

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут  
Кафедра метеорології та кліматології

**ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ**  
рівень вищої освіти: «спеціаліст»

на тему: Регіональні особливості виникнення шквалів  
у Північно-Західному Причорномор'ї

Виконала студентка 1 курсу групи МСА-51а  
спеціальності 103 – Науки про Землю  
спеціалізація Метеорологія та кліматологія  
Любарова Аліса Олександрівна

Керівник ст. викладач. \_\_\_\_\_  
Гурська Людмила Михайлівна

Консультант к.геогр.н., доц. \_\_\_\_\_  
Хоменко Галина Василівна

Рецензент к.геогр.н., доц. \_\_\_\_\_  
Ярмольська Олена Євгенівна.

Одеса 2017

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Інститут, факультет, відділення	Гідрометеорологічний інститут
Кафедра, циклова комісія	Кафедра метеорології та кліматології
Освітньо-кваліфікаційний рівень	Спеціаліст
Спеціальність	103 - Науки про Землю
Спеціалізація	Метеорологія та кліматологія (шифр і назва)

**ЗАТВЕРДЖУЮ**

Завідувач кафедри \_\_\_\_\_ Івус Г.П.  
“ 10 ” березня \_\_\_\_\_ 2017 р.

**ЗАВДАННЯ  
НА ДИПЛОМНИЙ ПРОЕКТ СТУДЕНТУ**

Любаровій Алісі Олександрівні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема проекту	Регіональні особливості виникнення шквалів у Північно-Західному Причорномор'ї
Керівник проекту	Гурська Людмила Михайлівна, ст. викладач (прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)
Затверджені наказом вищого навчального закладу від “17” грудня 2016р. №372с	
2. Строк подання студентом проекту	1 червня 2017 р.
3. Вихідні дані до проекту	Дані метеорологічних та аерологічних спостережень, телеграми штормових повідомлень за період 2007-2016 рр.
4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити)	_____
	- дослідити територіальний розподіл шквалів по території Одеської, Миколаївської та Херсонської областей за період 2007-2016 рр.
	- провести синоптичний аналіз процесів за 07.08.2016 р. при шквалах на Одещині
	- побудувати прогностичну модель конвекції та визначити основні її параметри
	- розрахувати шквал за методом Г.Д.Решетова _____
5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)	_____
	- графік добового ходу шквалів, синоптичні карти, аерологічна діаграма, прогностична модель конвекції

## 6. Консультанти розділів проекту

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв
3	Хоменко Г.В., доцент	10.03.2017 р.	10.03.2017 р.

7. Дата видачі завдання 10 березня 2017 р.**КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН**

№ з/п	Назва етапів дипломного проекту	Термін виконання етапів проекту	Оцінка виконання етапу	
			У %	За 4-х бальною шкалою
1	Огляд літературних джерел за темою дослідження, написання реферативної частини	11.03–20.03. 2017 р.	86	Добре
2	Вибір вихідних даних, дослідження територіального розподілу шквалів та їх добового ходу	21.03–05.04. 2017 р.	90	Відмінно
3	Атестація	03–08.04. 2017 р.	88	Добре
4	Аналіз синоптичних процесів під час виникнення шквалів на Одещині	6.04–20.04. 2017 р.	86	Добре
5	Побудова прогностичної моделі конвекції. Дослідження стратифікації атмосфери під час шквалу	21.04-06.05. 2017 р.	86	Добре
6	Атестація	03–06.05. 2017 р.	86	Добре
7	Аналіз метеорологічних параметрів при шквалі. Розрахунок шквалу за методом Г.Д.Решетова	07.05–20.05. 2017 р.	90	Відмінно
8	Формулювання висновків, оформлення додатків та тексту дипломного проекту.	21–31.05. 2017 р.	90	Відмінно
	<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>		<b>88</b>	<b>Добре</b>

Студент \_\_\_\_\_ Любарова А.О.  
( підпис ) (прізвище та ініціали)Керівник проекту \_\_\_\_\_ Гурська Л.М.  
( підпис ) (прізвище та ініціали)

## ЗМІСТ

ВСТУП .....	5
1 КОНВЕКТИВНА НЕСТІЙКІСТЬ АТМОСФЕРИ .....	7
2 ШКВАЛИ ЯК ОБ’ЄКТ ГЛИБОКОЇ КОНВЕКЦІЇ .....	11
2.1 Механізм виникнення шквалу .....	12
2.2 Метеорологічні та синоптичні умови виникнення шквалів .....	13
2.3 Річний та добовий хід шквалів .....	15
2.4 Розподіл шквалів по території України.....	16
2.5 Використання супутникової та радіолокаційної інформації для прогнозу шквалів.....	19
2.6 Методи прогнозу шквалів .....	21
3 ШКВАЛИ У ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОМУ ПРИЧОРНОМОР’І ЗА ПЕРІОД 2007-2016 рр. ....	31
3.1 Територіальний розподіл шквалів по Північно-Західному Причорномор’ю .....	31
3.2 Синоптичні умови виникнення шквалів та їх добовий хід .....	35
3.3 Синоптичні та термодинамічні умови виникнення шквалу на Одещині 7 серпня 2016 року.....	36
3.4 Хід метеорологічних характеристик під час виникнення шквалу .....	48
3.5 Побудова та аналіз прогностичної моделі конвекції на 7 серпня 2016 року.....	50
3.6 Розрахунок шквалу за методом Г.Д. Решетова .....	52
ВИСНОВКИ.....	53
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	54
Додаток А.....	57
Додаток Б .....	58

## ВСТУП

Особливості географічного положення України, синоптичних процесів і різноманітність кліматичних умов сприяють частому виникненню стихійних метеорологічних явищ (СМЯ) і створюють надзвичайну складність розподілу їх у просторі та часі. За останні роки у зв'язку зі значними флуктуаціями клімату частота екстремального стану погоди збільшилася. В окремих випадках стихійні метеорологічні явища мають катастрофічний характер та завдають значних збитків економіці та населенню. СМЯ, зазвичай, спостерігаються у комплексі, що значно підсилює їх негативний вплив: зливові дощі супроводжуються штормовим вітром, грозою, градом; хуртовини – снігопадом і сильним вітром, відкладенням мокрого снігу, обледенінням; пилові бурі – посиленням вітру та погіршенням видимості тощо.

Зростання кількості та інтенсивності стихійних явищ погоди, яке спостерігається в Європі та Україні з 90-х років ХХ століття і набирає все більших темпів [1], вимагає дослідження причин цього явища, його механізмів. При цьому однією з найбільш актуальних задач є дослідження стихійних явищ погоди пов'язаних із зонами активної конвекції (злив, гроз, граду, шквалу, смерчів), їх повторюваності, умов формування, просторово-часової мінливості, оскільки саме ці явища дають значну долю збитків економіці багатьох країн, у тому числі й України. Прогноз цих явищ є надзвичайно складним, що зумовлено значною неоднорідністю конвекції у часі та просторі і недостатньою вивченістю просторово-часової мінливості її кліматичних характеристик.

Територія Одещини за даними останніх досліджень вчених УкрНДГМІ [1] входить до шквалонебезпечної зони. Слід відмітити, що в останні роки майже щорічно тут спостерігались шквали, що відносяться до СМЯ.

Надзвичайно важливо мати якісну аеросиноптичну інформацію, яка є основою успішного прогнозу конвективних явищ погоди.

Територія Північно-Західного Причорномор'я має один пункт аерологічного зондування атмосфери на ст. Одеса-ГМО, мережа радіолокаційних спостережень взагалі відсутня.

Тому для причорноморського регіону, не забезпеченого такою інформацією, дуже актуальною є проблема прогнозу конвективних явищ, і шквалу зокрема.

У дипломному проекті виявлено регіональні особливості розподілу шквалів по території Одеської, Миколаївської та Херсонської областей за останнє десятиріччя, розглянуто їх добовий хід. Детально досліджено синоптичні та термодинамічні умови, що сприяли виникненню шквалу 7 серпня 2016 року на Одещині.

Дипломний проект виконано на кафедрі метеорології та кліматології в рамках кафедральної тематики «Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України» під керівництвом ст. викл. Гурської Л.М.

## 1 КОНВЕКТИВНА НЕСТІЙКІСТЬ АТМОСФЕРИ

Під конвекцією в найбільш широкому значенні цього слова розуміють переміщення рідини у певному напрямку. В метеорології під конвекцією мають на увазі переміщення окремих об'ємів повітря з одного рівня на інший, зумовлені силою плавучості. Основною причиною виникнення конвекції є наявність нестійкої термічної стратифікації, яка приводить до виникнення сил плавучості і, відповідно, вертикальних рухів, середня швидкість яких становить  $1-2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а в окремих випадках може сягати  $40-60 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  і вище. Це явище зберігається до того часу, поки зберігається різниця температур між об'ємом повітря що рухається і оточуючим середовищем. Поблизу рівня вирівнювання температур (рівня конвекції) вертикальні рухи повітряних часток зникають і конвекція припиняється.

Інтенсивність конвективних рухів визначається температурною стратифікацією атмосфери, різницею температур повітряних часток, що приймають участь у конвективних рухах, структурою повітряних течій [3].

Залежно від потужності шару конвекції виникають вертикальні рухи різного масштабу, які зумовлюють виникнення різних за масштабом конвективних явищ. Так, при незначній товщині шару конвекції виникають дрібномасштабні конвективні рухи, які приводять до утворення конвективних хмар хорошої погоди. При товщині конвективного шару  $1-2 \text{ км}$  виникають конвективні комірки, які утворюють хмарні системи з висхідними і низхідними рухами, в яких можуть утворюватись невеликі опади. Якщо товщина конвективного шару перевищує  $5 \text{ км}$ , виникають конвективні системи, які складаються з конвективних комірок різних розмірів. При цьому горизонтальна протяжність купчасто-дощових хмар, що виникають, може змінюватись від декількох десятків до  $100 - 200 \text{ км}$ , а вертикальна потужність може сягати  $10 - 15 \text{ км}$  [3]. Саме з такими системами і пов'язана більшість небезпечних та стихійних конвективних явищ погоди в Україні: злив, граду, гроз, шквалів, смерчів.

Оскільки основним чинником, що впливає на інтенсивність конвекції є температура повітря, то її зміна впливає на зміну інтенсивності конвекції і, відповідно, на інтенсивність та повторюваність конвективних явищ погоди. Не викликає сумнівів ( $p < 0,01$ ), що протягом останніх п'ятдесяти років

температура повітря в Україні зростала і стала вищою в усі сезони і в цілому за рік. Середня річна температура повітря за останні двадцять років (1991-2010 рр.) виросла на  $0,8^{\circ}\text{C}$  відносно кліматичної норми. Найбільший внесок у зміну річної температури мали літній та зимовий сезони. При цьому найбільш суттєво підвищилась температура повітря у січні та липні.

Ріст середньої річної і місячної температури в Україні зумовлений збільшенням максимальної та мінімальної температури повітря впродовж усього року. При цьому найбільший ріст максимальної температури відмічається влітку, з максимумом у липні, а мінімальної – взимку з максимумом у січні.

Підвищення температури повітря відмічається не лише біля земної поверхні, а й у нижній тропосфері, супроводжується ростом вологовмісту і приводить до збільшення інтенсивності термічної конвекції та конвективних явищ погоди.

Оскільки домінуючу роль в утворенні конвективних явищ погоди, їх інтенсивності відіграє конвективно доступна потенційна енергія (CAPE), при аналізі інтенсивності конвекції оперували насамперед її величиною. Цей параметр дозволяє кількісно оцінити не лише величину енергії нестійкості атмосфери, а й максимальну швидкість вертикальних рухів в атмосфері. Атмосфера є стійкою коли CAPE дорівнює  $0$  Дж/кг і нестійкою коли CAPE більше  $0$ , при цьому, якщо величина CAPE лежить в межах  $0 - 1000$  Дж/кг – спостерігається незначна нестійкість,  $1000 - 2500$  Дж/кг – помірна, більше  $2500$  Дж/кг – дуже велика [14].

За умовами розвитку конвекція підрозділяється [11] на три види:

1. Термічна конвекція, що виникає за рахунок прогріву часток від підстильної поверхні. У цьому випадку конвективно-нестійкий шар (КНШ) формується безпосередньо від підстильної поверхні.

2. Вільна конвекція; КНШ розташовується на деякій висоті, тобто його формування не пов'язане з прогрівом маси від підстильної поверхні. Виникає за рахунок нерівномірної горизонтальної адвекції повітряних мас на висотах чи радіаційного охолодження на верхній межі хмарного шару. Частіше спостерігається у перехідні сезони.



3. Вимушена конвекція; виникає за рахунок формування вологонестійкої стратифікації в хмарній масі, що може бути обумовлена упорядкованими висхідними рухами при циклонічних перебудовах баричного поля. Вона може також формуватися в районах зі складною орографією за рахунок орографічного підйому. В момент розвитку конвекції градієнт температури може перевищувати або дорівнювати значенню сухоадіабатичного градієнта  $\gamma \geq \gamma_{ca}$  в нижньому шарі атмосфери, а вище -  $\gamma \geq \gamma_{ва}$ .

Виняткове значення при прогнозі конвективних явищ має вологовміст повітряних мас. Так, для центральної частини Східної Європи сумарна величина дефіциту точки роси складає:

$$\sum_{850}^{700} (T - T_d) \leq 20^{\circ}\text{C}, \text{ а } \sum_{850}^{500} (T - T_d) \leq 25^{\circ}\text{C},$$

$T_{\max} - T_d \leq 20^{\circ}\text{C}$  у ранкові години (звичайно для розрахунків беруть 9 год).

Якщо сумарний дефіцит більше цих величин, то атмосфера буде дуже сухою, і навіть якщо висхідні вертикальні рухи прагнуть до максимуму та конвекція розвивається, опадів не буде.

Якщо  $T_{\max} - T_d \leq 20^{\circ}\text{C}$ , то рівень конденсації лежить нижче 2 км, а якщо  $T_{\max} - T_d > 20^{\circ}\text{C}$ , то рівень конденсації знаходиться вище 2 км і опади землі не досягають (випаровуються); спостерігаються так звані сухі грози.

Під конвективними явищами розуміється хмарність купчастих форм, грози, зливи, шквали, смерчі тощо. Як вже зазначалось, основна причина розвитку конвективних явищ - це потоки конвекції, що можуть досягати декількох десятків  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Необхідною умовою є нестійка стратифікація атмосфери.

Основними чинниками, що визначають умови формування конвективних явищ є:

- ступінь конвективної нестійкості атмосфери, яка визначається стратифікацією повітряної маси та інтенсивністю прогрівання нижніх шарів повітря в денні години;
- кількість вологи, яка поступає з нижніх рівнів у верхні шари атмосфери, що беруть участь у формуванні купчастої хмарності;

- розподіл вологості по висоті і ступінь насичення водяною парою верхніх шарів повітря.

Крім того, певне значення для розвитку конвективної діяльності мають:

- збіжність і розбіжність повітряних потоків на різних рівнях;
- упорядковані вертикальні рухи повітря;
- розподіл адвекції на різних рівнях;
- місцеві особливості орографії та топографії місця.

При дослідженні умов формування та динаміки конвективних явищ погоди необхідно насамперед оцінити потужність конвекції в атмосфері та її мінливість. Зробити таку оцінку можна за допомогою аналізу енергії нестійкості атмосфери, її вологовмісту, умов конвекції. Для кількісної оцінки інтенсивності конвекції використовувались індекси нестійкості атмосфери, величина конвективно доступної потенційної енергії, масова доля водяної пари, висота рівня конденсації та конвекції. При прогнозі конвективних явищ необхідно враховувати структурні особливості хмари. Зокрема, у помірних широтах сприятливою умовою для розвитку гроз і злив є змішана структура хмарної маси. На підставі даних літакового зондування в помірних широтах отримані наступні параметри хмари [11]:

- зливові опади випадають у тому випадку, якщо хмару пронизують ізотерми  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  в середній і  $-22,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  у верхній частині, тобто хмара стає колоїдально нестійкою;

- якщо вертикальна потужність конвективної хмари  $\Delta H_{\text{кх}} \geq 2,2\text{ км}$ , то відзначається випадіння зливових опадів, а якщо  $\Delta H_{\text{кх}} \geq 4,5\text{ км}$  – спостерігаються грози.

При прогнозі конвективних явищ необхідно виявляти і враховувати потужність конвективно-нестійкого шару  $\Delta H_{\text{кнш}}$  - це шар атмосфери, частки якого стратифіковані нестійко, тобто  $\gamma > \gamma_a$ .

## 2 ШКВАЛИ ЯК ОБ'ЄКТ ГЛИБОКОЇ КОНВЕКЦІЇ

Одним із типових проявів інтенсивної конвекції є шквал, який залежно від інтенсивності конвекції може охоплювати від декількох сотень квадратних метрів (локальні шквали, пов'язані з купчасто-дошовими хмарами, що розвиваються в однорідній повітряній масі) до зон - мезомасштабу (шквали пов'язані з відповідними конвективними системами).

Шквал – це різке короткочасне (від декількох хвилин до години) посилення вітру, яке супроводжується зміною його напрямку [4, 6]. Шквал являє собою вихор з горизонтальною віссю обертання, швидкість вітру при якому нерідко досягає  $18...25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , а іноді й більше, перевищує швидкість градієнтного вітру, в окремих випадках досягає руйнівної сили. Відповідно до швидкості вітру шквали поділяють на: слабкі — швидкість вітру до  $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , помірні — від  $15$  до  $24 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  та сильні  $\geq 25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ . Шквал — короткочасне явище. Близько половини усіх шквалів мають тривалість не більше  $0,1$  год, у  $4\%$  — понад  $0,5$  год.

Швидкість вітру при шквалах залежить від енергії низхідного потоку, сили вітру в тропосфері, швидкості потоку, контрастів температури тощо [1]. Сильні шквали в Україні мають швидкість вітру переважно ( $82,8\%$ ) від  $25$  до  $30 \text{ м}\cdot\text{с}$ . СГЯ зі швидкістю вітру  $40 \text{ м}\cdot\text{с}$  і більше спостерігаються вкрай рідко -  $\sim 1\%$ .

Як правило, шквали мають локальний характер, це окреме явище, рідко вони можуть супроводжувати один одного у певному районі. Шквали відносяться до стихійних гідрометеорологічних явищ погоди. Особливо небезпечні неупереджені шквали тому, що вони можуть спричинити великі руйнування та завдати значної шкоди господарству.

Шквал, як і інші небезпечні конвективні явища, пов'язаний із зонами активної конвекції, утворюється внаслідок складної взаємодії атмосферних процесів макро-, мезо- та мікромасштабів. До макропроцесів відносяться характерні синоптичні ситуації, що сприяють утворенню шквалу: до мезопроцесів — конкретні ділянки атмосферних фронтів, лінії нестійкості, мезомасштабні конвективні комплекси; до мікропроцесів — параметри окремих частин конвективних хмар, фазовий стан хмарних часток тощо. Виникнення шквалів спостерігається в тих районах, де атмосфера біля земної

поверхні стратифікована нестійко, відмічається конвергенція повітряних потоків і вологість повітря досить значна.

