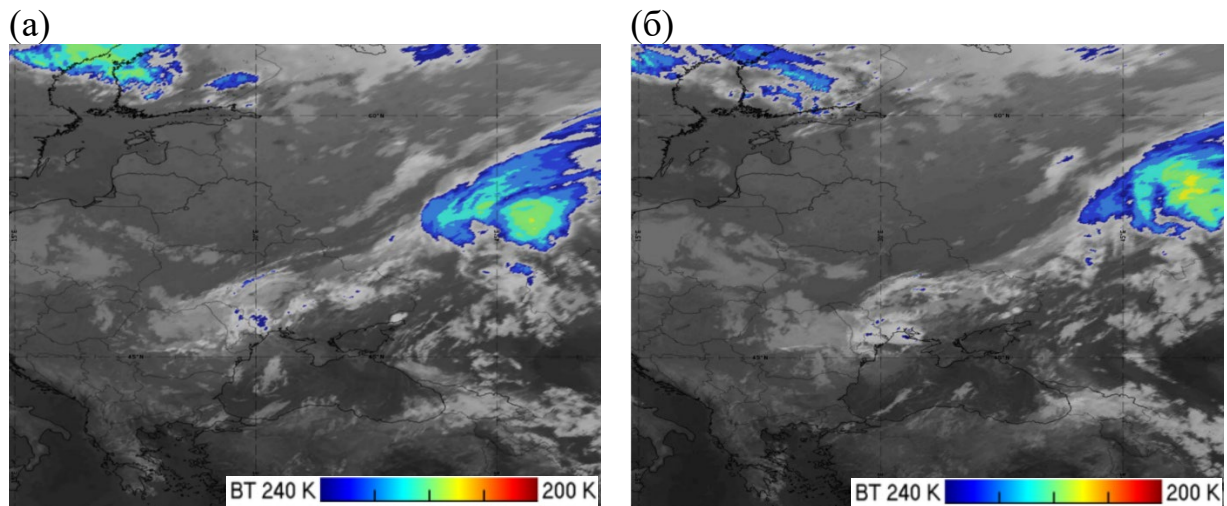


Рисунок 3.35 – Супутникові знімки Infrared 10.8 і Enhanced Infrared 10.8 за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]

Вертикальні перерізи надають дуже багато інформації щодо нестійкості і бароклінності тропосфери, які сприяють посиленню опадів. Вертикальні перерізи виконувались через максимальні значення в зоні опадів впоперек згущення ізолій потенціального вихору.

Еквівалентно-потенціальна температура до висоти 600 гПа падає, що вказує на посилення нестійкості і появу конвекції. Замкнені області еквіпотенціальної температури відповідають областям з понададиабатичними градієнтами.

Важливими факторами поглиблення конвекції та інтенсифікації опадів є опускання тропопаузи. Відомо, що потенціальний вихор, який дорівнює 1,5 PVU, характеризує тропопаузу, менші значення відповідають тропосферному повітрю, і вищі – стратосферному. В обидва строки стратосферне повітря проникає до висоти 500 гПа і нижче (рис. 3.36).

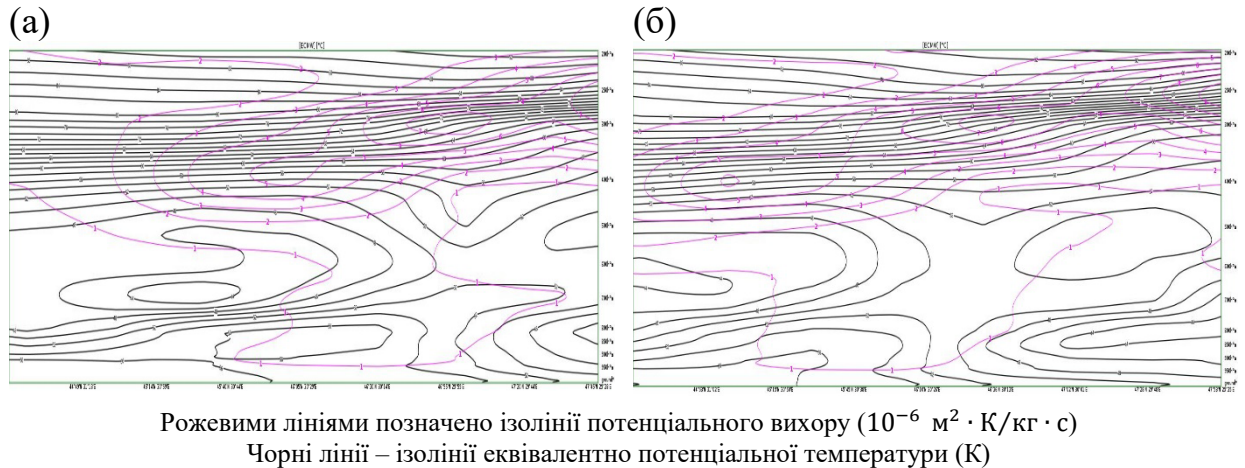


Рисунок 3.36 – Вертикальні перерізи потенціального вихору та еквівалентно-потенціальної температури впоперек руху мезоконвективного комплексу за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]

Це можна спостерігати (рис. 3.37) також і на вертикальному перерізі, зробленому уздовж потоку, де можна бачити проникнення стратосферного повітря. Розподіл еквіпотенціальної температури вказує також на втрату потоком стійкості в перший строк, в другий температура з висотою в основному зростає, що вказує на стійкість потоку.

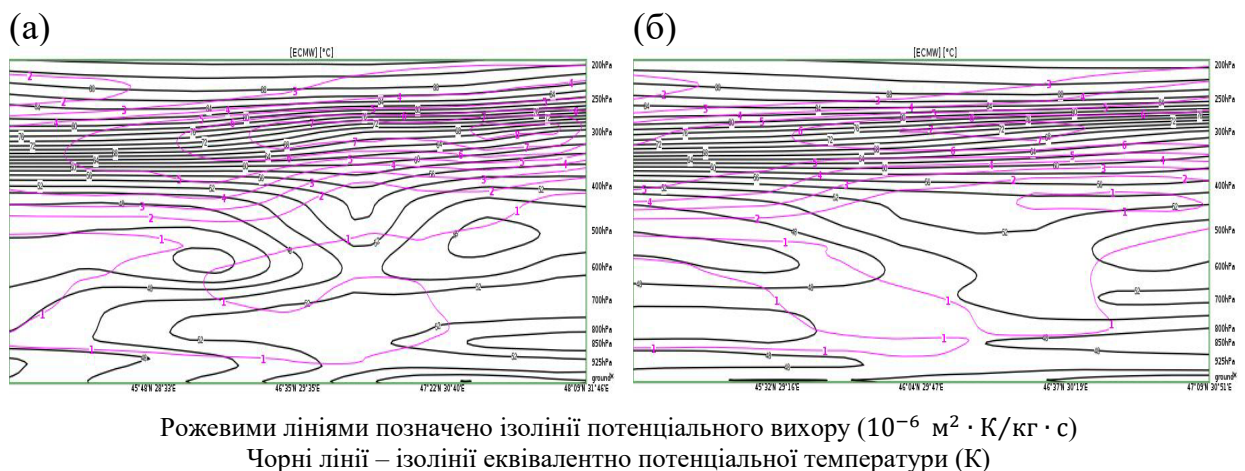


Рисунок 3.37 – Вертикальні перерізи потенціального вихору та еквівалентно-потенціальної температури уздовж руху мезоконвективного комплексу за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]

На вертикальних перерізах представлено поряд з еквівалентно-потенціальною температурою адвекцію відносного вихору (рис. 3.38). О 21 год. в граничному шарі атмосфери область з опадами було охоплено адвекцію антициклонічного вихору, а на висотах 350 – 200 гПа спостерігалась інтенсивна адвекція циклонічного вихору, така адвекція у верхній тропосфері дуже підсилює висхідні рухи, що зумовило інтенсивні опади. О 00 год. в граничному шарі зберігається адвекція антициклонічного вихору, але область адвекції циклонічного вихору зникає, що вказує на процес послаблення конвекції і опадів, і, дійсно, в наступні три години випало лише 8 мм опадів.

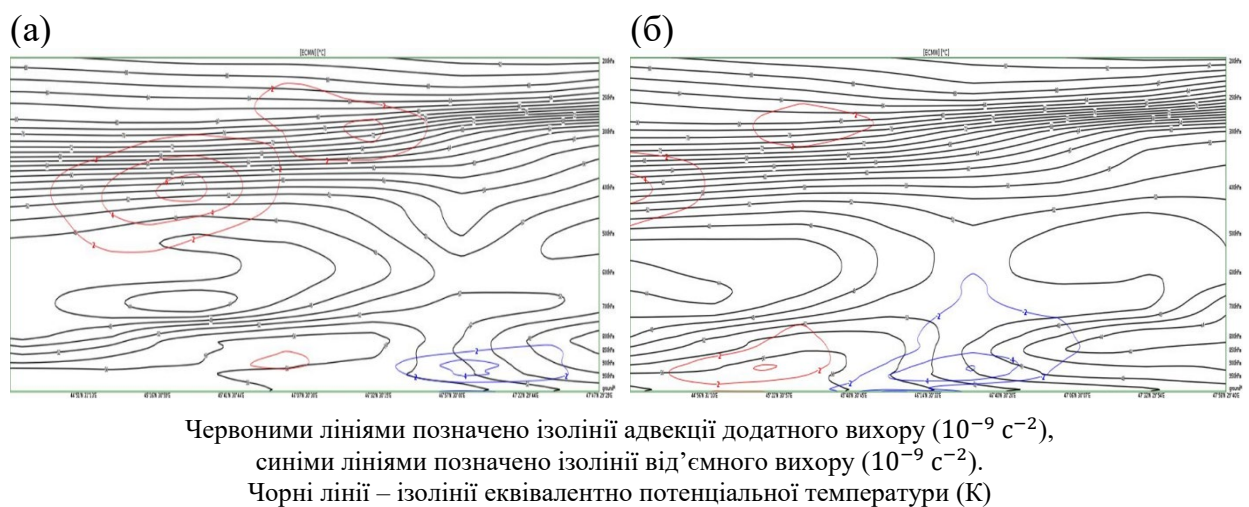


Рисунок 3.38 – Вертикальні перерізи адвекції вихору та еквівалентно-потенціальної температури *впоперек* руху мезоконвективного комплексу за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]

На вертикальному перерізі в 21 год. у верхній тропосфері можна побачити високі значення додатної дивергенції, які на порядок більші від стандартних значень дивергенції, що вказує на розходження повітряних потоків і суттєву інтенсифікацію вертикальних рухів (рис. 3.39). У нижній тропосфері спостерігаються від'ємні значення дивергенції (також на порядок більші від стандартних), що відповідає збіганню потоків і посиленню вертикальних рухів також.

Наступного строку області від'ємних і додатних значень дивергенції зберігаються, але стають менш інтенсивними.



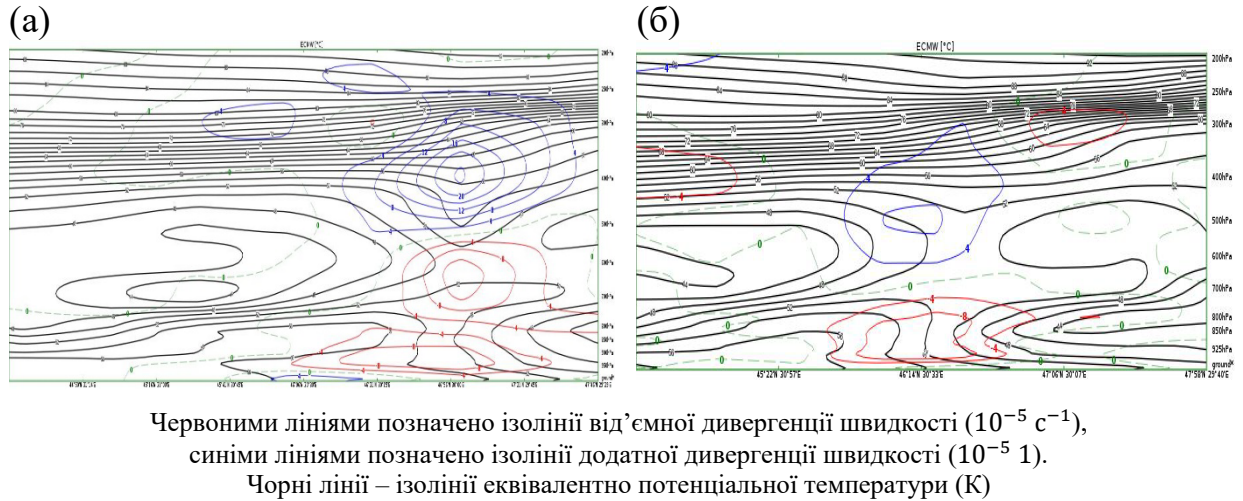


Рисунок 3.39 – Вертикальні перерізи дивергенції та еквівалентно-потенціальної температури впоперек руху мезоконвективного комплексу за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]

Розподіл додатних і від'ємних значень дивергенції має такий характер і на вертикальному перерізі (рис. 3.40), що підсилювало вертикальні рухи у всій області дослідження.

