

ОДЕСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ І. І. МЕЧНИКОВА

Кафедра військової підготовки

Кваліфікаційна робота

на здобуття ступеня вищої освіти «магістр»

**ПРОСТОРОВА СТРУКТУРА ТУРБУЛЕНТНОСТІ ЯСНОГО НЕБА
У ВЕРХНІЙ ЧАСТИНІ ТРОПОСФЕРИ**

**SPATIAL STRUCTURE OF CLEAR-AIR TURBULENCE IN UPPER
TROPOSPHERE**

Виконав: здобувач денної форми навчання
спеціальності 103 Науки про Землю

Освітня програма

Організація метеорологічного та геофізичного
забезпечення Збройних Сил Україн
и

Черевичний Єгор Владиславович

Керівник к.ф.-м.н., Мансарлійський В.Ф.

(підпис)

Рецензент к. геогр.н, доц, Прокоф'єв О. М.

Рекомендовано до захисту:
протокол засідання кафедри
військової підготовки
№ ____ від _____. _____. 2025 р.

Начальник кафедри

(підпис)

Олег ГРУШЕВСЬКИЙ

Захищено на засіданні ЕК № ____
протокол № ____ від _____. _____. 2025 р.

Оцінка _____ / _____ / _____
(за національною шкалою/шкалою ECTS/ бали)

Голова ЕК

(підпис)

Віталій ШЕЇН

Одеса 2025 АНОТАЦІЯ

Кваліфікаційна робота магістра Черевичного Є. В. на тему «Просторова структура турбулентності ясного неба у верхній частині тропосфери» присвячена аналізу просторово-часових характеристик полів турбулентності ясного неба (ТЯН), зокрема термодинамічних параметрів атмосфери, вертикальних і горизонтальних компонентів швидкості вітру та оцінці відмінностей між полями ТЯН, побудованими за результатами розрахунку параметру Елрода $TI2$ на основі модельних даних, у порівнянні зі стандартними авіаційними продуктами WAFC.

У ході роботи, за допомогою розробленого розрахункового алгоритму, було отримано модельні візуалізації зон турбулентності ясного неба на основі розрахунків параметру $TI2$, побудованих з високою часовою роздільністю (з дискретністю 3 години). Сформовані поля дозволили детально відтворити хронологію розвитку та еволюції зон ТЯН упродовж доби, визначити максимальні осередки інтенсивності та простежити їх зв'язок зі струминними течіями, проаналізовано зв'язок зон турбулентності з полями вертикальних градієнтів температури та горизонтальних градієнтів вітру. Проведення порівняльного аналізу з офіційними SIGWX-картами (дискретність 6 годин) показало суттєво вищий рівень деталізації модельних полів, що забезпечують відображення локальних зон турбулентності та внутрішньої структури збурень, що не відображаються у зональних прогнозах WAFC.

Актуальність обраної тематики визначається тим, що помірна або сильна турбулентність (зокрема турбулентність ясного неба) є одним з небезпечних для авіації явищ погоди, а прогнозування цього явища ускладняється відносно швидкою просторовою і часовою мінливістю його структури. Зони турбулентності ясного неба виникають поза межами хмарності, часто без

видимих ознак, і даються в знаки лише при потраплянні літальних апаратів у них. Це становить значну загрозу для повітряних суден.

Метою роботи є аналіз просторово-часової структури полів турбулентності ясного неба побудованих з використанням модельних даних на основі індексу Елрода $TI2$, оцінка їх інформативності та порівняння зі стандартними авіаційними прогнозами SIGWX.

Завданнями, що вирішувались у рамках дослідження для досягнення мети:

- розробка електронного алгоритму для розрахунку індексу турбулентності $TI2$ на основі даних глобальної чисельної моделі GFS;
- побудова послідовної серії карт з полями ТЯН з дискретністю 3 години для аналізу їх добової еволюції;
- проведення порівняльного аналізу полів отриманих за результатами розрахунку індексу $TI2$ з полями на стандартних картах SIGWX за відповідні строки;
- побудова полів горизонтальних градієнтів вітру і вертикальних градієнтів температури за відповідні строки;
- визначення термодинамічних зав'язків між зонами з турбулентністю ясного неба і параметрами атмосфери.

Об'єкт дослідження – турбулентність ясного неба у верхній тропосфері.

Предмет дослідження – діагностичні можливості індексу турбулентності $TI2$ у відтворенні просторової структури полів турбулентності ясного неба.

У роботі застосовано такі методи дослідження: аналіз і синтез, порівняння, індукція.

Наукова новизна роботи полягає у комплексному аналізі просторово-часової структури полів турбулентності ясного неба, побудованих на основі значень індексу $TI2$ з урахуванням мінливості полів вертикальних градієнтів температури та горизонтальних градієнтів.

Практичне значення одержаних результатів полягає в тому, що модельні карти з полями індексу $TI2$ можуть застосовуватися як доповнення до

оперативної авіаційної продукції для підвищення точності прогнозування зон турбулентності ясного неба. Використання даних прогностичних моделей для розрахунків індексу $TI2$ і відображення полів у вигляді кольорової маски з локалізацією осередків максимальної інтенсивності дозволяє своєчасно визначати потенційно небезпечні ділянки атмосфери, що підвищує рівень метеорологічної підтримки та безпеки польотів.

Структура і обсяг роботи. Робота викладена на 78 сторінках машинописного тексту, містить 17 рисунків, 2 таблиці, складається зі вступу, трьох розділів, висновків, списку використаних джерел і додатків.

Ключові слова: турбулентність ясного неба, індекс $TI2$, струминна течія, вертикальні градієнти температури, горизонтальні градієнти вітру, авіаційна метеорологія, SIGWX.

SUMMARY

The master's qualification work of Cherevychnyi Y. V. on the topic “Spatial Structure of Clear-Air Turbulence in the Upper Troposphere” is devoted to the analysis of the spatial and temporal characteristics of clear-air turbulence (CAT) fields, as well as to assessing the diagnostic capabilities of the Elrod *TI2* index for reproducing the fine-scale structure of turbulence zones in the upper troposphere.

In the course of the study, a computational algorithm was developed for calculating the *TI2* index using data from the global numerical weather prediction model GFS. This algorithm enabled the construction of model-based CAT fields with a temporal resolution of 3 hours, which provided a detailed representation of the diurnal evolution of turbulence zones, the localisation of maximum-intensity cores, and their relationship with jet streams. The study also examined the link between areas of increased turbulence and the fields of vertical temperature gradients and horizontal wind gradients. A comparative analysis with standard WAFC SIGWX products (6-hour resolution) demonstrated that the model-generated *TI2* fields offer significantly higher spatial detail and reveal localised turbulence structures that are not represented on operational aviation charts.

The relevance of the chosen topic is determined by the fact that moderate and severe turbulence, especially clear-air turbulence, is among the most hazardous weather phenomena for aviation, while its forecasting is complicated by the rapid spatial and temporal variability of the atmosphere. Clear-air turbulence occurs outside cloud systems and often without visible precursors, posing a significant risk to aircraft safety.

The aim of the study is to analyse the spatial and temporal structure of clear-air turbulence fields derived from model data using the *TI2* index and to compare their informational value with standard SIGWX aviation forecasts.

The tasks that were solved within the framework of the study to achieve the goal:

- processing model atmospheric data and calculating the *TI2* turbulence index;
- constructing a sequence of CAT maps with a 3-hour temporal step for analysing diurnal evolution;
- performing comparative analysis of *TI2*-derived fields with SIGWX charts for corresponding times;
- calculating fields of horizontal wind gradients and vertical temperature gradients;
- identifying thermodynamic relationships between turbulence zones and atmospheric parameters.

The object of the research is clear-air turbulence in the upper troposphere.

The subject of the study is the diagnostic capability of the *TI2* index for representing the spatial structure of clear-air turbulence.

The research methods used in the work include analysis and synthesis, comparison, and induction.

Scientific novelty: the work provides a comprehensive assessment of the spatial and temporal organisation of CAT fields derived from the *TI2* index, considering the variability of vertical temperature gradients and horizontal wind gradients. The study demonstrates the potential of high-resolution model data to reveal the internal structure of turbulence zones not captured by operational aviation forecasts.

Practical significance of the results: the model-generated *TI2* fields can serve as an additional tool for aviation meteorological support by enhancing the detection and localisation of potentially hazardous CAT zones. The use of numerical model data in *TI2* calculations and the application of colour-coded visualisation enable timely identification of regions with increased turbulence intensity, thereby improving flight safety.

Structure and scope of the work. The thesis is presented on 78 pages of typewritten text, contains 17 figures and 2 tables, and consists of an introduction, three chapters, conclusions, a list of references, and appendices.

Key words: clear-air turbulence, TI2 index, jet stream, vertical temperature gradients, horizontal wind gradients, aviation meteorology, SIGWX.

ЗМІСТ

Вступ.....	9
1 Загальні характеристики турбулентності ясного неба.....	12
1.1 Умови виникнення турбулентності.....	12
1.2 Вплив атмосферної турбулентності на польоти повітряних суден....	22
2 Методи прогнозу турбулентності ясного неба.....	31
2.1 Синоптичний метод прогнозу турбулентності ясного неба.....	31
2.2 Фізико-статистичний метод прогнозу турбулентності ясного неба..	37
3 Просторова модель поля турбулентності ясного неба.....	41
3.1 Опис вхідних даних і алгоритму розрахунку.....	41
3.2 Термодинамічна структура полів турбулентності ясного неба у верхній тропосфері.....	42
Висновки.....	68
Перелік посилань.....	70
Додатки.....	73

ВСТУП

Турбулентність ясного неба (ТЯН) – це хаотичні неупорядковані рухи повітряних мас у безхмарному небі, які виникають переважно в зонах різких градієнтів вітру та температури і не мають зовнішніх візуальних ознак, але здатні порушувати стійкість польоту повітряних суден.

Аналіз і вдосконалення методів діагностики та прогнозу ТЯН є необхідною складовою забезпечення безпечних умов польоту. Детальніше відтворення просторового розподілу осередків турбулентності, її інтенсивності та зв'язку з полями вітру й термодинамічними характеристиками атмосфери дозволяє своєчасно формувати попередження, оптимізувати маршрути та ешелони польотів і таким чином зменшувати ризики для екіпажу і повітряних суден.

Небезпеку становить помірна і сильна турбулентність ясного неба, яка виникає поблизу струминних течій та фронтальних зон у верхній тропосфері. За відсутності хмарності та інших видимих ознак командир екіпажу не має можливості вчасно ідентифікувати такі осередки, що не дає змоги вчасно виконати маневр ухилення або переходу на інший ешелон польоту. Потраплення літального апарата до осередку інтенсивної ТЯН може спричинити різкі перевантаження, зміну висоти, порушення керованості, збільшення ризику пошкодження бортових систем, що може призвести до обмеження, або навіть унеможливлення, виконання поставленого завдання.

Тому детальне дослідження просторової структури ТЯН, особливостей її формування, переміщення та еволюції у верхній тропосфері є необхідною передумовою для підвищення якості метеорологічного забезпечення польотів та рівня безпеки авіаційних підрозділів.

Актуальність обраної тематики визначається тим, що помірна або сильна турбулентність (зокрема турбулентність ясного неба) є одним з небезпечних

для авіації явищ погоди, а прогнозування цього явища ускладняється відносно швидкою просторовою і часовою мінливістю структури зон з ТЯН. Зони турбулентності ясного неба виникають поза межами хмарності, часто без видимих ознак, і даються в знаки лише при потраплянні літальних апаратів до них. Це становить значну загрозу для повітряних суден.

Метою роботи є аналіз просторово-часової структури полів турбулентності ясного неба побудованих з використанням модельних даних на основі індексу Елрода $TI2$, оцінка їх інформативності та порівняння зі стандартними авіаційними прогнозами SIGWX.

Завдання, що вирішувались у рамках дослідження для досягнення мети:

- розробка електронного алгоритму для розрахунку індексу турбулентності $TI2$ на основі даних глобальної чисельної моделі GFS;
- побудова послідовної серії карт з полями ТЯН з дискретністю 3 години для аналізу їх добової еволюції;
- проведення порівняльного аналізу полів отриманих за результатами розрахунку індексу $TI2$ з полями на стандартних картах SIGWX за відповідні строки;
- побудова полів горизонтальних градієнтів вітру і вертикальних градієнтів температури за відповідні строки;
- визначення термодинамічних зв'язків між зонами з турбулентністю ясного неба і параметрами атмосфери.

У першому розділі кваліфікаційної роботи розкриті загальні характеристики турбулентності ясного неба, розглянуто умови її виникнення та основні чинники, що визначають формування і розвиток ТЯН у тропосфері. Також висвітлено вплив атмосферної турбулентності на безпеку польотів повітряних суден.

Другий розділ присвячений аналізу основних методів прогнозу турбулентності ясного неба, зокрема синоптичних та фізико-статистичних підходів, а також оцінці їх можливостей та обмежень при оперативному застосуванні для метеорологічної підтримки авіації.

У третьому розділі представлено побудовану просторову модель поля турбулентності ясного неба та виконано аналіз її термодинамічної структури. На основі розрахунків індексу $TI2$ досліджено просторово-часові особливості розподілу ТЯН у верхній тропосфері та встановлено динамічні характеристики, що впливають на формування областей найбільшої інтенсивності.

Робота містить 17 рисунків. Перелік посилань складається з 40 позицій.

1 ЗАГАЛЬНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТУРБУЛЕНТНОСТІ ЯСНОГО НЕБА

1.1. Умови виникнення турбулентності

Турбулентність є одним із ключових механізмів, що визначають перебіг атмосферних процесів. Саме завдяки турбулентному перемішуванню у приземному шарі та тропосфері зменшується контрастність термічного поля та згладжуються просторові відмінності температури й швидкості вітру. Це перемішування сприяє перерозподілу тепла та імпульсу, що формує більш однорідну структуру повітряної маси [14].

Основною передумовою розвитку турбулентності є виникнення нестійкості у русі повітряних потоків. Така нестійкість, як правило, формується за наявності значних горизонтальних та вертикальних температурних градієнтів над підстильною поверхнею, а також під час утворення й розвитку конвективних хмар. Додатковими факторами, що сприяють посиленню турбулентного перемішування, є неоднорідність підстильної поверхні та контрастні властивості різних її ділянок [3].

Інтенсивність турбулентності визначається комплексом характеристик атмосфери, серед яких швидкість переміщення повітряних мас, масштаб і сила збурень у потоці, а також їх просторово-часова мінливість. Чим активніші атмосферні процеси, тим більш схильними до розвитку турбулентності стають повітряні потоки [38].

Для оцінювання переходу повітряного потоку від ламінарного до нестійкого, тобто такого, що здатний породжувати турбулентність, широко застосовують число Рейнольдса. Це безрозмірний параметр, який визначає співвідношення між інерційними силами та силами в'язкого тертя. Число Рейнольдса залежить від характерного розміру потоку, його швидкості та коефіцієнта кінематичної в'язкості середовища. Саме за значенням цього

параметра можна оцінити, за яких умов стійкий потік може перейти у турбулентний режим:

$$Re = uL/v \quad (1.1)$$

Де, Re – число Рейнольдса;

U – швидкість потоку;

L – розміру потоку;

v – коефіцієнт кінематичної в'язкості

У випадках, коли число Рейнольдса має мале значення, можна стверджувати, що визначальним чинником у русі є сили в'язкого тертя. За таких умов швидкості в сусідніх точках потоку майже не відрізняються, а саме течія має впорядкований та стійкий характер [19].

Якщо ж число Рейнольдса досягає великих величин, домінувати починають інерційні сили. Це призводить до того, що в потоці формуються об'єми повітря з різними швидкостями руху. Їхнє взаємне зближення створює значні швидкісні градієнти, що спричинює збурювання течії. У міру досягнення критичних значень Re потік переходить у турбулентний стан. Експериментально встановлено, що середні порогові значення, за яких ламінарний рух стає нестійким, становлять приблизно 3000–5000 [18].

Застосування числа Рейнольдса для аналізу руху повітряного потоку є доцільним лише за певних умов, а саме коли:

- атмосферна стратифікація близька до нейтральної;
- сили плавучості не відіграють суттєвої ролі;
- атмосферний шар, у межах якого здійснюється оцінювання, має малу вертикальну протяжність [5].

З огляду на це можна дійти висновку, що використання числа Рейнольдса для оперативної оцінки ризику виникнення турбулентності в авіаційній практиці є обмежено ефективним.

Ще одним параметром, який застосовується для діагностики умов виникнення турбулентності, є число Річардсона. Воно визначає співвідношення між роботою підйомної сили (архімедової сили) та дією інерційних сил у повітряному потоці й характеризує ступінь стійкості вертикального перемішування атмосфери. [27]

$$Ri = \frac{g \left(\frac{dQ}{dz} \right)}{Q \left(\frac{dV}{dz} \right)^2} \quad (1.2)$$

Де, Ri - число Річардсона;

$\frac{dQ}{dz}$ – зміна потенційної температури у шарі;

$\frac{dV}{dz}$ – вертикальний градієнт горизонтальної швидкості потоку (м/с/100м)

В результаті перетворень рівняння набуває вигляду:

$$dQ/Qdz = (\gamma\alpha - \gamma)/T \quad (1.3)$$

Де, $\frac{dQ}{dz}$ – зміна потенційної температури в шарі;

$\gamma\alpha$ та γ – адіабатичний та дійсний градієнт температури (°С/100м) у шарі.

T – середня температура шару у градусах Кельвіна (К);

Отже, рівняння можна записати:

$$Ri = g (\gamma\alpha - \gamma) / T \left(\frac{dV}{dz} \right)^2 \quad (1.4)$$

Де, T – середня температура шару в градусах Кельвіна (К);

$\gamma\alpha$ та γ – адіабатичний та дійсний градієнт температури (°С/100м) у шарі.

$\frac{dV}{dz}$ – вертикальний градієнт горизонтальної швидкості потоку (м/с/100м).

Отже, можна зазначити [8]

Стан $\frac{dQ}{dz} > 0$ характерний для стійкої термічної стратифікації, за якої

архімедові сили протидіють розвитку турбулентності.

Стан $\frac{dQ}{dz} = 0$ притаманно для байдужої стратифікації, коли сприятливі умови у розвиток турбулентності відсутні.

Стан $\frac{dQ}{dz} < 0$ притаманно для нестійкої термічної стратифікації, коли складаються найбільш сприятливі умови у розвиток турбулентності. При цьому, якщо вертикальні градієнти горизонтальної швидкості потоку $\frac{dV}{dz}$ досягають значних величин і відзначається динамічна нестійкість потоку, підвищується ризик виникнення сильної турбулентності [21].

Практичне застосування числа Річардсона в авіаційній метеорології суттєво ускладнюється через високу похибку у його обчисленні. Наприклад, за даними аерологічного зондування реальна похибка обчислення Ri може перевищувати 100 % [1]. Це означає, що для зменшення невизначеності необхідно мати особливо точні дані про вертикальний профіль температури та зміну швидкості й напрямку вітру з висотою.

Для завчасного прогнозування турбулентності в тропосфері застосовується велика кількість різноманітних індексів. Найбільш ефективно їх використовувати для оцінки умов розвитку турбулентності ясного неба на основі результатів вертикального зондування атмосфери та за наявності однотипної синоптичної ситуації.

Проте, попри значну кількість запропонованих індексів, далеко не всі з них забезпечують достатню ймовірність справдження прогнозів. У деяких випадках навіть складно визначити їх критичні порогові значення, необхідні для практичного застосування.

До таких індексів належить критерій R_T , який базується на використанні даних про відносну вологість повітря. Його математичне визначення може бути подане у вигляді наступного рівняння [12]:

$$R_T = R_T / (1 + 0,1R) \quad (1.5)$$

Де, R_T – критерій;

R – відносна вологість повітря, %.

Для оцінки розвитку турбулентності в стратосфері та стратопаузі, що становлять найбільший інтерес для авіації, представляє індекс K :

$$K = \frac{1}{\beta} - 8g^2 \quad (1.6)$$

Де, β - вертикальний зсув вектора вітру;

$g = \gamma_H - \gamma_V$ (γ_H, γ_V - вертикальні градієнти температури у шарах) відповідно на 1 км нижче та на 1 км вище ешелону польоту).

Умовно, за граничне значення індексу K приймають величину 1,2.