## 2.1 Механізм виникнення шквалу

Виникнення шквалів пов'язано з купчасто-дощовими хмарами (Cb), вони звичайно супроводжуються зливами, грозами, часто з градом. Перед шквалом майже завжди різко падає тиск, при появі шквалу - різко зростає; після закінчення шквалу та припинення зливи тиск падає знову приблизно на протязі години ("грозний ніс"). При шквалі температура повітря різко знижується, а після його припинення може зростати, але залишається більш низькою, ніж температура повітря до шквалу.

У передній частині Cb спостерігаються сильні висхідні рухи повітря, а у тилій - сильні низхідні рухи. Останні обумовлені охолодженням повітря, опадами, особливо при випадінні граду.

У зоні протилежних рухів повітря створюється "шкваловий коловорот (комір)", що являє собою вихор з горизонтальною віссю. Цей вихор з'являється звичайно поперед Cb, за 1...2 км до суцільної завіси дощу, на висоті 500...600 м або нижче; він виглядає як Cb arcus. У результаті при проходженні Cb виникає шквал.

Лінія шквалів (ЛШ) являє собою мезомасштабну систему глибокої конвекції. Протяжність ЛШ може сягати тисячі кілометрів, а ширина – 50-100 км.

Сильні шквали, як і інші конвективні явища, утворюються в результаті складної взаємодії атмосферних процесів [6]:

- системи синоптичного масштабу, на фоні яких розвиваються конвективні процеси;
- системи мезомасштабу;
- окремі потужні купчасто-дощові хмари.

Лінійна структура конвективних течій виникає на фоні інтенсивних крупно масштабних потоків, в яких спостерігаються значні здвиги швидкості вітру у вертикальному і горизонтальному напрямку.

## 2.2 Метеорологічні та синоптичні умови виникнення шквалів

Шквал зазвичай фіксується одночасно з різними явищами конвективного походження. Під час шквалу найчастіше спостерігається зливовий дощ з грозою, причому це найхарактерніше для сильних шквалів, коли досить часто ці явища поєднуються з градом, а слабкі шквали характеризуються підвищеною повторюваністю зливових дощів.

У теплий період року під час шквалу спостерігається різка зміна метеорологічних величин у приземному шарі атмосфери.

Тиск повітря під час слабких та помірних шквалів аналогічний і найчастіше має значення, які є характерними для теплового періоду взагалі. Під час сильних шквалів тиск повітря менший, ніж під час слабких та помірних. Перед шквалом майже завжди тиск різко падає, при появі шквалу - різко зростає. Зростання тиску за фронтом у районі виникнення шквалів складає 3...5 гПа за 3 год. Після закінчення шквалу та припинення зливи тиск падає знову приблизно на протязі години ("грозовий ніс") [4, 11].

Шквал виникає у досить широкому діапазоні температури повітря. Максимальна температура теплового повітря перед фронтом звичайно досягає позначки 30 °С, часто підвищується до 35...38 °С. При шквалі температура повітря різко знижується, а після його припинення може зростати, але залишається більш низькою, ніж температура повітря до шквалу. Контрасти температури на холодному фронті у випадках коли формується шквал над сушею, часто дорівнюють 8...10 °С та більше.

Діапазон повторюваності температури ґрунту ще ширший, максимум припадає на 25 – 30 °С, у східних і південних областях температура інколи досягала майже 60 °С.

Виникнення шквалу тісно (78%) пов'язане з атмосферними фронтами, а в решті випадків - з внутрішньомасовими процесами. Здебільшого це малорухомі квазімеридіонально орієнтовані fronti, розташовані в улоговинах, які поступово переміщуються із заходу на схід. На них зазвичай утворюються хвилі, що у свою чергу сприяє розвитку конвекції і, як наслідок, виникненню шквалу. 10...15% шквалів зафіксовано на вторинних фронтах і в депресіях, що заповнюються, 3...5% випадків – у термічно однорідній повітряній масі.

Найбільш небезпечні фронтальні шквали виникають частіше за все у смузі найбільш розвиненої конвективної нестійкості в теплому секторі циклону попереду холодного фронту. Передній край цієї смуги шириною 50...100 км має назву лінії нестійкості.

Внутрішньомасові шквали пов'язані з хмарами Сb, які виникають при суто термічній конвекції або при термодинамічній конвекції у холодній нестійкій повітряній масі в тилу циклону. Шквал переміщується разом з купчасто-дощовою хмарою, тому у межах певної смуги, за останнім, формується так званий "слід" шквалу.

В Україні [7] шквали найчастіше (40%) виникають у баричних улоговинах, які в основному спрямовані з півночі, північного заходу чи північного сходу. Значна їх повторюваність також у розмитих баричних полях. У зонах високого тиску (антициклон, гребінь) неодмінною умовою виникнення шквалу є наявність атмосферного фронту. Щодо висотного баричного поля, то найбільшу повторюваність має також улоговина.

Синоптичні умови, що сприяють розвитку шквалів

1. Вершини хвильових збурень на фронтах і зони холодних фронтів, що переміщуються зі швидкістю 30...40 км·год<sup>-1</sup> та більше.
2. Стаціонарні та малорухомі холодні фронти із хвильовими збуреннями.
3. Фронти оклюзії при їх переміщенні зі швидкістю 20..30 км·год<sup>-1</sup>.
4. Малоградієнтні області низького або високого тиску.
5. Области невеликих баричних улоговин та теплі сектори циклонів.
6. Південні, південно-західні та західні периферії розлогих, малорухомих антициклонів при значній нестійкості теплої повітряної маси та денних температурах, які досягають 28...30 °С, при точці роси 10...15 °С та масовій частці водяної пари  $\geq 10$  %.

Синоптичні умови, що не сприяють розвитку шквалів

1. Области антициклонів та баричних гребенів.
2. Теплі сектори циклонів з прямолінійними або антициклонально вигнутими ізобарами.
3. Передня та ліва за напрямком руху частини циклонів.
4. Теплі фронти.

5. Периферійні частини будь-яких фронтів.

6. Малорухомі холодні фронти, швидкість переміщення яких не перевищує  $10...15 \text{ км}\cdot\text{год}^{-1}$ .

### 2.3 Річний та добовий хід шквалів

Повторюваність шквалу має чітко виражений річний хід [1]. Шквал, як один із типових проявів інтенсивної конвекції, виникає тоді, коли цей процес досягає найбільшого розвитку, найчастіше ( $\sim 60\%$ ) - у червні та липні. Над сушею шквали спостерігаються з квітня по серпень у південних районах, але іноді вони відмічаються у березні та вересні. Весною спостерігається  $\sim 14\%$  СГЯ, а восени вдвічі менше. Зимові шквали становлять близько  $3\%$ . Над теплими морями і океанськими течіями шквали спостерігаються і взимку, вони розвиваються у нестійко стратифікованих холодних повітряних масах, а також при проходженні холодних фронтів.

Сильні шквали у західних і східних областях майже однаково часто спостерігаються у липні і червні, у північному регіоні максимум припадає на червень, а в південних і центральних — на липень. У зимові місяці максимум повторюваності зміщується на більш ранні години. Пізньої осені (листопад) він припадає на ті ж години, що й у теплому періоді, разом з тим формується вторинний максимум їх повторюваності.

Шквал найчастіше виникає у другій половині дня, коли конвективна хмарність досягає найбільшого розвитку і термодинамічна енергія нестабільності максимальна. У теплий період максимум повторюваності припадає на 15 - 18 год [7]. У цей час конвективні процеси досягають максимального розвитку. Майже з однаковою повторюваністю шквал буває о 12 - 15 та 18 - 21 год, коли конвекція також досить інтенсивна. У після полуденні і вечірні години спостерігається близько  $60\%$  СГЯ. У ранкові і нічні години вони утворюються рідко.

Подібна закономірність у добовому ході спостерігається у більшості регіонів. Дещо відрізняється східний регіон, де повторюваність шквалів підвищена у період 12 - 15 год. Нічні шквали тут не зафіксовані. Для південних областей характерна дещо підвищена частота шквалу о 0 - 6 год. У холодний період добовий хід подібний до ходу у теплий період, але значно згладжений за рахунок підвищення повторюваності шквалу у першу половину доби.

#### 2.4 Розподіл шквалів по території України

Внаслідок локальності шквалу окремими метеорологічними станціями він фіксується досить рідко, тому чітких закономірностей у його просторовому розподілі не виявлено. Особливо це стосується сильних та слабких шквалів, які на третині наведених пунктів взагалі не відмічалися. Зона шквалу зазвичай займає незначну площу і найчастіше (близько 70%) відмічається одним пунктом, лише в 1% шквал фіксується 5-ма та більше пунктами.

Враховуючи локальність явища, дані про шквали доцільно розглядати осередненими для певних територій, зокрема — для адміністративних областей. Як свідчать осереднені таким чином дані, у просторовому розподілі шквалів відмічається значна нерівномірність. Навіть у поблизу розташованих областях кількість шквалів може істотно відрізнитися (Одеська і Миколаївська, Чернігівська і Сумська області). Це стосується як усіх шквалів, так і сильних зокрема.

Як зазначається в роботі [7] шквали спостерігаються на всій території України. Найбільш шквалонебезпечним є південь, зокрема Одеська область (понад 6 шквалів у середньому за рік). Дещо менше їх (4 - 6) спостерігається у Херсонській області та Криму, від 2 до 4 — на крайньому заході (Львівська та Волинська області), у деяких центральних і північних областях (Кіровоградська, Черкаська, Житомирська, Київська і Чернігівська) та на сході (Донецька, Харківська), у решті областей — менше двох.

Інколи шквали виникають одночасно у декількох областях, досягаючи категорії сильних.



Виявлення та дослідження конвективних процесів в Україні проводилось вченими УкрНДГМІ [1] за даними мережі температурно-вітрового зондування у період з 1973 по 2010 рр.та даними реаналізу ERA Interim ECMWF з 1989 по 2010 рр. Оскільки інтенсивні конвективні явища в країні, зокрема усі сильні зливи, град, переважна більшість сильних шквалів та смерчів спостерігаються з травня по вересень то й аналіз інтенсивності конвекції проводився у цей період. При дослідженні просторово-часової структури стихійних конвективних явищ погоди використовувались також щоденні дані спостережень 187 метеорологічних станцій за теплий період з 1968 по 2008 рр. Визначення шквалонебезпечності території за даними метеостанцій, при існуючій щільності мережі, не може правдиво відобразити частоту виникнення шквалу в даному регіоні. Тому для визначення шквалонебезпечності території кількість випадків з сильним шквалом по даним метеостанцій та даним штормових донесень з прогностичних підрозділів приводили до одиниці площі 1 млн.га ( $\beta$ -мезомасштаб).

Враховуючи ці дослідження, вчені стверджують, що найбільшу інтенсивність шквали мають на заході країни. Так у цьому регіоні шквали зі швидкістю 35 м/с і більше становлять  $\sim 20\%$ , у той час як у північних і південних областях – близько 7%, у центральних – 4%, а в східних - СГЯ такої інтенсивності взагалі не спостерігалось за досліджуваний період. Загалом повторюваність за рік випадків шквалу на площі 1 млн.га найбільша по Київській області і становить 0,26, за нею слідує Одеська, Дніпропетровська та Полтавська області, де повторюваність дорівнює 0,19, у Волинській, Хмельницькій, Івано-Франківській та Львівській областях – 0,18. На решті території країни шквали фіксуються значно рідше.

Сильні шквали мають незначну повторюваність по пункту, поширюються на невеликій території. Найчастіше ( $\sim 78\%$ ) вони спостерігаються в одному адміністративному районі, рідше ( $\sim 20\%$ ) – двох - п'яти. Тобто сильні шквали мають локальний характер, їх повторюваність по пункту незначна, оскільки просторовий масштаб шквалових процесів значно менше щільності мережі спостережень.

Проведені розрахунки показали, що хоча СГЯ такої інтенсивності в Україні бувають кожен рік, на площі 1 млн.га за 10 років сильних шквалів спостерігається вдвічі менше (1-2) ніж випадків крупного граду і в декілька разів більше, ніж смерчів. Зони, де виникає найбільша кількість сильних

шквалів співпадають із зонами, де спостерігається значна повторюваність і інших конвективних явищ: злив, граду, смерчів. Тобто значної інтенсивності СГЯ набувають на території, де конвекція досягає найбільшого розвитку в Україні. Це насамперед західні і південні області країни. На сході явища такої інтенсивності бувають рідко і поширюються на незначну територію.

Найбільш шквалонебезпечними в Україні є західні області, де сильні шквали спостерігаються кожні 1-2 роки, а щільність випадків СГЯ в мезорайоні найбільша – 3 - 5 випадки за 10 років. Особливо виділяється Львівська, Хмельницька та Рівненська області, де сильні шквали спостерігаються найбільш часто і мають найбільшу щільність по території.

Значну інтенсивність мають ці процеси і в Київській області. В Одеській [5] і Дніпропетровській областях сильні шквали бувають з такою ж частотою (не рідше, ніж кожні три роки), але в цих регіонах вони не поширюються на значну територію, мають дуже локальний характер, тому на площі 1млн.га за 10 років СГЯ спостерігається вдвічі менше. Така ж щільність СГЯ в мезорайоні спостерігається і в Миколаївській, Херсонській, Донецькій, Полтавській, Кіровоградській областях. Але у цих регіонах шквалів буває вдвічі рідше – кожні 6-7 років. У Житомирській, Чернігівській, Харківській областях та АР Крим сильні шквали бувають дещо частіше – кожні чотири - п'ять років, але їх повторюваність у мезорайоні менша.

Дуже рідко інтенсивні процеси, що зумовлюють виникнення стихійних конвективних явищ, у тому числі і сильних шквалів, розвиваються на північному сході (Сумська область) та на крайньому сході (Луганська область) країни, де вологозапас повітряних мас недостатній для розвитку процесів такої інтенсивності. Також рідко сильні шквали бувають на узбережжі морів та великих водойм, де термічні інверсії, що виникають в умовах бризу, послаблюють конвекцію. Найчастіше (75%) сильні шквали тривають менше 20 хв. Близько 90% СГЯ триває не більше 0,5 год.

## 2.5 Використання супутникової та радіолокаційної інформації для прогнозу шквалів

Інформація з метеорологічних штучних супутників Землі може бути використана для прогнозу шквалів з упередженістю до 36 годин [13]. Аналіз знімків супутників за денний або вечірній час попередньої доби дозволяє вирішити питання: чи відмічалися у попередню добу на синоптичному об'єкті (наприклад, на фронті) конвективні хмари, які наближаються до пункту (району) прогнозу. Якщо на знімках ШСЗ були відмічені потужні конвективні хмари у хмарних спіралях, вихорах або смугах, то можна припустити, що ці хмари будуть зберігатися або розвиватися на фронті і у поточну добу, та з ними будуть пов'язані грози, зливи, град та шквали. Якщо на знімках за попередню добу на синоптичному об'єкті, що наближається до пункту (району) прогнозу, не було конвективних явищ, то це означає, що відсутні термодинамічні умови, які сприяють їх розвитку.

Лінії шквалів (або лінії нестійкості) відносяться до хмарних об'єктів мезомасштабу лінійного типу (масштаб мезо- $\alpha$ ) і являють собою зону скупчення купчасто-дощових та потужних купчастих хмар. Горизонтальна протяжність ліній шквалів може досягати тисячі кілометрів, а ширина в середньому складає 50 - 100 км.

На супутникових знімках лінії шквалів мають вигляд скупчень крупних конвективних елементів, що розміщуються вздовж однієї лінії паралельно хмарній смузі холодного фронту. Відстань між лінією шквалів та хмарністю холодного фронту в середньому складає 200 - 300 км і зберігається майже постійною протягом всього періоду існування лінії шквалів, тобто швидкості переміщення цих хмарних систем співпадають. Хмарність ліній шквалів є неоднорідною за своєю структурою і складається з лінійних фрагментів або скупчень купчасто-дощових хмар довжиною до 100 км і шириною близько 30 км. Період життя лінії шквалів складає звичайно більше доби, але окремі її елементи існують близько 5 - 6 годин.

Фізичний механізм утворення ліній шквалів тісно пов'язаний з виникненням вторинних мезомасштабних циркуляцій в зоні атмосферних фронтів завдяки реалізації певних видів гідродинамічної нестійкості, таких

як бароклинна нестійкість і конвективна нестійкість. Утворення лінії шквалів відбувається при високому рівні вологовмісту атмосфери та значних температурних контрастах в передній частині фронтальної зони. В приземному шарі атмосфери спостерігається мезомасштабна зона конвергенції потоків. Сприятливі умови призводять до формування характерної системи глибокої конвекції з висхідним рухом повітря, де утворюється конвективна хмарність, та інтенсивним низхідним рухом, що утворює характерну зону прояснення між лінією шквалів та хмарністю холодного фронту. Життєвий цикл лінії шквалів залежить від періоду зберігання сприятливих умов надходження теплого та вологого повітря в її передню частину, тобто від термодинамічного стану повітря, в напрямку якого вона переміщується. Якщо лінія шквалів рухається в бік більш сухого повітря, можна прогнозувати її швидке руйнування. Але в цілому, лінія шквалів, що переміщується з фронтальною системою циклону, може відновлюватися при зміні термодинамічного фону на сприятливий для глибокої конвекції над іншим районом.

Оскільки лінії шквалів є продуктом глибокої конвекції, на супутникових знімках активні хмарні системи виглядають яскраво білими на ТВ (видимий діапазон), ІЧ (інфрачервоний діапазон) та ВП (діапазон випромінювання водяної пари) знімках [13]. Але при меншій активності лінія шквалів виглядає білою лише на ТВ-знімку, сірий тон має на ІЧ-знімку та майже не розпізнається на ВП-знімку. Іноді хмарність лінії шквалів може знаходитися навіть в темній (сухій) зоні на ВП-знімку. Тобто, порівняльний аналіз вигляду хмарної системи лінії шквалів на знімках, зроблений в різних ділянках спектру, допомагає визначити активність лінії шквалів та інтенсивність конвективних процесів в ній. Ознакою зародження лінії шквалів в помірних широтах за даними супутникових знімків є поява вузького та довгого ланцюжка конвективних хмар, який відокремлений від системи холодного фронту безхмарною зоною шириною близько 100 км.

Радіолокаційна інформація [2] дозволяє виявити зони потужної конвективної хмарності на відстані до 300 км від пункту, де встановлено метеорологічний радіолокатор (МРЛ). Проте за результатами численних досліджень радіус дії МРЛ-2 і МРЛ-5 при вірогідності виявлення таких метеоб'єктів як Сб з грозою, градом та шквалом не менше 95% знаходиться в діапазоні 150 – 200 км.

