

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут  
Кафедра метеорології та кліматології

**Магістерська кваліфікаційна робота**

на тему: Просторово-часова структура зон турбулентності ясного неба

Виконав студент 2 курсу групи МНЗ-ІІ М  
спеціальності 103 - «Науки про Землю»  
Гаделія Георгій

Керівник к. геогр. н., доцент  
Міщенко Наталя Михайлівна

Рецензент к.геогр.н., доцент  
Грушевський Олег Миколайович

Одеса 2019

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет гідрометеорологічний інститут

Кафедра метеорології та кліматології

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 «Науки про Землю»

(шифр і назва)

Освітня програма Метеорологія

**ЗАТВЕРДЖУЮ**

В.о. зав. Кафедри Прокоф'єво.М.

“28” жовтня 2019 року

**ЗАВДАННЯ  
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ**

Гаделія Георгій

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Просторово-часова структура зон турбулентності ясного неба

керівник роботи Міщенко Наталя Михайлівна к. геогр. н., доцент

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

затверджені наказом закладу вищої освіти №235-С від 18 жовтня 2019 р.

2. Строк подання студентом роботи 06 грудня 2019 року

3. Вихідні дані до роботи синоптичний матеріал АРМСин, данні температурно-вітрового зондування атмосфери РАОВ

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки(перелік питань, які потрібно розробити)1) Вибір, аналіз та систематизація наукової літератури за напрямком дослідження. 2) Формування вибірки вихідної інформації з випадків наявності струминних течій. 3) Виявлення синоптичних ситуацій сприятливих для розвитку турбулентності ясного неба. 4) Побудова вертикальних розрізів атмосфери через зони турбулентності ясного неба.

5) Виявлення закономірностей просторово-часової структури зон турбулентності ясного неба.

5.Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень.) Рис.3.4, 3.6, 3.8, 3.10, 3.12, 3.14, 3.9, 3.11 – Вертикальні розрізи атмосфери за різні дати та строки.

## 6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 28 жовтня 2019 року**КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН**

№ з/п	Назва етапів магістерської роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	<i>Огляд наукової літератури, сучасних публікацій за темою дослідження.</i>	28-31.10 2019 р.	91	відмінно
2.	<i>Вибір вихідних даних, робота з архівними матеріалами. Робота в АрмСин та РАОВ, пошук необхідної інформації.</i>	01-05.11 2019 р.	85	добре
3.	<i>Складання додатку вихідних даних, зведених таблиць. Виконання розрахунків, побудова розрізів та графіків. Проведення аналізу.</i>	06-13.11 2019 р.	92	відмінно
4.	<i>Аналіз оперативної синоптичної інформації щодо процесу формування турбулентності ясного неба</i>	14-17.11 2019 р.	93	відмінно
5.	<i>Рубіжна атестація</i>	18 –23.11.2019		
6.	<i>Складання висновків. Кінцеве редагування тексту.</i>	24.11-05.12 2019 р.	90	відмінно
7.	<i>Перевірка на плагіат, підписання авторського договору</i>	06-09.12.2019		
8.	<i>Підготовка доповіді та презентації. Попередній захист магістерської роботи.</i>	грудень 2019		
	<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>		<b>90</b>	<b>відмінно</b>

Студент

( підпис )

Гаделія Г.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

( підпис )

Мищенко Н.М.

(прізвище та ініціали)

## АНОТАЦІЯ

**Тема магістерської кваліфікаційної роботи** «Просторово-часова структура зон турбулентності ясного неба»

**Автор:** Георгій Гаделія.

**Актуальність** зумовлюється впливом турбулентності ясного неба на режим польоту літальних апаратів.

**Мета роботи:** визначення просторово-часової структури зон інтенсивної турбулентності ясного неба

Відповідно до поставленої мети розв'язано наступні **задачі:**

- розгляд основних та сучасних підходів до діагнозу і прогнозу турбулентності ясного неба у прогностичних центрах;
- формування бази даних радіозондування атмосфери;
- визначення просторово-часової еволюції зон з інтенсивною турбулентністю ясного неба шляхом побудови вертикальних розрізів атмосфери через зони з потенційною можливістю її виникнення;
- визначення факторів, які впливають на локалізацію зон з інтенсивною турбулентністю ясного неба.

**Об'єкт дослідження:** турбулентність ясного неба у тропосфері

**Предмет дослідження:** зміна локалізації та інтенсивності зон турбулентності ясного неба при еволюції висотного деформаційного поля.