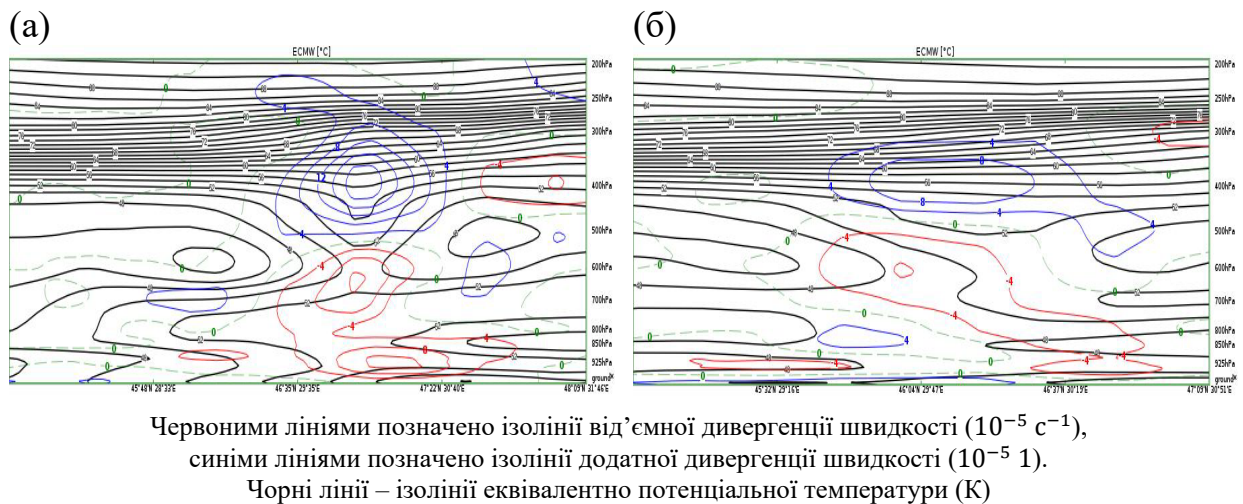
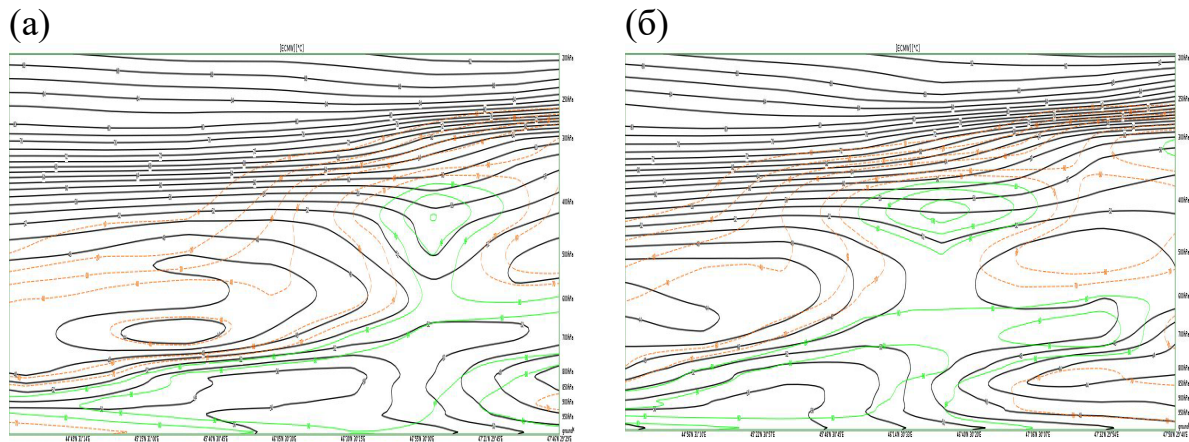


Рисунок 3.40 – Вертикальні перерізи дивергенції та еквівалентно-потенціальної температури уздовж руху мезоконвективного комплексу за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]

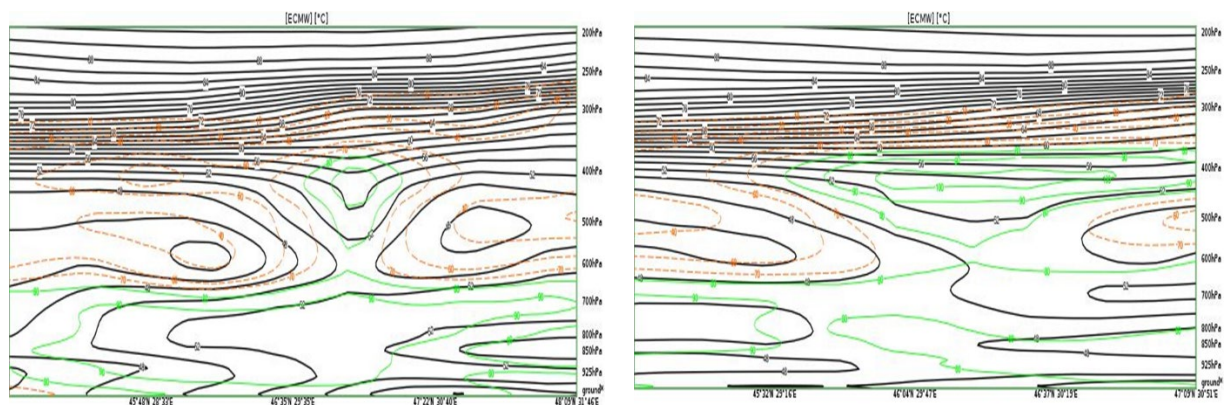
Вертикальні перерізи відносної вологості в обидва строки вказують на розташування осередків у нижній тропосфері і в шарі 500 – 400 гПа, що разом з розподілом дивергенцій вказує на інтенсивну конвергенцію вологи у нижніх шарах, вивільнення прихованого тепла і збільшення нестійкості (рис. 3.41).





Коричневими лініями позначено ізолінії низької відносної вологості (%) – 50% і нижче, зеленими лініями позначено ізолінії високої відносної вологості (%) – 60% і вище.  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (К)

Рисунок 3.41 – Вертикальні перерізи відносної вологості та еквівалентно-потенціальної температури впоперек руху мезоконвективного комплексу за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]



Коричневими лініями позначено ізолінії низької відносної вологості (%) – 50% і нижче, зеленими лініями позначено ізолінії високої відносної вологості (%) – 60% і вище.  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (К)

Рисунок 3.42 – Вертикальні перерізи відносної вологості та еквівалентно-потенціальної температури уздовж руху мезоконвективного комплексу за 21 СГЧ 21.07.21 (а) та 00 СГЧ 22.07.21 (б) [27]

Такий самий розподіл відносної вологості має місце і на вертикальних перерізах уздовж потоку, але оскільки послаблюється конвергенція о 00 год., то це означає, що забезпечення системи вологою слабшає і опади поступово припиняються (рис. 3.42).

### 3.3 Ситуативний аналіз утворення катастрофічної зливи з затопленням в м. Одеса 11 вересня 2022 р.

У ніч з 10 на 11 вересня в Одесі пройшла сильна злива (рис. 3.43). О 3 годині ночі комунальники вигнали на вулиці міста спецтехніку, щоб ліквідувати наслідки негоди та працювали до ранку [1].

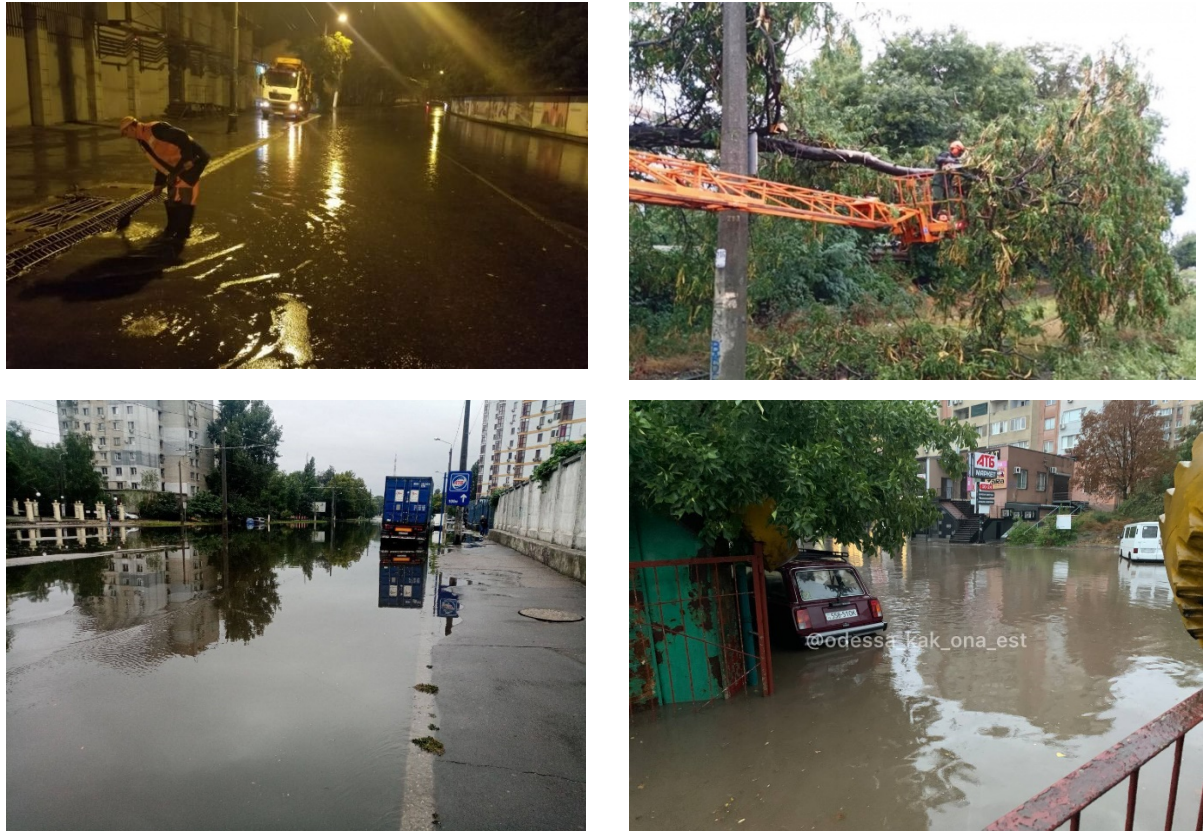


Рисунок 3.43 – Наслідки негоди в м. Одеса 11 вересня 2022 р.

Дорогу так затопило, що водії їздять тротуарами, де рівень води трохи менший (рис. 3.43). За даними очевидців, затопило Французький бульвар, а також житловий масив імені Таїрова, де вода просочилася до салону машин, що припарковані на стоянках. Окрім підтоплених вулиць, повалило дерева [28].

За 7 годин, починаючи з 02 год. до 09 год. ранку за місцевим часом випало 41 мм опадів, що перевищує місячну норму опадів за вересень в м. Одеса.

На рис. 3.44 представлено приземний аналіз за 00 СГЧ 11 вересня 2022 р., наданий Німецькою Службою Погоди і Центральним інститутом метеорології і геодинаміки в Австрії.