Спостереження за послідовні строки дають можливість виявити Сб і пов'язані з ними небезпечні явища погоди, у тому числі і шквали. Встановити напрямок і швидкість переміщення Сб та їх еволюцію, визначити для кожного явища геометричні розміри, інтенсивність, тенденції розвитку. Періодичність оновлення інформації МРЛ у радіусі огляду змінюється в широких межах, але для переважної більшості споживачів вона становить від 3 до 15 хв. Таким чином можна уточнити складений раніше прогноз конвективних явищ на найближчі 3 год, а іноді на більший термін. Однак радіолокаційних характеристик та критеріїв, що надійно відрізняють шквалові конвективні хмари від нешквалових, поки що немає.

## 2.6 Методи прогнозу шквалів

В оперативній практиці найбільше застосування знайшли методи прогнозу шквалів, розроблені Г.Д. Решетовим та Б.Є. Песковим і О.І. Снітковським [6, 11]. Ці методи мають високу справджуваність, яка наближається до 90%, однак, успішність прогнозу значною мірою залежить від правильної оцінки синоптичного положення.

Прогноз складається у два етапи. На першому етапі виконується сумісний аналіз карт погоди та супутникових знімків, і за цими матеріалами складається прогноз очікуваного синоптичного положення. Якщо комплексний синоптичний аналіз вказує на умови, сприятливі для розвитку шквалів, то переходять до другого етапу прогнозу – розрахунку термодинамічних параметрів.

Решетовим Г.Д. розглянуто 280 шквалів (обрано 85 предикторів).

Найбільш показовими параметрами атмосфери при розвитку шквалів є:

1. Швидкість вітру на рівні 700 гПа -  $V_{700}$  (або середня швидкість в шарі 850...500 гПа -  $\bar{V}_{850}^{500}$ ), причому  $\bar{V}_{850}^{500} \geq 16 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ . При  $\bar{V}_{850}^{500} \geq 25 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  імовірність шквалів 100%. Якщо  $\bar{V}_{850}^{500} \leq 12 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ , шквал відсутній.

2. Вологість: при дефіцитах  $(T-Td)_{500} \sim 6...13 \text{ }^\circ\text{C}$  та  $(T-Td)_{850} \sim 4...8 \text{ }^\circ\text{C}$  імовірність шквалу є великою.

При більших дефіцитах (за рахунок випаровування та ефекту залучення) кількість шквалів зменшується. При менших дефіцитах, що супроводжуються збільшенням кількості хмарності і зменшенням денного прогріву, кількість шквалів теж зменшується.

3. В зоні фронту горизонтальний градієнт температури повітря  $T_v \geq 7,5 \text{ }^\circ\text{C}/750 \text{ км}$ . При  $T_v \geq 12 \text{ }^\circ\text{C}/750 \text{ км}$  імовірність шквалу 100%.

4. В полі барометричних тенденцій: перепади тенденцій більше 5 гПа/3 год на відстані 500 км від зони фронту. Якщо вночі в осередку

падіння тиску  $\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_n > 4 \text{ гПа}/3 \text{ год}$  або вдень в осередку росту тиску

$\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right)_p > 4 \text{ гПа}/3 \text{ год}$ , тоді ймовірність шквалу є великою.

З використанням найбільш інформативних предикторів в різних методиках отримані графіки для прогнозу шквалів.

Прогноз шквалів за методом Г.Д. Решетова. Прогноз шквалу за цим методом на короткий відрізок часу (9...12 год) більш виправданий. Але цей спосіб також може бути застосований для орієнтовного прогнозу, що має упередженість до 24...36 год.

Порядок складення прогнозу шквалу

1. За нічними та ранковими картами дається оцінка синоптичного положення, яке потім порівнюється з умовами, що сприяють або не сприяють розвитку шквалу.

2. За прогностичною кривою стратифікації розраховуються параметри:

$$\Delta T, \Delta T_3^{500}, \sum_{850}^{500} \Delta T', \bar{V}.$$

Графік, представлений на рис. 2.1, враховує ступінь нестійкості атмосфери в шарі 850...500 гПа.

Тут по осі ординат представлений параметр  $\Delta T_3^{500}$  - різниця між максимальною температурою біля поверхні землі перед шквалом та температурою повітря на рівні 500 гПа за цей самий строк; по осі абсцис відкладені значення  $\Delta T = T_{z \text{ max}} - T_{zm}$ ,  $^\circ\text{C}$  - різниця між максимальною температурою повітря біля поверхні землі перед шквалом ( $T_{z \text{ max}}$ ) та температурою низхідної течії холодного повітря ( $T_{zm}$ ), яке витікає з-під Сб і дає явище шквалу. Ця температура дорівнює нульовій температурі змоченого

термометра  $T_{зм}$  на висоті 600...700 гПа, яка приведена до тиску біля поверхні землі.

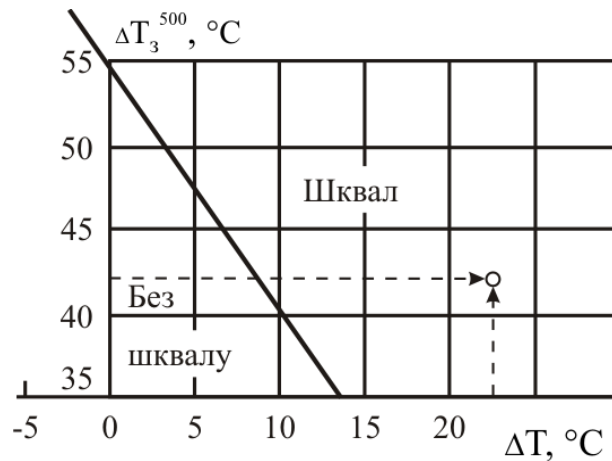


Рис. 2.1. Графік для прогнозу шквалів за значеннями параметрів

$$\Delta T_{земля}^{500} \text{ та } \Delta T [6]$$

На аерологічній діаграмі  $T_{зм}$  встановлюють таким чином:

1) знаходимо точки перехрестя нульової ізотерми з кривою вологості (точка А) та кривою стратифікації (точка В) (рис. 2.2);

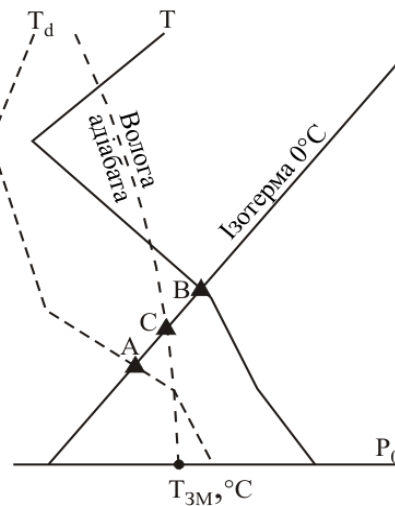


Рис. 2.2. Встановлення нульової температури змоченого термометра  $T_{зм}$ , що приведена вологадіабатично до тиску біля поверхні землі [6]:

1 - крива стратифікації температури; 2 - крива точки роси;  
3 - допоміжна крива

2) на нульовій ізотермі знаходимо точку С, що ділить відрізок АВ на дві рівні частини. Приблизно у цій точці температура змоченого термометра буде дорівнювати  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . З точки С вздовж вологої адиабати переміщуємося до приземної ізобари ( $p = p_0$ ), де відраховуємо значення  $T_{зм}$ ;

Прийнято вважати, що швидкість вітру при шквалах залежить від двох компонентів. Перший компонент - швидкість низхідного потоку холодного повітря у шквальної хмарі, він враховується через величину  $T_{зм}$ . Другий компонент - перенос великих швидкостей (великої кількості руху) з верхніх рівнів до поверхні землі низхідним потоком холодного повітря. Графік на рис. 2.3 враховує швидкість низхідного потоку повітря в шквальної хмарі  $\bar{u}$ ,

$$\text{де } \bar{u} = \frac{u_3 + u_{850} + u_{700} + u_{500}}{4}.$$

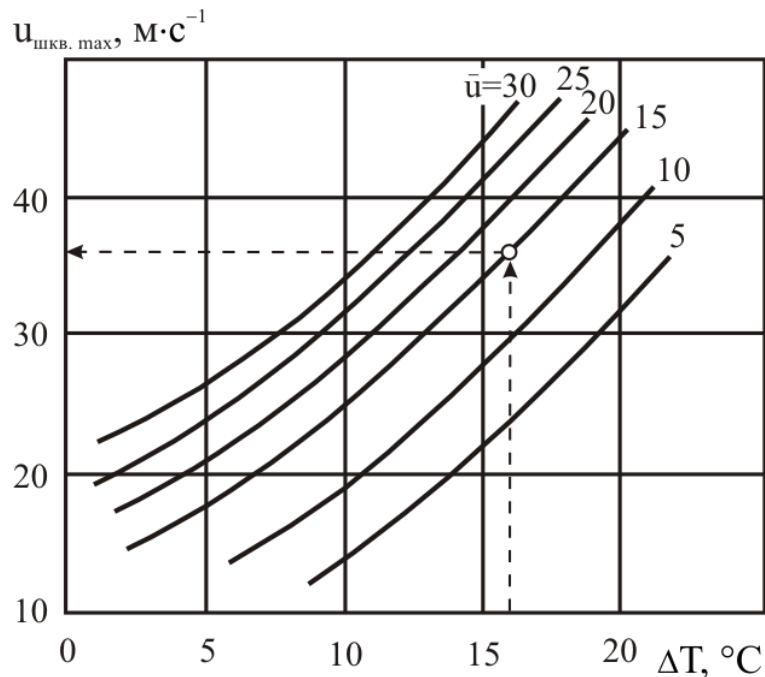


Рис. 2.3. Графік для розрахунку максимальної швидкості вітру при шквалі [6]

Графік, що представлений на рис. 2.4, враховує перенос кількості руху з верхніх рівнів донизу. По осях відкладені:



$\bar{V} = \frac{V_{земля} + V_{850} + V_{700} + V_{500}}{4}$  - середня швидкість вітру у нижньому

п'ятикілометровому шарі, де  $V_{500}$ ,  $V_{700}$ ,  $V_{850}$ ,  $V_{земля}$  – швидкість вітру на рівнях 500, 700, 850 гПа та біля поверхні землі;

$\sum_{850}^{500} \Delta T'$  - сума відхилень кривої стану від кривої стратифікації на рівнях 850,

700, 600 та 500 гПа;  $\Delta T_3^{500}$  - різниця між максимальною температурою біля поверхні землі перед шквалом та температурою повітря на рівні 500 гПа за цей самий строк.

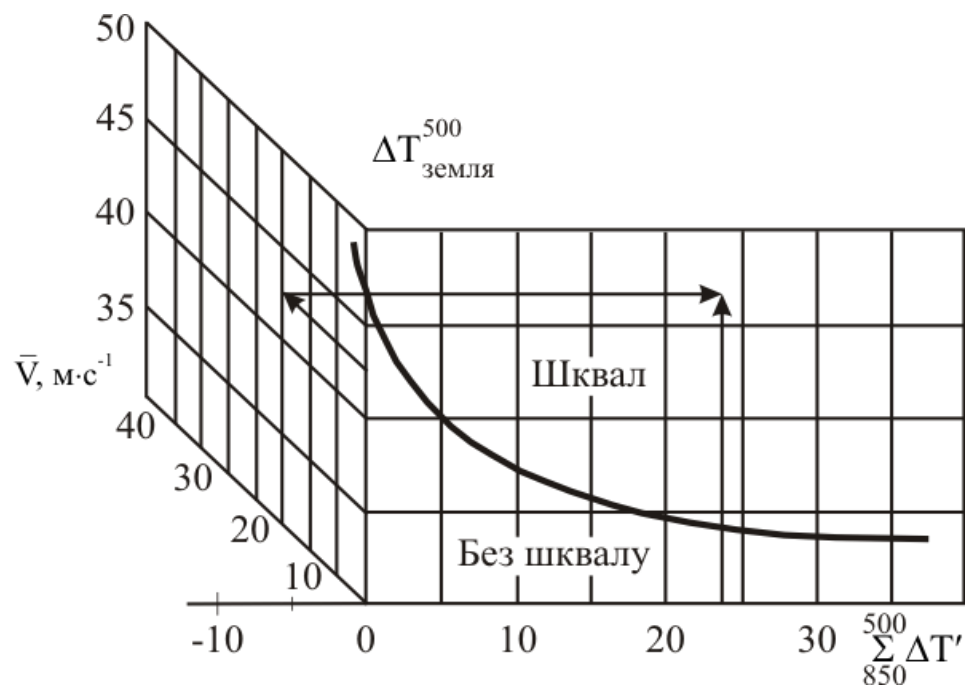


Рис. 2.4. Графік для прогнозу шквалу за значеннями параметрів

$$\sum_{850}^{500} \Delta T', \Delta T_{земля}^{500}, \bar{V} \text{ [6]}$$

Шквал вказується в прогнозі у випадку, якщо і синоптична ситуація, і сполучення термодинамічних параметрів свідчать про сприятливі умови для його розвитку.

Прогноз шквалів за методом Б.С. Пескова і О.І. Снітковського.

Метод Б.Є. Пескова і О.І. Снітковського базується на залежності між максимальною швидкістю вітру при шквалах, потужністю  $C_b$ , сумою швидкостей вітру у шарі земля - 500 гПа.

Порядок складення прогнозу шквалу

Якщо очікується проходження фронтальних розділів (холодних фронтів, фронтів оклюзії, фронтів з хвилями, ліній нестійкості), будується прогностична крива стратифікації. При цьому повинні виконуватися наступні умови:

1) фронти повинні знаходитись на відстані 150 км від пункту прогнозу.

$$2) \frac{\partial T}{\partial n} \geq 7 \text{ } ^\circ\text{C}/750 \text{ км.}$$

Граденти температури вимірюються за даними максимальних температур минулого дня (відкладається 500 км у бік холодного та 250 км у бік теплого повітря).

Якщо вказані вище умови виконуються, за прогностичними кривими стратифікації будується модель конвекції, по якій встановлюються запаси енергії нестійкості і зволоження у шарі 700...500 гПа та зіставляються з їх критичною величиною;

$$3) \sum_{700}^{500} (T' - T) \geq 3 \text{ } ^\circ\text{C};$$

$$4) \sum_{700}^{500} (T - T_d) \leq 25 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

Якщо виконуються умови 3 та 4, розраховується потужність хмари ( $\Delta H$ , гПа) як різниця тиску на рівнях конденсації і конвекції та сума швидкостей вітру  $\sum_{земля}^{500} V$  (складаються швидкості вітру біля поверхні землі і на рівнях 850, 700 та 500 гПа). Швидкість вітру знімається у початкових точках траєкторії.

За потужністю хмари ( $\Delta H$ , гПа) та сумою швидкостей  $\sum_{земля}^{500} V$  за графіком (рис. 2.5) визначається можливість розвитку шквалу. Якщо очікується

розвиток шквалу, по графіку (рис. 2.6) за допомогою величини  $\sum V$  встановлюємо максимальну швидкість вітру при шквалі.

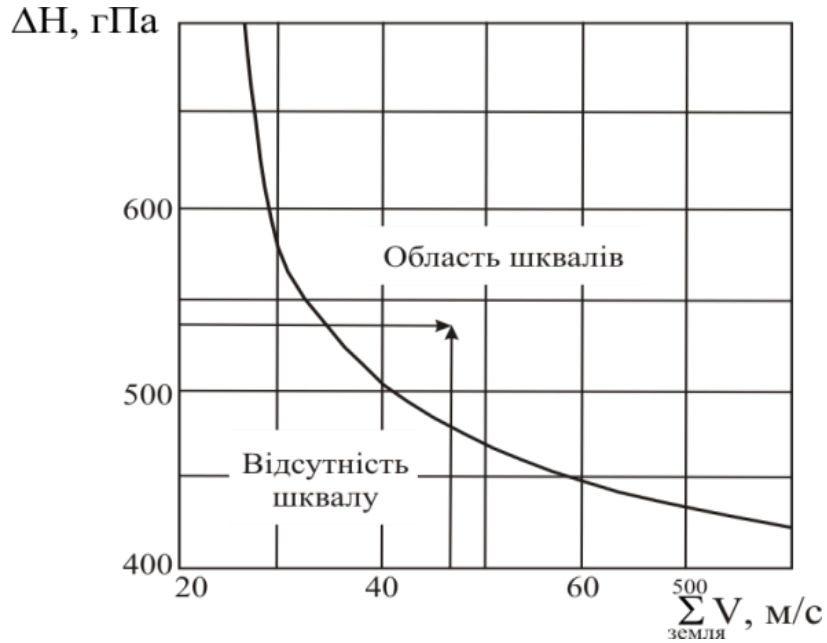


Рис. 2.5. Зв'язок між потужністю хмари та сумою швидкостей вітру у шарі земля - 500 гПа [6]

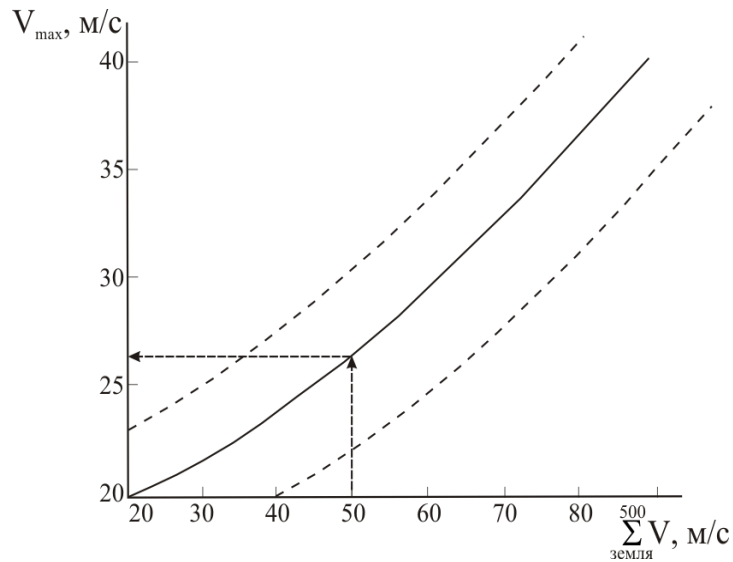


Рис. 2.6. Зв'язок між максимальною швидкістю вітру при шквалі та сумою швидкостей вітру у шарі земля - 500 гПа [6]

Фізико-статистичний метод прогнозу шквалу О.В. Переходцевої [10, 11, 15] розроблений із застосуванням алгоритмів багатомірного статистичного

аналізу. Розглянуто випадки відсутності та наявності шквалів (середня швидкість вітру  $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  і більше) на Європейській території, які спостерігались при нестійкій стратифікації атмосфери, зливах і грозах.