**Методи дослідження:** При виконанні роботи використовуються методи синоптичного аналізу та графічного моделювання.

**Наукова новизна отриманих результатів.** Вперше запропонований метод графічного моделювання зон турбулентності ясного неба для синоптичних ситуацій, які зумовлюють високу імовірність її утворення; вперше реалізований підхід, що дозволяє визначити не лише якісні показники зон турбулентності ясного неба, а й кількісно оцінити їх інтенсивність та просторово-часову еволюцію; вперше одержані висновки, які дозволяють сформулювати уявлення про локалізацію зон екстремально високих значень турбулентності ясного неба при перебудові висотного деформаційного поля.

**Практичне значення отриманих результатів** полягає у можливості застосування одержаних висновків у разі відсутності прогностичної інформації щодо турбулентності ясного неба. У разі необхідності застосування прийомів інтерполяції між прогностичними періодами, результати дослідження дають можливість якісної оцінки ситуації прогнозістом.

Магістерська кваліфікаційна робота в об'ємі 56 сторінок складається з 3 розділів, висновків, переліку посилань з 21-ти джерела, двох додатків, містить 14 рисунків в основному тексті.

**Ключові слова:** висотне баричне поле, турбулентність ясного неба, зсув швидкостівітру, зсув напрямку вітру, бовтанка, висотна барична улоговина.

## SUMMARY

**Theme of master's qualification work** "Spatio-temporal structure of clear sky turbulence zones"

**Author:** Giorgi Gadelia.

**The urgency of the research topic** of clear sky turbulence on the flight mode of aircraft.

**The purpose of the work:** to determine the spatial-temporal structure of intense clear-sky turbulence zones

**Tasks solved during the work:**

- consideration of the basic and modern approaches to the diagnosis and prognosis of clear sky turbulence in the prognostic centers;
- determination of the spatio-temporal evolution of zones with intense turbulence of the clear sky by constructing vertical sections of the atmosphere through the zones with the potential for its occurrence;
- identification of factors that influence the localization of areas with intense clear sky turbulence.

**The object of study:** clear-sky turbulence in the troposphere

**Subject of research:** change of localization and intensity of clear sky turbulence zones during evolution of altitude deformation field.

**Methods of research:** Synoptic analysis and graphical modeling methods are used when performing the work.

**Scientific novelty of the obtained results.** For the first time, a method for graphical modeling of clear-sky turbulence zones is proposed for synoptic situations that cause a high probability of its formation; for the first time, an approach that allows not only qualitative indicators of turbulence zones of clear skies, but also quantitatively assessing their intensity and spatio-temporal evolution; for the first time, conclusions have been obtained that allow us to form an idea of the localization of zones of extremely high values of clear sky turbulence during the reconstruction of the altitude deformation field.

**The practical value of the results.** of the obtained results lies in the possibility of applying the conclusions obtained in the absence of prognostic information regarding the turbulence of the clear sky. If interpolation techniques are required between forecast periods, the study results provide a qualitative assessment of the situation by the forecaster.

Master's qualification work in a volume of 56 pages consists of 3 sections, conclusions, a list of links from 21 sources, two appendices, contains 14 drawings in the main text.

**Keywords:** high altitude bar field, clear sky turbulence, offset of wind speed, offset of wind direction, rumble, high altitude bar.

## ЗМІСТ

Вступ .....	3
1 Струминні течії в атмосфері .....	6
1.1 Загальні відомості про струминні течії .....	6
1.2 Класифікація струминних течій.....	7
1.3 Структура поля вітру струминних течій .....	9
2 Загальні відомості про турбулентність ясного неба та її вплив на польоти повітряних суден .....	12
2.1 Загальні відомості про турбулентність ясного неба .....	12
2.2 Зв'язок турбулентності ясного неба з верхньотропосферними струминними течіями .....	16
2.3 Методика прогнозування турбулентності ясного неба .....	18
2.4 Сучасні підходи до прогнозування турбулентності ясного неба у прогностичних центрах США .....	20
2.4.1 Загальні відомості про операційно-діагностичні індекси турбулентності ясного неба .....	20
2.4.2 Розрахункові дані та процедури операційно-діагностичних індексів турбулентності ясного неба .....	22
2.4.3 Перевірка покращеного операційно-діагностичного індексу турбулентності ясного неба .....	25
2.4.4 Результати перевірки покращеного операційно-діагностичного індексу турбулентності ясного неба .....	26
3 Діагноз турбулентності ясного неба в зоні струминних течій .....	30