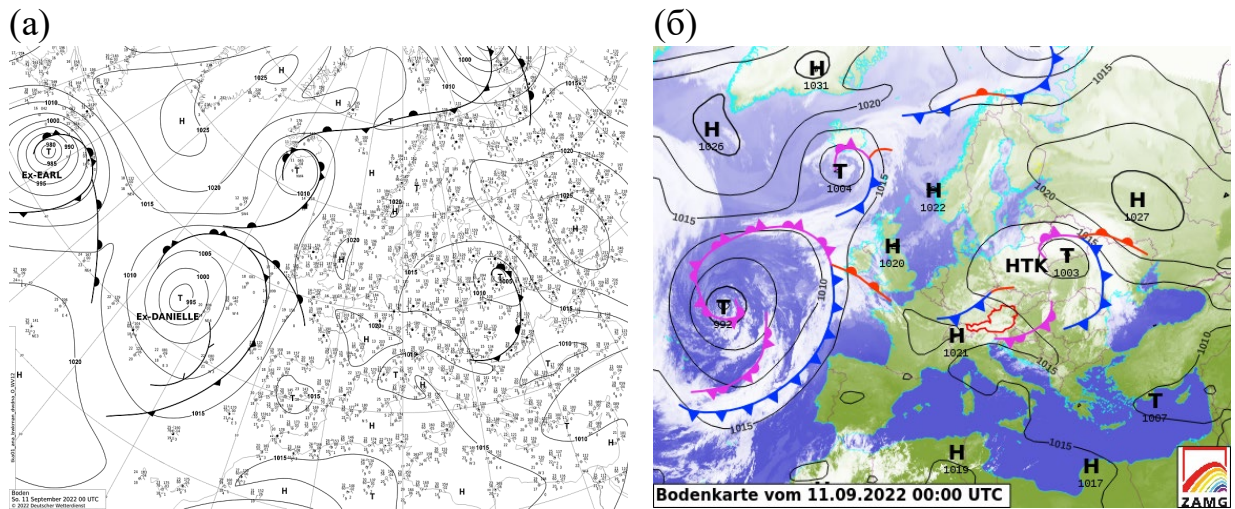


Рисунок 3.44 – Аналіз приземний за 00 СГЧ 11 вересня 2022 р., наданий Німецькою [33] (а) і Австрійською метеорологічними службами [37] (б)

Над північними територіями України знаходиться неглибокий оклюдований циклон з мінімальним тиском в центрі 1003 гПа, який сформувався приблизно 12 год. тому в Закарпатті. З оклюдованої системою фронтів пов'язана щільна хмарність. Блискавичний розвиток циклону і його швидке оклюдування пов'язане з утворенням циклону під обширною висотною улоговиною, яка існувала в тропосфері вже тривалий час посилюючись час від часу (рис. 3.45).

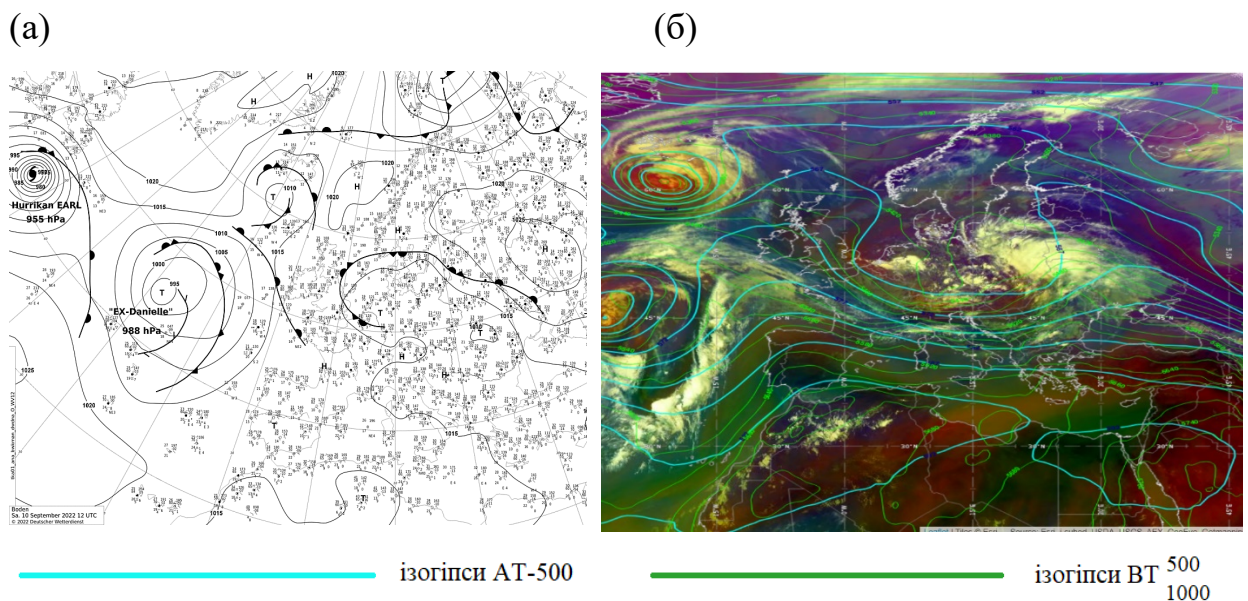


Рисунок 3.45 – Аналіз приземний за 12 СГЧ 10 вересня 2022 р., наданий Німецькою службою погоди [33] (а) і топографія АТ-500 і ВТ<sup>500</sup><sub>1000</sub> з накладеним супутниковим знімком airmass RGB (б) [27]

В останні роки класичну норвежську модель розвитку циклону було розвинуто і показано, що дуже нечасто утворюється фронт оклюзії з вузьким теплим сектором (рис. 3.46 а), а найчастіше злиття теплого і холодного фронтів відбувається за девіантними моделями (рис. 3.46, б,в).

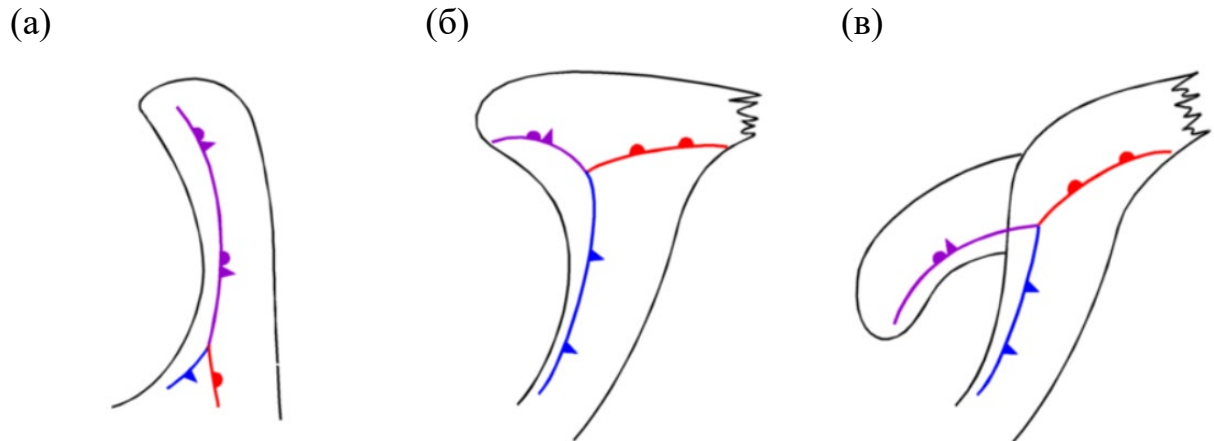


Рисунок 3.46 – Класична норвежська модель оклюдування (а) і її найпоширеніші девіації (б, в) [11]

Співставляючи запропоновані моделі і супутникові знімки (рис. 3.47, а,б,в) бачимо, що 11 вересня 2022 р. над територією центральної і східної Європи було реалізовано модель оклюдування за типом б. Таким чином, 11 вересня 2022 р. Одеса знаходилась в теплому секторі в хмарній системі холодного фронту.

Абсолютна топографія ізобаричної поверхні 1000 гПа характеризується центром низького тиску, який практично співпадає з хмарною спіраллю. На початковій стадії розвитку циклону (рис. 3.47) топографія ізобаричної поверхні 500 гПа характеризувалася вже добре вираженою висотною улоговиною, в якій дуже швидко утворилася замкнена циркуляція, що є характерною рисою саме оклюзії з теплою виносною смугою. Таким чином, цей випадок може бути віднесений до оклюзії з теплою виносною смугою.



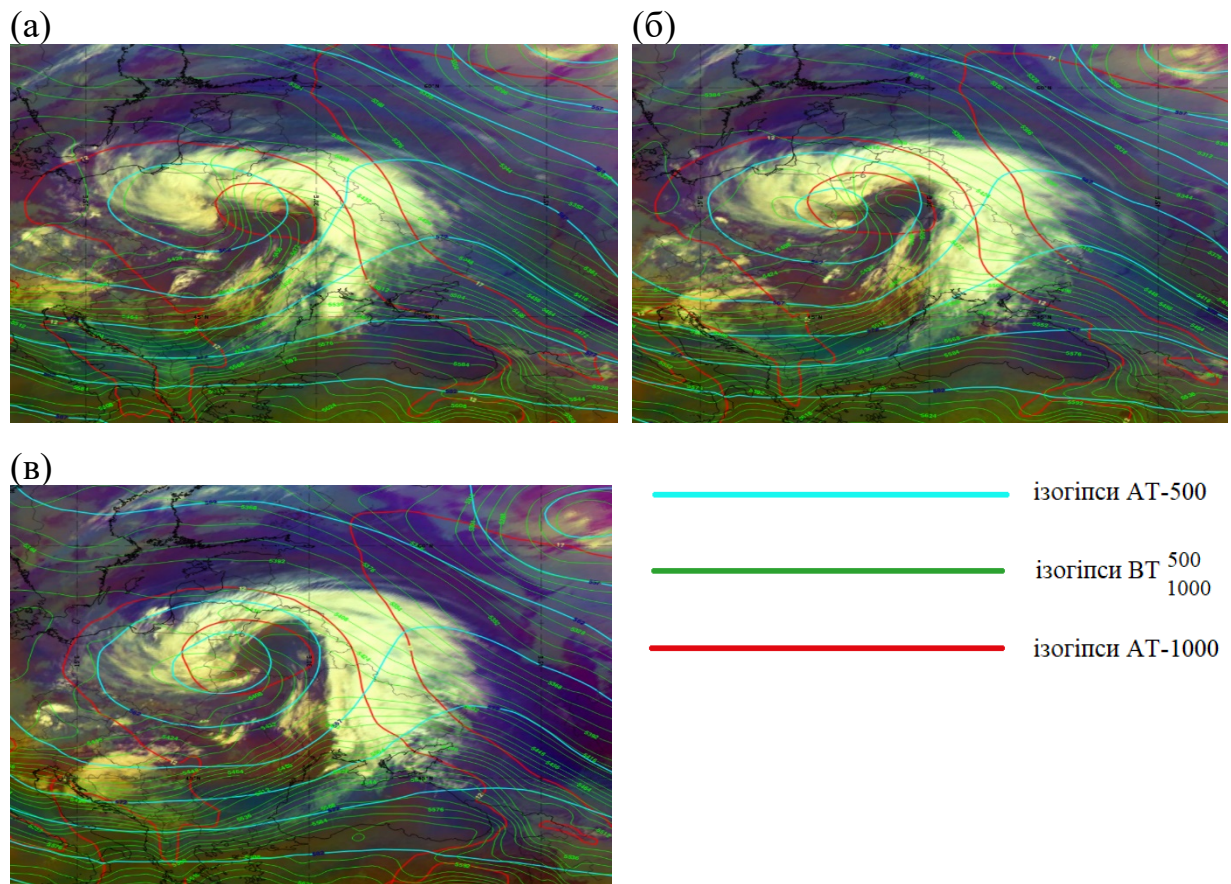


Рисунок 3.47 – Топографія АТ-1000, АТ-500 і ВТ<sup>500</sup><sub>1000</sub> з накладеним супутниковим знімком airmass RGB за 00 СГЧ (а), 03 СГЧ (б) і 06 СГЧ (в) 11 вересня 2022 р. [27]

На рис. 3.48 показано поля термічного фронтального параметру і адвекції температури на рівні ізобаричної поверхні 700 гПа. Зазвичай в оклюзії з теплою виносною смугою спостерігається максимальна додатна адвекція температури уздовж осі спіралі, хоча практично вся хмарність фронту оклюзії перебуває в області адвекції тепла. У випадку 11 вересня 2022 р. можна бачити максимальні значення адвекції тепла сягають значень 4 К/12 год. і відповідають центральній частині спіралі. Найбільші області спіралі охоплені адвекцією тепла в 00 і 03 год., потім адвекція тепла послаблюється.

Досить добре фронт оклюзії і ділянка холодного фронту виявляються також в полі термічного фронтального параметру, що вказує на активний фронтегенез в цій області, а значить і загострення всіх процесів.