Із великої кількості (26) інформативних предикторів, які вміщують динамічні, термодинамічні і вологісні характеристики, відібрано шість предикторів, що досить повно відображають умови утворення шквалів:

- $V_{700}$  – швидкість вітру на ізобаричній поверхні 700 гПа,  $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ ;
- $H_0$  – висота нульової ізотерми над пунктом прогнозу, гПа;
- $(T' - T)_{500}$  – відхилення кривої стану від кривої стратифікації на рівні 500 гПа,  $^{\circ}\text{C}$ ;
- $\partial T / \partial n$  - горизонтальний контраст температури повітря біля поверхні Землі,  $^{\circ}\text{C}/500 \text{ км}$ ;
- $T_{\max}$  – максимальна температура повітря біля поверхні Землі,  $^{\circ}\text{C}$ ;
- $T_{d \max}$  – максимальне значення точки роси біля поверхні Землі,  $^{\circ}\text{C}$ .

За умови  $(T' - T)_{500} > 0$  прогноз наявності (відсутності) шквалу ( $V \geq 20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ) здійснюється за допомогою дискримінантної функції

$$L = 0,44T_{\max} + 0,21V_{700} + 0,18\frac{\partial T}{\partial n} + 0,05(T' - T)_{500} - 0,02H_0 - 0,14T_{d \max} + 3,9.$$

При  $L > 0$  прогнозується шквал, при  $L < 0$  – відсутність шквалу. Якщо  $(T' - T)_{500} < 0$ , то шквал не очікується, і функцію  $L$  розраховувати не потрібно.

Порядок складення прогнозу:

Предиктори для прогнозу шквалу обчислюються таким чином:

- значення  $T$  і  $T_d$  обчислюють на стандартних ізобаричних поверхнях у початкових точках траєкторій повітряних частинок, побудованих вручну на 12...15 год за ранковими (00 ВСЧ) даними приземних та аерологічних спостережень, або із результатів гідродинамічних прогнозів. За допомогою карти АТ-700 у початковій точці траєкторії повітряної частинки знаходять значення швидкості вітру  $V_{700}$ ;

- за отриманими даними  $T$  і  $T_d$  на стандартних ізобаричних поверхнях і прогностичними значеннями  $T_{\max}$  і  $T_{d \max}$  біля поверхні землі будується прогностична модель конвекції і розраховується величина  $(T' - T)_{500}$  і висота нульової ізотерми  $H_0$ ;

- за даними про температуру повітря навколо початкової точки траєкторії повітряної частинки визначають прогностичні значення  $\partial T / \partial n$  із завчасністю 12...15 год. За значення  $\partial T / \partial n$  приймається абсолютне значення різниці температури повітря в діаметрально протилежних точках кола радіусом 250 км з центром у початковій точці траєкторії. На прикладі, наведеному на рис. 10.8, максимальний контраст температури дорівнює 5 °С.

Складення прогнозу вимагає мінімальних витрат часу, оскільки прогностична модель конвекції влітку будується кожен день.

Оцінка прогнозів наявності (відсутності) шквалу проводиться таким чином.

1. Якщо за дискримінантною функцією прогнозувався шквал швидкістю  $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  і більше та він спостерігався в радіусі 150 км від пункту прогнозу, то прогноз шквалу вважається таким, що справдився за фактом явища. У протилежному випадку прогноз шквалу вважається таким, що не справдився. Дійсно, при оцінці методу прогнозу шквалів з припущенням по Настанові по службі прогнозів [8] прогноз шквалу ( $V \geq 20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ) можна вважати таким, що справдився, якщо в радіусі 150 км від пункту прогнозу фіксується швидкість вітру  $V \geq 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ .

2. Якщо прогнозується відсутність шквалу швидкістю  $20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$  і більше за значенням  $(T' - T)_{500} < 0$  або  $L < 0$ , то прогноз відсутності шквалу вважається таким, що справдився у випадку, якщо на жодній станції в радіусі 150 км від пункту прогнозу шквал не спостерігався. Якщо шквал відмічався хоча б на одній із метеостанцій, розміщених на вказаній території, прогноз відсутності шквалу вважається таким, що не справдився.

Граничне значення  $(T' - T)_{500} < 0$ , по якому прогнозується відсутність шквалу ( $V \geq 20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ), може бути змінене, виходячи із оперативної практики в конкретному районі. Так, на Україні відсутність шквалу прогнозується при значеннях  $(T' - T)_{500} < 0,5$ . Результати авторської перевірки [10, 15] методу на незалежних вибірках наявності (відсутності) шквалів, у тому числі і при грозах, дали такі результати: попередженість шквалів 90%; попередженість відсутності шквалів 86%; справджуваність прогнозу шквалу 75%; справджуваність прогнозу відсутності шквалу 95%; загальна справджуваність прогнозу 88%; оцінка прогнозів по критерію надійності М.О. Багрова та успішності Пірсі-Обухова відповідно 0,73 і 0,75.

Отже, метод досить простий та має широкі можливості повної автоматизації при використанні прогностичних значень метеорологічних величин, отриманих із гідродинамічних прогнозів, а за оцінками оперативних випробувань не поступається, а в ряді випадків і перевершує інші розрахункові методи прогнозу цього небезпечного явища.

### 3 ШКВАЛИ У ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОМУ ПРИЧОРНОМОР'І ЗА ПЕРІОД 2007-2016 рр.

#### 3.1 Територіальний розподіл шквалів по Північно-Західному Причорномор'ю

Одним із типових проявів інтенсивної конвекції є шквал, який залежно від інтенсивності конвекції може охоплювати від декількох сотень квадратних метрів (локальні шквали, пов'язані з купчасто-дошовими хмарами, що розвиваються в однорідній повітряній масі) до зон мезомасштабу (шквали, пов'язані з відповідними конвективними системами).

У дипломному проекті досліджено територіальний розподіл шквалів за період 2007-2016 рр. з квітня-місяця по жовтень включно. Дані про шквали (Додаток А) вибирались із телеграм штормових повідомлень архіву АМРСин. Враховуючи локальність явища, дані про шквали розглядались як для окремих пунктів, так для адміністративних областей. У просторовому розподілі шквалів відмічається значна нерівномірність. В Одеській області, найбільшій за площею у Північно-Західному Причорномор'ї спостерігалось 132 шквали, Миколаївській – 22, Херсонській – 41. Із них за інтенсивністю 15 випадків відноситься до сильних шквалів, 164 - помірних та 16 – слабких (табл. 3.1, рис. 3.1).

На території Херсонської області найчастіше (20 випадків) шквалів відмічались на ст. Нижні Сірогози. На ст. Генічеськ, яка знаходиться на березі Азовського моря, спостерігалось 6 шквалів, у Бехтерах, що на узбережжі Чорного моря, зафіксовано 5 шквалів. У Херсоні та Новій Каховці, які розташовані на правому березі Дніпра, шквали спостерігались 4 та 3 рази відповідно.

На території Миколаївської області найчастіше (9 випадків) шквали відмічались на ст. Баштанка та у Миколаєві (4 випадки), що на річці Інгул, яка впадає у Бузький лиман Чорного моря, а також 4 шквали у Вознесенську на річці Південний Буг та 5 разів зафіксовано шквал у Первомайську, де горбиста рівнина, порізана долинами і балками на окремі водороздільні плато.

Як зазначається в роботі [7] найбільш шквалонебезпечним є південь України, зокрема Одеська область (понад 6 шквалів у середньому за рік). За останнє десятиріччя в середньому за рік зафіксовано 13,2 шквали, що значно перевищує попередній показник. На прикладі Одеської області особливо помітно, що значний вплив на формування шквалів здійснює фізико-географічне положення метеорологічних станцій. Відомо, що активна конвекція розвивається у місцевостях з неоднорідною підстильною поверхнею. Просторовий розподіл шквалів має плямистий характер, виділяються окремі станції зі значною повторюваністю цього явища (табл. 3.1). На рис. 3.1 добре видно, що максимальна повторюваність (число випадків) шквалів спостерігається на станціях, розташованих уздовж узбережжя Чорного моря: Усть-Дунайськ (7), Іллічівськ (20), Паромна переправа (8), Одеса (7), Одеса-АМСЦ (8), Порт-Південний (14) та у Білгород-Дністровському (8), що розташований на березі Дністровського лиману. На Одещині також виділяються станції на півночі райони області Любашівка та Затишся (по 12 шквалів), Сербка (15 шквалів), особливістю яких є пагористий рельєф місцевості.

Таким чином, можна зробити висновок, що максимальна кількість шквалів спостерігається поблизу великих водних об'єктів та на станціях з орографічно неоднорідним рельєфом. Це пояснюється тим, що термічна конвекція, яка найчастіше спостерігається у теплу пору року, найбільш інтенсивно розвивається над неоднорідною підстильною поверхнею за рахунок нерівномірного прогріву останньої. При переміщенні фронтальних розділів вимушена конвекція посилюється над орографічними перешкодами, а наявність водних об'єктів є додатковим джерелом вологи.

Сильні шквали за десятирічний період 12 разів відмічались на Одещині та 3 рази на Херсонщині на станціях, які згадувались вище: Білгород-Дністровський, Роздільна, Любашівка, Сербка, Порт Південний, Одеса, Одеса-АМСЦ, Генічеськ та Нижні Сірогози. Максимальна швидкість вітру досягала 31 м/с на ст. Одеса, 37 м/с на Одеса-АМСЦ та 40 м/с у Генічеську.



Таблиця 3.1 – Повторюваність (ч. вип.) шквалів по Північно-Західному Причорномор'ю за період 2007-2016 рр.

Станція	Кількість шквалів			Сума
	Слабкі	Помірні	Сильні	
Херсонська область				
Херсон	-	4	-	4
Генічеськ	-	4	2	6
Нижні Сірогози	2	18	1	21
В. Олександрівка	-	1	-	1
Бехтери	-	5	-	5
Нова Каховка	-	3	-	3
Хорли	-	1	-	1
Миколаївська область				
Миколаїв	-	4	-	4
Баштанка	-	9	-	9
Вознесенськ	2	2	-	4
Первомайск	-	5	-	5
Одеська область				
Одеса	-	5	2	7
Одеса АМСЦ	1	5	3	9
Затишшя	1	11	-	12
Порт Південний	-	13	1	14
Сербка	-	14	1	15
Любашівка	-	11	1	12
Іллічівськ	8	12	-	20
Роздільна	-	3	2	5
Сарата	-	12	-	12
Вилково	-	2	-	2
Б. Дністровський	-	6	2	8
Усть-Дунайск	-	7	-	7
Болград	-	1	-	1
Паромна переправа	2	6	-	8

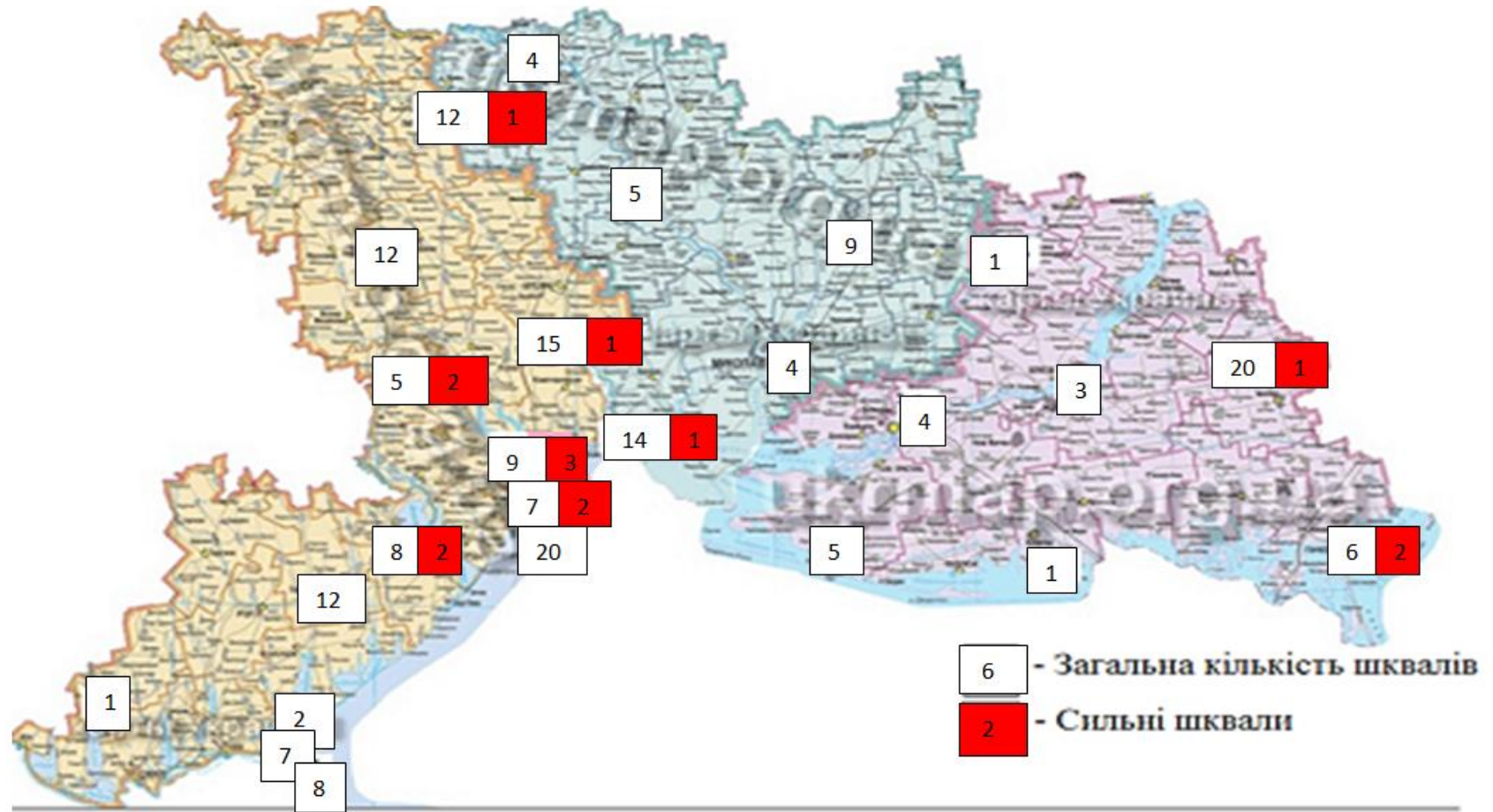


Рис. 3.1. Територіальний розподіл шквалів у Північно-Західному Причорномор'ї за період 2007-2016 рр.

### 3.2 Синоптичні умови виникнення шквалів та їх добовий хід

У другій половині дня термодинамічна енергія нестійкості та конвективна хмарність досягає найбільшого розвитку. У ці години фіксується найбільше число всіх конвективних явищ. Подібна закономірність у добовому ході шквалів спостерігається і по території Північно-Західного Причорномор'я за період 2007-2016 роки (табл. 3.2).

Таблиця 3.2 – Повторюваність шквалів протягом доби

Повторюваність шквалів	Строки, МСЧ							
	00-03	03-06	06-09	09-12	12-15	15-18	18-21	21-00
Кількість випадків	2	1	6	31	72	58	17	8
%	1	0,5	3	16	37	30	9	4

За даними табл. 3.2 побудовано графік (рис. 3.2) добового ходу повторюваності шквалів. Як видно з графіка, шквали, як об'єкт глибокої конвекції, починають активно формуватись у післяполуденні години 09-12 МСЧ, коли зафіксовано 16% від загальної кількості, досягаючи максимуму в 37% у строки 12-15 МСЧ та у вечірні години 15-18 МСЧ - 30%. Першу половину ночі конвекція зберігається, її активність підтверджують 9% шквалів. У другу половину ночі та вранішні години конвекція розвивається і повторюваність шквалів не перевищує 1...4%, як правило ці шквали фронтального походження в системі фронтів оклюзії.

Загалом із розглянутих 195 шквалів 50% із них (97 випадків) спостерігались при проходженні через Північно-Західне Причорномор'я холодних фронтів. У денні години активно розвивалась внутрішньомасова конвекція і шквали фіксувались 64 рази. У 31 випадку шквали зафіксовані при проходженні фронтів оклюзії і лише 3 на теплих фронтах.

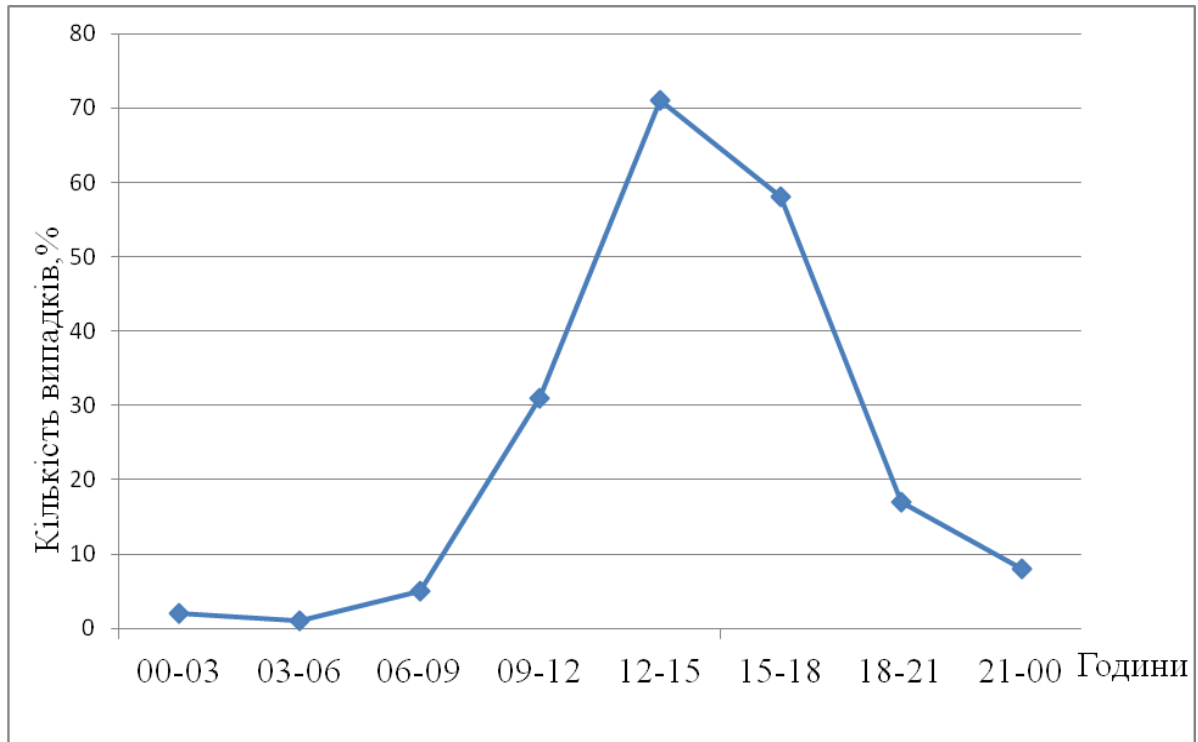


Рис. 3.2. Добовий хід повторюваності шквалів

### 3.3 Синоптичні та термодинамічні умови виникнення шквалу на Одещині 7 серпня 2016 року

Синоптична ситуація 7 серпня 2016 року (рис. 3.3) визначалась наближенням холодного полярного фронту з заходу. Територія Західної Європи перебувала під впливом азорського антициклону з центром над Біскайською затокою. У східному напрямку вплив антициклону проявився у вигляді потужного відрогу з окремим виділеним центром над Верхньою Волгою. Північ Європейського континенту знаходилась у циклонічному полі. Погодні умови південно-східної частини території України визначались баричною улоговиною з Близького Сходу з незначними градієнтами тиску. Система полярного фронту проходила з півночі європейської Росії через територію Білорусі, Західної України на північ Італії, після чого повертала на північний захід до Великобританії.