3.1 Характеристика вихідних даних, методу та методики їх обробки .....	30
3.2 Діагноз просторово-часової структури зон турбулентності ясного неба .....	41
Висновки .....	50
Список використаних джерел .....	51
Додатки .....	53

## 1. СТРУМИННІ ТЕЧІЇ В АТМОСФЕРІ

### 1.1 Загальні відомості про струминні течії

Струминними течіями називають порівняно вузькі, що мають велику протяжність зони вітрів зі швидкістю 100 і більше км/год, з майже горизонтальною віссю у верхній тропосфері або в стратосфері, який характеризується великими вертикальними і горизонтальними зрушеннями вітру і одним або більше максимумами швидкості.

У поперечному розрізі струминна течія має вигляд " труби " овальної форми. На осі цієї "труби" спостерігається максимальна швидкість вітру, а в усі сторони від неї до периферії струминної течії вітер слабшає. Межею струминної течії умовно вважають швидкість вітру 100 км/год. Струминні течії утворюються в зонах великих горизонтальних градієнтів температури і тиску, тобто там, де відбувається найбільше зближення теплих і холодних повітряних мас. Струминні течії завжди пов'язані з висотними фронтальними зонами і фактично є їх вітровою характеристикою. Просторове положення, переміщення та еволюція струминних течій, а також їх фізичні характеристики становлять великий інтерес для авіації, так як при польотах на великих висотах облік впливу сильного вітру на дальність і тривалість польотів набуває особливого значення. [11-13]

Віссю струминної течії називається лінія струму з максимальною швидкістю вітру в межах даної ВФЗ, а горизонтальною віссю струминної течії або віссю на даному рівні (на ізобаричній поверхні) - лінія, що з'єднує точки з максимальною швидкістю вітру на фіксованому рівні або на певній ізобаричній поверхні в межах даної ВФЗ. За визначенням, горизонтальна вісь струминної течії також є лінією струму на обраному рівні.



За позитивний напрямок осі струминної течії застосовується таке, при якому ліворуч залишається низький тиск, а праворуч - висока.

Циклонічна периферія струминної течії - частина струминної течії, розташована ліворуч від поверхні, що проходить через горизонтальні осі струминної течії на всіх рівнях, тобто частина струминної течії, обернена в бік низького тиску. Антициклонічна периферія струминної течії - частина струминної течії, розташована праворуч від поверхні, що проходить через горизонтальні осі струминної течії на всіх рівнях, тобто частина струминної течії, обернена в бік високого тиску.

Інтенсивність струминної течії в даному пункті чи районі оцінюється значенням швидкості вітру на осі струминної течії або, якщо мова йде про інтенсивність струминної течії на даному рівні, значенням швидкості вітру на горизонтальній осі. [18-20]

## 1.2 Класифікація струминних течій

Струминні течії спостерігаються майже над усіма районами земної кулі. Їх інтенсивність і повторюваність мають яскраво виражений сезонний характер. У холодну пору року струминні течії повсюдно посилюються, а в теплу - слабшають. Повторюваність струминних течій над більшою частиною північної півкулі від зими до літа зменшується. [12]

Струминні течії відрізняються великим різноманіттям. Зазвичай їх ділять на кілька видів залежно від ознаки, покладеної в основу розподілу, наприклад, по висоті - тропосферні і стратосферні, по широтному положенню - помірних широт, субтропічні і екваторіальні. [14-17]

Також основою для класифікації струминних течій можуть служити характеристики висотних фронтальних зон, в межах яких вони утворюються. З урахуванням цих характеристик важкість струминних течій можна об'єднати в три групи:

- тропосферні струминні течії ВФЗ;
- стратосферні струминні течії ВФЗ;
- струминні течії ВФЗ високих шарів атмосфери;

У свою чергу Струминні течії ВФЗ також класифікуються по широтах.

У першу групу ВФЗ входять струминні течії високих і помірних широт, пов'язані з тропосферними ВФЗ та головними фронтальними розділами, і субтропічні струминні течії.