При цьому, можна відзначити наступне:

У випадку, якщо для досліджуваного шару атмосфери значення індексу $K > 1,2$ ризик виникнення турбулентності зводиться до 0.

У випадку, якщо для досліджуваного шару атмосфери значення індексу $K < 1,2$ ризик виникнення турбулентності є високим [32].

Оскільки розвиток турбулентності визначається сукупністю різних метеорологічних факторів, для її детального вивчення застосовується спеціалізована класифікація. Вона надає можливість здійснити класифікацію різновидів турбулентності відповідно до умов їх формування.

Згідно з чинними підходами, турбулентність поділяють на такі основні типи [9]:

- механічна турбулентність;
- термічна (конвективна) турбулентність;
- орографічна турбулентність;
- турбулентність, пов'язана з купчасто-дощовими хмарами;
- турбулентність ясного неба.

Механічна турбулентність формується переважно внаслідок дії сили тертя поблизу підстильної поверхні. Вона змінює структуру вітрового потоку, впливаючи на його швидкість, напрям та створюючи різномасштабні вихрові утворення. Її інтенсивність значною мірою залежить від характеристик підстильної поверхні, насамперед від її шорсткості, оскільки саме вона визначає швидкість зміни вітрового потоку в приземному шарі [28].

Слід підкреслити, що інтенсивність формування механічної турбулентності значною мірою визначається особливостями підстильної поверхні. Зокрема, підвищена шорсткість рельєфу сприяє швидшому порушенню ламінарного руху повітря, оскільки швидкість вітрового потоку безпосередньо залежить від ступеня нерівності земної поверхні [15].

Таким чином, збільшення шорсткості поверхні безпосередньо підсилює швидкість приземного вітрового потоку, що створює сприятливі умови для більш інтенсивного розвитку механічної турбулентності. Що стосується термічної турбулентності, її формування визначається розвитком конвективних підйомних рухів за умов атмосферної нестійкості. Внаслідок значного прогрівання підстильної поверхні конвекція посилюється, утворюючи численні дрібномасштабні теплі вихори. Залежно від фізичних властивостей поверхні та температурного профілю атмосфери ці підйомні елементи можуть проявлятися як концентровані повітряні потоки [31].

Утворенню конвективних потоків, які виступають локальними джерелами тепла, сприяє слабкий приземний вітер. За таких умов вертикальне підняття потоків може досягати кількох сотень метрів. Якщо ж у шарі спостерігається виражена термічна нестійкість, конвективні потоки набувають обертового компоненту, що додатково підсилює тепловий перенос. Подібні структури, за наявності посушливих підстильних поверхонь, зокрема в пустелях і напівпустелях, здатні слугувати механізмом формування пилових і піщаних вихорів [39].

Подальше збільшення швидкості вітру призводить до того, що конвективні струмені зміщуються разом із загальним повітряним потоком,

поступово трансформуючись у перегріті повітряні струмені. Такі структури швидко переносяться в горизонтальному напрямку, але при потраплянні в шари з нестійкою стратифікацією здатні різко прискорювати вертикальний підйом.

Термічній стратифікації властивий чітко виражений добовий хід, зумовлений змінами температури підстильної поверхні. У теплий період року за антициклонального типу погоди турбулентність починає розвиватися в приземному граничному шарі одразу після сходу Сонця. У ранкові години, приблизно до 9:00, конвекція має вигляд окремих слабких збурень, які зі зростанням прогрівання швидко посилюються та поширюються як вертикально, так і горизонтально. Саме тому в цей час доби інтенсивність авіаційної бовтанки зазвичай залишається мінімальною.

У полуденні години в умовах помірних широт термічна турбулентність зазвичай охоплює шар атмосфери товщиною понад 1,5 км, тоді як у тропічних та субтропічних регіонах її верхня межа може підніматися вище 2 км. Найбільшого розвитку конвективно зумовлена турбулентність досягає приблизно о 15:00, коли вертикальна глибина шару, у якому спостерігається активне перемішування, збільшується до близько 3 км.

Ближче до 17:00 інтенсивність турбулентності починає поступово спадати, причому згасання на різних висотах відбувається з неоднаковою швидкістю. Це зумовлює наявність слабкої авіаційної бовтанки в зазначений період доби. На відміну від континентальних територій, над великими водоймами термічна турбулентність може зберігатися і в нічний час завдяки більш рівномірному теплообміну між водною поверхнею та приземним шаром повітря [9].

Якщо розвиток термічної турбулентності відбувається за умов підвищеної вологості повітря, що характерно для прибережних зон, з'являються сприятливі передумови для формування купчастих хмар. Їх наявність, у свою чергу, стимулює посилення конвекції, причому найбільш ефективним для виникнення турбулентності є утворення порівняно низьких

хмар з вертикальною протяжністю до 1 км, які не закривають більше половини небосхилу. За таких умов надходження сонячної радіації до підстильної поверхні майже не обмежується, що посилює її прогрів і підтримує активність конвективних рухів. Під час польотів під подібними хмарними утвореннями повітряні судна можуть відчувати помірну бовтанку.

Коли загальна кількість хмарності збільшується до 6–7 балів і більше, надходження сонячної радіації до земної поверхні різко зменшується. Це призводить до ослаблення термічної конвекції, а відповідно — до зниження інтенсивності термічної турбулентності, що зменшує ймовірність виникнення бовтанки для повітряних суден. Однак у випадках, коли конвективні хмари переходять у стадію купчасто-дощових, ситуація змінюється: усередині таких утворень формуються потужні низхідні повітряні струмені, спостерігаються різкі зсуви вітру, виникають інтенсивні опади, включаючи град.

У приземному шарі під основою купчасто-дощової хмари часто утворюється зона шквалу, яка характеризується раптовими й сильними змінами напрямку та швидкості вітру. Подібна структура формується внаслідок спрямованого вниз руху охолодженого повітря, що виникає через випаровування та охолодження опадів у нижній частині хмари, а також надходження до неї порцій холодніших повітряних мас [27].

У верхній частині тропосфери добре розвинені купчасто-дощові хмари становлять особливу небезпеку для повітряних суден. Інтенсивні конвективні процеси в таких хмарах формують потужні атмосферні вихори турбулентного типу, які можуть досягати значної сили. У випадку потрапляння літака в подібну зону вихрових утворень можливі різкі вертикальні переміщення повітряного судна на десятки метрів. Це супроводжується відчутними перевантаженнями та суттєвим погіршенням умов польоту під час проходження ділянки із сильною турбулентністю.

Індекс Елрода (Elrod Index) є об'єктивним діагностичним показником, призначеним для виявлення та прогнозування турбулентності ясного неба (ТЯН). На відміну від суб'єктивних оцінок екіпажів, які суттєво залежать від

типу повітряного судна та умов польоту, цей індекс ґрунтується на полях вітру, отриманих із чисельних моделей прогнозу погоди у верхніх шарах тропосфери. Концепція індексу передбачає кількісну оцінку деформаційних характеристик повітряного потоку та вертикального зсуву швидкості вітру, що є ключовими чинниками генерації турбулентності поза хмарністю:

- Деформація зсуву:

$$DSH = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad (1.7)$$

- Деформація розтягування:

$$DST = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (1.8)$$

Основу методу становить аналіз горизонтальних деформаційних складових вітрового поля. Вони представлені двома типами деформації:

Сумарна деформація визначається як коренева сума квадратів цих двох складових, що відображає загальний ступінь горизонтального розтягування та скручування повітряних мас:

$$DEF = \sqrt{DSH^2 + DST^2} \quad (1.9)$$

Ще одним важливим параметром є конвергенція, яку формально описують як протилежну величину до суми просторових похідних.

Додатні значення конвергенції вказують на зближення повітряних потоків, що підсилює вертикальні рухи та зростання можливості розвитку турбулентності.

$$CVG = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (1.10)$$

Не менш значущим компонентом є вертикальний зсув швидкості вітру (vertical wind shear), що характеризує зміну швидкості вітру з висотою.

$$VWS = \frac{\Delta V}{\Delta Z} \quad (1.11)$$

Саме вертикальний зсув є визначальним механізмом утворення ТЯН у зоні струминних течій та на межах різношвидкісних потоків

Для розрахунку індексу Елрода використовується добуток вертикального зсуву та суми деформації з урахуванням конвергенції:

$$TI2 = VWS \times (DEF + CVG) \quad (1.12)$$

Така структура формули відображає фізичну сутність процесу: чим сильніший зсув вітру та інтенсивніші горизонтальні деформаційні процеси, тим більша ймовірність генерації турбулентності ясного неба.

Важливо зазначити, що індекс Елрода не є абсолютним каліброваним показником інтенсивності ТЯН. Ступінь небезпеки, яку він відображає, залежить від типу літака, його конструкційних особливостей, маси, швидкості та аеродинамічних характеристик. Тому інтерпретація результатів індексу виконується із застосуванням умовних порогових значень. Зазвичай орієнтовні значення становлять:

- 4 одиниці для турбулентності слабкої або помірної інтенсивності;
- 8 одиниць для помірної;
- 12 одиниць і більше для сильної або дуже сильної турбулентності.

1.2 Вплив атмосферної турбулентності на польоти повітряних суден

Головним завданням авіаційної метеорологічної служби є забезпечення безпечного виконання польотів. За наявними статистичними даними, більшість авіаційних інцидентів у світовій практиці виникає на малих висотах, причому найбільш критичними етапами польоту залишаються зліт і посадка. У значній частині випадків першопричиною аварій виступали раптові, непередбачені зміни у русі повітряних потоків поблизу підстильної поверхні, що зазвичай мають локальний і короткотривалий характер.

Основні труднощі прогнозування подібних явищ пов'язані з обмеженістю інформації щодо дрібномасштабних змін у вітровому полі та високою варіативністю додаткових чинників, серед яких — мезомасштабні процеси та короточасні атмосферні явища, що істотно впливають на структуру повітряного потоку [5].

До мезомасштабних атмосферних процесів належать конвективні явища, смерчі, хмари вертикального розвитку, шквали та сильні поривчасті вітри. Подібні процеси часто формуються в зоні впливу крупномасштабної циркуляції атмосфери та в межах атмосферних фронтів.

Під час оцінювання поточного стану атмосфери на локальному рівні необхідно враховувати властивості підстильної поверхні, сезонні особливості та регіональні кліматичні характеристики. Незважаючи на відносно невеликі просторові масштаби, локальні процеси здатні суттєво впливати на великі території, а тривалість їх існування може варіювати від кількох хвилин до кількох годин.

Найбільша мінливість метеорологічних умов спостерігається в приземному шарі атмосфери, що значною мірою зумовлено неоднорідністю підстильної поверхні та локальними особливостями формування мікроклімату. Саме висока варіабельність характеристик у нижніх шарах атмосфери обумовлює підвищений ризик виникнення небезпечних ситуацій під час зльоту та посадки повітряних суден.

Найсуттєвіший вплив мезомасштабні атмосферні процеси справляють на повітряні маси в шарі від земної поверхні до приблизно 1–1,5 км — у межах приземного (граничного) шару атмосфери, де зміни метеорологічних параметрів часто мають різкий, стрибкоподібний характер [2].

До формування структури повітряного потоку істотно долучаються місцеві особливості циркуляції. Наприклад, бризові явища суттєво змінюють напрям і швидкість вітру на прибережних територіях, спричиняючи його зсув та порушуючи сталість руху повітряних мас. Подібний ефект чинять і природні нерівності рельєфу — гори, височини, лісові масиви, — а також штучні перешкоди, зокрема висотні будівлі та інші елементи міської забудови.

Характерною ознакою мезомасштабних процесів циркуляційного типу є значні вертикальні переміщення повітряних мас, а також великі горизонтальні та вертикальні градієнти вітру, що зумовлюють його зсув. Саме за таких умов турбулентність набуває високої інтенсивності, створюючи додаткові ризики для авіації.

Важливість своєчасної та точної оцінки метеорологічних умов у нижніх шарах атмосфери пояснюється не лише критичними етапами польоту — зльотом та посадкою. До них також належать наземні операції, обслуговування повітряних суден та робота спеціальної техніки [6].

Турбулентність є одним із небезпечних факторів, що впливають на політ повітряних суден. Потрапляючи в зону турбулентних вихорів, літак зазнає різких змін підйомної сили: змінюється кут атаки, а конструкція відчуває підвищені навантаження внаслідок хаотичних вертикальних переміщень та вібрацій. Такі прояви, відомі як авіаційна бовтанка, супроводжуються різкими неконтрольованими коливаннями та змінами висоти, що істотно впливає на безпеку польоту [33].

Поняття авіаційної бовтанки використовується для опису впливу турбулентності на повітряне судно, оскільки кількісно оцінити її дію досить складно. Тому при аналізі поведінки літака в зоні турбулентних потоків

застосовується саме характеристика «бовтанка», яка відображає фактичну реакцію судна на порушення рівномірності повітряного потоку [16].

Випадки сильної бовтанки трапляються порівняно не часто, однак навіть помірні її прояви можуть становити загрозу для безпеки польотів. Особливо небезпечними є ситуації під час критичних етапів польоту – зльоту та посадки. Під час посадки різкий низхідний поштовх у зоні турбулентності може призвести до небезпечного зниження висоти та ймовірності торкання земної поверхні. На етапі зльоту, навпаки, вертикальні викиди повітряного судна вверх здатні спричинити перевищення допустимого кута атаки та появу значних аеродинамічних навантажень.

Під час польоту на крейсерських висотах потрапляння в область інтенсивної турбулентності призводить до втрати стійкості та погіршення керованості літака. Судно може зазнавати різких коливань, змін курсу, висоти та швидкості, а вібрації конструкції створюють додаткові навантаження на елементи літака. Пасажири за таких умов відчують дискомфорт, а для літака зростає ризик передчасного зношення окремих компонентів конструкції.

Реакція літака на турбулентність істотно залежить від його маси та аеродинамічних характеристик. Легкі повітряні судна, зокрема одномоторні літаки, є значно чутливими до порушень повітряного потоку та можуть відчувати бовтанку навіть за її слабого розвитку. Водночас важкі реактивні літаки, особливо військові, характеризуються підвищеною стійкістю навіть за наявності інтенсивної турбулентності.

Крім того, реакція літака залежить від його швидкісного режиму. Для дозвукових суден небезпечними можуть бути вихрові структури середнього масштабу (порядку кількох сотень метрів), які спричиняють відчутні зміни підйомної сили. Надзвукові літаки до таких вихорів малочутливі, що зумовлює їхню вищу стійкість під час польоту в зонах турбулентності.

Для надзвукових літаків найбільшу небезпеку становлять не дрібні чи середнього масштабу вихрові утворення, а великі атмосферні збурення, що охоплюють простори у кілька тисяч кілометрів. Такі масштабні вихори

створюють значний тиск на літак і можуть помітно зменшувати швидкість польоту, що у свою чергу підвищує ризик втрати стійкості повітряного судна.

У зв'язку з цим одним із ключових параметрів, за яким оцінюють турбулентність, є її інтенсивність. Під інтенсивністю розуміють кількісну характеристику ступеня розвитку турбулентних процесів у повітряному потоці.

Для визначення ступеня інтенсивності турбулентності в авіаційній практиці застосовують як якісні, так і інструментальні методи. Якісна оцінка ґрунтується на описах екіпажу та суб'єктивних відчуттях під час польоту, тоді як інструментальна базується на вимірюваних характеристиках руху повітряного судна та параметрах атмосфери.

За слабкої бовтанки фіксується часта, але маловиражена серія коротких поштовхів і легке погойдування літака «з крила на крило». При цьому курс і швидкість польоту практично не змінюються. Пасажири зазнають дискомфорту, проте суттєвого негативного впливу не відзначається. За помірної бовтанки реєструються окремі, але відчутні кидки судна, що можуть супроводжуватися значнішим креном та виразною вібрацією. У моменти різкого підйому пасажирів притискає до крісла, а під час раптових знижень виникає відчуття, близьке до невагомості.

За сильної бовтанки рухи повітряного судна стають різкими та інтенсивними, спостерігається істотне відхилення по висоті та крену, супроводжуване сильною вібрацією. У такі моменти частково порушується керованість літака та стандартний режим польоту, що значно підвищує ризик виникнення небезпечної ситуації на борту.

Бовтанка, пов'язана з потраплянням у зону інтенсивної турбулентності, становить серйозну загрозу для безпеки польоту, оскільки може спричинити розвиток позаштатних режимів.

Для потреб авіаційного прогнозування та підготовки оперативної інформації, що подається згідно з вимогами ІКАО, застосовують

класифікацію, яка поділяє турбулентність і відповідну реакцію повітряного судна (бовтанку) на чотири рівні інтенсивності (таблиця 1.1) [20]:

Таблиця 1.1 – Критерії інтенсивності турбулентності

Ступінь	Інтенсивність	Ознаки прояву
I	Слабка	Спостерігається легке похитування повітряного судна з незначними коливаннями «з крила на крило». Політ залишається стабільним, керування не ускладнене. Пасажири можуть відчувати незначний дискомфорт.
II	Помірна	Відмічається контрольована зміна висоти та просторового положення судна, однак його керованість повністю зберігається. Пасажири відчують відчутні перевантаження, натяг ременів безпеки стає виразним.
III	Сильна	Різка зміна висоти та положення повітряного судна. Керування може тимчасово ускладнюватися. Пасажири відчують сильний тиск ременів безпеки, незакріплені предмети падають або зміщуються всередині салону.
IV	Дуже сильна	Фіксуються різкі й непередбачувані зміни висоти, крену та тангажу. Судно може втрачати швидкість і на певний час виходити з-під контролю екіпажу. Пасажири зазнають значного натягу ременів, а незакріплені речі переміщуються по салону з великою силою.

Бовтанка, пов'язана з потраплянням у зону інтенсивної турбулентності, становить серйозну загрозу для безпеки польоту, оскільки здатна істотно ускладнювати умови керування повітряним судном.

Для систематизації умов виникнення бовтанки використовують класифікації шарів атмосфери, що враховують частоту та характер її проявів. Такі класифікаційні підходи дозволяють краще розуміти вертикальну

структуру атмосфери та оцінювати потенційно небезпечні для польотів ділянки. (таблиця 1.2):

Таблиця 1.2 – Класифікація шарів атмосфери, залежно від частоти прояву бовтанки

Шар атмосфери	Ймовірність повторення	Основні фактори, що зумовлюють виникнення турбулентності
від 0 до 1 км	близько 25 %	Вплив підстильної поверхні, контрастність її властивостей та локальні особливості рельєфу
від 1 до 6 км	близько 15 %	Перехідна зона, у якій вплив земної поверхні вже мінімальний, а дія струминних течій і швидкісних градієнтів ще істотно не проявляється
від 6 до 11 км	близько 25 %	Формування зон турбулентності під дією струминних течій та значних горизонтальних і вертикальних градієнтів швидкості вітру

Варто зазначити, що ймовірність виникнення бовтанки значною мірою визначається ешелонам польоту та особливостями його траєкторії польоту. За статистичними даними, повітряні судна, що виконують політ на малих висотах або на коротких маршрутах, значно частіше потрапляють у зони турбулентності, ніж літаки, що тримаються крейсерських ешелонів.

Під час аналізу турбулентності необхідно враховувати, що на динаміку польоту впливають лише ті атмосферні вихори, просторові масштаби яких відповідають габаритам повітряного судна. Дрібномасштабні вихори, навіть за їхньої численності, зазвичай не здатні спричинити помітну бовтанку для літальних апаратів різних типів [31].

Найчастіше турбулентність формується в перехідній зоні тропопаузи та в областях струминних течій. У цих регіонах переважає турбулентність ясного неба, яка зазвичай має значну горизонтальну протяжність і являє собою сукупність різних за розмірами повітряних потоків, об'єднаних у спільну швидкісну структуру. Вертикальний розвиток таких зон, як правило, обмежений.

За особливостями просторової структури турбулентність поділяють на три типи:

- безперервні турбулентні зони,
- області з нерівномірною (періодичною) турбулентністю,
- короткі імпульсні збурення руху літака.

Тривалість існування турбулентних зон також є важливою характеристикою. Її визначення є складним завданням, оскільки потребує реалізації двоетапної методики:

- проведення спеціальних польотів між визначеними контрольними точками, у межах яких ймовірна наявність зон турбулентності;
- подальшого аналізу зареєстрованих під час польоту перевантажень та динамічних характеристик.