Протягом доби 7 серпня очікувалось наближення до Північно-Західного Причорномор'я холодної ділянки полярного фронту. Фронтальну

систему можна розглядати як холодний фронт 1 роду, оскільки швидкість переміщення його не перевищувала 20 км/год, також фронт мав хвильові збурення, одне з яких знаходилось над Західною Україною.

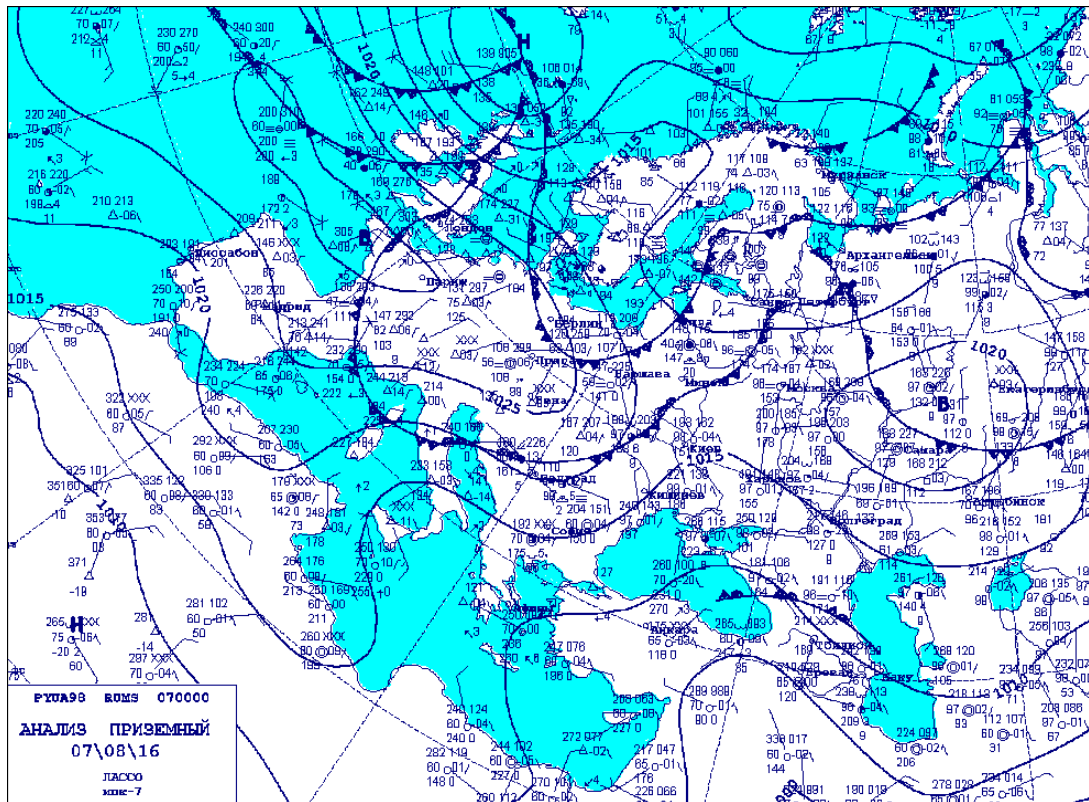


Рис. 3.3. Аналіз приземний за 07.08.2016 р., 00 МСЧ

У наступні 6 годин положення та інтенсивність основних баричних утворень на європейському континенті суттєво не змінилось. Холодний атмосферний фронт повільно переміщувався на схід і в строк 06 МСЧ був орієнтований з Санкт-Петербурга на Мінськ, Київ, Белград (рис. 3.4).

Дані нічного радіозондування атмосфери (рис. 3.5) свідчать про наявність приземної та піднесеної інверсій у прилеглому до поверхні землі 600-метровому шарі, а отже у нижньому шарі тропосфери стратифікація стійка. Позитивна енергія нестійкості відмічається вище граничного шару між поверхнями 670 та 570 гПа. Тобто можна вважати, що у нічні строки атмосфера стратифікована стійко за винятком вище зазначеного шару.

Слід відмітити значні дефіцити вологості повітря у товщі тропосфери, що становлять 11 °С на поверхні АТ-850, 7 °С – на АТ-700. Вище 4 км

повітря було дуже сухим, дефіцити точки роси становили 25 °С і більше, що майже виключало розвиток купчасто-дощової хмарності.

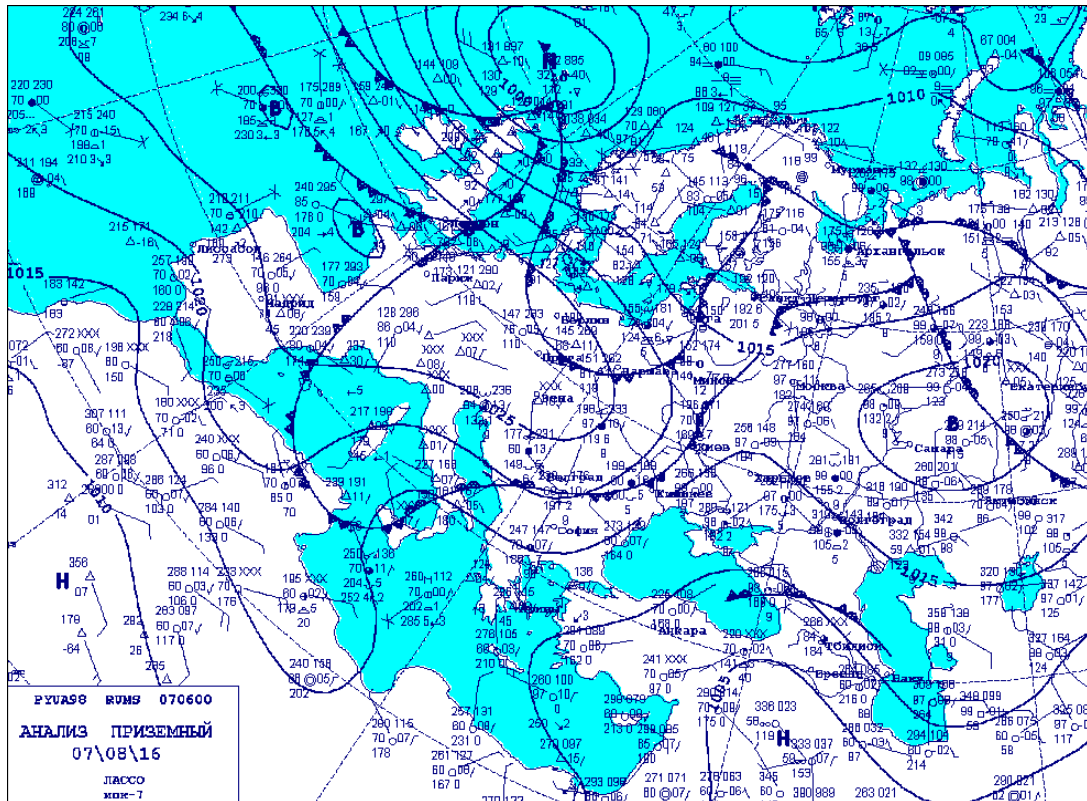


Рис. 3.4. Аналіз приземний за 07.08.2016 р., 06 МСЧ

Необхідною умовою для розвитку конвекції та активізації несприятливих явищ погоди, пов'язаних з нею, є нестійкість у нижніх шарах атмосфери. В роботі [14] запропоновано нестійкість атмосфери визначати шляхом розрахунку індекса нестійкості ТТ:

$$ТТ = (Т_{d850} - Т_{500}) + (Т_{850} - Т_{500}),$$

де  $T_{850}$  і  $T_{d850}$  – температура повітря і точки роси на рівні 850 гПа, а  $T_{500}$  – температура повітря на рівні 500 гПа.

При  $ТТ > 44$  визначається нестійкість у нижніх шарах атмосфери.

При використанні даних радіозондування кінцева точка вимірювань може бути віддалена від початкової точки більш ніж на 100 км і зміщена у часі на 60-100 хв. Основні метеорологічні елементи (тиск, температура та



вологість повітря) звичайно змінюються у часі та по горизонталі значно менше, ніж по висоті у вільній атмосфері. Тому результати вимірювань (зондування) відносять до одного і того ж моменту – початку підйому – і до однієї вертикалі, яка проходить над пунктом підйому [3].

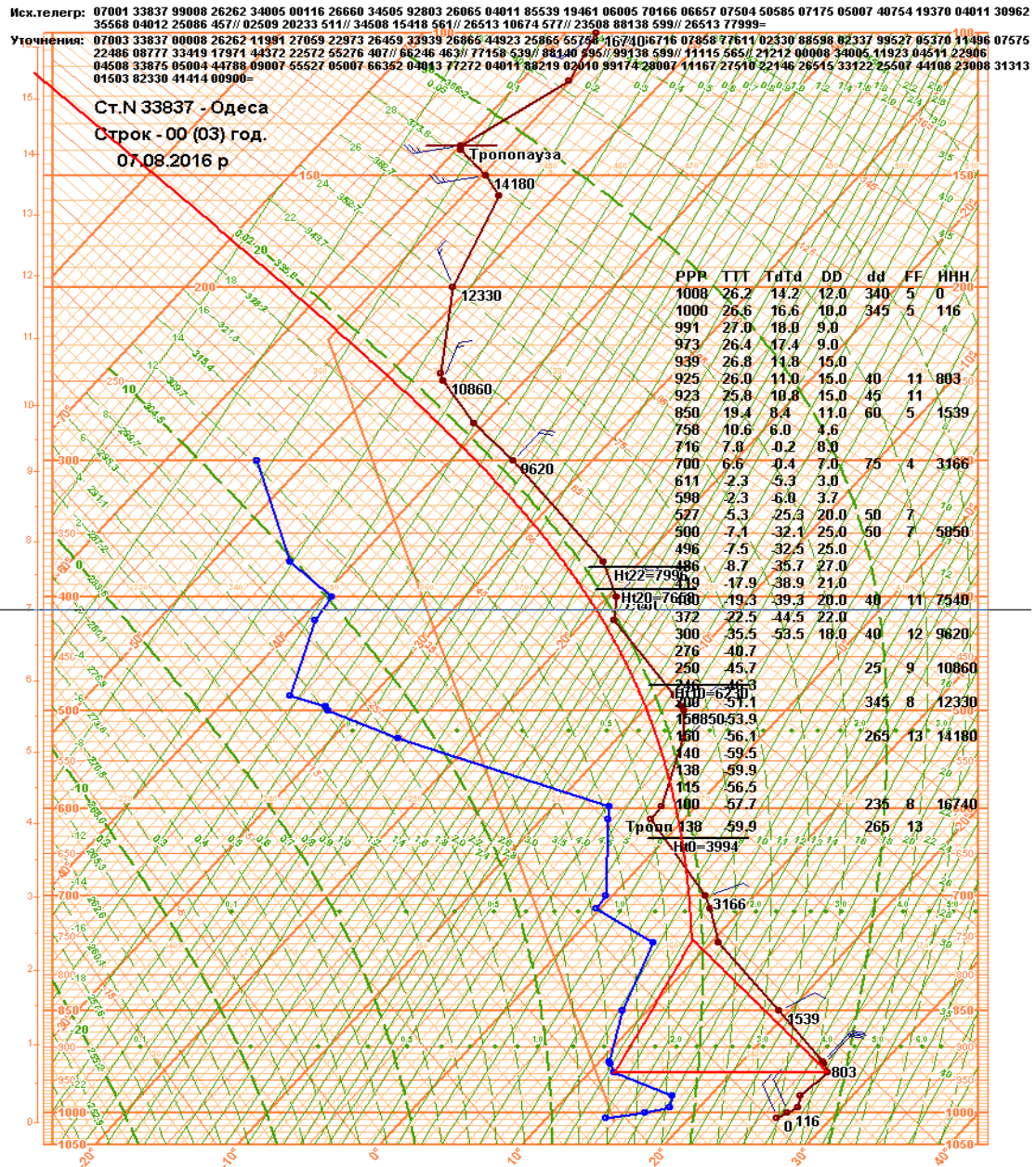


Рис. 3.5. Аерологічна діаграма за 07.08.2016 р., 00 МСЧ

Отже, дані радіозондування атмосфери по ст. Одеса (рис. 3.5) використовувались для аналізу шквалових посиленнь вітру в м. Одеса та смт. Затока Одеської області, що знаходиться в радіусі до 100 км від Одеси.

7 серпня 2016 року індекс нестійкості ТТ для строку 00 МСЧ дорівнював 42, це підтверджує, що нижній шар атмосфери був стійким і умов для активного розвитку конвекції у нічні строки не спостерігалось.

Супутниковий знімок за 06 МСЧ (рис. 3.6) демонструє наближення холодного фронту до центральної України. Відомо [13], що хмарність холодного фронту має чітко виражений добовий хід. У нічні години 7 серпня ширина фронтальної зони становить від 300 до 400 км на різних його ділянках, переважає хмарність шаруватих форм, купчасто-дощові хмари вночі розвиваються.

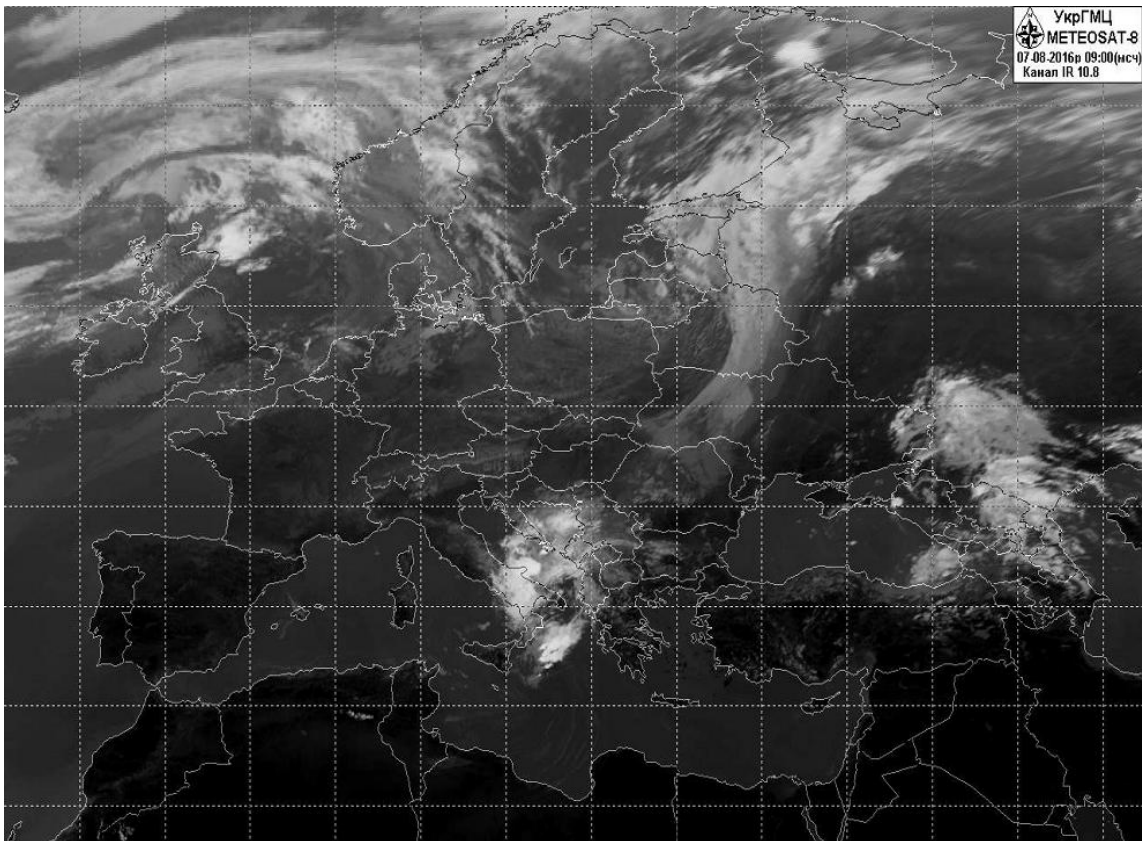


Рис. 3.6. Супутниковий знімок за 07.08.2016 р., 09 МСЧ

У денні години конвективні рухи повітря посилюються у зв'язку з прогрівом підстильної поверхні та розвитком турбулентних рухів. Тому найбільшого розвитку хмари холодного фронту досягають у післяполуденні години, що характерно також і для внутрішньомасових процесів.

Так 7 серпня 2016 року в строк 12 МСЧ (рис. 3.7) у зоні фронту, що наблизився безпосередньо до території Одещини, відмічаються Св. Контраст



температур у порівняно вузькій 300-км зоні фронту на приземній карті становить 10 °С і більше. Перед фронтом повітря прогрілося до 33-35 °С, а за фронтом надходить прохолодне повітря з температурним фоном 20-22 °С.