Арктичні струминні течії (струминні течії арктичних фронтів) володіють великою рухливістю і мінливістю інтенсивності. Їх осі знаходяться на висотах 6-8 км. Інтенсивність арктичних струминних течій в середньому невелика, хоча в окремих випадках максимальні швидкості вітру можуть досягати 50-60 м/с. [6]

Струминні течії помірних широт (струминні течії фронтів помірних широт), так само як і арктичні струминні течії, відрізняються великою мінливістю положення та інтенсивності. Осі цих течій розташовуються на висотах 8-11 км. Середня інтенсивність цих струминних течій більше, ніж арктичних. Максимальні швидкості вітру нерідко досягають взимку 80-100 м/с, а іноді 120-130 м/с. Влітку максимальні швидкості вітру менше, ніж взимку, але нерідко перевищують 60-70 м/с. Найбільш інтенсивні струминні течії помірних широт взимку у східних узбережжя Північної Америки та Азії.

Субтропічні струминні течії простежуються, особливо взимку, у вигляді майже безперервного поясу сильних західних вітрів вздовж північної периферії субтропічних антициклонів. Осі цих течій зазвичай знаходяться на

висотах 11-13 км, хоча іноді зустрічаються субтропічні струминні течії з висотою осі 15-16 км. Рухливість субтропічних струминних течій в середньому менше, ніж струминних течій високих і помірних широт. Однак при потужних виносах тропічного повітря у високі широти субтропічна струминна течія може просунутись до 55-60 с. ш. Максимальні швидкості вітру взимку часто досягають 120-130 м/с, а у східного узбережжя материків 140-160 м/с. У середньому інтенсивність тропічних струминних течій взимку в 1,3-1,5 рази більше, ніж влітку. Від зими до літа тропосферні струминні течії всіх типів зміщуються на північ.

Стратосферні струминні течії, переважно західного напрямку, спостерігаються взимку на всіх широтах. Вони пов'язані зі стратосферними ВФЗ, які можуть виникати або в результаті вертикального розвитку тропосферних ВФЗ, або як самостійні стратосферні утворення. Влітку повторюваність стратосферних струминних течій істотно зменшується, що пов'язано з появою на високих рівнях (18 км і більше) східних вітрів, рідко мають характер струминних течій. [17]

Порівняно стійка стратосферна струминна течія взимку виявляється в субполярній області. Її зазвичай називають струминною течією "на краю полярної ночі". Вона утворюється в зоні великих горизонтальних контрастів температур, які виникають між приполюсною областю з безперервною полярною ніччю і тією частиною атмосфери, де триває звичайна зміна дня і ночі. Вісь цієї струминної течії знаходиться на висотах близько 60 км, де середня швидкість вітру досягає 80-100 м/с.

### 1.3 Структура поля вітру струминних течій

Спільний аналіз поля вітру біля поверхні Землі і на різних висотах, який проводиться за допомогою приземних карт погоди та карт АТ, показує, що поле вітру в міру віддалення від підстильної поверхні стає більш гладким. При цьому швидкість вітру з висотою в середньому зростає, досягаючи, найчастіше максимуму поблизу тропопаузи. У помірних широтах приблизно у 80% випадків максимум швидкості вітру знаходиться у верхній тропосфері або в шарі тропопаузи, а в інших випадках – у нижній стратосфері. Разом з цим на тлі загального зростання швидкості вітру з висотою в тропосфері можуть зустрічатися шари (переважно невеликої товщини), де швидкість вітру з висотою убуває.

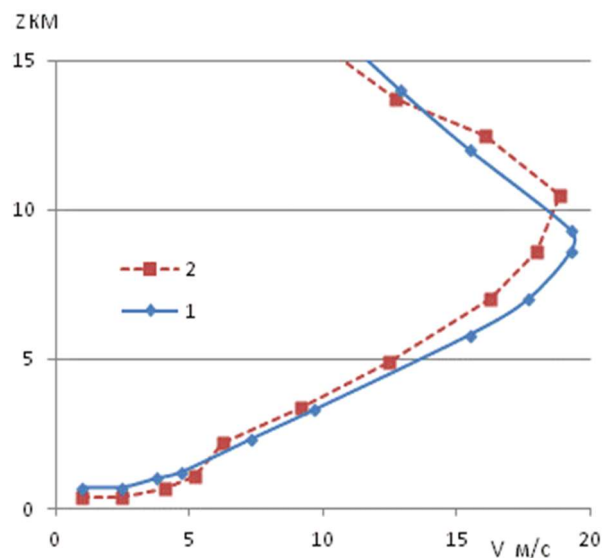


Рис. 1.1 – Розподіл середньої швидкості вітру з висотою у травні над Москвою вдень (1) та вночі (2) за В.Д.Решетовим[15]

Характерний вертикальний профіль швидкості вітру наведено на рис. 2.1. На ньому добре помітно різке зростання швидкості вітру з висотою від підстильної поверхні, наявність максимуму швидкості вітру в шарі 9-10 км.