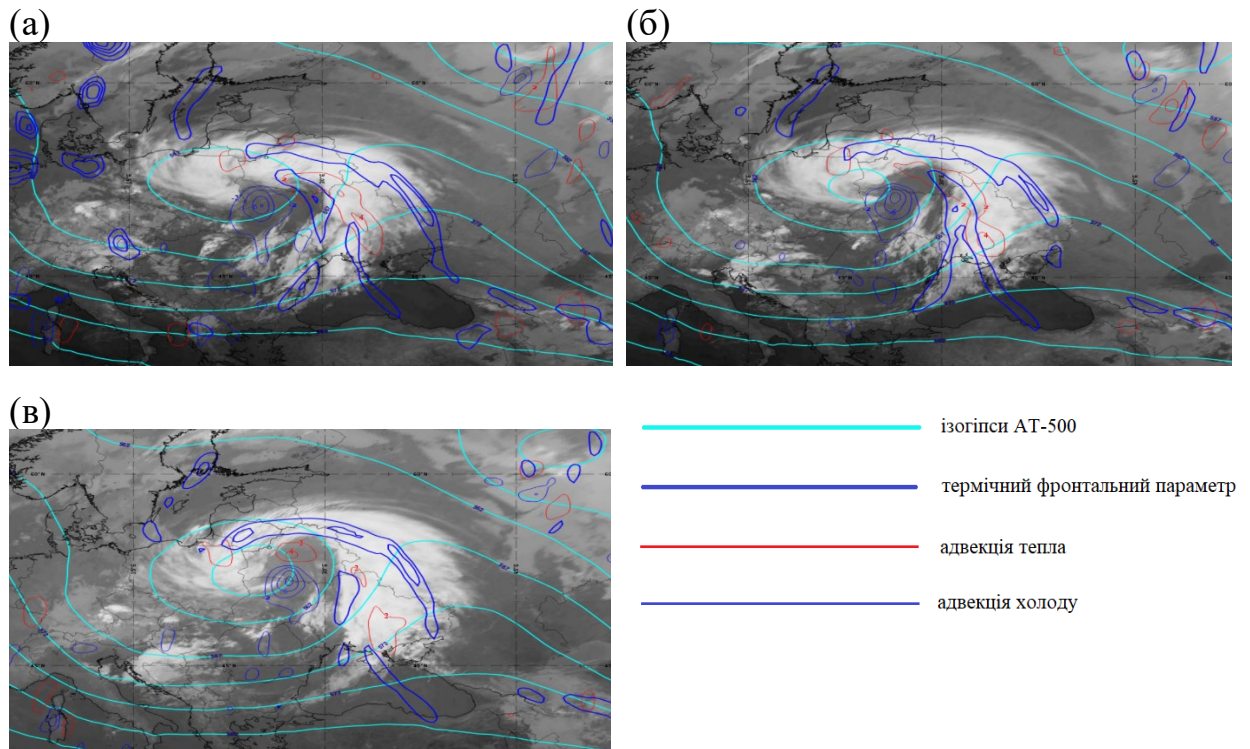


Рисунок 3.48 – Топографія АТ-500, поле адвекції температури на рівні АТ-700 і поле термічного фронтального параметру з накладеним супутниковим знімком infrared 10.8 за 00 СГЧ (а), 03 СГЧ (б) і 06 СГЧ (в) 11 вересня 2022 р. [27]

Наступними ключовими параметрами оклюзії з теплою виносною смугою є адвекція відносного вихору і ізотахи на рівні 300 гПа, поля яких представлено на рис. 3.49.

Струминна течія спостерігається у тилу фронту оклюзії і холодного фронту. Опосередковано такий тип розподілу швидкості вітру на ізобаричній поверхні 300 гПа вказує на фронт оклюзії за типом холодного фронту.

Максимальні значення додатної адвекції відносного вихору, тобто адвекція циклонічного вихору, сягають  $2 - 4 \cdot 10^{-9} \text{ c}^{-2}$ , і мають місце у вигині фронту оклюзії, що відповідає найчастішому розподілу адвекції відносного вихору в зоні фронту оклюзії з теплою виносною смугою, і за холодним фронтом.

Дуже часто в теплій виносній смузі і перед фронтом оклюзії, і перед холодним фронтом виникають мезомасштабні зони опадів, які мають вигляд

довгий смуг, ширина яких становить приблизно 100 км. Ці смуги витягуються зазвичай уздовж фронтів.

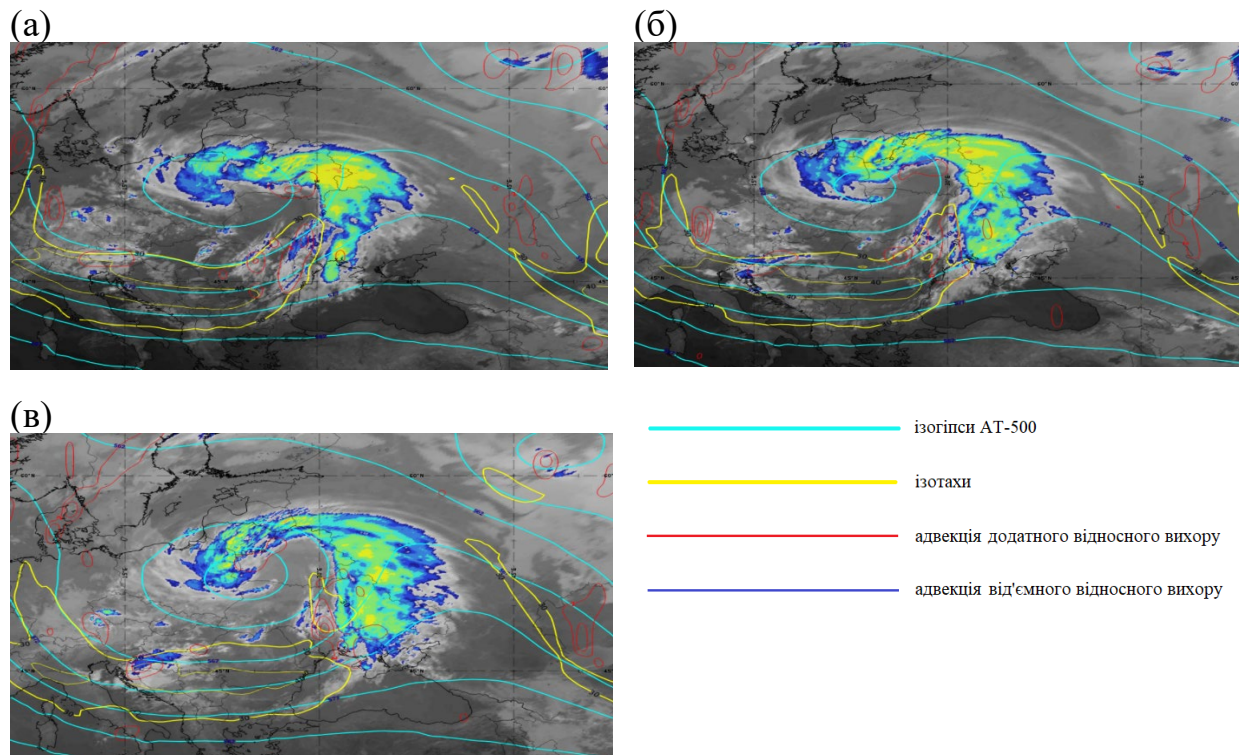
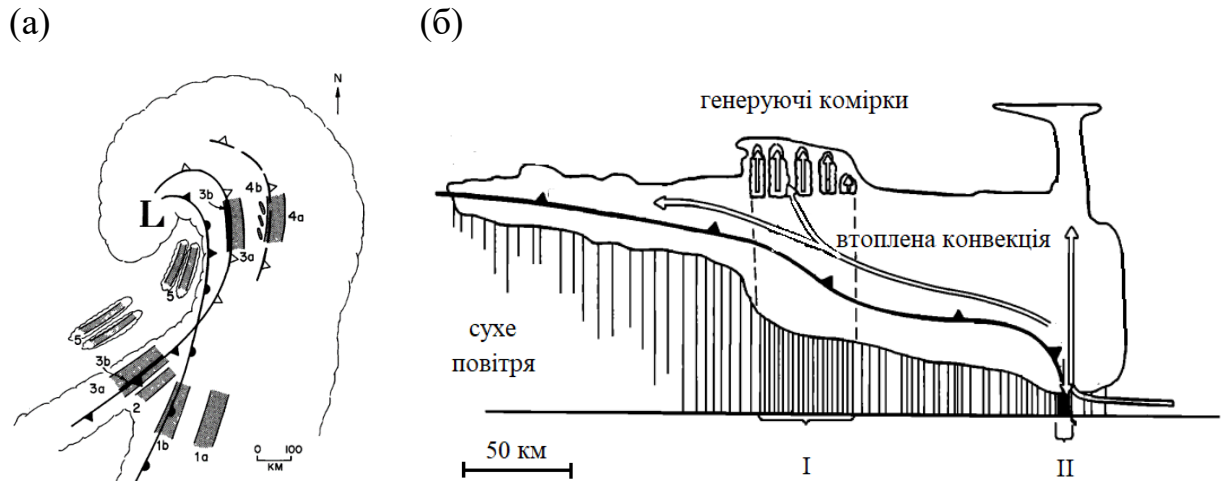


Рисунок 3.49 – Топографія АТ-500, поле адвекції вихору і ізотерми на рівні АТ-300 з накладеним супутниковим знімком infrared 10.8 і enhanced infrared 10.8 за 00 СГЧ (а), 03 СГЧ (б) і 06 СГЧ (в) 11 вересня 2022 р. [27]

Потенціально-нестійкий шар, в якому утворюються конвективні хмари, має нижню межу на висотах 2,5 – 4 км і вертикальну протяжність 1 – 1,5 км. Розташовуючись значно вище нульової ізотерми, конвективні хмари містять продукти конденсації у вигляді льодяних кристалів. Коли льодяні частинки, які виникли в цих комірках і досягли досить великих об'ємів, випадають в товщу шаруватих хмар, що розташовані нижче і складаються в основному з водяних крапель, то вони швидко зростають внаслідок конденсації і агрегації і досягають землі як дощові краплі, значно крупніші за ті, що утворюються не в зонах випадіння кристалів. Такі смуги випадіння кристалів спостерігаються за фронтом оклюзії та перед і за холодним фронтом (рис. 3.50 а). Безпосередньо уздовж лінії холодного фронту біля поверхні землі



розташовується вузька смуга опадів, яка часто має форму валу. Вона виникає в зоні конвергенції потоків перед холодним фронтом і виштовхування повітря з граничного шару (рис. 3.50 б). Передфронтальна струминна течія нижніх рівнів у виносній смузі відіграє джерело теплого і волого повітря [26, 91].



1a і 1b – смуги теплового фронту, 2 – смуги теплового сектору, 3a і 3b – широка і вузька смуги холодного фронту, 4 – смуга в передній частині передфронтального похолодання, 5 – зафронтальні смуги.  
I і II – широка і вузька смуги опадів холодного фронту

Рисунок 3.50 – Схема розташування конвективних смуг в теплому секторі і зоні оклюзії (а) і схематичний вертикальний переріз хмарної системи холодного фронту (б) [26]

За приземним холодним фронтом часто спостерігається ще одна, більш широка (біля 50 км) смуга опадів. На рис. 3.50 б показано типову мезомасштабну структуру холодних фронтів за даними [26]. Зафронтальна смуга пов'язана з деформацією фронтального розділу, який утворює «сходінку». Збільшений нахил фронту призводить до збільшення швидкості підйому теплого повітря, що в свою чергу призводить до активного розвитку генеруючих комірок в слабонестійкому шарі, який виявляється в теплій повітряній масі на висоті 6-8 км.