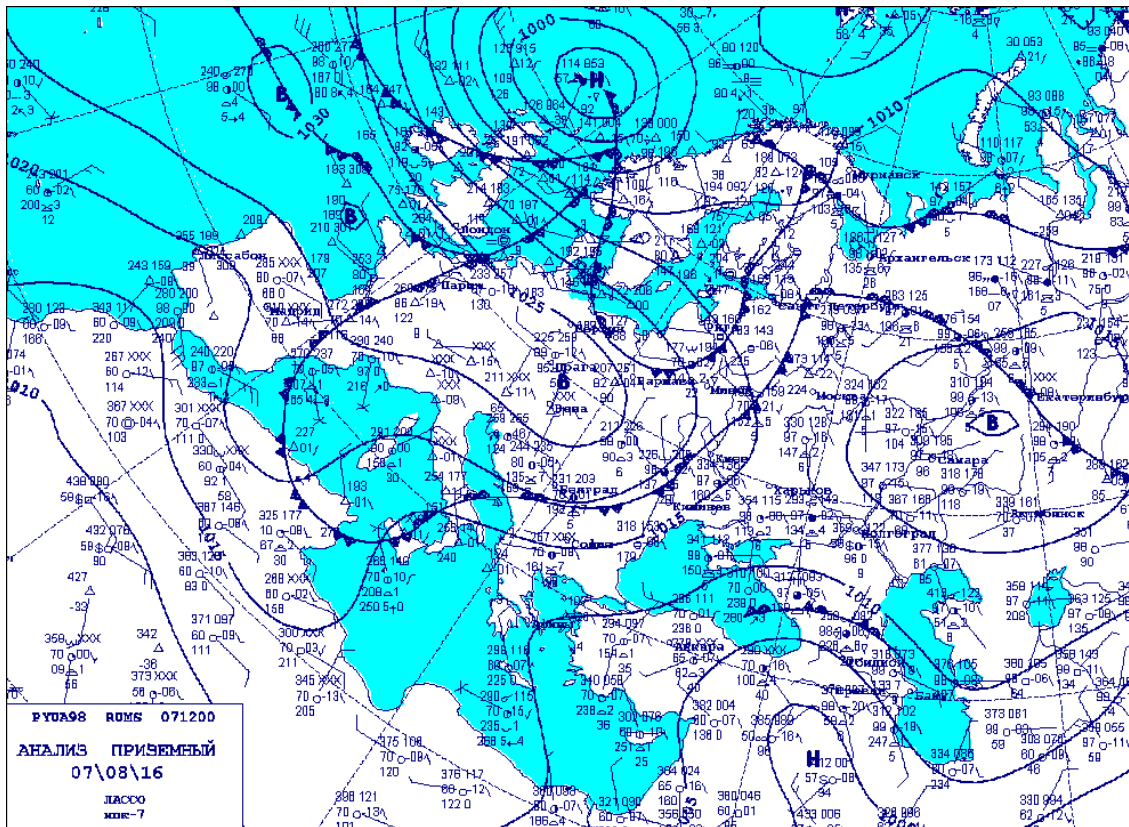


Рис. 3.7. Аналіз приземний за 07.08.2016 р., 12 МСЧ

На карті АТ-850 (рис. 3.8) положення атмосферного фронту у баричній сідловині добре прослідковується за контрастом температур, що є основним критерієм фронтогенезу на висоті 1,5 км. Перед фронтом температура повітря була у межах 20-22 °С, а за фронтом 15-17 °С, контраст температур на півднем України становив 7 °С/500 км. Спостерігається зміна напрямку вітру з південного перед фронтом на західний та північно-західний за фронтом. Відслідкувати положення фронтальної системи в полі вологості на жаль неможливо через досить рідку мережу аерологічних спостережень.

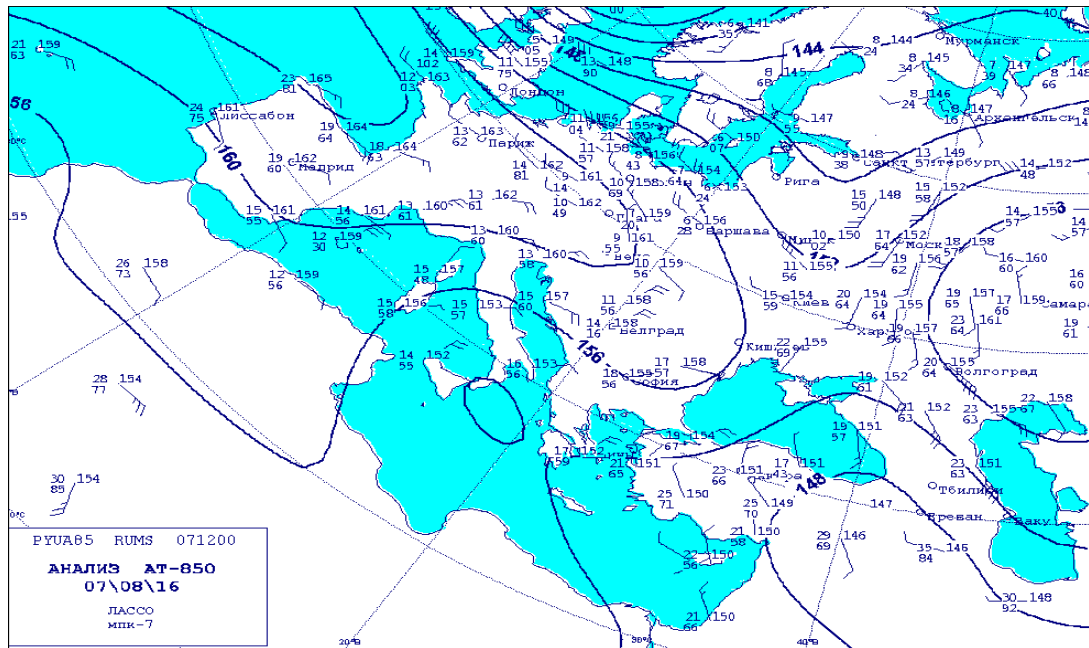


Рис. 3.8. Аналіз АТ-850 за 07.08.2016 р., 12 МСЧ

Висотне баричне поле на поверхні АТ-500 гПа (рис. 3.9) представлене глибокою баричною улоговиною, яка охоплює європейський континент. Вісь її спрямована з півночі Скандинавії на центральну Україну і далі на схід Чорного моря. На півдні Апенінського півострова в улоговині виділяється добре розвинений висотний циклон. Повітряні потоки на висоті 5,5 км спрямовані з заходу, північного заходу на схід, південний-схід; більш інтенсивні вони на північ від Одещини, тому й переміщення атмосферного фронту було більш значним у північних областях України.

Висотна фронтальна зона полярного фронту (рис. 3.10) має добре виражену меридіональність. Цьому сприяло поширення теплого повітря з Близького Сходу по східній периферії висотної баричної улоговини до широти  $60^\circ$  півн.ш. та вторгнення холодного повітря і поглиблення улоговини холоду до північного узбережжя африканського континенту в тилівій частині улоговини.

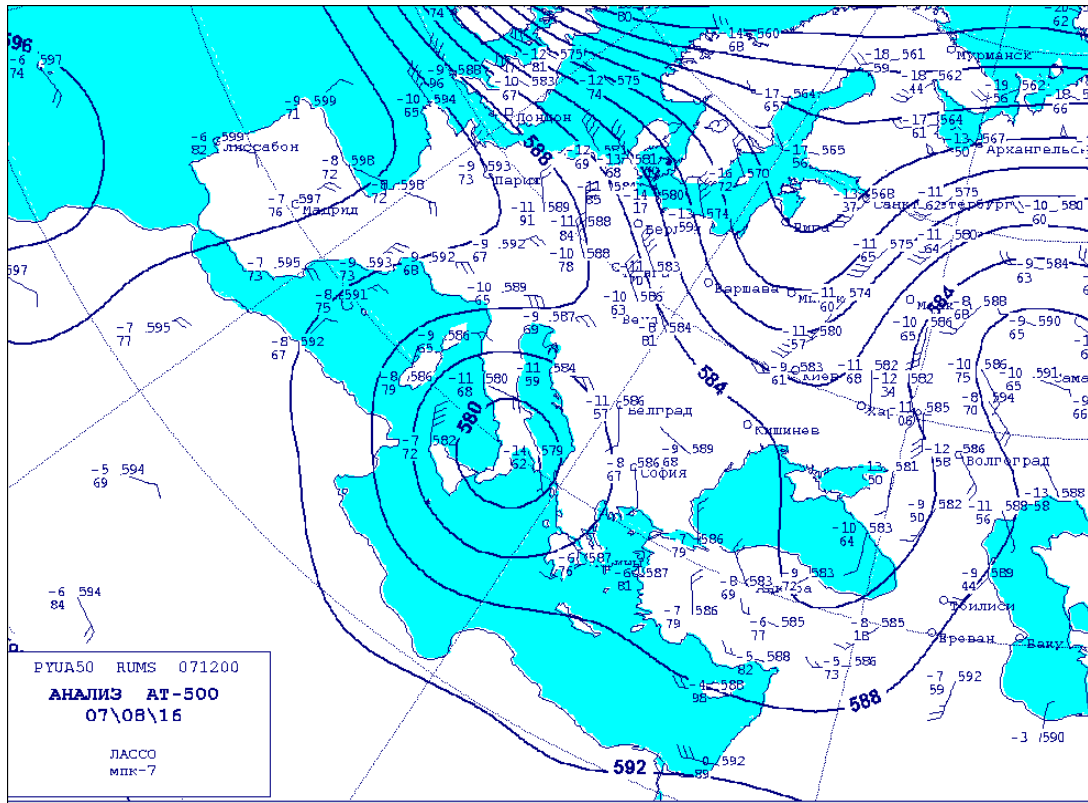


Рис. 3.9. Аналіз АТ-500 за 07.08.2016 р., 12 МСЧ

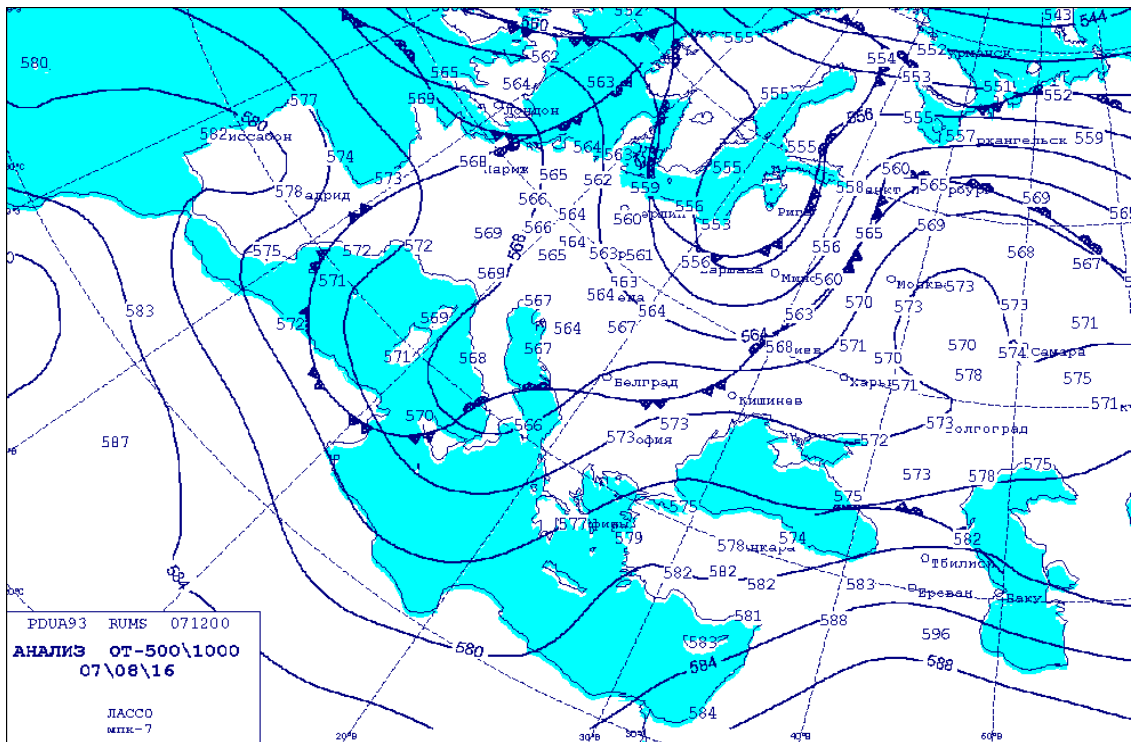


Рис. 3.10. Аналіз ОТ 500/1000 за 07.08.2016 р., 12 МСЧ

У теплу половину року на холодних фронтах спостерігається інтенсивна грозова діяльність, зливи з градом. Особливістю холодних фронтів є передфронтальні шквали. Оскільки в передній частині холодного клину, завдяки тертю, створюється крутий нахил фронтальної поверхні, частина холодного повітря виявляється над теплим. Далі відбувається "обрушення" вниз холодних повітряних мас в передній частині холодного валу, що насувається. Обрушення холодного повітря призводить до витіснення вгору теплого повітря і до виникнення уздовж фронту вихору з горизонтальною віссю, який і є шквалом.

Лінії шквалів (або лінії нестійкості) відносяться до хмарних об'єктів мезомасштабу лінійного типу (масштаб мезо- $\alpha$ ) і являють собою зону скупчення купчасто-дощових та потужних купчастих хмар [13]. На супутниковому знімку за 12 МСЧ (рис. 3.11) з'являється скупчення невеликих за горизонтальними розмірами конвективних елементів, що розміщуються вздовж однієї лінії паралельно хмарній смузі холодного фронту.

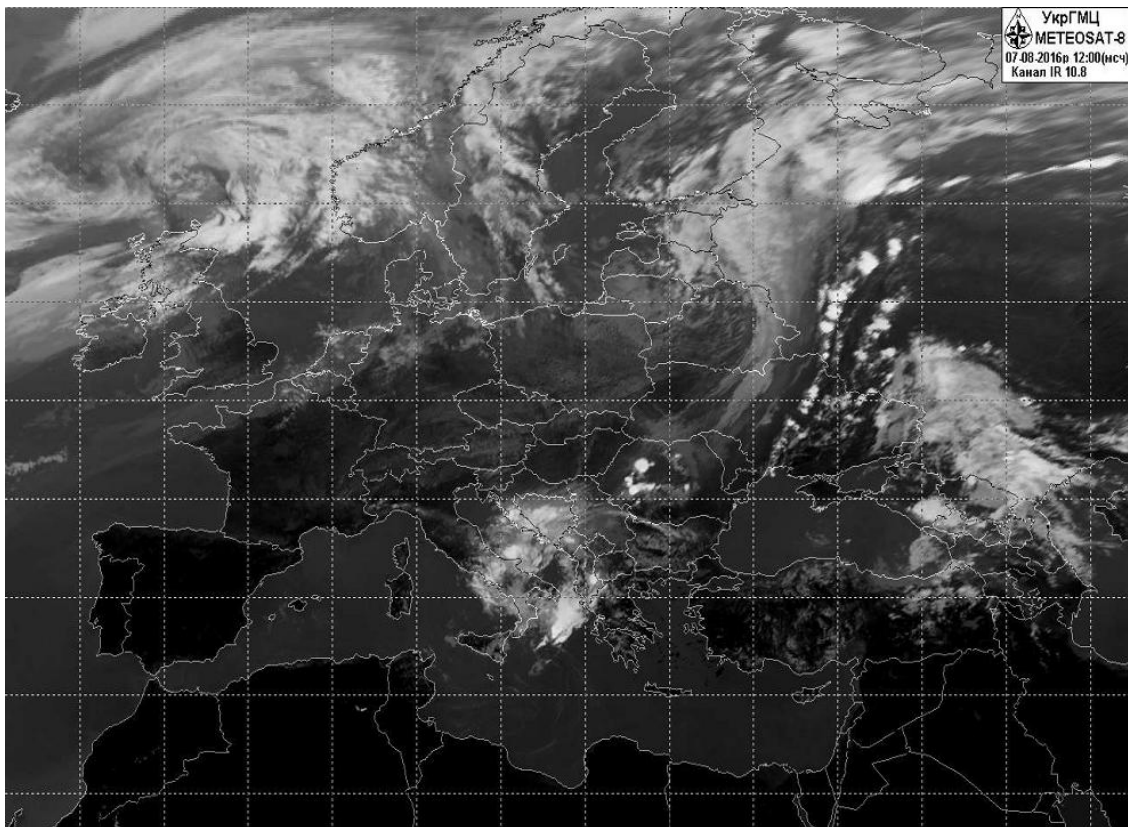


Рис. 3.11. Супутниковий знімок за 07.08.2016 р., 12 МСЧ

Відстань між лінією шквалів та хмарністю холодного фронту складає 200 - 300 км. Інтенсивний низхідний рух холодного повітря в тилівій частині шквалового валу утворює характерну зону прояснення між лінією шквалів та хмарністю холодного фронту. Лінія шквалів проходить з північного сходу України на Північно-Західне Причорномор'я. Над акваторією Чорного моря лінія шквалів не прослідковується.

Шквали бувають особливо інтенсивними на суші влітку. Утворення лінії шквалів 7 серпня 2016 року відбувається при значних температурних контрастах в передній частині фронтальної зони та високій температурі повітря. Отже, такі сприятливі умови призвели до формування характерної системи глибокої конвекції з висхідним рухом повітря, де утворюється конвективна хмарність. О 15 МСЧ (рис. 3.12) спостерігається максимальний розвиток Сб, про що свідчать значно більші за розмірами конвективні осередки, найбільш потужний серед них розміщується над Одесою. Оскільки лінії шквалів є продуктом глибокої конвекції, на супутникових знімках активні хмарні системи виглядають яскраво білими. Поряд з активізацією процесів конвекції, хмарність холодного фронту розмивається.

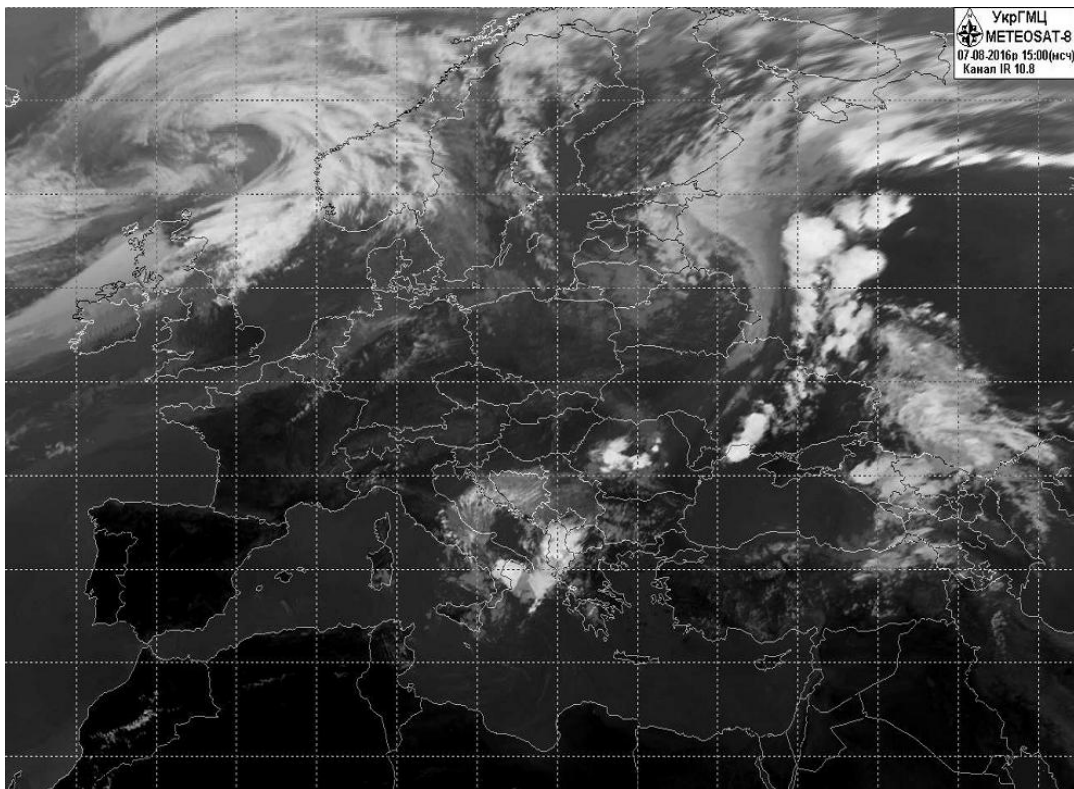


Рис. 3.12. Супутниковий знімок за 07.08.2016 р., 15 МСЧ

Між 12:00 та 15:00 МСЧ, в період максимального розвитку конвекції, за даними штормових повідомлень (табл. 3.3) на станціях Білгород-Дністровський, Іллічівськ, Паромна переправа, які знаходяться на південь від Одеси, фіксується посилення вітру до 12 – 15 м/с. О 14:30 за МСЧ на ст. Одеса відмічається шквал 29 м/с, о 14:43 на ст. Одеса АМСЦ – шквал 23 м/с, у смт. Затока - шквал 29 м/с. Слід зазначити, що Одеса та Затока знаходяться безпосередньо на узбережжі Чорного моря, а ст. Одеса АМСЦ на відстані 10 км від берегової лінії.