На станціях, розташованих у більш низьких широтах, рівень максимального вітру знаходиться в середньому на висоті 11-12 км. Така мінливість висоти максимального вітру робить скрутним аналіз становища поверхні максимального вітру в просторі за допомогою карт АТ основних ізобаричних поверхонь. Тому в синоптичну практику ввели карти максимального вітру. [6]

На картах максимального вітру виділяються великі витягнуті області сильних вітрів у верхній тропосфері і нижній стратосфері, так звані струминні течії. Характер зміни швидкості і напрямку вітру з висотою визначається відмінністю ступеня впливу на нього основних сил, що діють на повітряний потік. У приземному шарі найбільш значний вплив на рух повітря надає турбулентне тертя. Тут швидкості вітру швидко зростають з висотою, мало змінюючи свій напрямок. У цьому шарі товщиною 50-100м розподіл найбільшою мірою залежить від інтенсивності обміну кількістю рухів з більш високими шарами. [6]

Вимірювання швидкості вітру, зроблені на спеціально обладнаних літаках, показали, що прийнятий спосіб обробки даних шаропілотних спостережень призводить до згладжування різниці швидкостей вітру вздовж потоку. Природно, що ще більше нівелювання швидкостей вітру виходить при визначенні геострофічного вітру по ізогісам на картах баричної топографії. У результаті такого згладжування, як показало порівняння з даними літаків, максимальні швидкості вітру в струминних течіях, представлені на вертикальних розрізах, виявляються менше фактичних. Виходять зменшеними і величини горизонтального і вертикального градієнта швидкості.

При польотах на літаках було встановлено, що в сильному паралельному потоці швидкості вітру можуть коливатися в широких межах. Відзначалися випадки коливань від 15 до 40 м/сек. Таким чином, струминна течія не представляє єдиного потоку, а складається як би з окремих осередків з сильним вітром, розділених зонами відносно малих швидкостей. Фактична швидкість вітру в цих зонах більше швидкості геострофічного вітру. Величина перевищення досягає 20, а нерідко навіть 50%. Мікроструктура струминних течій вивчена ще мало, і наведенні дані поки не дають про неї повного уявлення [8].

## 2 ВПЛИВ ТУРБУЛЕНТНОСТІ ЯСНОГО НЕБА НА ПОЛЬОТИ ПОВІТРЯНИХ СУДЕН

### 2.1 Загальні відомості про турбулентність ясного неба

На висоті понад 5 км може спостерігатися таке явище як турбулентність ясного неба (далі САТ (ClearAirTurbulence)). На відміну від інших видів турбулентності вона виникає при ясній погоді або за наявності хмар верхнього ярусу, і її досить складно помітити завчасно. Встановлено, що частіше це явище відбувається над гірською місцевістю, особливо з підвітряної сторони схилу.


Разом з тим турбулентність ясного неба важко прогнозувати через її різку локалізацію в навколишньому потоці, динаміку розмірів і тривалість явища. Більш того, турбулентність ясного неба неможливо зафіксувати за допомогою радарів. На сьогоднішній день її прогнозують через непрямі ознаки, що вказують на ймовірність явища і будують прогностичні моделі, засновані на ряді чинників.

Небезпека САТ полягає у її несподіваності. Невелика турбулентність може викликати дискомфорт у пасажирів або навіть травми, якщо не застібнуті ремені безпеки. Екстремальна САТ може спричинити пошкодження конструкцій літака. У наведеній нижче табл. 1 представлений зв'язок між САТ та її наслідками як для літака, так і для людей всередині нього.

Турбулентність ясного неба – це термін для турбулентності середніх або високих рівнів в зонах зі значним зсувом вітру. Турбулентні області такого типу в основному розташовуються у просторі вільному від хмар. Однак іноді можна знайти хмарні утворення (в основному крижані хмари) характерні для

турбулентних районів, або більш високу концентрацію водяної пари на околицях зон з CAT. Обидва ці ознаки вказують на присутність CAT.