(a)

(б)



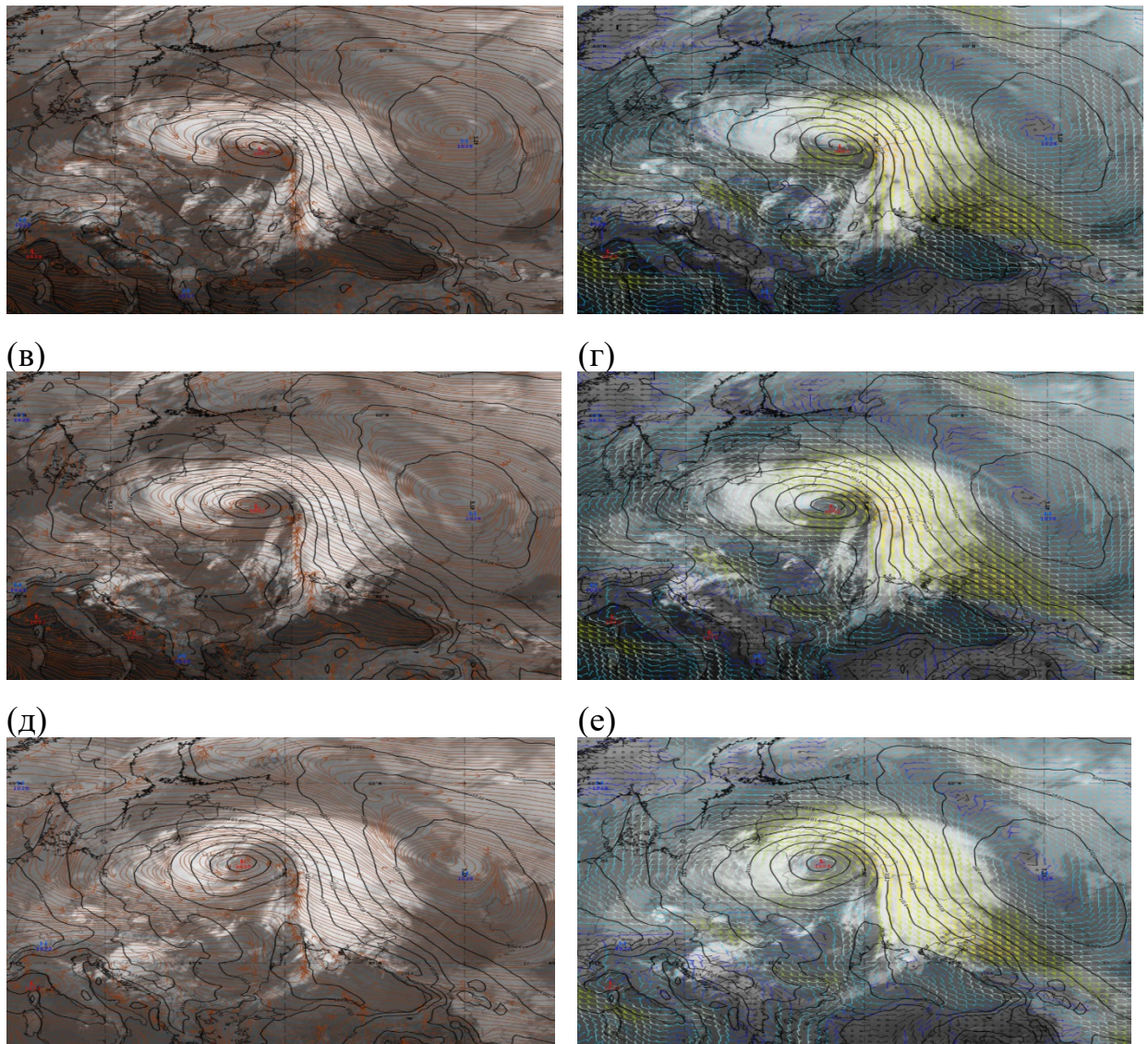
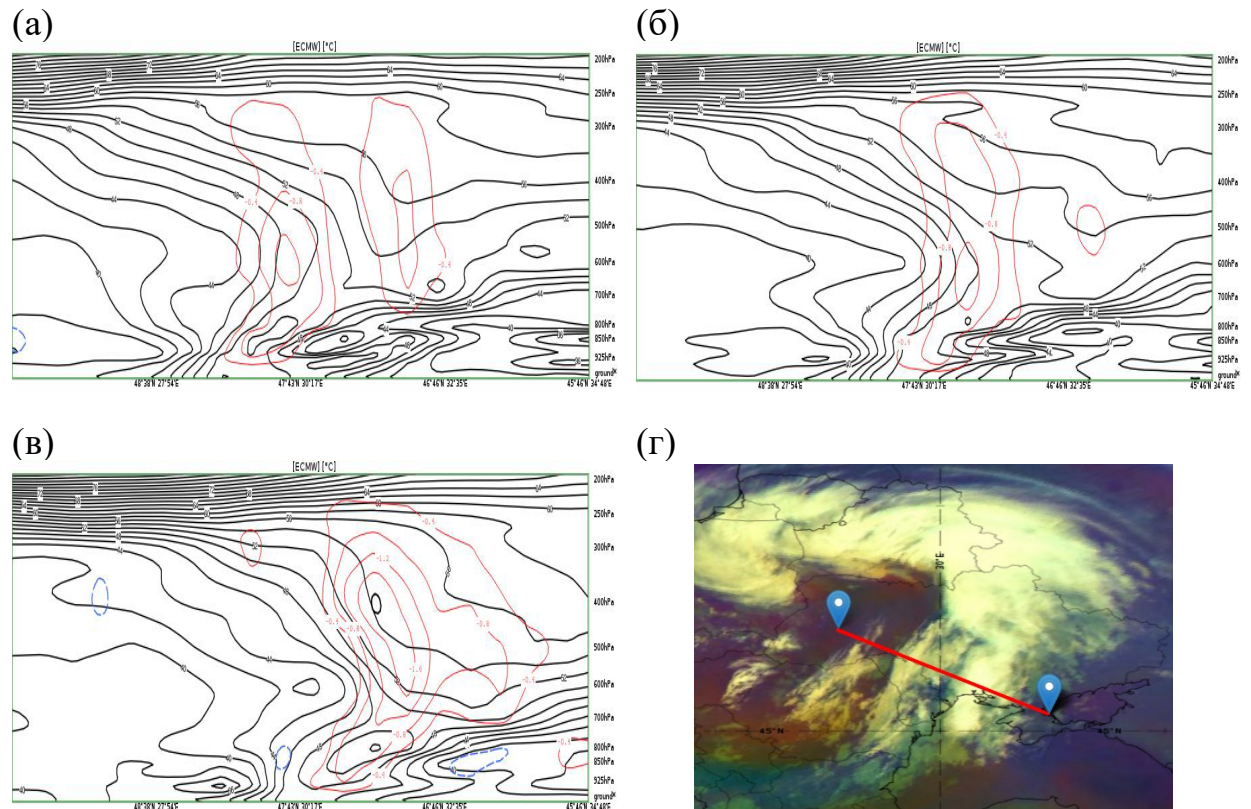


Рисунок 3.51 – Поле ліній течії (а,в,д) і вектору швидкості вітру (б,г,е) на АТ-950 з накладеним супутниковим знімком infrared 10.8 за 00 СГЧ (а,б), 03 СГЧ (в,г) і 06 СГЧ (д,е) 11 вересня 2022 р. [27]

Підтвердження описаної структури знаходимо на рис. 3.51, на якому представлено поля ліній течії і вектору швидкості вітру на ізобаричній поверхні 950 гПа, на якому зазвичай і виявляються струминні течії нижніх рівнів. В полі ліній течії простежується інтенсивна конвергенція потоків, а в полі вітру винесення теплого вологого повітря з акваторії Чорного моря зі швидкостями 15 і більше м/с. Це вказує на наявність першої вузької смуги інтенсивних опадів.

Наявність двох смуг утворення втопленої конвекції і інтенсифікації опадів підтверджується вертикальним перерізом, зробленим впоперек хмарної системи холодного фронту, в полі еквівалентно-потенціальної температури і вертикальних рухів (рис. 3.52).



Коричневими лініями позначено ізолінії від'ємної вертикальної швидкості в 100 гПа/1 год.  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (К)

Рисунок 3.52 – Вертикальний переріз еквівалентно-потенціальної температури і вертикальних рухів уперек хмарної системи холодного фронту за 00 СГЧ (а), 03 СГЧ (б) і 06 СГЧ (в) 11 вересня 2022 р. Напрямок вертикального перерізу станом на 00 СГЧ 11 вересня 2022 р. (г) [27].

Можна бачити, що на 00 СГЧ над м. Одеса спостерігалась вузька смуга, яка утворилась внаслідок конвергенції повітряних потоків в граничному шарі, а між 03 і 06 СГЧ переміщувалась широка смуга, шириною в 50 км, яка сформувалась внаслідок збільшення кута нахилу фронту.

Застосувавши теорію виносної смуги (“стрічкового конвейєра”), можна знайти підтвердження існуванню саме такої тривимірної структури фронтальної поверхні. В теорії виносної смуги, яку було запропоновано в 1980 р. Т. Карлсоном [9] і яку частково було розвинуто раніше Т. Харольдом в 1973 р. [25] і узагальнене Браунінгом [7], вказується, що тепла виносна смуга завжди супроводжується холодної виносною смугою і “вторгненням” холодного повітря (рис. 3.53).



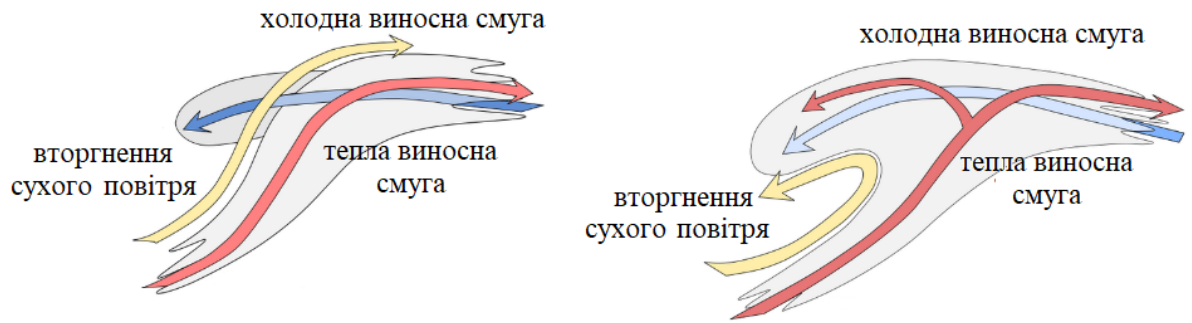
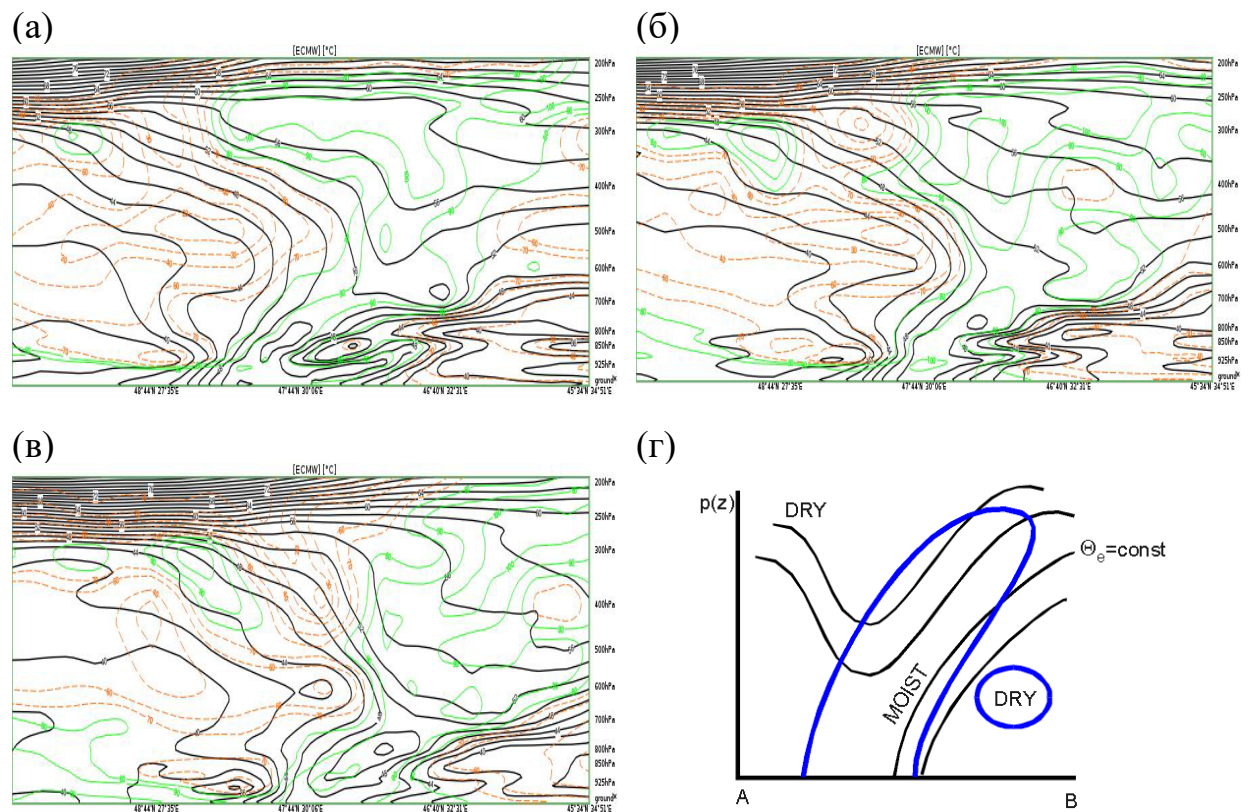


Рисунок 3.53 – Дві типові конфігурації трьох виносних смуг для фронту оклюзії на різних стадіях розвитку [11].