Таблиця 3.3 - Декодировка телеграмм WAREP (сообщения о ОЯ) за 07.08.2016 (мовою оригіналу)

Станция 33830 - Б.Дністр. -----

Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM) время: 12 час 06 мин по МСВ.

>>> WAREP 33830 0712061 11 1320812=

ОЯ - ветер: Напр.=320°, скорость=8м/сек, порыв=12м/сек

----- Станция 33836 - Іллічівськ -----

Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM) время: 13 час 20 мин по МСВ.

>>> WAREP 33836 0713201 11 1090914=

ОЯ - ветер: Напр.=90°, скорость=9м/сек, порыв=14м/сек

----- Станция 98088 - Паромна пер. -----

Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM) время: 14 час 15 мин по МСВ.

>>> WAREP 98088 0714151 11 1360813=

ОЯ - ветер: Напр.=360°, скорость=8м/сек, порыв=13м/сек

----- Станция 33837 - Одеса -----

Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM) время: 14 час 20 мин по МСВ.

>>> WAREP 33837 0714201 64 303501=

ОЯ - Сильный дождь 35мм за 1 час

----- Станция 33837 - Одеса -----

Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM) время: 14 час 30 мин по МСВ.

>>> WAREP 33837 0714301 18 131//29=

СГЯ - шквал: Напр.=310°, порыв=29м/сек

----- Станция 54104 - Одеса АМСЦ -----

==Отмечен КОНЕЦ ОЯ (AVIA) время: 14 час 43 мин по МСВ.

>>> WAREP 54104 0714431 17 112//23=

СГЯ - шквал: Напр.=120°, порыв=23м/сек



----- Станція 54104 - Одеса АМСЦ -----

==Отмечен КОНЕЦ ОЯ (AVIA)

время: 14 час 46 мин по МСВ.

>>> WAREP 54104 0714461 90 93207=

ОЯ - Град діаметром 7 мм

----- Станція 33830 - Б.Дністр. -----

Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)

время: 14 час 52 мин по МСВ.

>>> WAREP 33830 0714521 11 1090915=

ОЯ - ветер: Напр.=90°, скорость=9м/сек, порыв=15м/сек

----- Станція 33837 - Одеса -----

Отмечено НАЧАЛО ОЯ (STORM)

время: 18 час 00 мин по МСВ.

>>> WAREP 33837 0718001 65 305502=

ОЯ - Сильный дождь 55мм за 2 час

По території України уздовж холодного фронту і лінії шквалів перед ним повсюдно спостерігались грози, зливи, посилення північно-західного вітру, поблизу Одеси – східного, шквали у Дніпропетровській та Одеській областях (рис. 3.12).

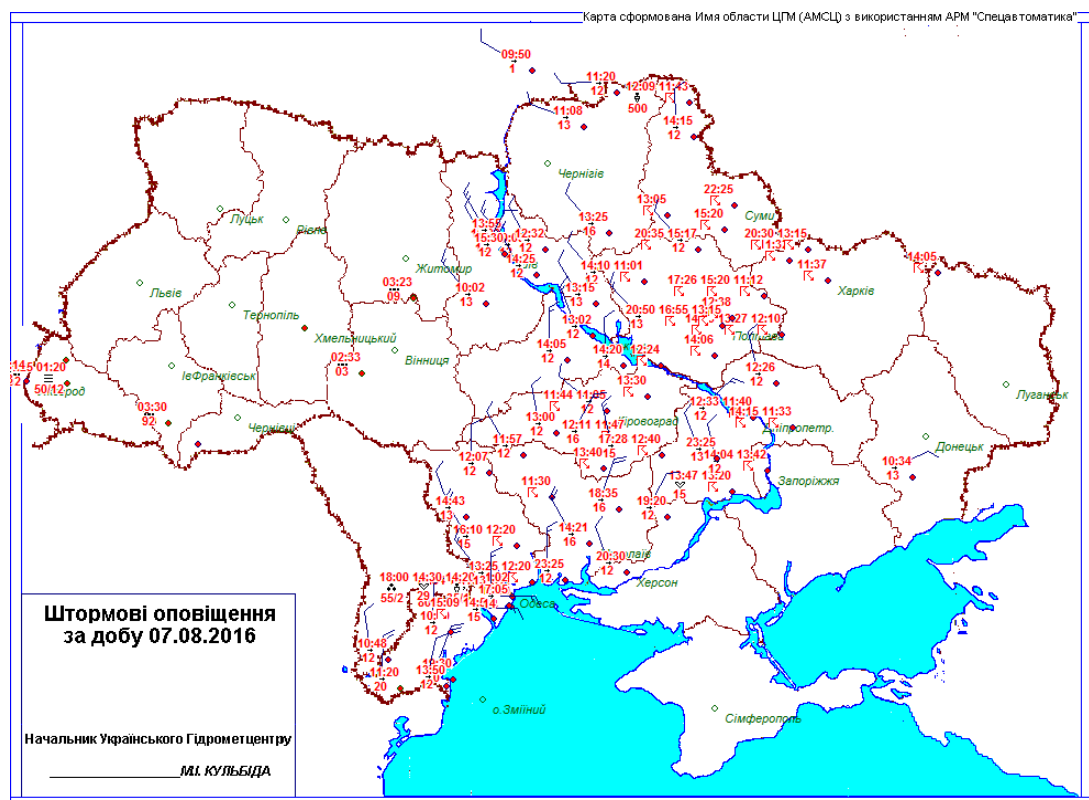


Рис. 3.12. Штормові оповіщення за добу 07.08.2016 р.

### 3.4 Хід метеорологічних характеристик під час виникнення шквалу

Проходження шквалу через станцію характеризується різкою зміною метеорологічних величин, серед яких найбільш показовими є температура повітря та атмосферний тиск. Розглянемо детально хід метеорологічних характеристик при шквалі. Скористаємось даними спостережень (табл. 3.3) по м. Одеса та м. Білгород-Дністровський, яке є найближчим пунктом спостережень до смт. Затока, де спостерігався найбільш руйнівний шквал.

Відомо, що перед шквалом повітря значно прогрівається і температура може досягати великих значень. При шквалі температура повітря різко знижується, а після його припинення може зростати, але залишається більш низькою, ніж температура повітря до шквалу. Як видно з табл. 3.3 температура повітря в Одесі протягом першої половини доби зростала і безпосередньо перед шквалом становила  $34,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ , після проходження шквалу зафіксовано різке зниження температури до  $19,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а вже в наступний строк спостереження о 18 МСЧ повітря знову прогрілося до  $26,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Такий хід температури повітря є типовим для шквалових ситуацій. У м. Білгород-Дністровський, де шквал не спостерігався, але який знаходиться на відстані лише 15 км від смт. Затока, добовий хід температури був типовим для спекотного літнього дня, зниження температури не зафіксовано.

Хід баричної тенденції складно оцінити за даними строкових спостережень з інтервалом у 3 години. Проте, навіть беручи до уваги лише такі дані, вдалося дослідити зміну тиску при проходженні шквалу по м. Одеса. Відомо, що перед шквалом атмосферний тиск різко падає, що пов'язано з сильним висхідним потоком теплого повітря. Після проходження шквалу тиск різко зростає при опусканні холодного повітря. Так в Одесі, починаючи з 09 МСЧ атмосферний тиск падав на  $0,2\text{-}0,7\text{ гПа/3 год.}$ , після проходження шквалу і до кінця доби тиск зростає на  $1,2\text{-}1,4\text{ гПа/3 год.}$  У Білгород-Дністровському також зафіксовано аналогічний хід баричних тенденцій.

Дослідивши добовий хід температури на станції АМСЦ Одеса було зафіксовано зростання температур до 12 МСЧ, коли її максимум склав  $36,0^{\circ}\text{C}$ , а о 15 годині зафіксовано різке зниження температури повітря до



21,0°C, саме в ці години проходив шквал. Після його проходження температура знову почала зростати і о 18 годині складала 27,0°C. Оцінивши баричну тенденцію було виявлено падіння тиску на 0,9 гПа/3 год перед проходженням шквалу і його зростання протягом наступних 3 годин на 2,0 гПа. Відносна вологість становила 100% в момент проходження шквалу.

Таблиця 3.3 – Дані метеорологічних спостережень на ст. Одеса та Білгород-Дністровський за добу 07.08.2016 року

Строк, МСЧ	N, бали	Ннмх М	dd, градуси	ff, м/с	T, °C	Td, °C	P, гПа	рра, гПа/3год	Атмосферні явища
Одеса									
00	2 Sc	600	300	1	26,2	17,1	1013,3	-0,4 \	
03	2 Ci	>2500	300	3	24,8	17,1	1013,3	0,0 —	
06	Ясно		360	2	28,1	18,4	1013,5	0,2 ✓	
09	Ясно		320	2	35,1	18,5	1013,2	-0,2 \	
12	6 Cu, Ac	600	320	3	34,6	16,8	1012,5	-0,7 \	⊘
15	8 Cb	300	280	3	19,2	18,9	1014,1	1,4 /	⊘ ⊙ ∇
18	6 Sc, Ci	600	330	4	26,5	19,6	1015,2	1,2 /	⊘
21	2 Ac	>2500	320	4	23,5	18,1	1016,7	1,4 /	
Білгород-Дністровський									
00	6 Sc, Ac	600	320	5	26,5	18,0	1013,4	-0,4 \	
03	3 Cu, Ac, Cs	600	320	5	25,3	18,7	1013,4	0,0 —	
06	Ясно		320	6	24,8	20,0	1013,7	0,3 /	
09	Ясно		310	7	28,9	17,6	1013,7	0,0 —	
12	4 Cu	600	310	7	32,4	19,4	1012,9	-0,8 \	
15	7 Cb, Ac, Cc	600	90	9	31,3	22,7	1014,6	1,7 ✓	
18	6 Sc, Ac, Cc	600	350	10	28,6	21,9	1014,7	0,1 /	
21	5 Sc, Ac, Ci	600	350	11	25,7	19,4	1016,5	1,8 ^	
Одеса АМСЦ									
00	Ясно		340	6	26,0	15,0	1012,8	0,0 —	
03	Ясно		350	5	25,0	16,0	1012,8	0,0 —	
06	Ясно		350	7	29,0	16,0	1012,8	0,0 —	
09	Ясно		320	8	35,0	17,0	1012,8	0,0 —	
12	4 Cb	1200	350	7	36,0	15,0	1011,9	-0,9 \	⊘
15	6 Cb	600	90	6	21,0	21,0	1013,9	2,0 ✓	⊘ ⊙ ∇
18	Ясно		360	9	27,0	20,0	1014,8	0,9 /	
21	Ясно		340	6	26,0	15,0	1012,8	0,0 —	

### 3.5 Побудова та аналіз прогностичної моделі конвекції на 7 серпня 2016 року

Використовуючи дані нічного радіозондування атмосфери і температури точки роси за строк 06 МСЧ та з урахуванням поправок на прогностичне значення максимально можливої температури повітря побудовано прогностичну модель конвекції за методом Н.В. Лебедевої (рис. 3.13) на денні години 7 серпня 2016 року. Розрахунок конвекції є доцільним, оскільки в шарі від 600 м до 4,0 км спостерігається умовно-нестійка стратифікація ( $\gamma_a > \gamma > \gamma_{ва}$ ) атмосфери, а отже є умови, сприятливі для розвитку термічної конвекції. Для прогнозу максимальної температури повітря скористаємось рівнем поширення сухоадіабатичного градієнта, який становить для першої половини серпня 2км [11]. Таким чином максимально можливий денний прогрів становить 34,0 °С, що майже співпадає з фактично зареєстрованою максимальною температурою повітря. За точку роси ( $T_d$ ) біля поверхні землі при однорідному полі вологості приймають її значення за 09 год місцевого часу (табл. 3.3) 18,4 °С.

Побудована прогностична модель конвекції дозволила визначити основні параметри конвекції, які дорівнювали:

- товщина конвективно-нестійкого шару  $\Delta N_{кнш} = 50$  гПа;
- середній рівень конденсації  $\bar{N}_{конд} = 1,9$  км;
- середній рівень конвекції  $\bar{N}_{конв} = 11,0$  км;
- температура на рівні конвекції  $T_{конв} = -49,0$  °С;
- середня величина відхилення кривої стану від кривої стратифікації  $\Delta \bar{T} = 4,4$  °С;
- середня швидкість конвективного потоку  $\bar{w}_к = 12$  м·с<sup>-1</sup>;
- середня потужність конвективних хмар  $\Delta \bar{N}_{конв} = 9,1$  км.

Порівняння отриманих параметрів конвекції з критичними значеннями обґрунтовує прогноз зливових дощів, гроз, шквалу та місцями граду 7 серпня 2016 року.



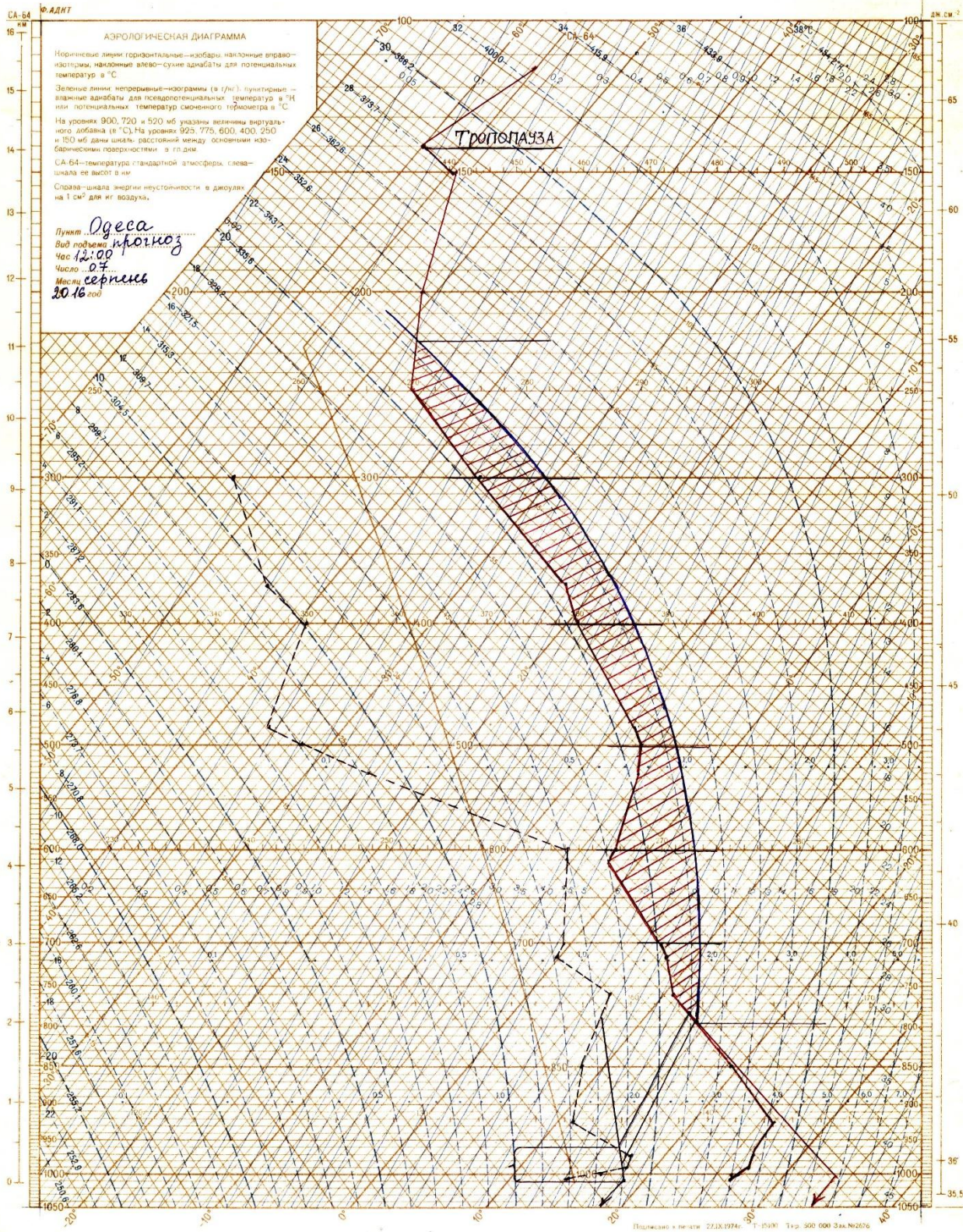


Рис. 3.13. Прогностична модель конвекції на 07.08.2016 р., 12 МСЧ



### 3.6 Розрахунок шквалу за методом Г.Д. Решетова

Проведемо розрахунок шквалу 07.08.2016 р. за методом Г.Д. Решетова, опис якого наведено вище. Цей метод має високу справджуваність, яка наближається до 90%, однак, успішність прогнозу значною мірою залежить від правильної оцінки синоптичного положення.

Прогноз складається у два етапи. На першому етапі виконується сумісний аналіз карт погоди та супутникових знімків, і за цими матеріалами складається прогноз очікуваного синоптичного положення. Комплексний синоптичний аналіз за 07.08.2016 р. вказує на умови, сприятливі для розвитку шквалів, тому переходимо до другого етапу прогнозу – розрахунку термодинамічних параметрів.