Також для формування прогнозу щодо появи та еволюції турбулентності обов'язковим елементом є аналіз хмарності. На сьогодні встановлено низку закономірностей між типом хмар та ймовірністю виникнення турбулентних процесів. Найчастіше турбулентність спостерігається за наявності хмар конвективного типу, тобто таких, що мають значний вертикальний розвиток. У подібних умовах турбулентні рухи можуть досягати значної інтенсивності, а бовтанка повітряного судна – набувати характеристик сильного ступеня. Найбільші прояви бовтанки зазвичай фіксуються під час входження в шар хмарності та при виході з нього [4].

У шаруватих хмарах, як правило, формується лише слабо виражена турбулентність, максимальні значення якої спостерігаються поблизу верхньої

межі хмарності. Тому бовтанка повітряного судна при проходженні таких ділянок зазвичай характеризується як слабка.

Для інструментальної оцінки інтенсивності бовтанки найчастіше застосовують три основні методи:

- доплерівський;
- перевантаження;
- метод визначення радіаційної температури.

Доплерівський метод ґрунтується на вимірюванні миттєвої та середньої швидкостей польоту, а також напрямку руху повітряного судна відносно навколишнього повітряного потоку. Отримання даних забезпечується ультразвуковими сенсорами, що працюють на основі ефекту Доплера та встановлюються на борту літака.

Метод перевантаження передбачає реєстрацію перевантажень, які виникають під час проходження зони турбулентності. Для цього у конструкцію літака інтегрують акселерометри, що вимірюють прискорення, або акселерографи, які додатково забезпечують фіксацію його зміни у часі.

Принцип роботи акселерометра заснований на застосуванні певного вантажу, зв'язаного з показником сили і врівноваженого пружинами, при цьому, при перевантаженні вантаж відчуває тиск, і показник в залежності від перевантаження переміщається в одну зі сторін.

Сучасний третій підхід до виявлення турбулентності ґрунтується на вимірюванні радіаційної температури за допомогою інфрачервоного радіометра. Такий прилад дає змогу фіксувати прояви турбулентності ясного неба у режимі реального часу.

Метод базується на фізичних принципах теплового випромінювання, при цьому враховується, що атмосфера як газове середовище практично не створює власного інфрачервоного випромінювання [18].

Таким чином, інфрачервоний радіометр, встановлений на борту повітряного судна, здатний фіксувати зміни горизонтального температурного градієнта у зустрічному та навколишньому потоках повітря. Завчасність

визначення турбулентної зони залежить як від висоти польоту, так і від чутливості застосовуваного обладнання. Із зростанням висоти польоту ефективність виявлення підвищується, оскільки атмосферне поглинання, що формує горизонтальну дальність спостереження, зменшується, а отже час попередження збільшується.

2 МЕТОДИ ПРОГНОЗУ ТУРБУЛЕНТНОСТІ ЯСНОГО НЕБА

2.1 Синоптичний метод прогнозу турбулентності ясного неба

Синоптичний метод прогнозу атмосферної турбулентності, який викликає бовтанку літаків, полягає в аналізі приземних карт погоди та карт баричної топографії різних рівнів, на яких виділяються ділянки повітряних течій з найбільшою ймовірністю бовтанки.

Аналіз синоптичних та кільцевих карт погоди дає можливість дати оцінку хмарності в районі для якого проводиться прогноз, наявність фронтальних розділів та їх активність. За допомогою висотних карт визначаються характерні риси баричного поля, швидкість вітру на висоті польоту, характер адвекції та дивергенції потоку. При аналізі основну увагу звертається на відмінні риси баричного поля на висоті польоту, а також на наявність у районі польоту атмосферних фронтів, хмарних полів, струминних течій тощо [24].

Визначено, що точної залежності бовтанки від синоптичного положення немає, тому при діагнозі та прогнозі потрібно виходити не із альтернативності події, а з його ймовірності, тобто залучати додаткові статистичні характеристики, які передбачають прогноз з урахуванням деяких інших ознак. Остаточний висновок про можливість виникнення такого складного явища, як турбулентність ясного неба, не може бути отриманий тільки шляхом оцінки синоптичних і статистичних характеристик. Тому при діагнозі та прогнозі бовтанки літальних апаратів потрібно виходити із синоптичного положення, статичних характеристик та особливостей фізико-метеорологічних процесів, при яких відбувається політ. Дослідження характеру баричного поля при бовтанці літаків дозволило визначити характерні області, в яких інтенсивна турбулентність зустрічається частіше.

Згідно з дослідженнями, турбулентність ясного неба слід прогнозувати, у випадках на маршруті польоту зустрічається одна з характерних синоптичних ситуацій, в якій бовтанка найбільш вірогідна [29].

Всього виділено п'ять типів типових баричних полів з найбільшою повторюваністю інтенсивної турбулентності [37].

Перший тип баричного поля характеризується наявністю глибокої висотної улоговини, в якій можна виділити окремий частковий циклон (в області збіжності ізогіпс – помірна бовтанка, а в області розбіжності – сильна).

Швидкість вітру в зонах інтенсивної турбулентності зазвичай становить 100–150 км/год, а середні значення горизонтальних (бокових) зсувів вітру, як правило, перевищують 15–20 км/год на 100 км. В області збіжності ізогіпс межі зони з найбільшою ймовірністю бовтанки розташовані у просторі від приземної лінії холодного фронту до осі улоговини. Характерне поле представлено на рис. 2.1:

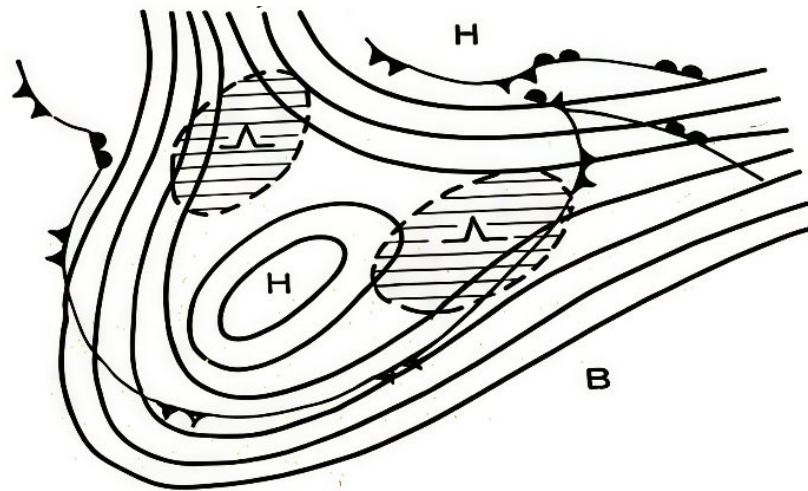


Рисунок 2.1 – Розподіл зон підвищеної турбулентності в баричному полі, вираженому глибокою улоговиною [7].

Другий тип баричного поля має характеризуватися висотним циклоном (рис. 2.2). У тилівій частині помірна турбулентність, швидкості вітру, як правило, становлять близько 100-120 км/год, а потік характеризується незначною збіжністю. У передній частині та в теплому секторі циклону турбулентність може перевищувати помірну турбулентність, швидкості вітру 100-150 км/год, а горизонтальні зсуви вітру можуть перевищувати 50 км/год на 100 км. Межі зони з найбільшою ймовірністю бовтанки розташовані в теплому секторі циклону з прилеглою до нього ділянкою шириною 100-200 км за холодним фронтом і попереду теплового фронту [10].

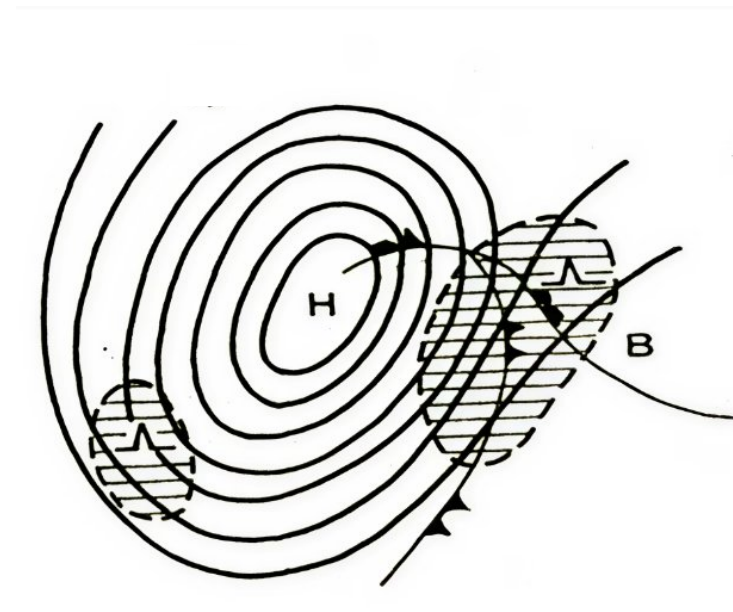


Рисунок 2.2 – Розподіл зон підвищеної турбулентності у баричному полі, вираженому у висотному циклоні [7].

Третій тип баричного поля характеризується тим, що бовтанка спостерігається:

- у передній частині улоговини, праворуч від її осі в області розбіжних ізогіпс (може бути помірною). Особливо, якщо їй передують гребінь і, якщо улоговина поглиблюється.

- у тилівій частині улоговини в області збіжних ізогіпс (може бути значною). Швидкість вітру при цьому, як правило, не перевищує 80–100 км/год, а бічні зсуви вітру незначні (рис. 2.3).

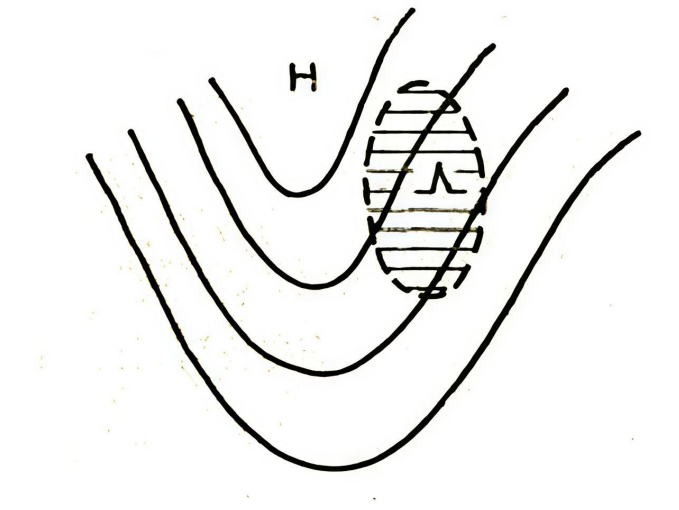


Рисунок 2.3 – Положення зон підвищеної турбулентності у передній частині улоговини [7].

При четвертому типі баричного поля зона підвищеної турбулентності розташовується у тильній частині улоговини в області збіжності ізогіпс. Швидкість і бічні зсуви вітру тут такі ж, як і в попередньому випадку, і становлять відповідно 80-100 км/год та 5-10 км/год на 100 км. Інтенсивність бовтанки може бути значною. Характерне поле представлено на рис. 2.4:

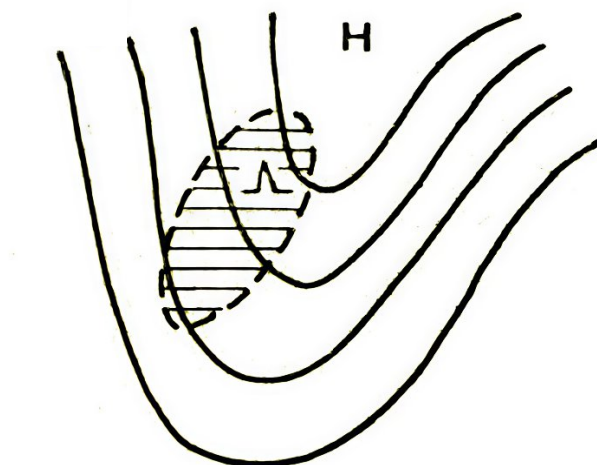


Рисунок 2.4 – Положення зон підвищеної турбулентності в тилівій частині улоговини [7].

П'ятий тип баричного поля, що характеризується підвищеною інтенсивністю бовтанки літаків, визначається висотним гребнем. Тут також можна виділити дві зони підвищеної турбулентності, одна з яких розташована в передній частині, а інша – у тильній частині гребня. Імовірність зустрічі з бовтанки у тильній частині гребня вище, ніж у передній. Характерне поле представлено на (рис. 2.5).

Швидкість вітру за цієї синоптичної ситуації незначна і рідко перевищує 40–60 км/год. Бокові зрушення вітру в області висотного гребня, як правило, становлять 10–15 км/год на 100 км. Інтенсивність бовтанки зазвичай помірна або слабка, іноді відзначається сильна бовтанка (до 100 км/год).

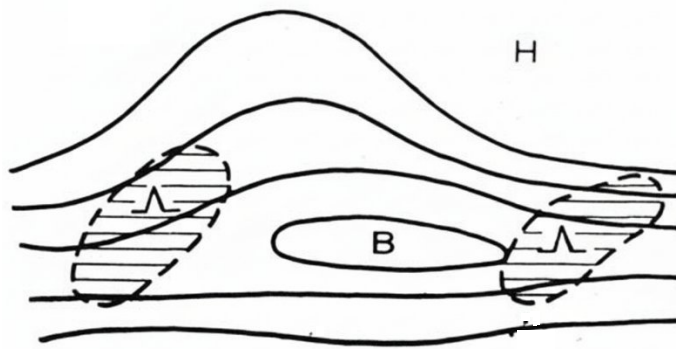


Рисунок 2.5 – Положення зон підвищеної турбулентності в області висотного гребня [7].

Оскільки однозначного зв'язку між бовтанкою літаків та характером синоптичного положення на висоті польоту немає, слід залучати додаткові прогностичні ознаки, що вказують на можливість виникнення бовтанки. До таких ознак необхідно віднести такі умови [40].

1. Холодні фронти I та II роду на приземній карті. Повторюваність бовтанки на холодних фронтах найбільша порівняно з іншими атмосферними фронтами. Бовтанка на холодних фронтах не спостерігається в тих випадках, коли вони слабо виражені або коли горизонтальний градієнт температури в

області фронтальної зони становить менше 2°C на 100 км, а горизонтальний градієнт швидкості вітру менше 20 км/год на 100 км.

2. Теплий фронт або фронт оклюзії, пов'язані з чітко вираженими висотними струминними течіями і мають горизонтальний градієнт температури більше 2°C на 100 км, а горизонтальний градієнт швидкості вітру більше 20 км/год на 100 км.

3. Стратосферні струминні течії. Показниками бовтанки, пов'язаної зі струминною течією, є:

швидкість вітру понад 25 м/с, вертикальний градієнт швидкості вітру понад 10 м/с на 1 км висоти і зміна напрямку вітру понад 15° на 1 км висоти.

4. Периферія циклону, улоговина, гребінь [17].

За наявності цих форм баричного рельєфу на висоті польоту повторюваність бовтанки літаків найбільша. Особливо сприятливі умови для розвитку турбулентності пов'язані із глибокими баричними улоговинами, які продовжують поглиблюватися. Випадки бовтанки у заповнюючих западинах зустрічаються значно рідше. При перетині висотних циклонів і антициклонів у центральній їх частині бовтанка літаків спостерігається рідко. На периферії баричних утворень повторюваність бовтанки значно вища, особливо висока вона в західній та південно-західній частинах циклонів які поглиблюються при адвекції холоду і збіжності ізогіпс [36].

5. Наявність хмарності на ешелоні польоту.

Встановлено, що повторюваність бовтанки літаків при наявності хмарності на висоті польоту в кілька разів більша, ніж при безхмарному небі.

6. Адвекція холоду.

При цій ситуації бовтанка літаків спостерігається найчастіше.

7. Значне посилення вітру на ешелоні польоту у верхній тропосфері.

2.2 Фізико-статистичний метод прогнозу турбулентності ясного неба

Практичну зацікавленість передбачає діагноз і прогноз турбулентності літаків шляхом одночасного врахування деяких числових критеріїв. Базу даних при цьому мають представляти відомості температурно-вітрового зондування атмосфери. Таке врахування виконується шляхом відшукування статистичних взаємозв'язків серед кількісних критеріїв ТЯН та фактів наявності чи відсутності турбулентності [23].

Головним при вирішенні фізико-статистичного прогнозу ТЯН вважається встановлення порогових значень параметрів за допомогою графіків, номограм і емпіричних залежностей. Розглянемо два методи діагнозу і прогнозу бовтанки літаків згідно інформації температурно-вітрового зондування: графічний і метод комплексу критеріїв. Дані методи вважаються діагностичними, так як в їх основі лежать не прогностичні, а фактичні відомості розподілення метеорологічних величин [22].

1) У основу графічного методу до діагностики й прогнозу бовтанки покладено положення про те, що турбулентність, яка зумовлює бовтанку повітряних суден, зумовлена лише вертикальними градієнтами швидкості вітру, напрямку вітру та температури повітря.

Суть графічного методу: якщо побудувати вертикальні профілі швидкості, температури повітря та напрямку вітру, то для кожної лінійної ділянки профілю вертикальні градієнти відповідних метеорологічних величин матимуть нахил розглянутої ділянки кривої розподілу до горизонтальної осі. Чим більший вертикальний градієнт метеорологічної величини, тим менший кут нахилу між побудованими кривими та горизонтальною віссю.

Як критерії при діагнозі та прогнозі бовтанки застосовується поняття критичних значень вертикальних градієнтів [34].

За критичні вертикальні градієнти (на 1 км висоти) встановлено відповідні: для швидкості вітру – 10 м/с, для напрямку вітру 15° , а для температури повітря 7°C .

Технологія виділення зон бовтанки повітряних суден: згідно побудованим профілям вітру і температури повітря для кожного лінійного ділянки визначається кут нахилу вертикального профілю до горизонтальної осі; кут нахилу порівнюється із критичним значенням [26].

«Характер стійкості» формується окремо для кожного вертикального профілю.

Існування «нестійкості» одного з вертикальних профілів вважається ознакою існування турбулентності, яка сприятлива для утворення бовтанки. У випадку, якщо в якомусь шарі нестійкість виявляється за вертикальними профілями двох величин, то ймовірність бовтанки стає великою [13].

Головна перевага графічного методу – висока оперативність. Графічний метод діагнозу і прогнозу бовтанки літаків дає можливість простежити за вертикальним розподілом абсолютно всіх характеристик, що входять до числа Річардсона. Однак, при графічному методі абсолютно не враховуються горизонтальні градієнти температури і вітру, через які з'являються помилки в результатах прогнозування [35].

2) Метод комплексу критеріїв.

Відповідно до даних температурно-вітрового зондування встановлюється шість критеріїв турбулентності [30]:

- швидкість вітру 25 м/с і більше;
- вертикальний градієнт швидкості вітру ≥ 10 м/с на 1 км;
- горизонтальний градієнт швидкості вітру ≥ 5 м/с на 100 км;
- вертикальний зсув напрямку вітру $\geq 15^\circ$ на 1 км;
- вертикальний градієнт температури повітря $\geq 7^\circ$ на 1 км;
- горизонтальний градієнт температури повітря $\geq 2^\circ$ на 100 км.

Якщо на висоті польоту одночасно виконується не менше трьох критеріїв, то слід вказувати бовтанку [25].

Перш ніж визначаються зони турбулентності методом комплексу критеріїв, слід розділити маршрут польоту на зони довжиною 200-400 км, прийнявши за вузлові точки пункти, на яких проводяться температурно-

вітрові зондування атмосфери. Далі, за даними зондування розраховуються вертикальні та горизонтальні градієнти температури і вітру для кожної окремої ділянки на ешелоні польоту та оцінюється швидкість вітру на заданій висоті. Залежно від кількості параметрів, значення яких перевищують критичні, формується прогноз турбулентності для літаків на заданому рівні. Горизонтальні і вертикальні градієнти температури і вітру розраховуються для шару атмосфери який охоплює запланований ешелон польоту. Для прогнозу бовтанки повітряних суден за даними температурно-вітрового зондування можна також використовувати графік, представлений на (рис. 2.6). На ньому по осі ординат відкладені значення вертикальних градієнтів температури, а по осі абсцис – вертикальних градієнтів вектору вітру. Графік перетинає демаркаційна лінія яка поділяє його площину на дві області: «з бовтанкою» і «без бовтанки» [11]. За даними вертикальних градієнтів температури і вітру і визначається ймовірність потрапляння літака, в досліджуваному шарі, до зони турбулентності що викликає бовтанку.