Таблиця 2.1 – Рівні інтенсивності CAT [3]

Інтенсивність	Реакція літака	Реакція всередині літака
<p><b>Слабка</b> (не позначається символом на картах погоди)</p>	<p>Турбулентність, яка викликає невеликі зміни висоти та/або положення (крок, крен, рискання) IAS (Indicated Air Speed) коливається від 5 до 15 вузлів та <math>&lt; 0.5g</math> у центрі тяжкості літака</p>	<p>Пасажири можуть відчувати легке напруження від ременів безпеки або лямок. Незафіксовані предмети можуть бути дещо зміщені. Може проводитися харчування пасажирів, при ходьбі ніяких проблем не виникає.</p>
<p><b>Помірна</b> </p>	<p>Турбулентність з більшою інтенсивністю, ніж слабка. Зміни у висоті та/або положенні, але зберігається постійний контроль за літаком. IAS коливається від 15 до 25 вузлів та <math>0,5 - 1,0g</math> у центрі тяжкості літака</p>	<p>Пасажири відчувають певне навантаження від ременів безпеки або лямок. Незафіксовані предмети переміщуються. Харчування пасажирів та ходьба ускладнені.</p>
<p><b>Сильна</b> </p>	<p>Турбулентність, що викликає значні і різкі зміни висоти та/або положення. Літак може короткочасно виходити</p>	<p>Пасажири відчувають сильне навантаження від ременів безпеки або лямок. Незафіксовані предмети кидаються.</p>



	з-під контролю. Коливання IAS більше ніж 25 вузлів та > 1.0g у центрі тяжкості літака	Харчування пасажирів та ходьба неможливі.
--	--	---

У більшості випадків термін «турбулентність високого рівня (HLT)» було б краще, ніж CAT, оскільки воно включає і області хмарності. Однак в авіаційній метеорології і авіації термін CAT є більш поширеним і ми також будемо використовувати його в своєму дослідженні. [4]

Основні роботи з розробки методики прогнозування турбулентності ясного неба припали на 90-і роки ХХ століття, і з тих пір практично нічого не змінилося. Наприклад, згідно з методом, розробленим Гідрометцентром Росії, основними різновидами механізму гідродинамічної нестійкості є гідродинамічна нестійкість основного потоку, стратифікованого за вітром і температурою, нестійкість внутрішніх хвиль в стійкому потоці і нестійкість критичного рівня.

Успішність прогнозу CAT також зумовлюється тим, що повторюваність багато в чому залежить від регіону. Розраховують індекси турбулентності ясного неба і за кордоном, зокрема у Великій Британії, США та Канаді.

За останні 50 років відбулося п'ять авіакатастроф, причиною яких стала турбулентність ясного неба. Так, в 1966 році літак, що летів з Токіо в Гонконг, не справився з керуванням при повній відсутності хмарності. В результаті загинули всі пасажирів, які знаходилися на борту. Як показало розслідування, причиною аварії стала аномально сильна турбулентність поблизу схилів Фудзі, яка перевищувала допустимі навантаження на конструкцію. У тому ж році схожа авіакатастрофа сталася в США, в штаті Небраска: літак обходив потужну грозу, потрапив в турбулентність і також не справився з керуванням в повітрі.

Через два роки, в грудні 1968 року, авіалайнер, що заходив на посадку в аеропорт Іліамна (Аляска), раптово розвалився. Пілоти, які літали неподалік від місця аварії, розповіли, що зіткнулися з сильною турбулентністю. Це суперечило офіційному прогнозу погоди, тому до розслідування залучили незалежного експерта, який зробив висновок, що через відтік арктичних повітряних мас в регіоні утворилася повітряна хвиля, в якій і утворилася зона турбулентності.

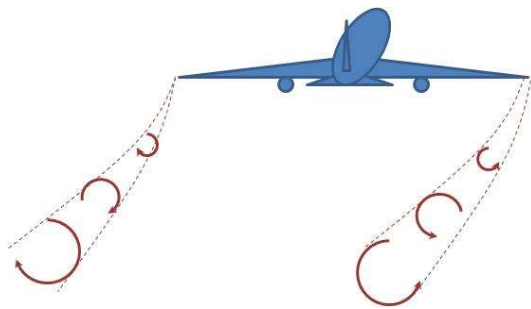


Рис. 2.1 – До механізму утворення спутного сліду

Одна з найбільших аварій сталася в 2001 році в Нью-Йорку. Коли авіалайнер вилітав з аеропорту, він потрапив в течію повітря, яке створив інший літак (рис. 2.1). Слід, що залишився від авіалайнера, утворив течію повітря у вигляді вихорів, що зриваються з кінцівок крила літака (в авіації це явище називають спутним слідом або спутним струменем), став причиною турбулентності. Викликане перевантаження призвело до того, що вертикальний хвостовий стабілізатор відірвався, і літак впав на житловий район.