За теорії виносної смуги за теплою виносною смугою завжди має бути присутнім вторгнення сухого повітря, що можна бачити на вертикальних перерізах, представлених на рис. 3.54.

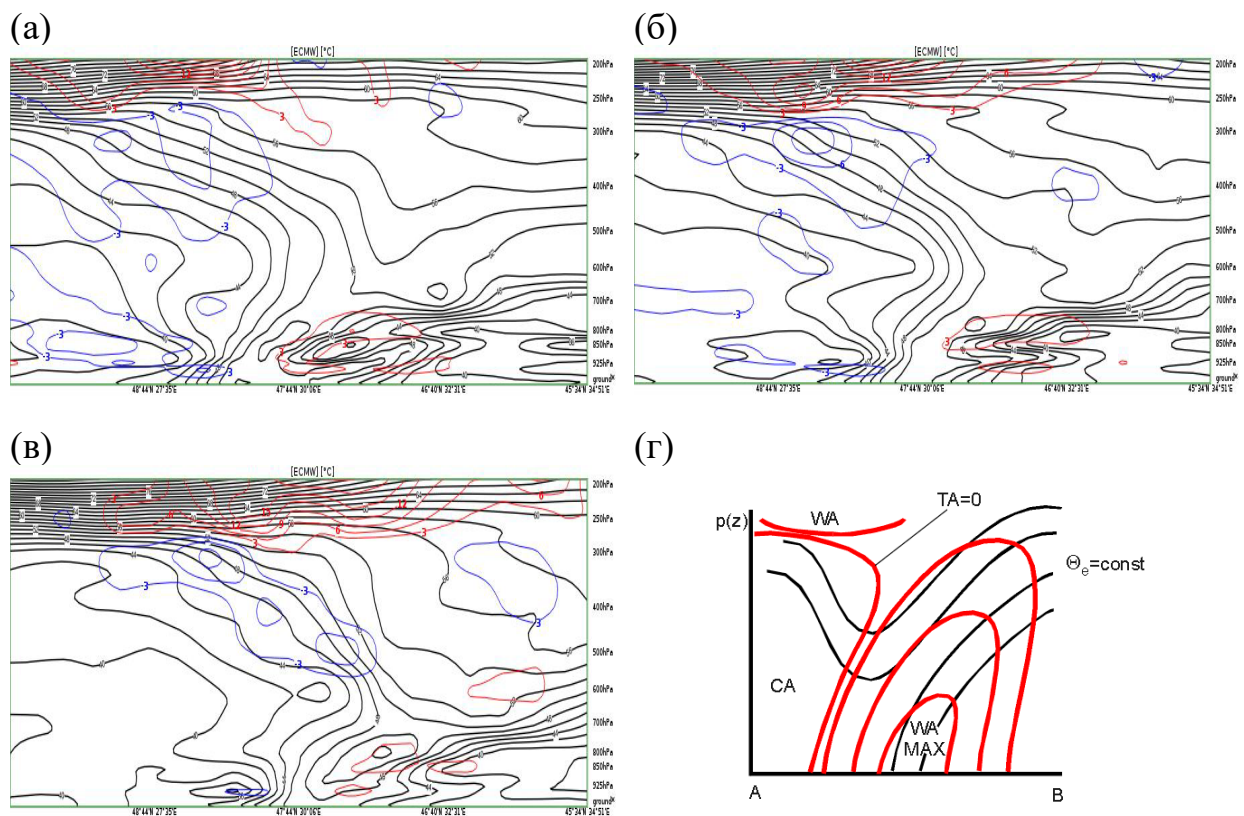


Коричневими лініями позначено ізолінії низької відносної вологості (%) – 50% і нижче, зеленими лініями позначено ізолінії високої відносної вологості (%) – 60% і вище.  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (K)

Рисунок 3.54 – Вертикальний переріз еквівалентно-потенціальної температури і відносної вологості уперек хмарної системи холодного фронту за 00 СГЧ (а), 03 СГЧ (б) і 06 СГЧ (в) 11 вересня 2022 р. Типовий розподіл відносної вологості при фронті оклюзії з теплою виносною смугою (г) [27].

Можна бачити, що областям інтенсивних висхідних вертикальних рухів відповідає в полі еквівалентно-потенціальної температури зони нестійкості, також зона нестійкості простягається і далеко за холодним фронтом, але за холодним фронтом вже не вистачає вологи, оскільки відбувається вторгнення сухого повітря.

Зазвичай сухе повітря, яке переміщується за холодним фронтом, є холодним і в цій області спостерігається адвекція холоду (рис. 3.55).



Червоними лініями позначено ізолінії адвекції тепла ( $K/12 \text{ год}$ ),  
синіми лініями позначено ізолінії холоду ( $K/12 \text{ год}$ ).  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури ( $K$ )

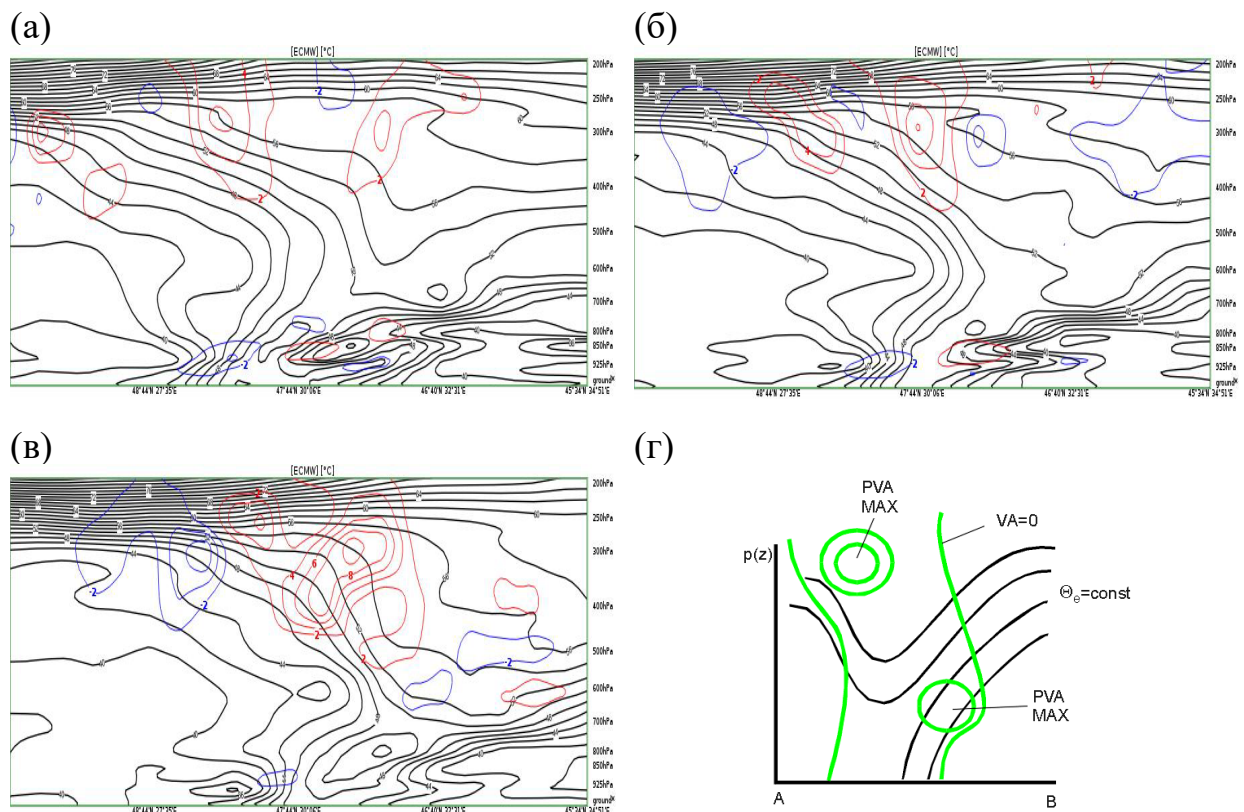
Рисунок 3.55 – Вертикальний переріз еквівалентно-потенціальної температури і адвекції температури упоперек хмарної системи холодного фронту за 00 СГЧ (а), 03 СГЧ (б) і 06 СГЧ (в) 11 вересня 2022 р. Типовий розподіл адвекції температури при фронті оклюзії з теплою виносною смугою (г) [27].

Адвекція тепла спостерігається в області максимальної вологості, яка співпадає з зоною опадів, і вище адвекції холоду, у верхній тропосфері. 11 вересня 2022 р. над м. Одеса спостерігається найінтенсивніша адвекція тепла



в 00 СГВ, яка суттєво послаблюється у 06 СГВ, поступово заміщуючись адвекцією холоду. Таким чином, можна зробити висновок, що найбільшу роль адвекція тепла відігравала на початку випадіння опадів, в першій вузькій смузі перед холодним фронтом, але біля поверхні землі її значення не перевищують  $3 \text{ K}/12 \text{ год.}$ , хоча на висотах сягають значень набагато більших –  $12 - 14 \text{ K}/12 \text{ год.}$

Чинником, який відіграє суттєву роль в інтенсифікації вертикальних рухів, а отже і в посиленні опадів, є також адвекція циклонічного вихору, осередки якої добре виявляються в усі три строки (рис. 3.56).

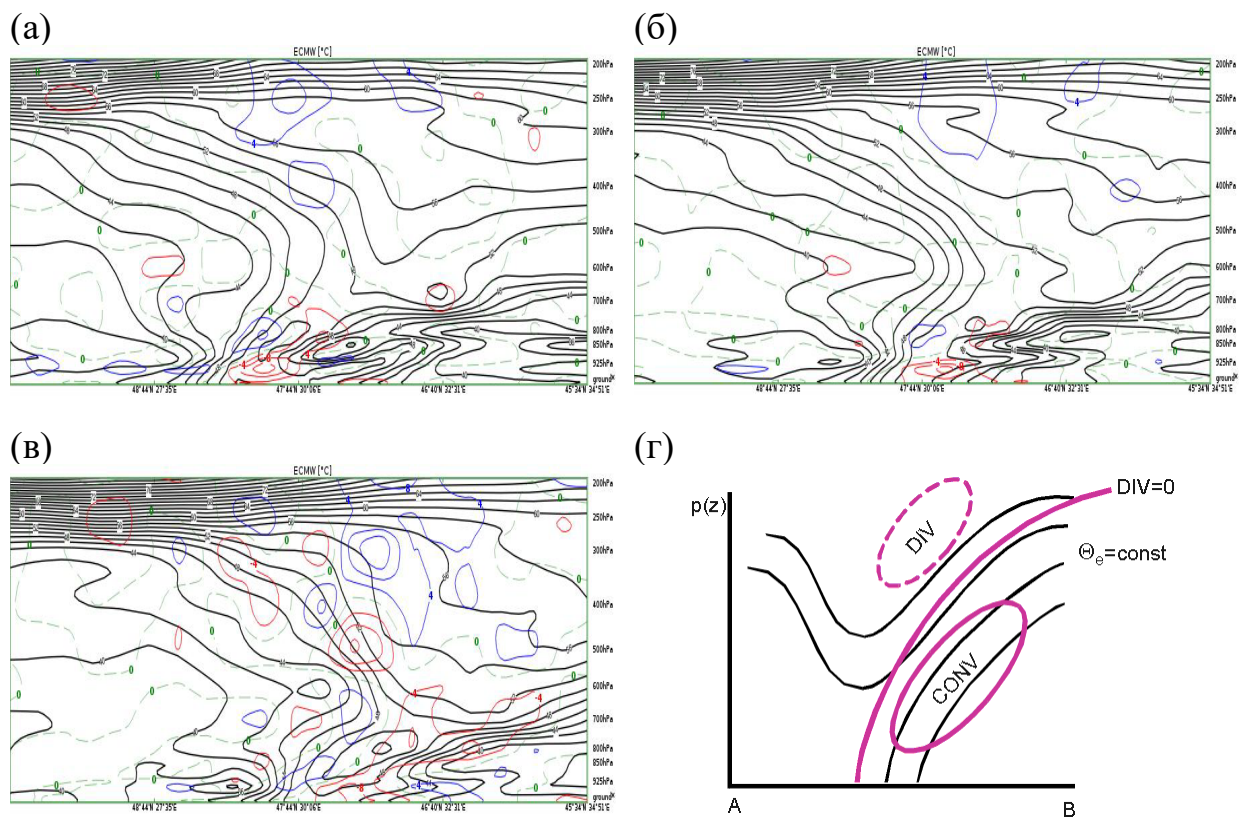


Червоними лініями позначено ізолінії адвекції додатного вихору ( $10^{-9} \text{ c}^{-2}$ ),  
синіми лініями позначено ізолінії від'ємного вихору ( $10^{-9} \text{ c}^{-2}$ ).  
Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (K)

Рисунок 3.56 – Вертикальний переріз еквівалентно-потенціальної температури і адвекції відносного вихору упоперек хмарної системи холодного фронту за 00 СГЧ (а), 03 СГЧ (б) і 06 СГЧ (в) 11 вересня 2022 р. Типовий розподіл адвекції відносного вихору при фронті оклюзії з теплою виносною смугою. (г) [27].