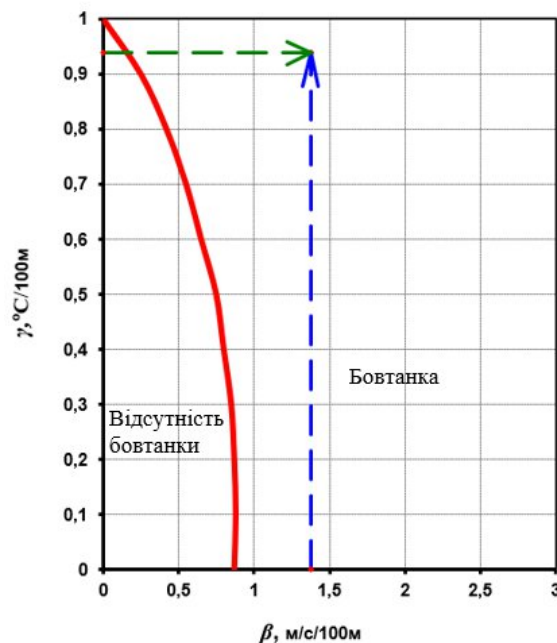


Рисунок 2.6 - Графік для прогнозу бовтанки за даними температурно – вітрового зондування атмосфери

Для прогнозу бовтанки між основними ізобаричними поверхнями можна також скористатися графіком, який представлено на (рис. 2.7):

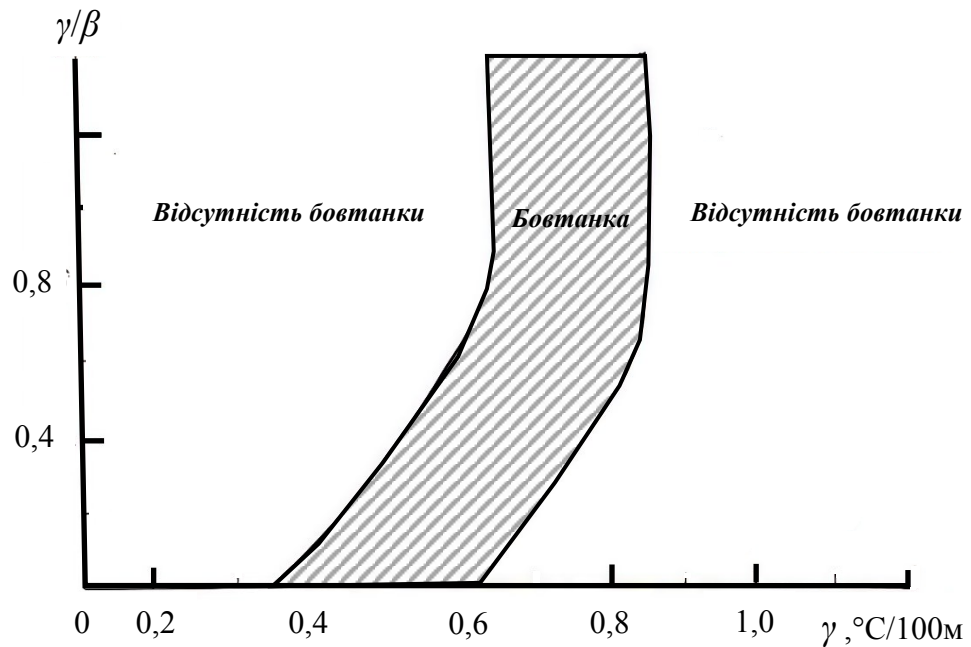


Рисунок 2.7 – Графік для прогнозу бовтанки літаків у вільній атмосфері [14].

За даними зондування атмосфери в шарі, у відповідному шарі, визначається вертикальний градієнт температури γ ($^\circ\text{C}/100\text{м}$) і вертикальний градієнт вектору вітру β (м/с на 100). Далі розраховується величина γ/β і за графіком визначається ймовірність бовтанки літаків [14].

3 ПРОСТОРОВА МОДЕЛЬ ПОЛЯ ТУРБУЛЕНТНОСТІ ЯСНОГО НЕБА

3.1 Опис вхідних даних і алгоритму розрахунку

Прогноз (аналіз) полів турбулентності ясного неба у верхній тропосфері, як правило полягає у аналізі полів вітру у відповідних шарах атмосфери (зокрема вертикальних і горизонтальних градієнтів складових вітру). Для проведення дослідження у даній роботі використовувалася методика розрахунку параметру інтенсивності турбулентності $TI2$ запропонована Елродом детально описана у другому розділі даної роботи. Як видно запропонованої методики для розрахунку зазначеного параметру необхідно використовувати дані чисельних моделей двох ізобаричних поверхонь.

Для розрахунку параметру Елрода у програмному забезпеченні Microsoft Office Excel був сформований розрахунковий алгоритм який дозволив одночасно обробляти великий об'єм даних і отримувати значення цього параметру для великої території. Для проведення розрахунку параметру $TI2$ використовувалися дані складових вітру u і v двох ізобаричних поверхонь (300 гПа і 400 гПа) глобальної чисельної моделі (GFS) з дискретністю сітки 0,25 градусів широти і довготи. Розроблений алгоритм дозволив отримати значення параметру по території обмеженій від 0 до 50 градусів довготи і від 60 до 25 градусів широти по вузлах сітки через кожні 0,25 градуса (по Атлантико-Європейському сектору). Використання для розрахунків програмного забезпечення Microsoft Office Excel дозволило використати його можливості для відображення полів інтенсивності турбулентності на мапі у кольоровій гамі, з урахуванням параметризації запропонованої Елродом. Для аналізу еволюції і просторових характеристик поля турбулентності розрахунки проводилися за послідовні строки (через кожні 3 години) протягом доби для трьох днів (10.01.25; 12.01.25; 14.01.25).

При сильній термічній стійкості атмосфери, яка як правило спостерігається у верхній тропосфері, для турбулізації потоку необхідні більші градієнти швидкості вітру. Сам факт виникнення турбулентності в такому середовищі свідчить про те, що ця умова виконується. Тому, визначення видозмінення сектору турбулентності у стійко стратифікованій атмосфері в залежності від ступеня термічної стійкості і потужності джерел, що генерують турбулентність, в рамках дослідження були окремо побудовані та проаналізовані поля вертикального градієнту температури в шарі від 400 до 300 гПа.

3.2 Термодинамічна структура полів турбулентності ясного неба у верхній тропосфері.

Порівняльний аналіз двох різних типів візуалізації зон турбулентності ясного неба (ТЯН) за 10.01.2025 о 00 год. СГЧ демонструє суттєві відмінності у рівні деталізації, способі представлення інформації та здатності передавати реальну просторову структуру атмосферних збурень. Перша карта є стандартним авіаційним продуктом WAFC - прогностичною SIGWX-картою для ешелонів FL100-450, де турбулентність подається узагальненими пунктирними контурами у складі великих зон, прив'язаних до струминних течій, фронтальних поверхонь. У такій формі інформація має зональний характер: межі турбулентності ясного неба (ТЯН) охоплюють великі регіони іноді площі в кілька тисяч кілометрів при цьому внутрішня структура явища майже не деталізується. Карта показує лише факт очікування турбулентності на певному діапазоні висот, без розмежування інтенсивності та без просторової градації збурень. Такий підхід обмежує можливість точного прогнозування локальних осередків з максимальною інтенсивністю ТЯН, які є критично важливими для конкретних маршрутів.

У ході роботи було побудовано та проаналізовано модельну візуалізацію зон турбулентності ясного неба за індексом Елрода, що дало змогу отримати

значно детальніше та фізично обґрунтоване уявлення про структуру атмосферних збурень у порівнянні зі стандартною SIGWX-картою. У результаті опрацювання модельних даних було сформовано поле турбулентності з відображенням інтенсивності у вигляді кольорової маски, у якому значення інтенсивності було відображено у неперервному спектрі від зелених до насичено-червоних відтінків. Це дозволило не просто окреслити загальні зони ТЯН, а було забезпечено можливість виокремити дрібномасштабні ядра максимальної інтенсивності та простежити їх реальну просторову організацію.

Додатковою перевагою застосованого методичного підходу було встановлено значно вищу часову роздільну здатність модельних візуалізацій. Карти індексу *TI2* було отримано з дискретністю у 3 години, що дало змогу детально простежити добовий цикл еволюції зон турбулентності, включно з фазами швидкого посилення інтенсивності, фрагментації, зміщення та подальшого послаблення. Завдяки цьому перебіг атмосферних процесів було відтворено значно повніше, ніж це можливо при використанні виключно стандартних SIGWX-карт, оновлення яких здійснюється лише кожні 6 годин. Таким чином, підвищена частота оновлення карт *TI2* була визначена суттєвою перевагою методу, що дозволила досягти більш детального, фізично обґрунтованого та оперативного відображення динаміки зон ТЯН упродовж доби.

На рис. 3.1 наведено відображення полів турбулентності нанесених за результатами розрахунку індексу *TI2* і на карті SIGWX. Під час аналізу було ідентифіковано складну стрічкову структуру турбулентності, притаманну областям сильного вертикального зсуву вітру. Особливу увагу було приділено зоні Центральної Європи, де було виявлено виразне ядро інтенсивної турбулентності над територією Франції, Швейцарії та Північною Італією. На основі модельного поля було підтверджено, що ця область має чітку мезомасштабну фрагментацію, яка не відтворюється на узагальненій SIGWX-карті. Аналогічні результати було отримано для Піренейського регіону та

акваторії Середземного моря, де було виявлено низку локальних структур підвищеної інтенсивності, які у стандартному прогнозі позначаються як одна широка зона без внутрішніх відмінностей.

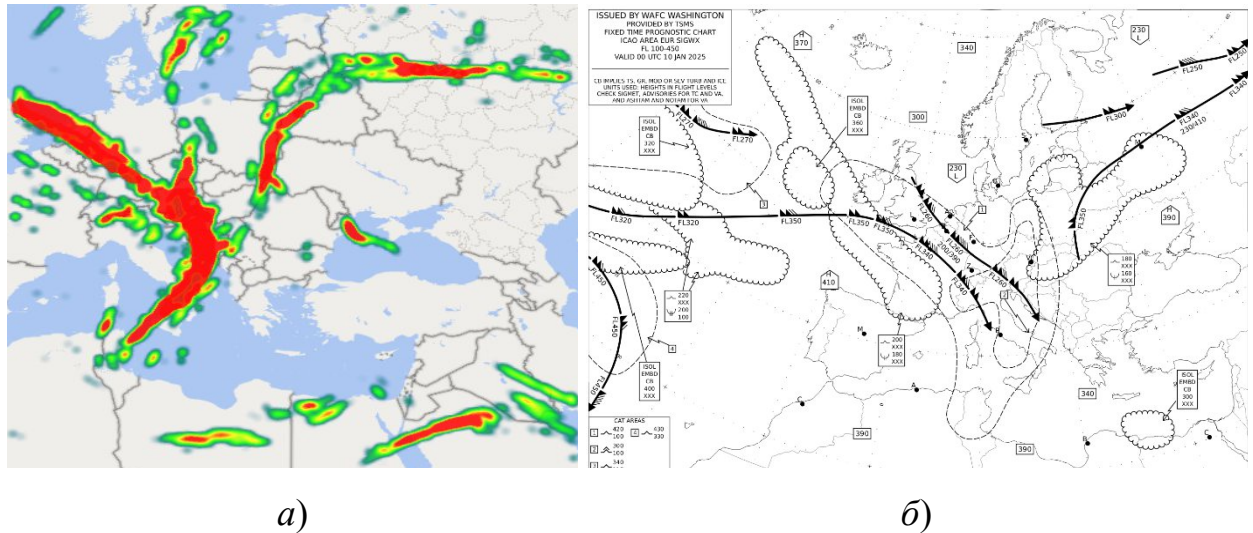


Рисунок 3.1 – Поля турбулентності за 00 год. СГЧ 10.01.2025 р.: а) поле індексу TI_2 ; б) карти SIGWX

Для строку 00 год. СГЧ окремо було проаналізовано східносередземноморський сектор, де модель відтворила специфічний осередок сильної турбулентності над Сирією. Його існування на SIGWX-карті не було відображено взагалі. Так само над країнами Східної Європи було простежено вузьку та добре структуровану ділянку ТЯН, тісно пов'язану зі струминною течією; її геометричні та інтенсивні характеристики було відображено значно точніше, ніж на офіційній прогностичній схемі.

Для строку 06 год. СГЧ (рис. 3.2) модель відтворила чітко структуровану систему інтенсивних зон турбулентності, які розташовувалися від Північної Атлантики через Францію до Альп із подальшим продовженням у напрямку Балкан та Егейського моря. Особливо інтенсивний осередок було визначено над Центральною Європою й Північною Італією що відповідає циклонічній частині струминної течії, де значення індексу сягало максимальних значень $8,3 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$. На карті SIGWX для цього часу відображені широкі контури зони

ТЯН, проте не відображено локальних осередкових структур з максимальними значеннями. Також було відзначено, що над Східним Середземномор'ям за результатами розрахунками індексу $Tl2$ відображається розвинена ділянка зони турбулентності, яка на карті SIGWX за цей строк не відображається.

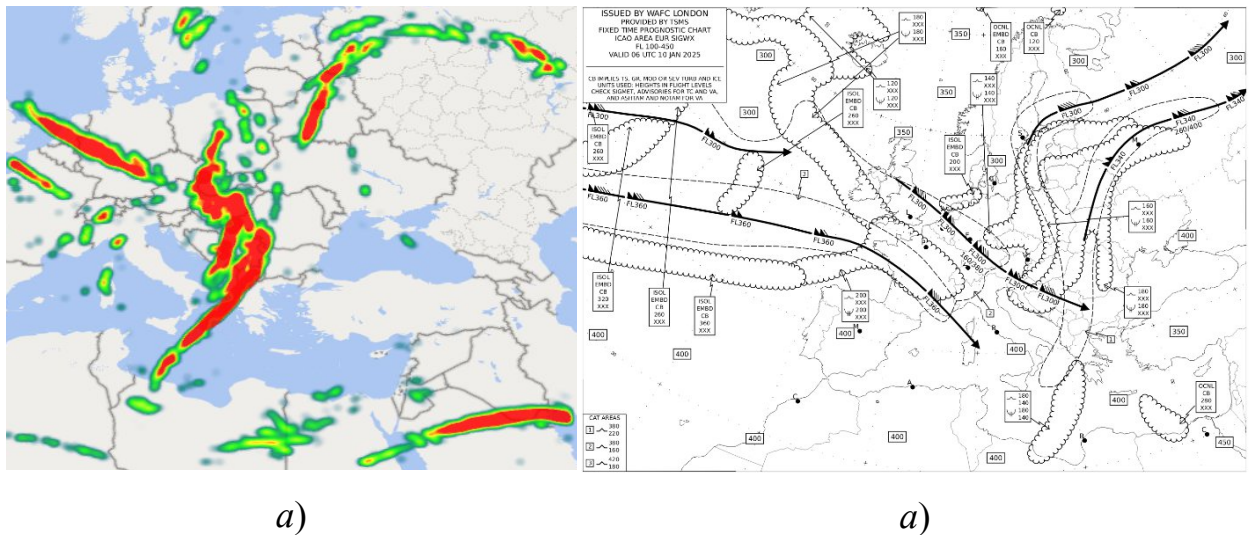


Рисунок 3.2 – Поля турбулентності за 06 год. СГЧ 10.01.2025 р.: а) поле індексу $Tl2$; б) карти SIGWX;

У строк 12 год. СГЧ (рис. 3.3) розвиток турбулентності набув більш вираженого мезомасштабного характеру. За даними індексу $Tl2$, у центральній частині Європи спостерігається серія нових осередків ТЯН, розташованих північніше, ніж у строк 06 год. СГЧ. Ці структури чітко простежуються у кольоровому полі $Tl2$, тоді як на SIGWX вони були репрезентовані лише спрощеними контурами без деталізації внутрішнього розподілу інтенсивності. Примітним є те, що над Піренейями й Балеарським морем модель зафіксувала окремі компактні осередки з ТЯН, які не відповідали широким розмитим зонам SIGWX, а також показала більш активну зону турбулентності над Туреччиною та Сирією.

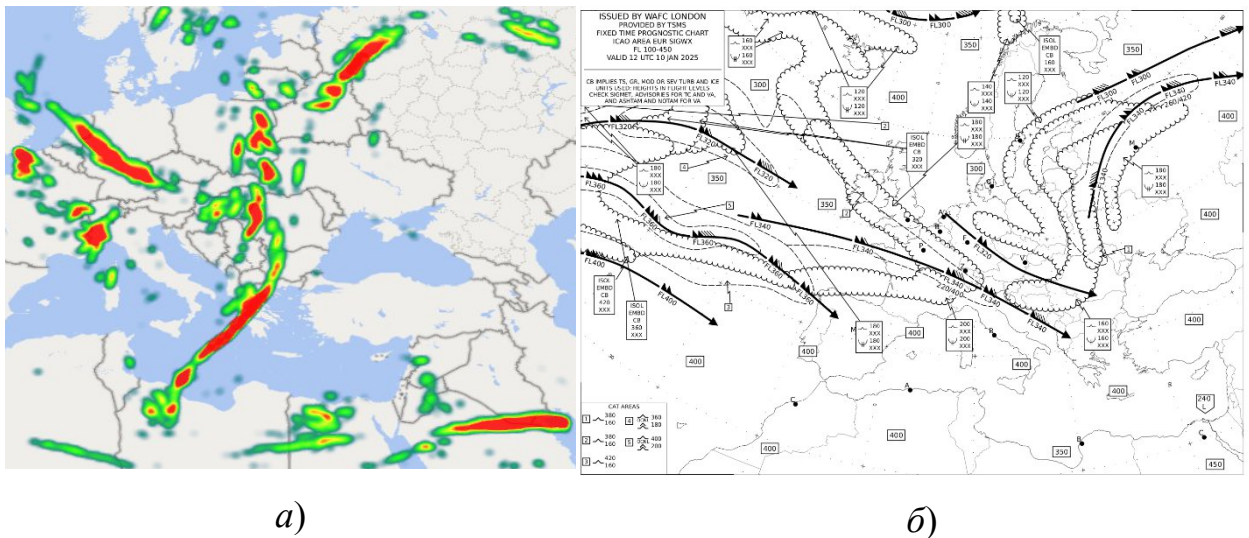


Рисунок 3.3 – Поля турбулентності за 12 год. СГЧ 10.01.2025 р.: а) поле індексу *TI2*; б) карти SIGWX;

У строк 18 год. СГЧ (рис.3.4) спостерігається зміщення основних осередків турбулентності на схід та південний схід. Модель *TI2* виявила витягнуту інтенсивну ділянку ТЯН від Біскайської затоки через Францію, Швейцарію та Австрію до північної частини Балкан. Порівняно з попередніми строками, центральноевропейська зона була розширена, але водночас проявляла більшу структурну фрагментованість, що характерно для вечірнього періоду, коли послаблення денного прогріву порушує вертикальний профіль вітру. Найбільш виражений максимум було ідентифіковано над західною Францією, де модель показала різке збільшення інтенсивності - ознаку посилення швидкості струминної течії на її південній периферії. На карті SIGWX у цей строк нанесені широкі зони ТЯН, однак їх внутрішня структура залишилася нечіткою, на відміну від деталізованого поля *TI2*, що дало можливість точно дослідити характер дрібномасштабних структур.