Одне з найбільш нагальних питань полягає в тому, чи збільшиться число потраплянь авіалайнерів в зону турбулентності ясного неба. Доктор Пол Вільямс з Університету Редінга в Великобританії стверджує, що підвищення рівня вуглекислого газу в атмосфері і глобальна зміна клімату можуть призвести до посилення турбулентності ясного неба в три рази. На думку дослідників, що побудували комп'ютерну модель кліматичних змін, це станеться через дестабілізацію повітряних потоків над Атлантичним океаном, де щодня відбуваються до трьох тисяч рейсів. Відповідно, це може зумовити збільшення перебування часу в дорозі і, відповідно, зростання цін на квитки. Проте з такими висновками згодні не всі кліматологи. [8]

Коли літак летить з постійною швидкістю і постійною висотою, всі сили знаходяться у рівновазі (рис. 2.2). Величини підйомної сили і ваги урівноважують одна одну. Те ж саме відноситься і до сили тяги і опору. Підйомна сила є функцією від швидкості повітря ( $v^2$ ) і його густини ( $\rho$ ).

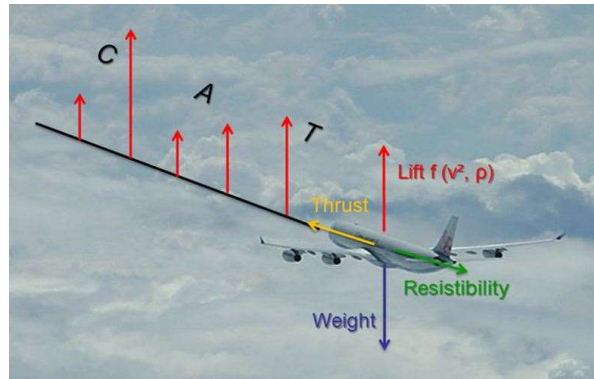


Рис. 2.2 – Сили, що діють на літак у польоті [3]

Це означає, що САТ може спостерігатися в польоті на межі різних повітряних мас з істотно різними значеннями густини. Там де, наприклад, існує великий градієнт температури і особливо біля тропопаузи. Сильна залежність існує між змінами швидкості вітру від повітря, що надходить і САТ ( $v^2$ ).

Великі літаки мають більшу площу крила і масу. Їх вертикальні рухи менш екстремальні, ніж в легких літаках через інерцію. З іншого боку, в конструкція великих літаків є більш навантаженою, що призводить до того, що у найбільш інтенсивних випадках САТ вона може бути пошкоджена або розпадатися.

## 2.2 Зв'язок турбулентності ясного неба з верхньотропосферними струминними течіями

Як відомо, струминні течії (СТ) є інтенсивними, відносно вузькими, квазігоризонтальними потоками вітру, які супроводжуються сильними вертикальними і горизонтальними зсувами вітру. Вони знаходяться у тропопаузі або поблизу неї (рис. 2.3).

Існує тісний взаємозв'язок між струминними течіями і турбулентністю ясного неба. Виникнення САТ зумовлюється вертикальним і горизонтальним зсувами вітру поблизу СТ. Інтенсивність САТ є найбільшою на холодній стороні струменя, під віссю струменя та поруч з ним.

На рис. 2.4 зображені ізогіпси карти АТ-300 у виді суцільних чорних ліній, ізотахи (у вузлах) у вигляді пунктирних ліній, вісь СТ у вигляді коричневої суцільної лінії, а також лінії фронтальних розділів.

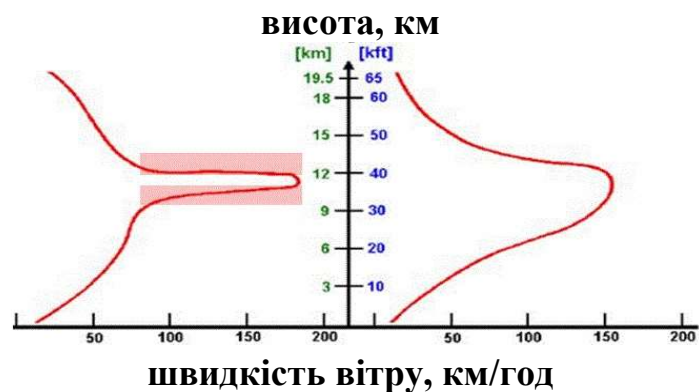


Рис. 2.3 – Розташування зон САТ відносно вісі СТ (профіль ліворуч представляє струминну течію з сильним вертикальним зсувом і високим ризиком САТ вище і нижче вісі струменя (червона область). Вертикальний зсув з меншим ризиком виникнення САТ представлений праворуч) [3]

Максимум швидкості вітру полярної струминної течії з довжиною 8000 км і шириною 1000-1500 км лежить на південь від Скандинавії і має максимальну швидкість 180 вузлів ( $\approx 333$  км/год). Найбільш інтенсивний горизонтальний зсув вітру та високий ризик наявності або виникнення САТ знаходяться північніше вісі струменя.