Протягом усього періоду випадіння інтенсивних опадів відбувалось посилення адвекції додатного (циклонічного вихору у нижній і верхній тропосфері. На початку випадіння дощу значення адвекції циклонічного вихору становили  $6 \cdot 10^{-9} \text{ с}^{-2}$ , наприкінці періоду, о 06 СГЧ –  $10 \cdot 10^{-9} \text{ с}^{-2}$ , що вже на порядок більше, аніж звичайний порядок цієї величини.

Останній чинник, який досить суттєво впливає на посилення вертикальних рухів, - це дивергенція швидкості, яка має бути від'ємною біля поверхні землі, для посилення вертикальних рухів, і додатною на верхній межі тропосфери, непрямо вказуючи на потужність вертикальних рухів (рис. 3.57 г).



Червоними лініями позначено ізолінії від'ємної дивергенції швидкості ( $10^{-5} \text{ с}^{-1}$ ), синіми лініями позначено ізолінії додатної дивергенції швидкості ( $10^{-5} \text{ 1}$ ). Чорні лінії – ізолінії еквівалентно потенціальної температури (K)

Рисунок 3.57 – Вертикальний переріз еквівалентно-потенціальної температури і дивергенції швидкості упоперек хмарної системи холодного фронту за 00 СГЧ (а), 03 СГЧ (б) і 06 СГЧ (в) 11 вересня 2022 р. Типовий розподіл дивергенції швидкості при фронті оклюзії з теплою виносною смугою. (г) [27].

Така саме ситуація спостерігається впродовж випадіння екстремального дощу в м. Одеса 11 вересня 2022 р. (рис. 3.57 а,б,в) Значення від'ємної дивергенції, яка вказує на збіжність потоків повітря, сягають  $8 - 12 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ , що в 10 разів перевищує порядок цієї величини. Від'ємні значення також великі і сягають найнижчих значень в останній строк, коли фіксувалися сильні опади.

## ВИСНОВКИ

В роботі було розглянуто три випадки екстремальних опадів, які призвели до затоплень крупних міст України. Перший випадок мав місце на території Криму, коли вночі 17 червня 2021 р. затопило східну частину півострова, а вночі 18 числа затопило Велику Ялту, кількість опадів в обидва епізоди перевищувала дві-три місячних норми. Другий випадок стався в Одесі 22 липня 2021 р., коли впродовж 6 годин випало 60 мм. В третьому випадку затоплення відбулось в ніч 11 вересня 2022 р. також на території Одеси: за 7 годин випало більше норми за вересень.

Всі три випадки екстремальних опадів з затопленнями утворились при однакових циркуляційних умовах в середній і верхній тропосфері – під обваленні хвилі Росбі і формуванні висотного (відсіченого) циклону. Такі циклони зазвичай призводять до потужних опадів і раптових затоплень, особливо в містах через наявність у великій кількості водонепроникних поверхонь.

Перший випадок 17-18 червня 2021 р. в Криму є яскравою ілюстрацією концептуальної моделі висотного циклону (відсіченого циклону). Головним чинником, що призвів до формування і підтримання екстремальних опадів є проникненням стратосферного повітря у нижні шари тропосфери, яке через великі температурні градієнти призводить до надзвичайно інтенсивної зони бароклінності і утворенню потужних вертикальних рухів, а отже конвективної хмарності і зливових опадів. 17 червня 2021 р. діяло ще декілька факторів, які посилили опади: потужні адвекція тепла і адвекція циклонічного вихору, значення яких в десять разів перевищували порядки цих величин.

В другому випадку 22 липня 2021 р. екстремальні погодні умови сформувались на малорухомому фронті в глибокій висотній улоговині у зоні надзвичайної бароклінної нестійкості, яка створювалась і підтримувалась 1) також проникненням стратосферного повітря у нижні шари тропосфери, 2) конвергенцією вологості у граничному шарі атмосфери що сприяло



підтриманню вертикальних рухів, конденсації, вивільненню прихованого тепла і таким чином підтриманню нестійкості; 3) дивергенцією у верхній тропосфері, що допомагало формуванню зон потужних вертикальних рухів; 4) наявністю струминних течій, що при зіткненні з вертикальним потоком, утворює спіраль і різко, в декілька разів збільшує швидкості висхідних потоків.

Третій випадок – 11 вересня 2022 р. – належить до концептуальної моделі – оклюзія з теплою виносною смугою, хоча самі опади сформувались на холодному фронті оклюдованої системи під висотним циклоном. В цьому випадку не спостерігалось вторгнення субстратосферного повітря, але потужні опади підживлювались теплою виносною смугою, розташованою за холодним фронтом і яка була постійним постачальником теплого і вологого повітря. Постійне утворення опадів підтримувалось адвекцією тепла і циклонічного вихору.



## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Alpert, P., Neeman, B. U., and Shay-El, Y., 1990. Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data, *Tellus*, 42A, 65–77.
2. Barton, Y., Giannakaki, P., von Waldow, H., Chevalier, C., Pfahl, S., Martius, O., 2016. Clustering of regional-scale extreme precipitation events in Southern Switzerland. *Mon. Weather Rev.* 144, 347–369
3. Bennett, L.J., Browning, K.A., Blyth, A.M., Parker, D.J., Clark, P.A., 2006. A review of the initiation of precipitating convection in the United Kingdom. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 132, 1001–1020.
4. Billings, J.M., Parker, M.D., 2012. Evolution and maintenance of the 22–23 June 2003 nocturnal convection during BAMEX. *Weather Forecast.* 27, 279–300.
5. Breugem A.J., J.G. Wesseling, K. Oostindie, C.J. Ritsema, 2020. Meteorological aspects of heavy precipitation in relation to floods – An overview, *Earth-Science Reviews*, Volume 204, 103171, ISSN 0012-8252, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103171>.
6. Browning, K.A., 1999. Mesoscale Aspects of Extratropical Cyclones: An Observational Perspective. In: Shapiro, M.A., Grønås, S. (eds) *The Life Cycles of Extratropical Cyclones*. American Meteorological Society, Boston, MA. [https://doi.org/10.1007/978-1-935704-09-6\\_18](https://doi.org/10.1007/978-1-935704-09-6_18)
7. Browning, K.A., Hill, F.F., 1984. Structure and evolution of a mesoscale convective system near the British Isles. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 110, 897–913.
8. Bryan, G.H., Knierel, J.C., Parker, M.D., 2006. A multimodel assessment of RKW theory's relevance to Squall-line characteristics. *Mon. Weather Rev.* 134, 2772–2792.
9. Carlson T. N., 1980. Airflow through mid-latitude cyclones and the comma cloud pattern; *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 108, p. 1498 - 1509
10. Catto, J.L., Pfahl, S., 2013. The importance of fronts for extreme precipitation. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 118, 10,791–710,801.
11. Conceptual Models: Full Versions. Eumetrain. 2021. [https://resources.eumetrain.org/satmanu/index\\_conc.html](https://resources.eumetrain.org/satmanu/index_conc.html) Дата звернення 8 листопада 2022 р.
12. Curtis, M.B., 2017. A Synoptic and Mesoscale Analysis of Heavy Rainfall at Portland, Maine, 13-14 August 2014. 5. pp. 78–86.
13. Dayan, U., Nissen, K., Ulbrich, U., 2015. Review Article: atmospheric conditions inducing extreme precipitation over the eastern and western Mediterranean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 15, 2525–2544

14. Dayan, U., Ziv, B., Margalit, A., Morin, E., and Sharon, D., 2001. A severe autumn storm over the Middle-East: Synoptic and Mesoscale convection, *Theor. Appl. Climatol.*, 69, 103–122, 2001.
15. De Vries, A.J., Feldstein, S.B., Riemer, M., Tyrlis, E., Sprenger, M., Baumgart, M., Fnais, M., Lelieveld, J., 2016. Dynamics of tropical–extratropical interactions and extreme precipitation events in Saudi Arabia in autumn, winter and spring. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142, 1862–1880.
16. Demirtaş, M., 2016. The October 2011 devastating flash flood event of Antalya: triggering mechanisms and quantitative precipitation forecasting. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142, 2336–2346.
17. Dodla, V.B.R., Ratna, S.B., 2010. Mesoscale characteristics and prediction of an unusual extreme heavy precipitation event over India using a high resolution mesoscale model. *Atmos. Res.* 95, 255–269.
18. Doswell, C.A., 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: a case study example. *Weather Forecast.* 2, 3–16.
19. Doswell, C.A., Brooks, H.E., Maddox, R.A., 1996. Flash flood forecasting: an ingredientsbased methodology. *Weather Forecast.* 11, 560–581.
20. Doswell, C.A., Ramis, C., Romero, R., Alonso, S., 1998. A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the Western Mediterranean region. *Weather Forecast.* 13, 102–124.
21. Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeaupin, C., Thouvenin, T., 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 134, 131–145.
22. Field, P.R., Wood, R., 2007. Precipitation and cloud structure in midlatitude cyclones. *J. Clim.* 20, 233–254.
23. Funatsu, B.M., Claud, C., Chaboureau, J.-P., 2009. Comparison between the large-scale environments of moderate and intense precipitating systems in the Mediterranean Region. *Mon. Weather Rev.* 137, 3933–3959.
24. Gimeno, L., Dominguez, F., Nieto, R., Trigo, R., Drumond, A., Reason, C.J.C., Taschetto, A., Ramos, A.M., Kumar, R., Marengo, J., 2016. Major mechanism of atmospheric moisture transport and their role in extreme precipitation events. *Annu. Rev. Environ. Resour.* 41, 117–141.
25. Harrold T. W. (1973): Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances; *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, Vol. 99, p. 232 - 251



26. Hobbs P.V. Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms. – Rev. Geophys. and Space Phys., 1978, v. 16, N 4, p. 741 – 755.
27. [http://resources.eumetrain.org/ePort\\_MapViewer/index.html](http://resources.eumetrain.org/ePort_MapViewer/index.html) Дата звернення 20 листопада 2022 р.
28. <https://apostrophe.ua/ua/news/society/accidents/2022-09-11/odessa-popyla-posle-silnogo-livnya-foto-i-video-potopa/279090> Дата звернення 8 листопада 2022 р.
29. <https://realist.online/ukr/news/apokaliptichna-zлива-u-jalti-richka-vijshla-z-berehiv-misto-zalivaje-vodoju-foto-i-video> Дата звернення 8 листопада 2022 р.
30. <https://ua.krymr.com/a/krym-yalta-potop-foto-video/31315865.html> Дата звернення 8 листопада 2022 р.
31. <https://ua.krymr.com/a/news-kerch-zatoplennia/31313380.html> Дата звернення 8 листопада 2022 р.
32. <https://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=europe&TYPE=GIF%3ASKEWT&YEAR=2021&MONTH=06&FROM=1612&TO=1812&STNM=UKOO> Дата звернення 8 листопада 2022 р.
33. [https://wetter3.de/index\\_en.html](https://wetter3.de/index_en.html) Дата звернення 20 листопада 2022 р.
34. <https://www.pravda.com.ua/news/2021/06/17/7297551/> Дата звернення 8 листопада 2022 р.
35. <https://www.rbc.ua/ukr/news/odesse-livnem-zatopilo-ulitsy-povalilo-derevya-1662888526.html> Дата звернення 8 листопада 2022 р.
36. <https://www.slovoidilo.ua/2021/07/22/novyna/suspilstvo/zlyva-odesi-vulyczizatopylo-deyakyx-rajonax-nemaye-svitla-video> Дата звернення 12 листопада 2022 р.
37. <https://www.zamg.ac.at/cms/de/aktuell> Дата звернення 20 листопада 2022 р.
38. Ivančan-Picek, B., Glasnović, D., Jurčec, V., 2003. Analysis and Aladin prediction of a heavy precipitation event on the Eastern side of the Alps during Map IOP 5. Meteorol. Z. 12, 103–112.
39. Ivančan-Picek, B., Horvath, K., Mahović, N.S., Gajić-Čapka, M., 2014. Forcing mechanisms of a heavy precipitation event in the south-eastern Adriatic area. Nat. Hazards 72, 1231–1252.
40. Jeong, D., Min, K.H., Lee, G., Kim, K.E., 2014b. A case study of mesoscale convective band (MCB) development and evolution along a quasi-stationary front. Adv. Atmos. Sci. 31, 901–915.