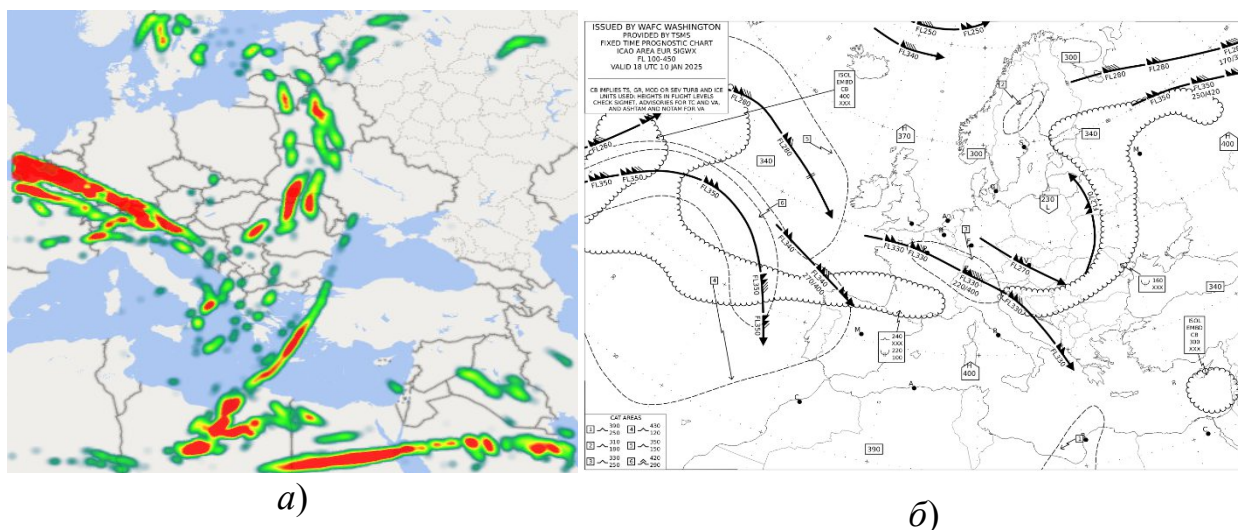


Рисунок 3.4 – Поля турбулентності за 18 год. СГЧ 10.01.2025 р.: а) поле індексу $T12$; б) карти SIGWX

Узагальнюючи результати міжстрокового аналізу, можна стверджувати, що модельна візуалізація індексу $T12$ надає змогу простежити еволюцію турбулентності ясного неба з більш високою просторовою та часовою роздільною здатністю. Протягом доби було простежено три основні тенденції: по-перше, посилення та мезомасштабна структуризація зон ТЯН у центральноевропейському секторі, яке досягло максимуму у денні години (12 год. СГЧ); по-друге, поступове переміщення найбільш інтенсивних осередків на схід і південний схід у вечірні години; по-третє, формування стійких осередків інтенсивної турбулентності над Середземномор'ям та Близьким Сходом, які відображалися на картах $T12$ за всі спостережні строки, на картах SIGWX або узагальнювались в одну велику зону або частково не відображалися.

Для підтвердження отриманих результатів на наступному етапі дослідження було проаналізовано додатковий випадок турбулентності ясного неба від 12.01.2025 р.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу $T12$ (Додаток Б, рис. Б1 а) відображається сформована великомасштабна зона турбулентності ясного неба над Південною та Центральною Європою.

Найбільш інтенсивний осередок було зафіксовано над центральною частиною Балканського півострова, де параметр $TI2$ досягав $13,2 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$, а сама зона турбулентності характеризувалася значною площею, що свідчило про вплив сильних вертикальних і горизонтальних зсувів вітру та активну барокліну взаємодію. У цей же строк проаналізована карта SIGWX (Додаток Б, рис. Б3 а) відобразила лише розмиті узагальнені контури зон ТЯН без внутрішньої структури. Хоча на ній відмічалася розширення області турбулентності над Балканами та Східним Середземномор'ям, локальні максимуми та детальна конфігурація, чітко помітні на полі $TI2$, залишилися невідображеними.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу $TI2$ (Додаток Б, рис. Б1 б) модель $TI2$ відобразила поступове зміщення та зміну структури поля турбулентності. Основний осередок над Балканами зберіг високі значення інтенсивності, досягаючи значень $13,1 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$, хоча його площа помітно зменшилася. Чітка смуга зони ТЯН простягалася від північної Італії через Словенію та Хорватію до західних областей України. Над регіоном Східного Середземномор'я, зокрема між Лівією, Єгиптом та Іраком, продовжувала формуватися протяжна зона турбулентності. Її структура ставала більш осередковою, проте рівень інтенсивності залишався значним. У східній Європі фіксувалися лише локальні осередки слабшої турбулентності. Оскільки SIGWX-карта для цього строку не оновлювалася, порівняння не проводилося, і поле $TI2$ було проаналізовано як самостійний продукт.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу $TI2$ (Додаток Б, рис. Б1 в) відображається суттєва трансформація структури поля турбулентної над Західною та Центральною Європою. Над північними регіонами Італії та Австрії відображається зона турбулентності великої інтенсивності де значення індексу сягали максимальних значень параметру $TI2$, а саме $13,2 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$. В районі Середземного моря також відображається протяжна смуга зони турбулентності від узбережжя Тунісу до східних районів Іраку. На карті SIGWX (Додаток Б, рис. Б3 б), за цей строк, відображені лише

окремі суцільні зони ТЯН, зокрема над Британськими островами та Центральною Європою. На карті SIGWX також не відображено специфічних кільцеподібних структур над східною частиною Середземного моря, які відображається на карті індексу $TI2$ і характеризують осередковий характер розподілу зон турбулентності на цій ділянці.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу $TI2$ (Додаток Б, рис. Б1 з) продовжилася еволюція системи турбулентності, і карта $TI2$ показала ще більшу зміну полів турбулентності. Найінтенсивніша смуга над Альпами та Північною Італією залишалася стабільною, що підтвердило тривале існування сприятливих умов для сильної турбулентності на циклональній стороні струминної течії. У цей строк SIGWX не оновлювалася, тому карту $TI2$ було використано окремо для відтворення змін у структурі турбулентності.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу $TI2$ (Додаток Б, рис. Б1 д) структура осередку турбулентності набула більш виражених мезомасштабних рис. Над Центральною Європою сформувалася широка смуга інтенсивної ТЯН, яка простягалася від східної Франції через Альпи до Угорщини. Максимальні значення $TI2$ досягали $13,2 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$, що вказує на наявність сильних горизонтальних та вертикальних зсувів у зоні струминної течії. У південному секторі Європи простежувалася окрема інтенсивна зона ТЯН над Лівією та східним Середземномор'ям. Офіційна карта SIGWX (Додаток Б, рис. Б3 в) для цього строку демонструвала лише широкі та спрощені контури зон ТЯН, без локальних максимумів, чітко ідентифікованих у $TI2$. Зокрема, над Альпами, Балканами та Туреччиною $TI2$ відтворила осередкову структуру, яка не була представлена на SIGWX. Це підтвердило перевагу модельного підходу у деталізації просторової організації ТЯН у денний період.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу $TI2$ (Додаток Б, рис. Б1 е) відзначено часткову зміну структури турбулентних зон. Основна смуга ТЯН над Центральною Європою зберігала інтенсивність, хоча

окремі ділянки помітно стали ширшими за розмірами. Максимум $Tl2$ сягав $12,9 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$, що відповідає зоні максимального зсуву над північними районами Італії з подальшим продовженням у бік Балкан. SIGWX за цей строк не оновлювалася, тому $Tl2$ було проаналізовано самотійно. У порівнянні з попередніми строками, модель чітко виявила зміщення активних осередків на схід та фрагментацію південних ділянок ТЯН, що не могло бути зафіксовано з офіційних спрощених контурів.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу $Tl2$ (Додаток Б, рис. Б1 є) модель зафіксувала інтенсивний розвиток турбулентності над Західною Європою. Найпотужніша смуга ТЯН формувалася від узбережжя Франції до Північного моря, де значення $Tl2$ сягали $12,5 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$, що відображає посилення зони турбулентності в цій зоні. Над Центральною Європою простежувалася ще одна компактна зона турбулентності, з центром над Угорщиною та північними Балканами. У південному секторі модель також відтворила протяжні стрічкові ділянки ТЯН над Середземним морем. Порівняння із SIGWX (Додаток Б, рис. Б3 з) засвідчило, що офіційна карта відображала лише широкі узагальнені області ТЯН, не деталізуючи внутрішніх максимумів інтенсивності. Зокрема, найбільш виражений осередок над Францією, чітко визначений за $Tl2$, на SIGWX не був відображений.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу $Tl2$ (Додаток Б, рис. Б1 ж) модель відобразила поступове ослаблення більшості зон турбулентності, однак дві протяжні смуги залишалися добре вираженими. Перша тягнулася від Атлантичного узбережжя Франції у напрямку Німеччини, де зберігалися значеннями $Tl2$ до $9,5 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$, що свідчило про стійкі умови вертикального та горизонтального зсуву вітру. Друга смуга формувалася над південним сектором Середземного моря, де структура ТЯН простягалася від узбережжя Тунісу до східних районів Близького Сходу. У цей строк карта SIGWX не відобразила посилення над Францією та збереження структури над Середземномор'ям у SIGWX це проявилось лише

як широкі зони, без просторової деталізації, що унеможлиблює відстеження дрібномасштабних особливостей, визначених модельними розрахунками.

З метою подальшої перевірки узагальненості виявлених зв'язків на наступному етапі дослідження було виконано аналогічний попередньому аналіз для іншого періоду спостережень, а саме за даними від 14.01.2025 р.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу $TI2$ (Додаток Б, рис. Б2 а) відтворено протяжну смугу інтенсивної турбулентності, орієнтовану від східної Франції та Північної Італії через Балкани до південного заходу України. У центральному сегменті значення параметру $TI2$ досягали $6,3 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$. У південному секторі була зафіксована окрема довга смуга ТЯН над акваторією Алжиру та Тунісу, яка за інтенсивністю переважала більшість структур середземноморського регіону.

Карта SIGWX за цей строк (Додаток Б, рис. Б4 а) показала лише широкі зони ТЯН, які не відтворювали чітких локальних максимумів над Балканами та Південною Європою. Стрічкова структура над Північним Середземномор'ям у SIGWX була суттєво згладжена та не відповідала просторово витягнутим і вузьким смугам, визначеним $TI2$.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу $TI2$ (Додаток Б, рис. Б2 б) загальна конфігурація ТЯН збереглась, але основна зона над Центральною Європою дещо змістилася на схід. Максимальні значення $TI2$ сягали $6,4 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$ у районі Угорщини та північних Балкан. Південно-середземноморська зона ТЯН залишалася стійкою, демонструючи осередки середньої інтенсивності на всій довжині від Алжиру до східного Егейського моря. SIGWX за цей строк відображає загальний характер ТЯН над Італією та Балканами, однак не ідентифікує чіткої осередкової структури, яку демонструє $TI2$. Зони над Туреччиною та Сирією, що були присутні на $TI2$, у SIGWX взагалі не відображені.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу $TI2$ (Додаток Б, рис. Б2 в) параметр показав посилення турбулентності на західній частині основної смуги – значення зросли до $10,2 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$, що відповідає

максимальній інтенсивності добового циклу на цей момент. Смуга ТЯН була витягнута від Північної Італії через Сербію та Болгарію до Чорного моря. Південний сектор над Алжиром і Тунісом також демонстрував локальні максимуми, але меншої інтенсивності, ніж у Балканському регіоні. На SIGWX (Додаток Б, рис. Б4 б) нанесені лише широкі контури ТЯН над Піренеями, Італією та західним Середземномор'ям. Ні інтенсивність, ні чіткість зон над Балканами та Україною SIGWX не відтворив, тоді як *TI2* показав добре структуровану смугу високої інтенсивності.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу *TI2* (Додаток Б, рис. Б2 з) головна смуга ТЯН набула максимальної довжини та простягалася від півдня Франції через Альпи, Балкани та до Чорного моря. У центрально-балканському сегменті зафіксовано інтенсивні значення *TI2* – до $12,7 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$, що є одним із найбільших показників за день. Південна смуга над Лівією та Тунісом зберегла дугоподібну структуру. На SIGWX за цей строк чіткі контури ТЯН над Балканами були позначені лише узагальненими областями, без внутрішніх максимумів, характерних для *TI2*. Особливо помітним є розходження щодо інтенсивної смуги над Малою Азією: на SIGWX-карті ця ділянка не відображена, хоча на картах *TI2* вона виразно проявляється як зона максимальних значень.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу *TI2* (Додаток Б, рис. Б2 д) структура ТЯН у *TI2* зберігала витягнуту форму з помітним підсиленням у районі Південної України та Чорного моря. Максимальні значення досягали $10,9 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$. Південносередземноморська смуга залишалася активною, із локальними максимумами над Лівією. На SIGWX (Додаток Б, рис. Б4 в) відображено лише загальні контури зони ТЯН над Чорним морем і Балканами. Чіткої смугастої структури, характерної для *TI2*, на прогнозній карті не було.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу *TI2* (Додаток Б, рис. Б2 е) параметр показав певне ослаблення інтенсивності, проте основна смуга ТЯН залишалася чітко окресленою. Значення *TI2* у найбільш

активних пунктах досягали $10,4 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$. У цей період особливо помітною стала смуга над Туреччиною та західною частиною Чорного моря, яка не відображена у SIGWX. Карта SIGWX не оновила локальні максимуми над Балканами та Чорним морем, що відображені на *TI2*. Прогностична карта залишилася занадто узагальненою, що унеможливило фіксацію мезомасштабних структур.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу *TI2* (Додаток Б, рис. Б2 є) параметр *TI2* показав подальше ослаблення інтенсивності головної смуги (максимум $9,5 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$), але її просторове положення залишалося сталим. Найбільш розвинена смуга проходила через Балкани та Південну Україну. Активна зона також зберігалася над Південним Середземномор'ям. На картах SIGWX (Додаток Б, рис. Б4 з) нанесені великі зони з ТЯН, але не відтворені детальні смуги інтенсивної турбулентності над територією Туреччини, Лівії та Балканами, які чітко відображаються на картах індексу *TI2*.

На карті відображення поля ТЯН нанесеного по значенням індексу *TI2* (Додаток Б, рис. Б2 ж) параметр *TI2* засвідчив суттєве ослаблення інтенсивності турбулентності. У *TI2* максимальні значення зменшились до $8,4 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$, а структура над Балканами стала більш фрагментованою. Південна смуга ТЯН у районі Лівії залишалася відносно активною, хоча також демонструвала поступове згасання. SIGWX за цей строк не показав жодних дрібних структур, притаманних *TI2*. Зони ТЯН були представлені широкими контурами без локальних максимумів, а основна смуга над Чорним морем і Балканами була значно зменшена за площею порівняно з *TI2*.

Результатами проведеного аналізу показали, що тригодинна модельна візуалізація індексу *TI2* забезпечує значно вищу оперативність та деталізацію у відображенні структури поля турбулентності ясного неба порівняно з шестигодинними SIGWX-картами. Вона дозволяє простежити не лише добовий хід змінення інтенсивності, а й тонкі мезомасштабні змінення у структурі потенційних зон турбулентності, які відіграють ключову роль у

короткостроковому прогнозуванні ризиків для польотів авіації. Підвищена дискретність у часі, а також можливість відображення неперервного спектра інтенсивності стали головними перевагами запропонованого методичного підходу.

Проведений порівняльний аналіз показав, що модельні карти індексу *TI2* мають суттєві переваги над стандартними прогностичними SIGWX-картами у відтворенні просторової та часової структури потенційних полів турбулентності ясного неба. На відміну від карт SIGWX, на яких зони ТЯН відображаються у вигляді великих узагальнених контурів без деталізації інтенсивності, карти індексу *TI2* побудовані на основі модельних даних забезпечила кількісне, градієнтне та просторово деталізоване відображення основних осередків. Кольорова шкала та наявність чисельних значень індексу дозволили побачити потенційні межі, інтенсивність та внутрішню структуру турбулентних осередків.

Важливою перевагою стала підвищена часова роздільність: модельні карти формувалися кожні 3 години, тоді як SIGWX оновлюється лише раз на 6 годин. Це забезпечує можливість більш детально простежити добову еволюцію зон ТЯН, включно з короткотривалими фазами посилення, зміщення та фрагментації, які в офіційних продуктах залишаються непомітними. Така дискретність дозволяє виявити низку потенційних локальних осередків підвищеної небезпеки, що на картах SIGWX або узагальнювалися до великих зон, або не відображаються взагалі.

На картах індексу *TI2* коректно відтворюються потенційні зони турбулентності, пов'язані зі структурою струминних течій та фоновим розподілом горизонтальних і вертикальних зсувів вітру. На відміну від карт SIGWX, де зони потенційної турбулентності, в основному, відображаються у вигляді обширних узагальнених зон, на картах індексу *TI2* зони потенційної турбулентності відображаються із застосуванням градієнтної ідентифікації інтенсивності. Це забезпечує точніше відтворення просторової конфігурації

небезпечних ділянок на ешелонах FL300÷450 та дозволяє коректніше оцінювати потенційні ризики пов'язані з турбулентністю ясного неба.

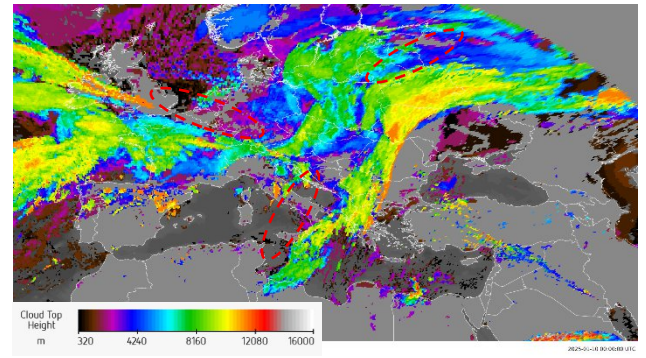
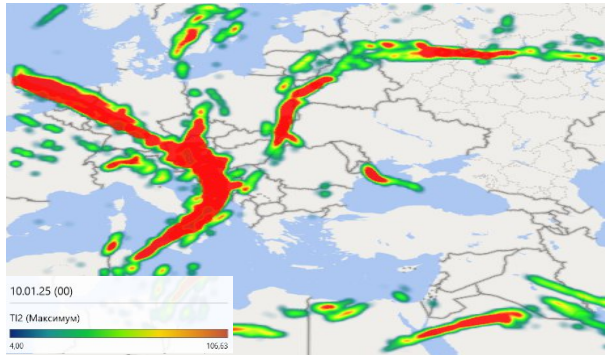
Отже, карти індексу *TI2* забезпечують більш оперативне, точне та деталізоване уявлення про динаміку турбулентності ясного неба. Їх використання дозволяє якісніше аналізувати просторово-часові зміни зон ТЯН і має суттєву практичну перевагу над офіційними SIGWX-картами, що є особливо важливим для безпеки польотів у метеорологічному відношенні.

Також для перевірки коректності ідентифікації зон турбулентності ясного неба в роботі було здійснено порівняння модельних полів індексу *TI2* із супутниковими знімками EUMETSAT за 10.01.2025, на яких відображається висотою верхньої межі хмарності (рис. 3.5). Метою порівняння було визначення, відповідності розташування прогнозованих зон ТЯН фізичним умовам, за яких турбулентність ясного неба дійсно може формуватися, тобто умовам відсутності хмар верхнього ярусу у відповідних ділянках атмосфери.

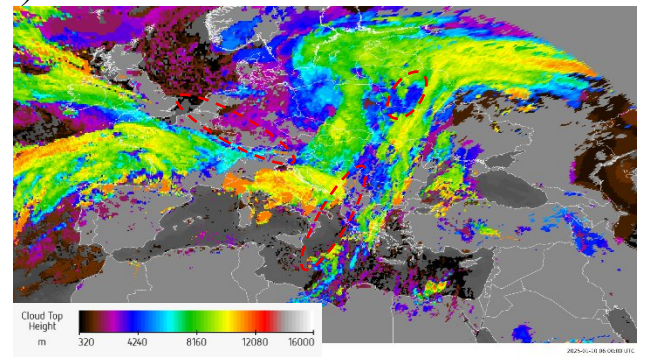
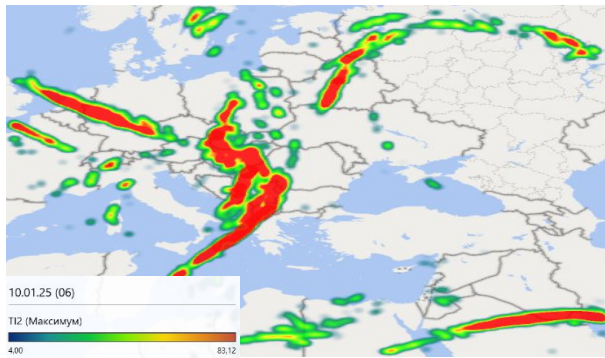
У ході роботи було проведено аналіз супутникових знімків для кожного строку прогнозу (00, 06, 12 та 18 год. СГЧ). Для кожного з цих строків було виконано порівняння просторового розташування хмарних мас з місцеположенням основних осередками турбулентності визначених за результатами розрахунку індексу *TI2*, що дозволило оцінити, чи розташована зона турбулентності ясного неба поза зоною хмарності.