За прогностичною кривою стратифікації, побудованою на строк максимального розвитку конвекції, розраховуються параметри:  $\Delta T$ ,  $\Delta T_3^{500}$ .

У нашому випадку значення параметрів такі:

- різниця між максимальною температурою повітря біля поверхні землі перед шквалом ( $T_{z \max}$ ) та температурою низхідної течії холодного повітря ( $T_{zm}$ ), яке витікає з-під Сб і дає явище шквалу  $\Delta T = 17 \text{ }^\circ\text{C}$ ;

- різниця між максимальною температурою біля поверхні землі перед шквалом та температурою повітря на рівні 500 гПа за цей самий строк  $\Delta T_3^{500} = 41 \text{ }^\circ\text{C}$ .

На основі отриманих розрахунків, користуючись відповідними графіками, прогнозуємо шквал з максимально можливою швидкістю 41 м/с. Така швидкість вітру можлива за даною методикою виходячи з того, що маємо велику різницю між максимальною температурою повітря біля поверхні землі перед шквалом  $34 \text{ }^\circ\text{C}$  та температурою низхідної течії холодного повітря, яке витікає з-під Сб  $17 \text{ }^\circ\text{C}$ . Прогностичні значення цих термодинамічних параметрів максимально близькі до фактично зареєстрованих температури повітря перед шквалом та після шквалу, які дорівнювали на ст. Одеса ГМО  $34,6 \text{ }^\circ\text{C}$  та  $19,2 \text{ }^\circ\text{C}$ , на ст. АМСЦ Одеса  $36,0 \text{ }^\circ\text{C}$  та  $21,0 \text{ }^\circ\text{C}$  відповідно.

## ВИСНОВКИ

Шквал, як і інші небезпечні конвективні явища, утворюється внаслідок складної взаємодії атмосферних процесів макро-, мезо- та мікромасштабів і найактивніше розвивається над підстильною поверхнею з різними властивостями.

1. За період 2007-2016 рр. у Північно-Західному Причорномор'ї зафіксовано 195 шквалів, із них 15 – сильних, 164 - помірних та 16 – слабких. Відмічається значна нерівномірність їх територіального розподілу: в Одеській області – 132 шквали, Миколаївській – 22, Херсонській – 41.

2. Максимальна кількість шквалів спостерігається поблизу великих водних об'єктів та на станціях з орографічно неоднорідним рельєфом. Причиною тому є термічна конвекція, яка найчастіше спостерігається у теплу пору року та інтенсивно розвивається над неоднорідною підстильною поверхнею за рахунок нерівномірного прогріву останньої. При переміщенні фронтальних розділів вимушена конвекція посилюється над орографічними перешкодами, а наявність водних об'єктів є додатковим джерелом вологи.

3. Із 195 шквалів 50% із них (97 випадків) спостерігались при проходженні через Північно-Західне Причорномор'я холодних фронтів, 31 шквал на фронтах оклюзії і лише 3 на теплих. Шквали внутрішньомасового походження фіксувались 64 рази.

4. Шквали, як об'єкт глибокої конвекції, спостерігались переважно у післяполуденні години, досягаючи максимуму в 37% у термін 12-15 МСЧ та 30% о 15-18 МСЧ.

5. Стратифікація атмосфери 7 серпня 2016 року в першу половину доби була переважно стійкою, що підтверджує індекс нестійкості ТТ, який дорівнював 42 та побудована крива стану за 00 МСЧ.

6. Прогностична модель конвекції на 12 МСЧ 7 серпня 2016 року демонструє наявність волого нестійкої стратифікації атмосфери у шарі від 600 м до 4,0 км, що сприяє розвитку термічної конвекції. Розраховані параметри конвекції обґрунтовують прогноз зливових дощів, гроз, шквалу та місцями граду.

7. Утворення лінії шквалів відбувається перед холодним фронтом при високих температурах повітря, що досягають  $36,0^{\circ}\text{C}$ . Після проходження шквалу на станціях Одеса ГМО та Одеса АМСЦ зафіксовано різке зниження температури до  $19,2^{\circ}\text{C}$  та  $21,0^{\circ}\text{C}$  відповідно. Атмосферний тиск перед шквалом падає, що пов'язано з сильним висхідним потоком теплого повітря. Після проходження шквалу тиск різко зростає на  $1,2\text{-}1,4$  гПа/3 год при опусканні холодного повітря. Такий хід температури повітря та атмосферного тиску є типовим для шквалових ситуацій. Відносна вологість у після полуденні години різко зростає і становить 100% в момент проходження шквалу.

8. За методом Г.Д. Решетова 7 серпня 2016 року прогнозується шквал з максимально можливою швидкістю  $41$  м/с. Така швидкість вітру можлива за даною методикою виходячи з того, що маємо велику різницю між максимальною температурою повітря біля поверхні землі перед шквалом  $34^{\circ}\text{C}$  та температурою низхідної течії холодного повітря  $17^{\circ}\text{C}$ .

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Балабух В.О. Межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в Украине // Глобальные и региональные изменения климата. Киев, Ника-Центр, 2011. – С.161 - 173
2. Базлова Т.А., Бочарников Н.В., Брылев Г.Б. и др. Метеорологические автоматизированные радиолокационные сети. – СПб.: Гидрометеиздат, 2002. – 332 с.
3. Белинский В.А., Побияко В.А. Аэрология. - Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 464 с.
4. Гурська Л.М., Камфорович О.Е. Застосування фізико-статистичного методу О.В. Переходцевої для прогнозу шквалів // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. Государственная гидрометеорологическая служба Украины. – 2012. - № 1 (14) – С. 57-64.
5. Гурська Л.М., Козел М.Ю. Шквали у Північно – західному Причорномор'ї // Збірник статей студентської наукової конференції. ОДЕКУ, 2016. – С. 234-236.
6. Івус Г.П. Спеціалізовані прогнози погоди. – Одеса, «ТЕС», 2012. – 407с.
7. Клімат України / За ред. В.М. Ліпінського. К.: Видавництво Раєвського, 2003. – 343 с.
8. Настанова по службі прогнозів та попереджень про небезпечні та стихійні явища погоди. - Київ, Державний комітет України з гідрометеорології, 2004. - 31 с.
9. Переходцева Э.В., Золин Л.В. Гидродинамико-статистический прогноз и экспертная система прогноза смерчей на европейской территории России // Тр. ГМЦ РФ. – 2008. – Вып. 342. – С. 45 – 54.
10. Переходцева Э.В. Анализ устойчивости гидродинамико-статистической модели прогноза сильных шквалов и смерчей для территории России // Глобальные и региональные изменения климата. Киев, Ника-Центр, 2011. – С. 155 – 162.

11. Практикум з синоптичної метеорології / під ред. Івус Г.П., Іванової С.М.– Одеса, ТЕС, 2004. – 419 с.
12. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 рр.) / За ред. В.М. Ліпінського, В.І. Осадчого, В.М. Бабіченко. – К.: Ніка-Центр, 2006. – 312 с.
13. Семенова І.Г. Супутникова метеорологія. Конспект лекцій.
14. Юсупов И.Ю. К вопросу об оперативном прогнозе шквалов// Тр. ГМЦРФ. – 2008. – Вып. 342. – С. 55 – 78.
15. E.V. Perekhodtseva. Hydrodynamic-statistical method of squalls and storm wind forecast over the territories of European part of Russia and Ukraine.// Матеріали конференції «Глобальні та регіональні зміни клімату», Київ, 2010.
16. <https://uk.wikipedia>
17. <http://rp5.ua>



Додаток А

Довідка

кафедри метеорології та кліматології

до дипломного проекту студентки гр. МСА-51а Любарової А.О.

на тему: Регіональні особливості виникнення шквалів у Північно-Західному  
Причорномор'ї

Тема дипломного проекту виконана в рамках кафедральної тематики «Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України».

Керівник дипломного проекту

ст.викл. Гурська Л.М.

## Додаток Б

Таблиця - Дані штормових повідомлень про виникнення шквалів у Північно-Західному Причорномор'ї за період 2007-2016рр.

Дата	Станція	Інтенсивність, м/с	Години МСЧ	Тип хмарності
2007 рік				
21.05	Б. Дністровський	17	15:58	Внутрішньомасова
04.06	Бехтери	18	11:15	Внутрішньомасова
12.06	Миколаїв	17	11:32	Внутрішньомасова
07.08	Роздільна	25	07:30	Фронт оклюзії
	Любашівка	18	09:45	
13.08	Миколаїв	23	04:30	Фронт оклюзії
	Б. Дністровський	26	12:33	Холодний фронт
08.09	Генічеськ	20	18:35	Холодний фронт
2008 рік				
10.05	Бехтери	16	11:53	Внутрішньомасова
28.05	Миколаїв	20	15:20	Холодний фронт
13.06	Вознесенськ	13	13:30	Холодний фронт
18.06	Затишшя	20	15:20	Холодний фронт
27.06	Сарата	15	15:45	Холодний фронт
	Іллічівськ	15	17:15	
06.07	Генічеськ	20	15:20	Холодний фронт
09.07	Іллічівськ	16	15:22	Холодний фронт
24.07	Сербка	20	22:50	Холодний фронт
	Іллічівськ	18	21:15	
25.07	Любашівка	18	15:27	Холодний фронт
12.08	Сарата	18	13:05	Внутрішньомасова
2009 рік				
16.04	Порт Південний	17	13:05	Внутрішньомасова
	Б. Дністровський	27	13:54	
08.05	Первомайськ	18	09:15	Холодний фронт
26.05	Сарата	15	01:39	Холодний фронт
27.06	Любашівка	20	08:40	Фронт оклюзії
03.07		16	15:37	Внутрішньомасова
07.07		18	10:10	Теплий фронт
	Первомайськ	19	11:46	
09.07	Нижні Сірогози	15	13:38	Холодний фронт
	Херсон	19	11:36	
	Баштанка	18	09:40	
14.07	Нижні Сірогози	25	14:35	Холодний фронт
15.07	Одеса	20	17:58	Внутрішньомасова

Продовження табл.

16.07	Сарата	18	13:30	Внутрішньомасова
31.07	Баштанка	24	12:55	Внутрішньомасова
2010 рік				
28.05	Сарата	22	16:20	Внутрішньомасова
30.05	Сарата	18	13:10	Внутрішньомасова
14.06	Нижні Сірогози	15	11:50	Холодний фронт
22.06	Паромна переправа	15	16:35	Фронт оклюзії
23.06	Нижні Сірогози	15	06:50	Фронт оклюзії
28.06	Баштанка	20	13:56	Холодний фронт
02.07	Іллічівськ	13	15:45	Холодний фронт
	Паромна переправа	13	18:50	
03.07	Баштанка	18	13:00	Холодний фронт
07.07	Паромна переправа	20	16:25	Холодний фронт
	Іллічівськ	16	16:35	Холодний фронт
10.07	Іллічівськ	15	15:40	Холодний фронт
	Баштанка	20	13:20	
18.07	Іллічівськ	14	17:45	Внутрішньомасова
19.07	Іллічівськ	14	18:20	Внутрішньомасова
	Нова Каховка	20	15:50	Фронт оклюзії
25.07	Сарата	20	12:50	Внутрішньомасова
13.08	Генічеськ	18	00:30	Фронт оклюзії
	Миколаїв	20	23:30	
2011 рік				
08.04	Нижні Сірогози	16	13:45	Фронт оклюзії
13.05	Нижні Сірогози	16	13:00	Внутрішньомасова
21.05	Нижні Сірогози	15	21:02	Фронт оклюзії
22.05	Баштанка	16	09:00	Холодний фронт
24.05	Нижні Сірогози	14	17:45	Внутрішньомасова
25.05	Баштанка	16	16:21	Холодний фронт
	Затишшя	16	14:29	
	Порт Південний	20	16:40	
02.06	Сербка	16	13:00	Фронт оклюзії
	Порт Південний	16	13:20	
	Вознесенськ	15	12:25	
09.06	Любашівка	17	16:45	Фронт оклюзії
12.06	Затишшя	16	12:05	Фронт оклюзії
15.06	Генічеськ	30	11:45	Фронт оклюзії
12.07	Затишшя	16	11:12	Холодний фронт
	Сербка	16	13:25	
	Порт Південний	17	13:30	
21.07	Затишшя	16	09:28	Холодний фронт

Продовження табл.

30.07	Баштанка	20	15:35	Фронт оклюзії
14.08	Одеса	19	13:15	Внутрішньомасова
03.09	Іллічівськ	13	14:10	Внутрішньомасова
08.09	Нижні Срогози	15	13:07	Холодний фронт
2012 рік				
25.03	Порт Південний	17	21:10	Холодний фронт
26.03	Одеса	15	09:42	Холодний фронт
29.03	Іллічівськ	15	15:45	Холодний фронт
11.05	Нижні Сірогози	15	11:17	Внутрішньомасова
	Порт Південний	15	13:35	
	Одеса АМСЦ	16	14:33	
	Роздільна	16	16:03	
13.05	Херсон	15	11:22	Холодний фронт
23.05	Любашівка	28	11:40	Внутрішньомасова
	Затишся	13	12:55	
01.06	Сарата	20	10:05	Теплий фронт
06.06	Сарата	20	12:35	Холодний фронт
	Вилково	16	12:30	
04.07	Б.Дністровський	19	14:52	Внутрішньомасова
06.07	В.Олександрівка	28	14:23	Фронт оклюзії
07.07	Порт Південний	15	15:45	Фронт оклюзії
	Одеса АМСЦ	24	16:30	
	Іллічівськ	15	16:25	
11.07	Первомайськ	16	12:34	Внутрішньомасова
	Б.Дністровський	24	08:48	
	Сербка	18	14:30	
12.07	Б.Дністровський	22	16:44	Холодний фронт
	Іллічівськ	20	16:50	
	Усть-Дунайск	20	16:30	
15.07	Любашівка	20	18:23	Фронт оклюзії
	Затишся	18	17:46	
	Сербка	19	18:50	
16.07	Бехтери	15	18:10	Холодний фронт
	Усть-Дунайск	20	15:35	
18.07	Б.Дністровський	20	17:35	Внутрішньомасова
	Сірогози	5	16:28	
30.07	Любашівка	16	14:54	Внутрішньомасова
31.07	Сірогози	15	12:02	Внутрішньомасова
04.08	Б.Дністровськ	17	14:15	Внутрішньомасова
	Іллічівськ	14	16:30	

Продовження табл.

2013 рік				
20.05	Болград	17	18:52	Холодний фронт
24.05	Усть-Дунайск	16	11:52	Холодний фронт
31.05	Первомайск	20	20:55	Холодний фронт
	Одеса	31	19:07	
	Роздільна	25	19:50	
	Затишся	20	20:45	
	Сербка	19	19:41	
14.06	Паромна Переправа	16	14:50	Внутрішньомасова
	Одеса	16	14:25	
	Миколаїв	17	16:12	
	Затишся	16	19:00	
16.06	Одеса АМСЦ	26	13:41	Внутрішньомасова
	Іллічівськ	17	13:50	
	Затишся	16	13:13	
	Усть-Дунайск	17	15:20	
22.06	Роздільна	15	18:45	Внутрішньомасова
23.06	Вознесенськ	14	13:10	Внутрішньомасова
	Любашівка	15	13:25	
27.06	Любашівка	20	16:05	Холодний фронт
	Сербка	16	15:05	
29.06	Нижні Сірогози	15	15:13	Холодний фронт
	Генічеськ	40	12:28	
	Херсон	17	17:25	
20.07	Любашівка	20	09:28	Холодний фронт
	Одеса АМСЦ	12	11:28	
	Сербка	16	11:05	
	Іллічівськ	15	13:00	
05.09	Бехтери	15	10:36	Внутрішньомасова
2014 рік				
19.05	Нижні Сірогози	16	00:31	Холодний фронт
25.05	Нижні Сірогози	15	13:25	Внутрішньомасова
31.05	Нижні Сірогози	19	14:03	Фронт оклюзії
	Нова Каховка	17	14:50	
07.06	Одеса	20	15:55	Холодний фронт
	Одеса АМСЦ	15	16:01	
	Порт Південний	17	16:05	
	Іллічівськ	15	16:20	
	Паромна переправа	20	16:20	
	Нижні Сірогози	21	14:51	
08.06	Іллічівськ	12	15:10	Холодний фронт

Продовження табл.

24.06	Сербка	16	13:10	Холодний фронт
07.07	Усть-Дунайск	18	13:10	Внутрішньомасова
20.07	Сербка	17	15:45	Внутрішньомасова
24.07	Вознесенськ	18	11:55	Холодний фронт
	Одеса АМСЦ	16	06:51	
21.08	Паромна Переправа	20	22:00	Холодний фронт
	Іллічівськ	15	22:05	
24.08	Вилково	22	13:18	Холодний фронт
2015 рік				
01.04	Первомайск	21	14:45	Холодний фронт
02.04	Порт Південний	19	16:05	Холодний фронт
03.04	Одеса АМСЦ	37	12:42	Холодний фронт
17.04	Затишся	20	18:02	Холодний фронт
08.05	Затишся	16	10:55	Фронт оклюзії
	Сербка	15	11:24	
	Херсон	16	13:21	
	Бехтери	16	13:09	
31.05	Любашівка	15	15:25	Холодний фронт
01.06	Порт Південний	16	15:15	Холодний фронт
03.06	Сарата	15	13:20	Холодний фронт
10.06	Сербка	17	12:03	Холодний фронт
11.06	Хорли	17	12:15	Холодний фронт
15.06	Сербка	15	18:10	Холодний фронт
22.06	Усть-Дунайск	15	13:35	Холодний фронт
02.07	Одеса АМСЦ	17	11:39	Внутрішньомасова
	Порт Південний	20	12:05	
	Паромна переправа	14	11:45	
03.07	Одеса АМСЦ	22	20:38	Внутрішньомасова
13.07	Паромна Переправа	17	22:00	Внутрішньомасова
15.07	Порт Південний	16	15:30	Внутрішньомасова
	Сербка	15	14:50	
26.07	Сарата	16	13:00	Внутрішньомасова
	Усть-Дунайск	16	12:03	
27.07	В.Олександрівка	15	17:13	Холодний фронт
	Н.Каховка	15	16:45	
2016 рік				
06.06	Іллічівськ	14	11:10	Холодний фронт
28.07	Нижні Сірогози	16	09:46	Внутрішньомасова
	Порт Південний	18	13:55	
29.07	Сарата	15	14:08	Внутрішньомасова

Продовження табл.

30.07	Сербка	24	15:10	Холодний фронт
02.08	Роздільна	19	16:10	Холодний фронт
	Сербка	23	16:40	
07.08	Одеса	29	14:30	Холодний фронт
	Одеса АМСЦ	23	14:10	
	Затока	29		
29.08	Генічеськ	16	21:55	Внутрішньомасова