41. Jeong, J.H., Lee, D.I., Wang, C.C., Han, I.S., 2016b. Characteristics of mesoscale-convective-system-produced extreme rainfall over southeastern South Korea: 7 July 2009. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 16, 927–939.
42. Jung, W., Lee, T.Y., 2013. Formation and evolution of mesoscale convective systems that brought the heavy rainfall over Seoul on September 21, 2010. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.* 49, 635–647.
43. Kastman, J.S., Market, P.S., Fox, N.I., Foscatto, A.L., Lupo, A.R., 2017a. Lightning and rainfall characteristics in elevated vs. surface based convection in the midwest that produce heavy rainfall. *Atmosphere* 8, 1–17.
44. Kastman, J.S., McCoy, L.D., Market, P.S., Fox, N.I., 2017b. An example of synergistic coupling of upper- and lower-level jets associated with flash flooding. *Meteorol. Appl.* 24, 206–210.
45. Knippertz, P., 2007. Tropical-extratropical interactions related to upper level troughs at low latitudes, *Dynam. Atmos. Oceans*, 43, 36–62.
46. Konrad, C.E., 1997. Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior Southeastern United States. *Weather Forecast.* 12, 557–571.
47. Konrad, C.E., 2001. The most extreme precipitation events over the Eastern United States from 1950 to 1996: considerations of scale. *J. Hydrometeorol.* 2, 309–325.
48. Kozaric, T., Ivančan-Picek, B., 2006. Meteorological features of extreme precipitation in the northern Adriatic. *Croat. Meteorol. J.* 41, 53–67.
49. Krichak, S. O. and Alpert, P., 2005. Decadal trends in the east Atlantic–west Russia pattern and Mediterranean precipitation, *Int. J. Climatol.*, 25, 183–192.
50. Lavers, D.A., Allan, R.P., Wood, E.F., Villarini, G., Brayshaw, D.J., Wade, A.J., 2011. Winter floods in Britain are connected to atmospheric rivers. *Geophys. Res. Lett.* 38, 1–8.
51. Lima, M.A., Wilson, J.W., 2008. Convective storm initiation in a moist tropical environment. *Mon. Weather Rev.* 136, 1847–1864.
52. Lin, Y.-L., Chiao, S., Wang, T.-A., Kaplan, M.L., Weglarz, R.P., 2001. Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather Forecast.* 16, 633–660.
53. Maddox, R.A., Chappell, C.F., Hoxit, L.R., 1979. Synoptic and meso- $\alpha$  scale aspects of flash flood events. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 60, 115–123.
54. Massacand, A.C., Wernli, H., Davies, H.C., 1998. Heavy precipitation on the alpine southside: an upper-level precursor. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1435–1438.

55. Meng, Z., Yan, D., Zhang, Y., 2013. General features of squall lines in East China. *Mon. Weather Rev.* 141, 1629–1647.
56. Milrad, S.M., Atallah, E.H., Gyakum, J.R., Dookhie, G., 2014. Synoptic typing and precursors of heavy warm-season precipitation events at Montreal, Québec. *Weather Forecast.* 29, 419–444.
57. Milrad, S.M., Gyakum, J.R., Atallah, E.H., 2015. A meteorological analysis of the 2013 Alberta Flood: antecedent large-scale flow pattern and synoptic-dynamic characteristics. *Mon. Weather Rev.* 143, 2817–2841.
58. Moller, A.R., Doswell, C.A., Foster, M.P., Woodall, G.R., 1994. The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures. *Weather Forecast.* 9, 327–347.
59. Moore, B.J., Mahoney, K.M., Sukovich, E.M., Cifelli, R., Hamill, T.M., 2015. Climatology and environmental characteristics of extreme precipitation events in the Southeastern United States. *Mon. Weather Rev.* 143, 718–741.
60. Moore, B.J., Neiman, P.J., Ralph, F.M., Barthold, F.E., 2012. Physical processes associated with heavy flooding rainfall in Nashville, Tennessee, and Vicinity during 1–2 May 2010: the role of an atmospheric river and mesoscale convective systems. *Mon. Weather Rev.* 140, 358–378.
61. Moore, J.T., Glass, F.H., Graves, C.E., Rochette, S.M., Singer, M.J., 2003. The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the Central United States. *Weather Forecast.* 18, 861–878.
62. Neiman, P.J., Ralph, F.M., Moore, B.J., Hughes, M., Mahoney, K., Cordeira, J.M., Dettinger, M.D., 2013. The landfall and inland penetration of a flood-producing atmospheric river in Arizona. Part I: Observed synoptic-scale, orographic, and hydrometeorological characteristics. *J. Hydrometeorol.* 14, 460–484.
63. Nfrag, 2008. Flood risk management in Australia. *Aust J Emerg Manag.* 23(4):21–27. O’callaghan JF, Mark DM. 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Comput Vis, Graphics Image Process.* 28:323–344.
64. Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeaupin, C., Anquetin, S., 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 134, 111–130.
65. Peters, J.M., Schumacher, R.S., 2015. Mechanisms for organization and echo training in a flash-flood-producing mesoscale convective system. *Mon. Weather Rev.* 143, 1058–1085.

66. Pfahl, S., 2014. Characterising the relationship between weather extremes in Europe and synoptic circulation features. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14, 1461–1475.
67. Pfahl, S., Wernli, H., 2012. Quantifying the Relevance of Cyclones for Precipitation Extremes. *J. Clim.* 25, 6770–6780.
68. Porcú, F., Caracciolo, C., Prodi, F., 2003. Cloud systems leading to flood events in Europe: an overview and classification. *Meteorol. Appl.* 10, 217–227.
69. Ramis, C., Arús, J., López, J.M., Mestres, A.M., 1997. Two cases of severe weather in Catalonia (Spain): an observational study. *Meteorol. Appl.* 4, 207–217.
70. Ramis, C., Romero, R., Homar, V., Alonso, S., Alarcón, M., 1998. Diagnosis and numerical simulation of a torrential precipitation event in Catalonia (Spain). *Meteorog. Atmos. Phys.* 69, 1–21.
71. Raveh-Rubin, S., Wernli, H., 2016. Large-scale wind and precipitation extremes in the Mediterranean: dynamical aspects of five selected cyclone events. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142, 3097–3114.
72. Reif, D.W., Bluestein, H.B., 2017. A 20-year climatology of nocturnal convection initiation over the Central and Southern Great Plains during the warm season. *Mon. Weather Rev.* 145, 1615–1639.
73. Schlemmer, L., Martius, O., Sprenger, M., Schwierz, C., Twitchett, A., 2010. Disentangling the forcing mechanisms of a heavy precipitation event along the Alpine South side using potential vorticity inversion. *Mon. Weather Rev.* 138, 2336–2353.
74. Schumacher, R.S., 2015. Sensitivity of precipitation accumulation in elevated convective systems to small changes in low-level moisture. *J. Atmos. Sci.* 72, 2507–2524.
75. Schumacher, R.S., Johnson, R.H., 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon. Weather Rev.* 133, 961–976.
76. Schumacher, R.S., Johnson, R.H., 2008. Mesoscale processes contributing to extreme rainfall in a midlatitude warm-season flash flood. *Mon. Weather Rev.* 136, 3964–3986.
77. Schumacher, R.S., Johnson, R.H., 2009. Quasi-stationary, extreme-rain-producing convective systems associated with midlevel cyclonic circulations. *Weather Forecast.* 24, 555–574.
78. Smith, J.A., Baek, M.L., Morrison, J.E., Sturdevant-Rees, P., 2000. Catastrophic rainfall and flooding in Texas. *J. Hydrometeorol.* 1, 5–25.



79. Smith, J.A., Baeck, M.L., Steiner, M., Miller, A.J., 1996. Catastrophic rainfall from an upslope thunderstorm in the central Appalachians: the Rapidan Storm of June 27, 1995. *Water Resour. Res.* 32, 3099–3113.
80. Sodemann, H., Stohl, A., 2013. Moisture origin and meridional transport in atmospheric rivers and their association with multiple cyclones. *Mon. Weather Rev.* 141, 2850–2868.
81. Takeuchi K. 2006. ICHARM calls for an alliance for localism to manage the risk of waterrelated disasters. In: Tchiguirinskaia I, Thein KNN, Hubert P, editors. *Frontiers in flood research*. the Netherlands: IAHS Press; p. 197–208.
82. Toreti, A., Giannakaki, P., Martius, O., 2016. Precipitation extremes in the Mediterranean region and associated upper-level synoptic-scale flow structures. *Clim. Dyn.* 47, 1925–1941
83. Uebel, M., Bott, A., 2015. Mesoscale air transport at a midlatitude squall line in Europe – a numerical analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 141, 3297–3311.
84. Unuma, T., Takemi, T., 2016. Characteristics and environmental conditions of quasistationary convective clusters during the warm season in Japan. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142, 1232–1249
85. Warner, M.D., Mass Jr., C.F., Salathé, E.P., 2012. Wintertime extreme precipitation events along the Pacific Northwest Coast: climatology and synoptic evolution. *Monthly Weather Review* 140, 2021–2043.
86. White, B.A., Blyth, A.M., Marsham, J.H., 2016. Simulations of an observed elevated mesoscale convective system over southern England during CSIP IOP 3. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 142, 1929–1947.
87. Xoplaki, E., Gonzalez-Rouco, J. F., and Luterbacher, J.: Wet season Mediterranean precipitation variability: Influence of large-scale dynamics and trends, *Clim. Dyn.*, 23, 63–78, 2004.
88. Zhang, Y., Smith, J.A., Ntelekos, A.A., Baeck, M.L., Krajewski, W.F., Moshary, F., 2009. Structure and evolution of precipitation along a cold front in the Northeastern United States. *J. Hydrometeorol.* 10, 1243–1256.
89. Кудрянь О.П. Супутникова метеорологія: практика неаналізу. Одеса. 2002. 166 стор.
90. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 616 с.
91. Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. – Л.: Гидрометеиздат. 1985. – 264 стр.
92. Шакина Н.П. Лекции по динамической метеорологии. Москва. 2013. 160 с.

## Додаток А

Таблиця А.1 – Список конференцій та публікацій

| <b>Вид наукової роботи<br/>(теми наукових робіт, автор, керівник роботи)</b>                                                                                                                                                      | <b>Кількість<br/>кредитів</b> |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|
| Участь у I етапі Всеукраїнського конкурсу наукових студентських робіт зі спеціальності «Науки про Землю (гідрометеорологія)» 2020-2021 н.р.                                                                                       | 0,25                          |
| Участь у I етапі Всеукраїнського конкурсу наукових студентських робіт зі спеціальності «Науки про Землю (гідрометеорологія)» 2021-2022 н.р.                                                                                       | 0,25                          |
| <b>Університетські конференції, семінари, гуртки (інші):</b>                                                                                                                                                                      |                               |
| Конференції молодих вчених ОДЕКУ, 23-31 травня 2022 р., м. Одеса.<br>Доповідь на тему: «Екстремальні опади в м. Одеса 22 липня 2021 р. Ситуативний аналіз».                                                                       | 0,25                          |
| Виступ на студентському семінарі кафедри метеорології та кліматології на тему «Оцінка вразливості міста Києва до змін клімату»                                                                                                    | 0,25                          |
| Доповідь на студентському науковому семінарі на тему «Вразливість міста Київ до поточних і майбутніх змін клімату»                                                                                                                | 0,25                          |
| <b>Опубліковані тези конференцій:</b>                                                                                                                                                                                             |                               |
| Гайдейчук Т.М., Хоменко І.А. Екстремальні опади в м. Одеса 22 липня 2021 р. Ситуативний аналіз. Матеріали XXI наукової конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету. 23-31 травня 2022 р. С. 200-201 | 0,25                          |
| <b>Всього</b>                                                                                                                                                                                                                     | <b>1,50</b>                   |