Проведений аналіз показав, що для всіх досліджуваних строків хмарність, зафіксована супутниковими засобами, не перекривала зони максимальних значень *TI2*. Хмарні поля належали до нижнього та частково середнього ярусу, що чітко визначалося за висотою верхньої межі хмарності, відображеною у супутниковому продукті. У регіонах зі розвиненими фронтальними або хмарними системами їх вершини залишалися нижчими за ешелони FL300–450, у межах яких моделювалася поля турбулентності.

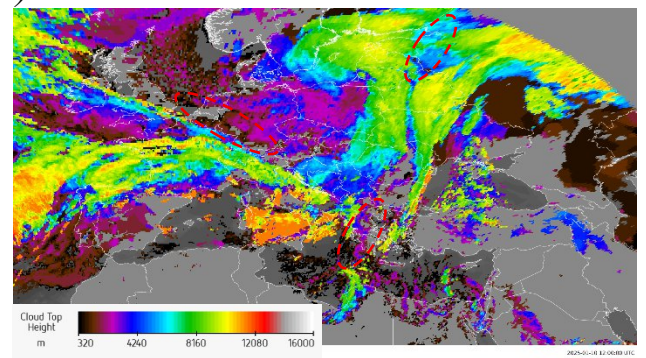
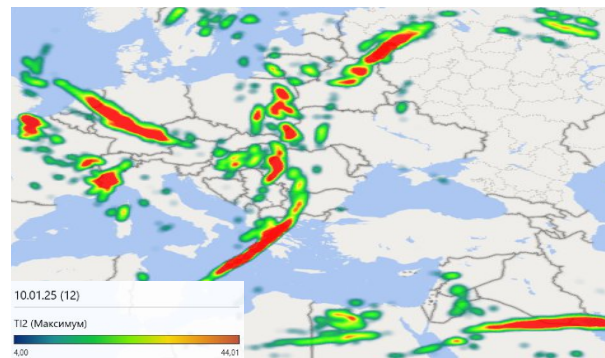
Як видно з зображень на рис. 3.5 просторовий розподіл хмарності не збігається з основними осередками турбулентності визначеними за значеннями індексу *TI2*.



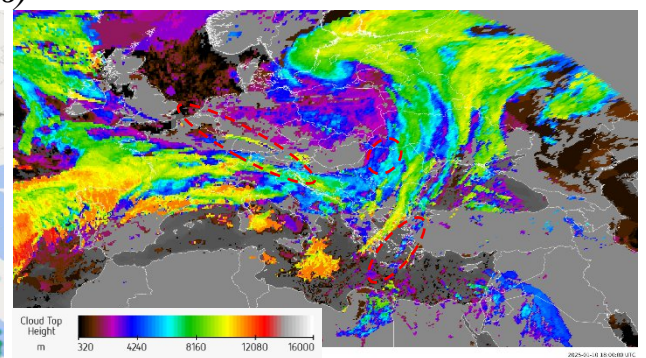
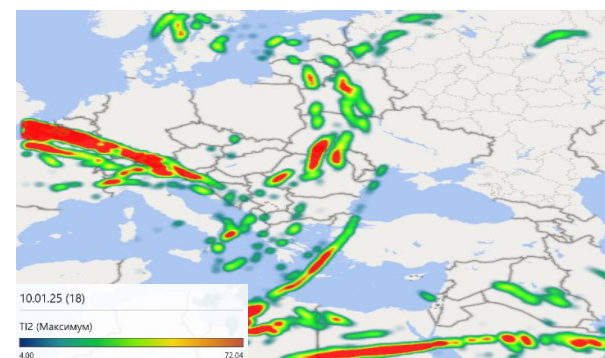
а)



б)



в)



г)

Рисунок 3.5 – Поля турбулентності на картах індексу $TI2$ та хмарності на супутникових знімках 10.01.2025 р за: а) 00; б) 06; в) 12; г) 18 год. СГЧ.

Над Північною та Центральною Європою, Альпами, Балканами, Північним та Східним Середземномор'ям. Локальні хмарні утворення були зміщені відносно прогнозованих ділянок ТЯН, або ж розташовувалися значно нижче за рівень інтенсивних зсувів вітру. Це свідчить про те, що ті ділянки турбулентності, які були відтворені моделлю, справді належали до категорії турбулентності ясного неба і не були пов'язані з хмарними структурами або конвективною активністю.

Таким чином, узагальнена оцінка супутникових знімків підтвердила, що у всі строки добового аналізу атмосфера у зонах найбільших значень індексів $Tl2$ була вільною від хмарності на відповідних висотах. Це надає побічне підтвердження потенційної можливості наявності на цих ділянках зон турбулентності саме ясного неба не пов'язаних з турбулентністю у хмарах або поблизу зон опадів.

У межах проведеного аналізу було виконано порівняння просторової взаємодії полів вертикальних градієнтів температури у шарі 400–300 гПа (позначених червоним кольором) із полями турбулентності ясного неба отриманими по значеннях індексу Елрода $Tl2$ (позначені напівпрозорим фіолетовим кольором). (рис. 3.6). Окремо треба зазначити, на карту наносилися поля вертикальних градієнтів температури близьких до сухоадіабатичних (від 0,85 до 0,98°C/100 м). Основну увагу було зосереджено на зоні над центральною та південною частиною Італії, де спостерігалось найбільш інтенсивне поєднання проявів цих двох атмосферних параметрів.

На карті за 00 год. СГЧ було зафіксовано чітко виражені осередки з максимумами параметру $Tl2$, значення якого сягали значень $10,6 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$. На карті також, на фоні високої інтенсивності турбулентності спостерігався чіткий розрив у структурі поля вертикального градієнта температури. На рис. 3.6а видно, що зона турбулентності (виділена фіолетовим кольором) розташована між двома чітко вираженими областями максимальних значень вертикального градієнту температури (області червоного кольору) наближених до сухоадіабатичних.

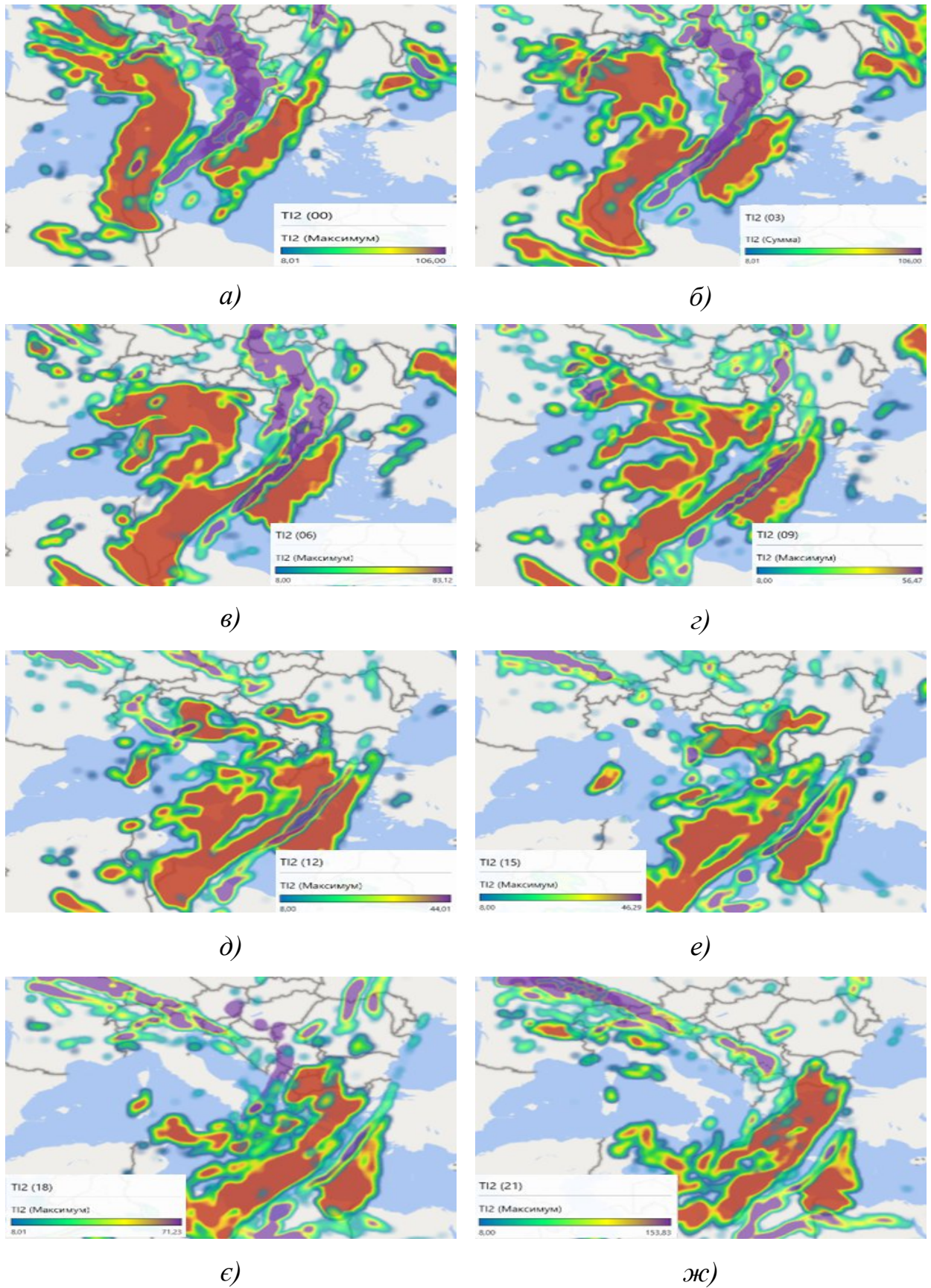


Рисунок 3.6 –Поля турбулентності та вертикального градієнту температури в шарі 400-300 гПа за 10.01.2025 р за: а) 00; б) 03; в) 06; г) 09; д) 12; е) 15; е) 18; ж) 21 год. СГЧ.

Як видно з рисунку зона турбулентності розташована на ділянці розриву поля відносно великих вертикальних градієнтів температури, що свідчить про те що в цій області спостерігається область з меншими їх значеннями. Значення вертикальних градієнтів температури на в зонах турбулентності коливаються в межах від 0,75 до 0,85. Це можна пояснити тим, що оскільки в зонах турбулентності спостерігається більш інтенсивне переміщення повітря у вертикальному профілі, в повітряній масі збільшується теплообмін між сусідніми шарами, що призводить до зменшення значень вертикального градієнту температури.

На карті за 03 год. СГЧ було зафіксовано чітко виражені осередки з максимумами параметру $TI2$, значення якого сягали приблизно $10,6 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$. На фоні високої інтенсивності турбулентності й надалі спостерігалися розриви у структурі поля вертикального градієнта температури. На рис. 3.6б видно, що зона турбулентності, виділена фіолетовим кольором, так само розташована між двома областями максимальних значень вертикального градієнта температури (червоні ділянки), наближених до сухоадіабатичних. Зона турбулентності займає ділянку розриву поля відносно великих вертикальних градієнтів температури, що вказує на існування в цьому шарі області зі зменшеними їх значеннями. У межах осередків турбулентності вертикальні градієнти температури коливаються в інтервалі 0,75-0,85, тоді як на периферії зон ТЯН зберігаються значення 0,90-0,95. Це свідчить про те, що інтенсивне вертикальне переміщення повітря в осередках турбулентності зумовлює посилений теплообмін між сусідніми шарами та, відповідно, зменшення величини градієнта температури.

На карті за 06 год. СГЧ максимальні значення параметру $TI2$ зменшилися і становили близько $8,3 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$, однак структура поля залишалася подібною: зони підвищеної турбулентності були розташовані в ділянках розриву вертикального градієнта температури. На рис. 3.6в видно, що фіолетова смуга турбулентності проходить між двома червоними областями з максимальними значеннями вертикального градієнта, які відповідають майже

сухоадіабатичній стратифікації. Як і у попередні строки, зона турбулентності займає сегмент, де поле градієнтів «розривається», тобто де спостерігається локальне зменшення їх величин. У межах турбулентних осередків значення вертикальних градієнтів температури утримуються в інтервалі 0,75-0,85, тоді як поза ними, на периферії смуги ТЯН, величини знову зростають до 0,90-0,95. Це підтверджує, що навіть при деякому ослабленні $TI2$ сама структура взаємодії між турбулентністю і полем температури залишається незмінною.

На карті за 09 год. СГЧ інтенсивність турбулентності зменшилася ще більше, а максимальні значення $TI2$ становили близько $5,6 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$. На фоні загального ослаблення $TI2$ розриви у полі вертикального градієнта температури стали менш вираженими, однак зв'язок між зонами турбулентності та ділянками знижених градієнтів зберігся. Як видно з рисунку 3.6г, фіолетові осередки турбулентності й надалі розташовані між червоними смугами максимальних вертикальних градієнтів, що формують майже сухоадіабатичну структуру по краях. У середині турбулентних зон величини градієнтів залишаються в межах 0,75-0,85, тоді як на периферії смуг ТЯН близько 0,90-0,95. Це свідчить про те, що навіть при помітному зниженні інтенсивності турбулентності її вплив на послаблення вертикальних градієнтів температури зберігається.

На карті за 12 год. СГЧ було зафіксовано одні з найнижчих за добу значень $TI2$, максимум яких становив близько $4,4 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$. Відповідно, розриви в полі вертикального градієнта температури стали менш контрастними, проте просторове співпадіння зон турбулентності з ділянками послаблених градієнтів чітко зберігається. На рис. 3.6д видно, що фіолетові осередки турбулентності й надалі займають область між двома червоними смугами підвищених вертикальних градієнтів температури. У середині цих осередків значення градієнта залишаються в інтервалі 0,75-0,85, тоді як на периферії, у зонах, де турбулентність слабша, вони досягають 0,90-0,95. Таким чином, навіть при мінімальних значеннях $TI2$ структура взаємодії між полем

турбулентності та вертикальним розподілом температури якісно не змінюється.

За 15 год. СГЧ максимальні значення $TI2$ дещо зросли і становили близько $4,6 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$, що супроводжувалося появою окремих фрагментованих осередків турбулентності над Італією. На рис. 3.6е видно, що ці осередки розташовані на фоні розірваної структури вертикального градієнта температури між двома червоними зонами, наближеними до сухоадіабатичних значень. Як і раніше, в середині турбулентних зон вертикальні градієнти температури зменшуються до 0,75-0,85, тоді як по краях смуг ТЯН зберігаються на рівні 0,90-0,95. Це свідчить про локальне посилення вертикального перемішування.

На карті за 18 год. СГЧ зафіксовано повторне посилення турбулентності: максимальні значення $TI2$ досягали близько $7,1 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$. На фоні цього посилення знову чітко проявилися розриви у полі вертикального градієнта температури. На рис. 3.6є видно, що фіолетові осередки турбулентності формуються між двома виразними червоними смугами підвищених вертикальних градієнтів, які наближаються до сухоадіабатичних. Усередині зон ТЯН значення градієнта температури утримуються в межах 0,75-0,85, тоді як на периферії цих зон на рівні 0,90-0,95. Таким чином, посилення $TI2$ супроводжується поглибленням контрасту між осередками знижених вертикальних градієнтів та прилеглими стабільнішими ділянками.

У строк 21 год. СГЧ спостерігалось максимальне за добу посилення турбулентності: значення параметру $TI2$ сягали значень $15,3 \cdot 10^{-6} \text{ c}^{-1}$. На рис. 3.6ж видно, що зона турбулентності значно розширюється та, як і раніше, розташована між двома великими червоними областями максимальних вертикальних градієнтів температури, наближених до сухоадіабатичних. Поле вертикального градієнта температури у центральній частині смуги ТЯН набуває фрагментованого характеру. У межах цих осередків значення вертикальних градієнтів температури залишаються в інтервалі 0,75-0,85, тоді як на периферії зони турбулентності зберігаються

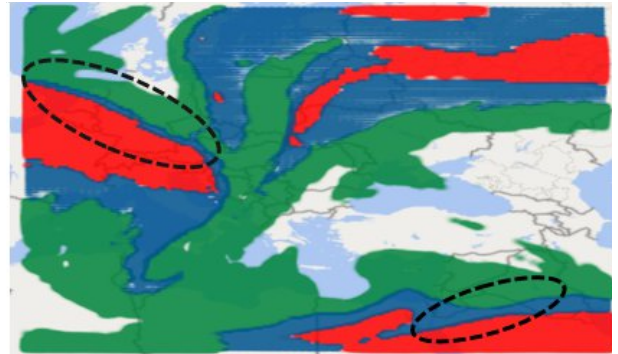
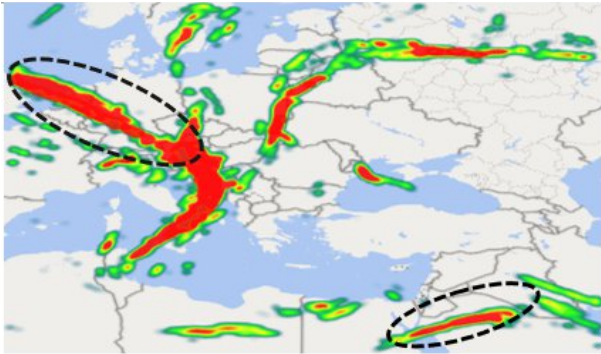
значення 0,90-0,95. Це ще раз підтверджує, що найбільш інтенсивне турбулентне перемішування повітря призводить до зменшення вертикального градієнта температури в центральній частині осередків, тоді як по їх краях стратифікація залишається наближеною до сухоадіабатичної.

Узагальнюючи, результати аналізу обох полів можна відмітити, що в зонах інтенсивної турбулентності значення вертикального градієнта температури зменшуються внаслідок активного турбулентного перемішування. Натомість у періоди послаблення інтенсивності турбулентності градієнти температури збільшуються і наближаються до значень притаманних сусідній повітряній масі. Таким чином, можна припустити, що поля вертикальних градієнтів температури можна використовувати як додатковий (допоміжний) параметр, у сукупності з полем індексу *TI2*, при аналізі і прогнозі потенційних зон інтенсивної турбулентності ясного неба.

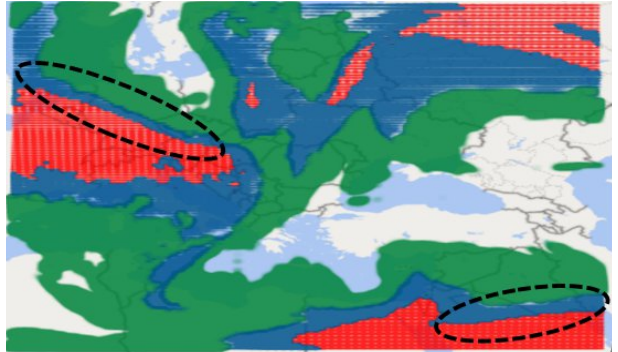
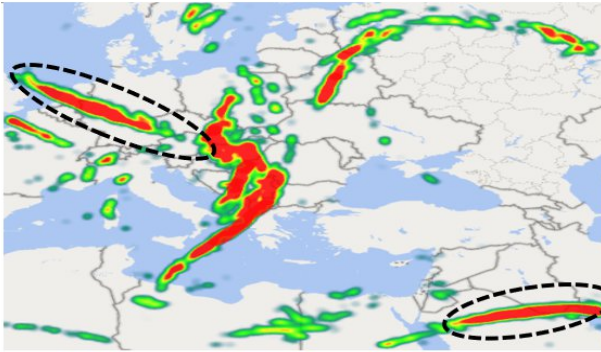
Також в ході дослідження було проведено порівняння полів індексу турбулентності та полів швидкості вітру для строків 00, 06, 12 і 18 год. СГЧ (рис. 3.7). Поле швидкості вітру було нанесено у вигляді маски за допомогою якої було відокремлено області з різними швидкостями вітру. Зеленим кольором наносилися області зі швидкостями віту менше 100 км/год., синім зі швидкостями від 100 до 150 км/год. Червоним більше 150 км/год. Це дозволило візуально визначити ділянки на яких спостерігався найрізкіший перехід від одних до інших діапазонів швидкостей вітру, що власно посередньо відображає збільшення горизонтальних градієнтів вітру.

За результатами аналізу було виявлено доволі стійкий та простежуваний зв'язок між просторовою структурою швидкості вітру та формуванням осередків турбулентності. На рис. 3.7 можна побачити, максимальні значення *TI2* локалізувалися саме в тих ділянках, де спостерігаються доволі значні горизонтальні градієнти швидкості вітру.

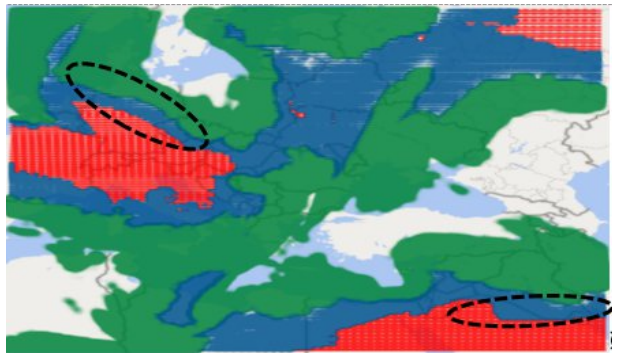
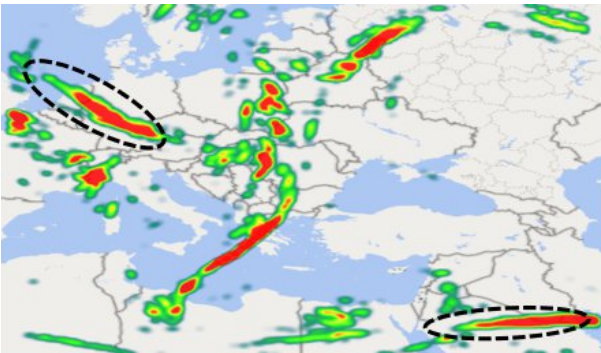
На картах зі значеннями швидкості вітру відокремлені зони зі швидкостями 150–250 км/год червоним, 100–150 км/год синій та 50–100 км/год зеленим кольорами.



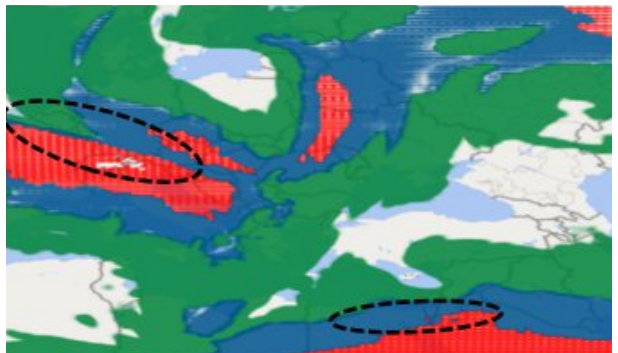
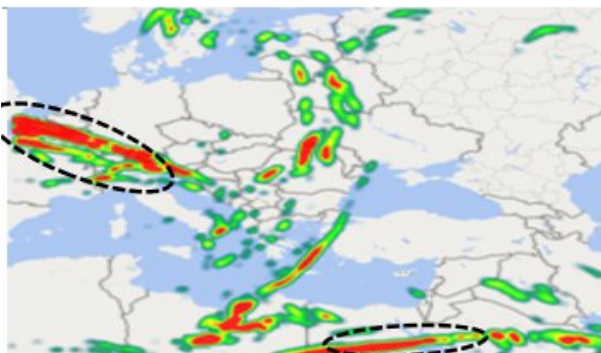
а)



б)



в)



з)

Рисунок 3.7 – Поля турбулентності та швидкості вітру 10.01.2025 р за: а) 00; б) 06; у) 12; з) 18 год. СГЧ.

Як можна побачити зони турбулентності в основному відображаються на ділянках, що відповідають, на карті поля вітру, відносно вузьким смугам синього кольору, що свідчить про те, на цих ділянках спостерігаються дуже значні горизонтальні градієнти швидкості вітру.

На картах за строки 00 та 06 год. СГЧ спостерігаються виражені зони сильних горизонтальних градієнтів вітру, що формувалися над Центральною Європою та Італією, де спостерігався чітко видовжений осередок зони турбулентності. На цих ділянках поле $TI2$ відображає зону турбулентності з різко окресленими максимумами, що просторово збігалися з вузькими перехідними смугами між зонами дуже високих та помірних швидкостей вітру (тобто великим значеннями горизонтального градієнту швидкості вітру).

На картах за строки 12 та 18 год. СГЧ зберігається подібна структура поля вітру та турбулентності. Найінтенсивніші осередки $TI2$ простежуються на межі між зонами максимальної швидкості вітру (червоні ділянки) та повільнішого потоку (зелені області), тобто в смугах різкого переходу між швидкісними режимами. У цих вузьких перехідних зонах, де горизонтальні градієнти швидкості вітру є найбільшими, тому можна припустити, що в цих зонах формуються стійкі максимуми параметру $TI2$. Інтенсивність турбулентності залишається підвищеною, а її просторове накладання на тонкі лінійні переходи між сегментами різної швидкості вітру свідчить про динамічно обумовлений механізм утворення зон ТЯН.

Узагальнюючи результати аналізу полів індексу $TI2$ та горизонтального градієнта швидкості вітру, можна відмітити, що найінтенсивніша турбулентність ясного неба формується саме в ділянках різко вираженої горизонтальної неоднорідності вітрового поля. У зонах максимальних горизонтальних градієнтів, де відбувається взаємодія потоків з різними швидкостями, спостерігалися стійкі осередки підвищених значень $TI2$, що

відтворюють типову структуру турбулентності на межах різношвидкісних течій. Натомість у областях зі слабо вираженими горизонтальними градієнтами швидкості вітру інтенсивність турбулентності зменшувалася, а поле $TI2$ набувало більш однорідного характеру. Таким чином, можна припустити, що поля горизонтальних градієнтів швидкості вітру доцільно використовувати як додатковий (допоміжний) діагностичний параметр, у сукупності з полем індексу $TI2$, при аналізі та прогнозі потенційних зон інтенсивної турбулентності ясного неба.

Для подальшого уточнення умов формування турбулентності ясного неба та оцінки її добової мінливості було здійснено аналіз ряду діаграм, що відображають зміну індексу $TI2$ і атмосферних характеристик, пов'язаних із розвитком турбулентності. Побудовані графіки дозволяють прослідкувати взаємодію термодинамічних та динамічних факторів у часовому розрізі та визначити їх можливий вплив на інтенсивність турбулентності.

На (рис. 3.8) зображено добовий хід індексу турбулентності ясного неба $TI2$ для вибраної точки. Вночі фіксуються відносно високі значення індексу (приблизно 70 одиниць о 00 СГЧ), потім до 06 СГЧ інтенсивність турбулентності різко зменшується до мінімуму близько 15 одиниць. У подальші години відзначається повторне підсилення: у денний період значення $TI2$ зростає до 50–60 одиниць (12–15 СГЧ), після чого ввечері, до 21 СГЧ, знову спостерігається тенденція до послаблення турбулентності до 20–25 одиниць.

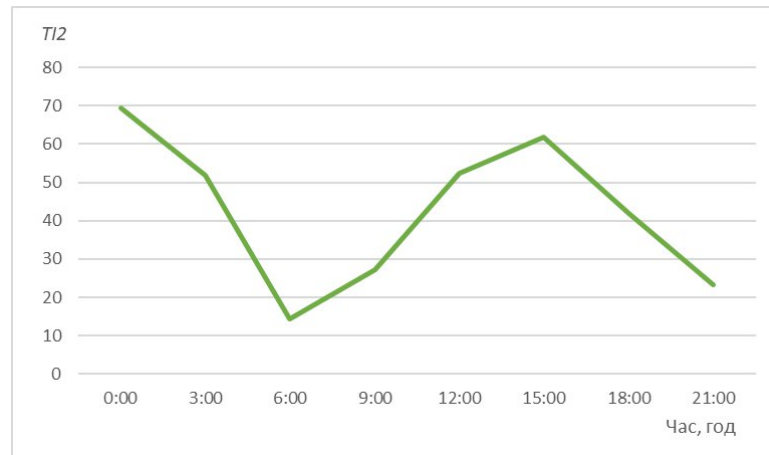


Рисунок 3.8 – Добовий хід параметру турбулентності $TI2$

На (рис. 3.9) подано зміну вертикального градієнта температури в тих самих строках. На початку доби градієнт зростає від близько 0,55 о 00 СГЧ до 0,82–0,83 о 06–09 СГЧ, далі у денні години значення поступово зменшуються до 0,64–0,65 о 15 СГЧ, а ввечері знову підвищуються до 0,70–0,76. Порівняння рис. 3.8 та рис. 3.9 дає підстави припустити, що між індексом $TI2$ і вертикальним градієнтом температури існує переважно обернений зв'язок: у часових інтервалах, коли градієнт температури зростає (00–06 СГЧ), індекс турбулентності зменшується, тоді як у період послаблення градієнта (09–15 СГЧ) спостерігається підсилення $TI2$. Це може свідчити про те, що збільшення інтенсивності турбулентності призводить до більш активного перемішування повітря у сусідніх шарах, що зменшує значення вертикального градієнту температури.

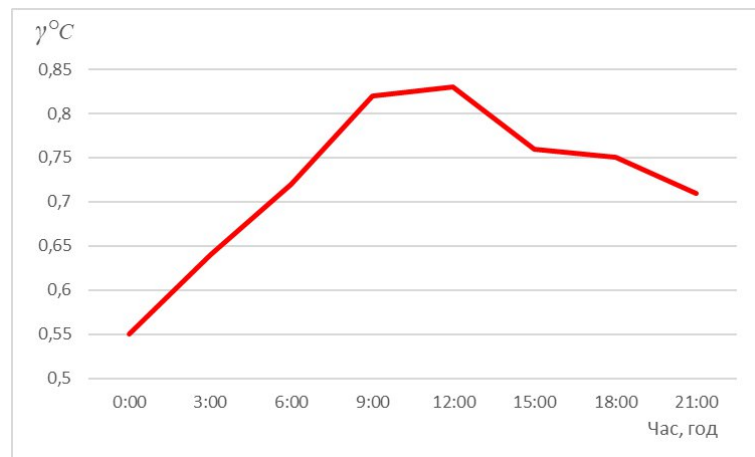


Рисунок 3.9 – Добовий хід вертикального градієнту температури

На (рис. 3.10) наведено добовий хід горизонтального градієнта вітру. Для оцінки важлива їх величина, яка характеризує інтенсивність вертикального зсуву швидкості. У проміжках часу, коли модуль градієнта вітру зростає (приблизно 03–06 та 18–21 СГЧ), значення $TI2$ На рис. 1 або залишаються підвищеними, або знову зростають.



Рисунок 3.10 – Добовий хід горизонтального зсуву вітру

На цій підставі можна говорити про прямий зв'язок між величиною вертикального зсуву вітру та індексом $TI2$, тобто посилення градієнта швидкості супроводжується зростанням рівня турбулентності.

Узагальнюючи спільний аналіз графіків, можна припустити, що для розглянутого випадку добові коливання індексу $TI2$ узгоджуються з поєднаним впливом двох чинників: зміною вертикального градієнта температури та вертикального зсуву вітру. Зростання стабілізуючого температурного градієнта, сприяє послабленню турбулентності, тоді як підсилення градієнта вітру пов'язане з формуванням періодів підвищених значень $TI2$.

ВИСНОВКИ

1. В ході даної роботи було сформовано та опрацьовано серію модельних карт поля турбулентності ясного неба з використанням індексу Елрода $TI2$, що мають часову роздільність у 3 години. Це дозволило детально простежити добову еволюцію потенційних зон з ТЯН, визначити часову структуру її розвитку та оцінити зміну інтенсивності й просторового положення основних осередків турбулентності у верхній тропосфері.

2. Проведене порівняння модельних карт $TI2$ зі стандартними авіаційними SIGWX-картами показало, що модельні продукти забезпечують суттєво вищу деталізацію та точніше локалізують зони максимальної турбулентності. На відміну від SIGWX, на яких зони турбулентності відображаються у вигляді великих узагальнених контурів, модельне відображення індексу $TI2$ дозволило визначити внутрішню структуру осередків, їхні максимуми, протяжність і характер фрагментації. Завдяки більшій часовій роздільності (3 години проти 6 годин у картах SIGWX) модельні карти дають змогу ідентифікувати короткотривалі, але інтенсивні осередки зон ТЯН, які не фіксуються у стандартних продуктах WAFC.

3. Порівняння зображень супутникових знімків з картами індексу $TI2$ підтвердили відсутність хмарності у районах з візуалізацією основних осередків ТЯН. Це підтверджує коректність діагностики турбулентності саме як турбулентності ясного неба та узгоджується з фізичною природою ТЯН, яка формується поза межами хмарних систем.

4. Аналіз поля вертикальних градієнтів температури у шарі 400 – 300 гПа, в зонах струминних течій показав, що у всі розглядані строки, максимальні значення індексу $TI2$ просторово збігаються з ділянками, де вертикальні градієнти температури зменшуються до значень в діапазоні від 0,66 до 0,75°C/100м. Натомість в областях з меншими значеннями індексу $TI2$, що за параметризацією запропонованою автором методу відповідають слабкій

інтенсивності турбулентності або її відсутності, вертикальні градієнти температури збільшуються до значень від 0.85 до 0.95°C/100 м, тобто набувають більш стійкого, майже сухоадіабатичного характеру. Це свідчить про те, що в зонах з потенційно можливими осередками ТЯН вертикальні градієнти температури зменшуються порівняно із сусідніми повітряними масами за рахунок збільшення вертикального турбулентного обміну. Зв'язок між значеннями вертикальних градієнтів температури та зростанням значень індексу *TI2* може використовуватися як додатковий діагностичний критерій виявлення зон з ТЯН.

5. Співставлення полів горизонтальних градієнтів швидкості вітру з полями ТЯН показало, що осередки з інтенсивною ТЯН співпадають з ділянками на яких спостерігається максимальне збільшення горизонтальних градієнтів швидкості вітру. Цей зв'язок є динамічно обґрунтованим, оскільки саме різкі горизонтальні зсуви вітру є основним механізмом розвитку ТЯН.

6. За результатами добового аналізу встановлено закономірності розвитку турбулентності ясного неба: фази максимального розвитку ТЯН збігаються з періодами посилення струминних течій і збільшення горизонтальних градієнтів вітру; у фазах послаблення інтенсивності турбулентності спостерігається стабілізація вертикальних градієнтів температури і зменшення неоднорідності поля вітру. Такий добовий цикл є характерним для бароклінічної структури верхньої тропосфери, яка визначає кінематичну основу формування ТЯН.

7. Результати дослідження показали, що використання модельного індексу *TI2* як діагностичного показника дозволяє значно точніше визначати небезпечні зони турбулентності порівняно зі стандартними SIGWX-картами. Модельні поля можуть бути використані як високодеталізований додатковий інструмент у системі авіаційного метеорологічного забезпечення, особливо для маршрутного планування, оптимізації ешелонів польоту та оцінювання ризиків пов'язаних ТЯН.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Воронов Г. С., Проценко Г. Д. Основи метеорології. Ч. 1: навч. посіб. – Київ: ВПЦ «Київський університет», 2002. – 182 с.
2. Карпова Н. П. Метеорологічне забезпечення польотів авіації: навч. посіб. – Харків: ХНУПС, 2016. – 180 с.
3. Степаненко С. М. Метеорологія і кліматологія: підручник. – Одеса: ТЕС, 2010. – 544 с.
4. Сухомлин О. М. Авіаційна і супутникова метеорологія: навч. посіб. – Київ: Національний авіаційний університет, 2015. – 304 с.
5. Сухомлин О. М., Николаєнко К. О. Авіаційна метеорологія: навч. посіб. – Київ: Нац. авіац. ун-т, 2010. – 232 с.
6. American Meteorological Society. Glossary of Meteorology. – 2nd ed. – Boston: American Meteorological Society, 2000. – 850 p.
7. Browning K. A. Dynamical and Synoptic Meteorology. – London: Routledge, 2002. – 352 p.
8. Catling D. C. Atmospheric Evolution on Inhabited and Lifeless Worlds. – Cambridge: Cambridge University Press, 2017. – 582 p.
9. Cook A., Tanner G. Impact of Weather on Air Traffic Delays // Journal of Air Transport Management. – 2009. – Vol. 15, No. 5. – P. 265–271.
10. Curry J. A., Webster P. J. Thermodynamics of Atmospheres and Oceans. – Amsterdam: Academic Press, 1998. – 471 p.
11. Emanuel K. Atmospheric Convection. – Oxford: Oxford University Press, 1994. – 580 p.
12. FAA. Aviation Weather Handbook. – Washington, DC: Federal Aviation Administration, 2020. – 360 p.
13. FAA. Aviation Weather Services. Advisory Circular 00-45H. – Washington, DC: Federal Aviation Administration, 2016. – 280 p.

14. Holton J. R. An Introduction to Dynamic Meteorology. – 5th ed. – Oxford :Elsevier, 2013. – 532 p.
15. Houze R. A. Cloud Dynamics. – 2nd ed. – Amsterdam: Academic Press, 2014. – 432 p.
16. Manual of Aeronautical Meteorological Practice (Doc 8896). – 4th ed. – Montreal: International Civil Aviation Organization, 2016. – 520 p.
17. Meteorological Service for International Air Navigation. Annex 3 to the Convention on International Civil Aviation. – 20th ed. – Montreal: ICAO, 2018. – 190 p.
18. Knox J. A., Kaplan M. L., McCann D. W. Clear-Air Turbulence in the Vicinity of Jet Streams: A Review of Recent Research // Environmental Fluid Mechanics. – 2008. – Vol. 8, No. 4. – P. 381–402.
19. Lackmann G. Midlatitude Synoptic Meteorology: Dynamics, Analysis, and Forecasting. – Boston: American Meteorological Society, 2011. – 345 p.
20. Lester P. F. Aviation Weather. – 3rd ed. – Englewood, CO: Jeppesen Sanderson, 1993. – 296 p.
21. Lynch P. Numerical Weather Prediction for Aviation Safety// Meteorological Applications. – 2012. – Vol. 19, No. 1. – P. 36–44.
22. Markowski P. M., Richardson Y. P. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. – Chichester: John Wiley & Sons, 2010. – 407 p.
23. Mohanakumar K. Stratosphere–Troposphere Interactions: An Introduction. – Berlin: Springer, 2008. – 416 p.
24. NTSB. Weather-Related Aviation Accidents: Analysis and Prevention // Journal of Aviation Safety & Security. – 2017. – Vol. 5, No. 3. – P. 120–135.
25. Pielke R. A. Sr. Mesoscale Meteorological Modeling. – 3rd ed. – London: Academic Press, 2013. – 760 p.
26. Reinhart R. O. Fundamentals of Aviation Weather and Weather Services. – New York: McGraw-Hill, 2010. – 325 p.
27. Salby M. L. Physics of the Atmosphere and Climate. – Cambridge: Cambridge University Press, 2012. – 718 p.

28. Schultz D. M., Wurman J. M. Using Convective Indices for Severe Weather Prediction // *Weather and Forecasting*. – 2005. – Vol. 20, No. 1. – P. 77–93.
29. Sharman R. D., Lane T. (Eds.). *Aviation Turbulence: Processes, Detection, Prediction*. – Cham: Springer, 2016. – 523 p.
30. Sharman R. D., Trier S. B., Lane T. P., Doyle J. D. Sources and Dynamics of Turbulence Encountered by Aircraft in the Vicinity of Upper-Level Jet Streams // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 2012. – Vol. 69, No. 12. – P. 3595–3616.
31. Stull R. B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. – 666 p.
32. Stull R. B. *Practical Meteorology: An Algebra-Based Survey of Atmospheric Science*. – Vancouver: University of British Columbia, 2017. – 938 p.
33. Tennekes H., Lumley J. L. *A First Course in Turbulence*. – Cambridge, MA: MIT Press, 1972. – 300 p.
34. Wallace J. M., Hobbs P. V. *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. – 2nd ed. – Amsterdam: Elsevier, 2006. – 504 p.
35. Williams P. D. Climate Change and its Impact on Aviation // *Nature Climate Change*. – 2016. – Vol. 6, No. 7. – P. 562–567.
36. WMO. *Guide to Aeronautical Meteorological Services*. – WMO-No. 732. – Geneva: World Meteorological Organization, 2014. – 188 p.
37. Walter H., Overland J. E. Aircraft Observations of Clear-Air Turbulence in Jet Streams // *Journal of Atmospheric Sciences*. – 1984. – Vol. 41. – P. 1741–1753.
38. WMO. *Manual on the Global Data-processing and Forecasting System*. – WMO-No. 485. – Geneva: World Meteorological Organization, 2010. – 250 p.
39. WMO. *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. – WMO-No. 8. – 11th ed. – Geneva: World Meteorological Organization, 2018. – 1248 p.
40. Wyngaard J. C. *Turbulence in the Atmosphere*. – Cambridge: Cambridge University Press, 2010. – 393 p.

ДОДАТКИ

Додаток А

ДОВІДКА

кафедри військової підготовки
до кваліфікаційної роботи магістра
слухача групи МВ-24 Черевичного Єгора

на тему:

«Просторова структура турбулентності ясного неба у верхній частині
тропосфери»

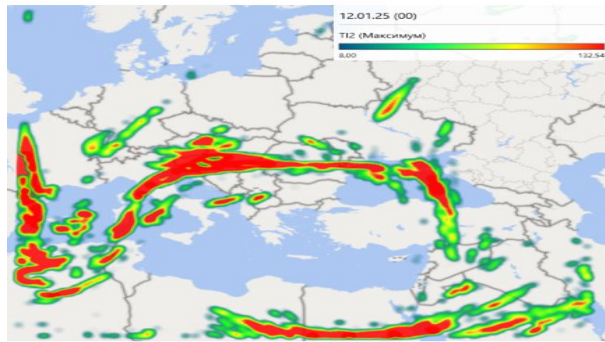
1. Доповідь на студентській науковій конференції 22-24 квітня 2025 р. за темою: «Візуалізація поля турбулентності ясного неба у верхній частині тропосфери» та публікація тез доповіді за результатами конференції на сайті ОНУ імені І. І. Мечникова. [Електронний ресурс]. Спосіб доступу: https://onu.edu.ua/pub/bank/userfiles/files/rgf/theory_practice_translate/MetodichniVidania/program_81_stud_konf_2025.pdf

Керівник кваліфікаційної
роботи магістра
підполковник

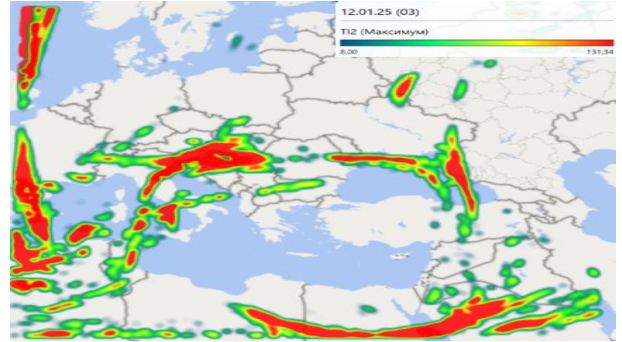
Валерій МАНСАРЛІЙСЬКИЙ

Додаток Б1

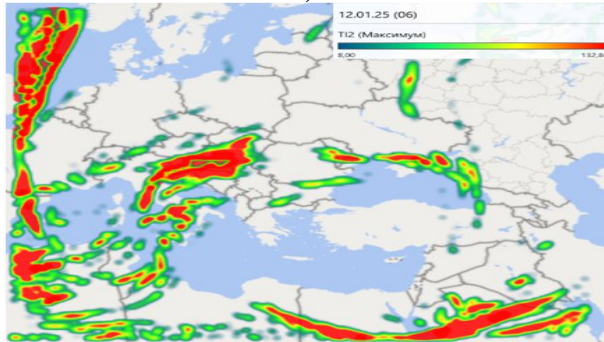
Поля турбулентності $T12$ 12.01.25 р за: а) 00; б) 03; в) 06; г) 09; д) 12; е) 15; є) 18; ж) 21 год. СГЧ.



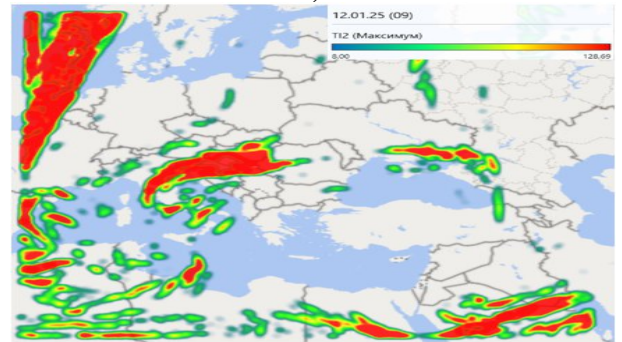
а)



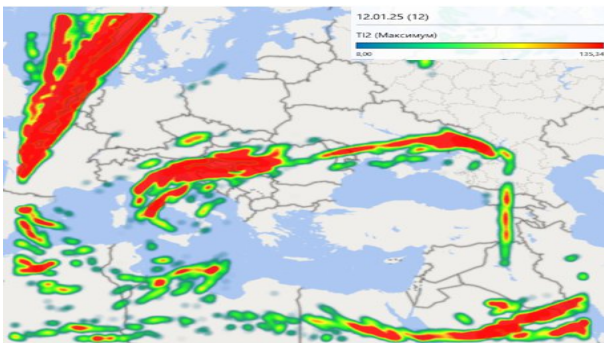
б)



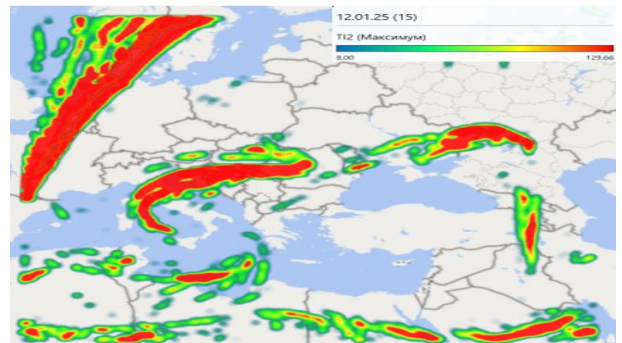
в)



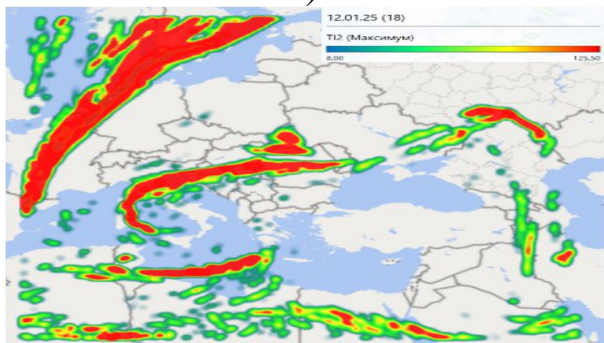
г)



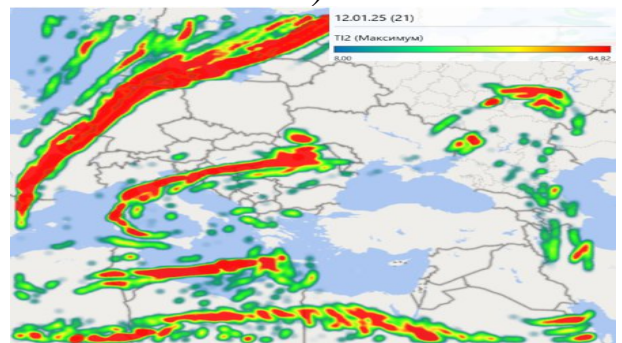
д)



е)



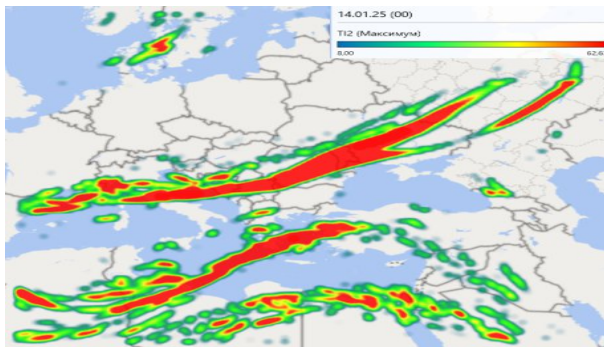
є)



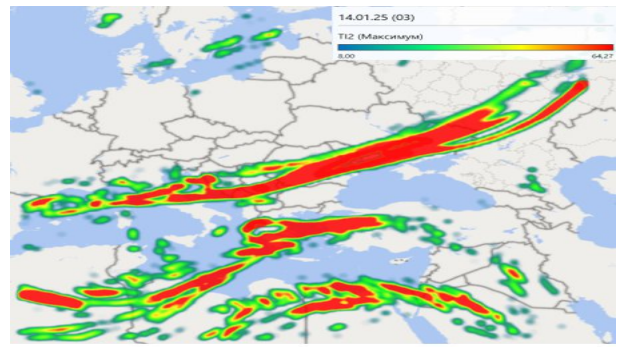
ж)

Додаток Б2

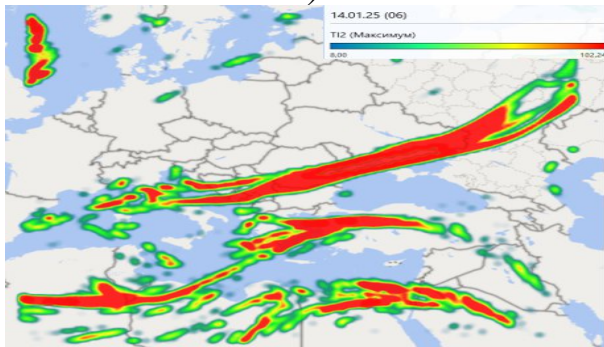
Поля турбулентності $T12$ 14.01.25 р за: а) 00; б) 03; в) 06; г) 09; д) 12; е) 15; є) 18; ж) 21 год. СГЧ.



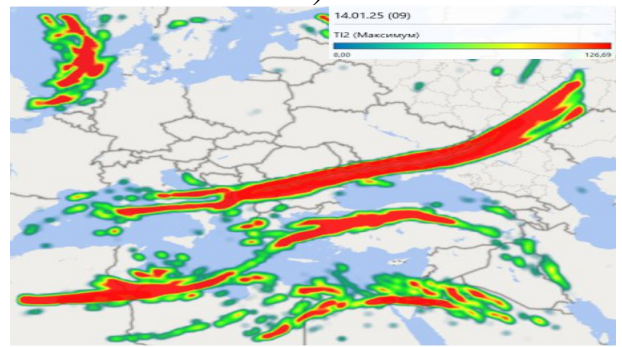
а)



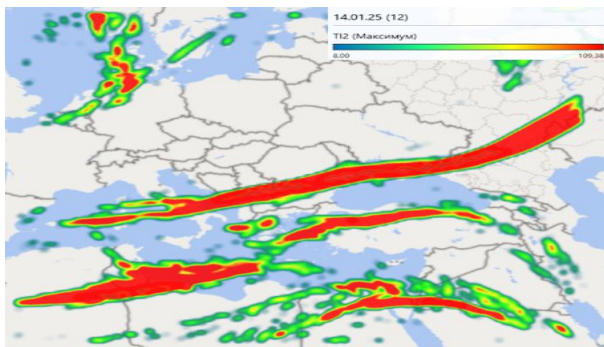
б)



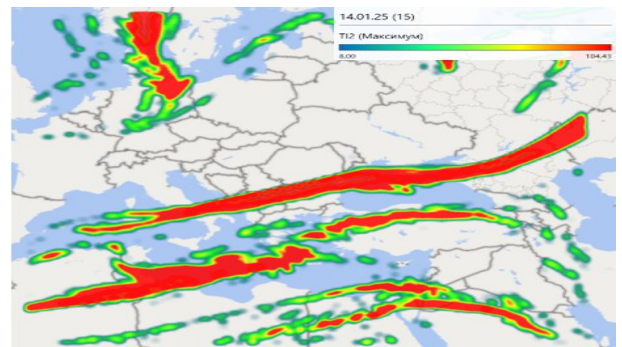
в)



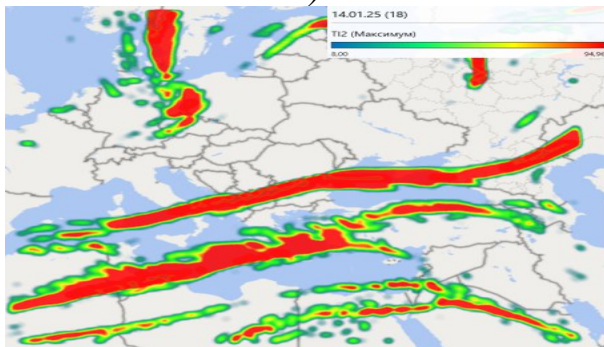
г)



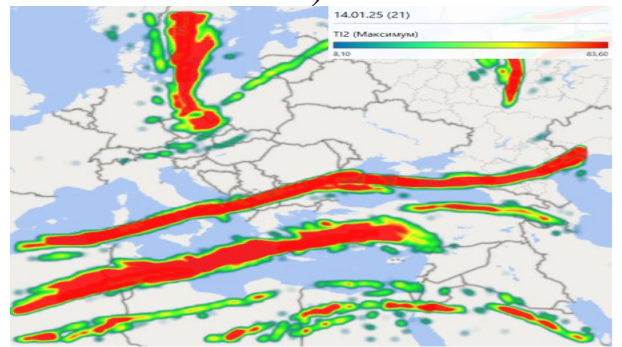
д)



е)



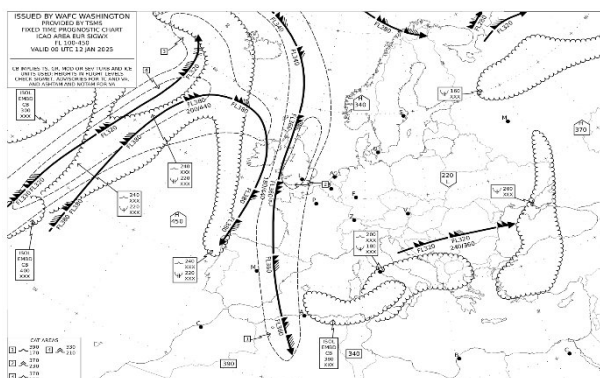
є)



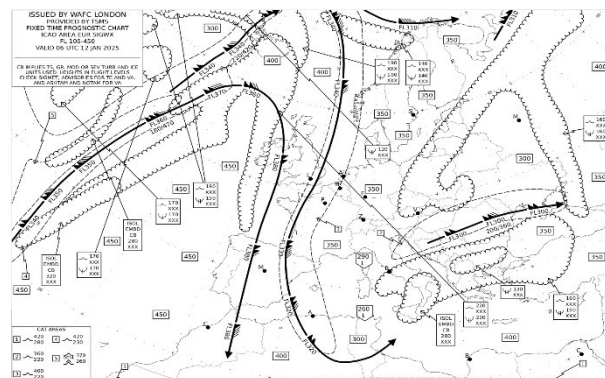
ж)

Додаток Б3

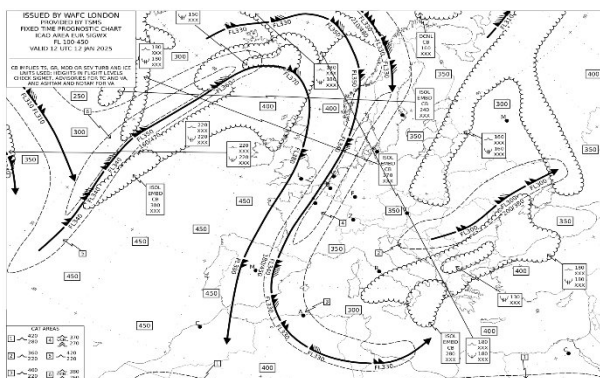
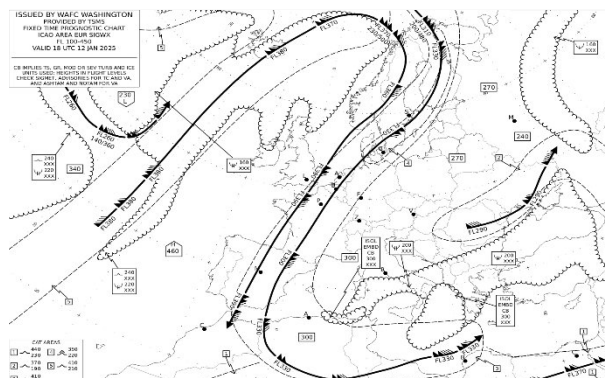
Карти SIGWX 12.01.25 р за: а) 00; б) 06; в) 12; г) 18 год. СГЧ.



a)



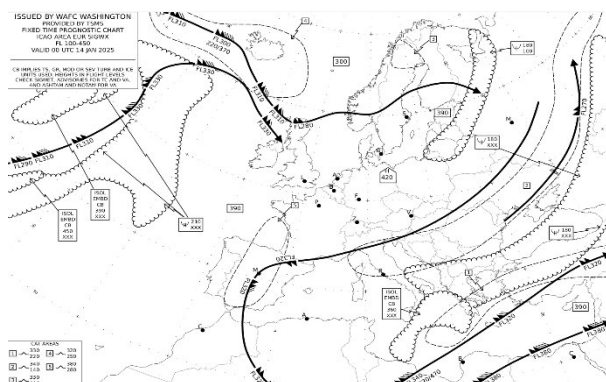
6)


$$b)$$


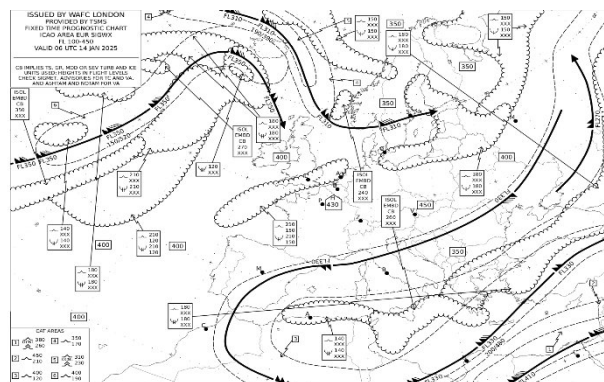
2)

Додаток Б4

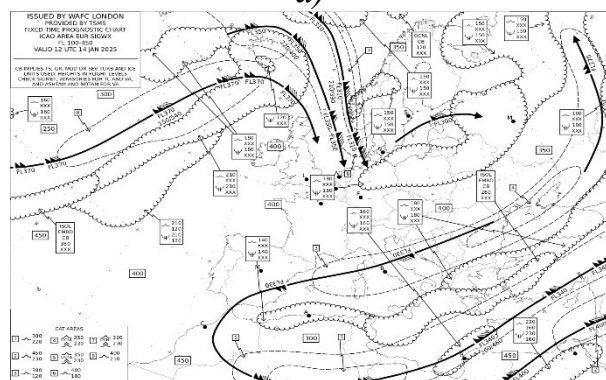
Карти SIGWX 14.01.25 р за: а) 00; б) 06; в) 12; г) 18 год. СГЧ.



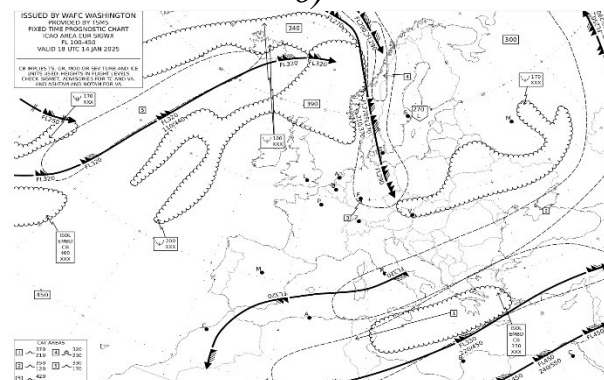
a)



6)



b)



2)