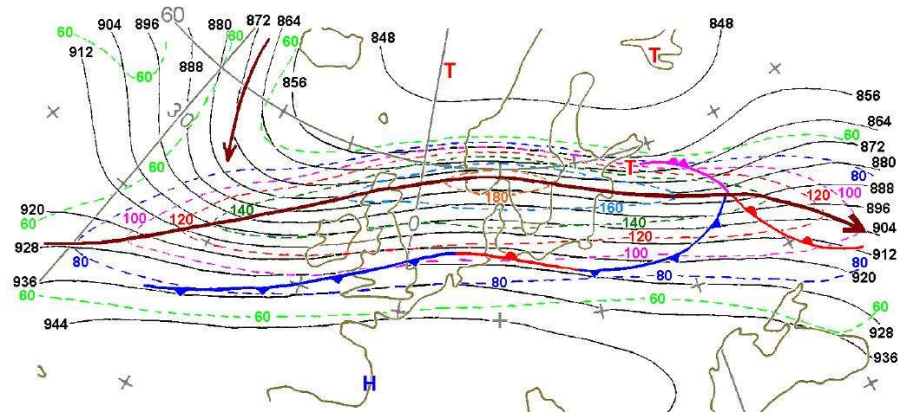


Рис. 2.4 – Полярна струминна течія на рівні 300 гПа у полі ізотях зі значеннями швидкості вітру від 60 вузлів ( $\approx 111$  км/год) [1]

На рис. 2.5 можна побачити, що зони найбільш інтенсивної САТ (позначені синім кольором) розташовуються на холодній стороні, зверху і знизу ядра СТ. В цих зонах спостерігається поєднання великої швидкості вітру та її градієнту.

На циклонічній стороні вісі СТ можна побачити більш низьку тропопаузу із опусканням сухого повітря, яке може мати стратосферне походження.

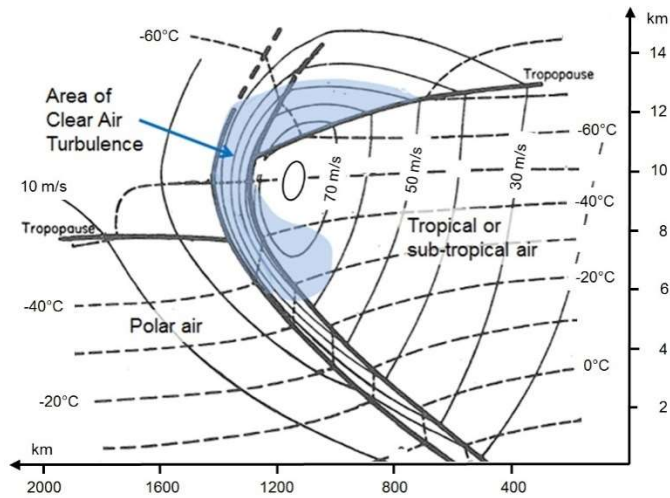


Рис. 2.5 – Вертикальний розріз полярної струминної течії показує субтропічне і полярне повітря, тропопаузу, ізотахи (суцільні лінії, в м/с) та ізотерми (пунктирні лінії, в °С) [1]

Межа високих перистих хмар в теплій повітряній масі і нижніх хмар нижнього ярусу в холодній повітряній масі є хорошим індикатором місця розташування вісі СТ.

### 2.3 Методика прогнозування турбулентності ясного неба

Розглянемо спосіб прогнозу турбулентності ясного неба, який проводиться на підставі наступних вихідних даних: геопотенціальні висоти поверхностей 300 і 400 гПа, температура, напрям та швидкість вітру на цих поверхнях.

Використовуються попередньо розраховані (прогностичні) значення вказаних величин. Розрахунок ведеться у середній точці квадрата сітки.

Нумерація вузлів – вершин квадрата – від лівого верхнього по часовій стрілці до лівого нижнього. Далі розраховуються:

1) поля складових швидкості вітру по координатам осей:

$$u = V \cos \alpha, v = V \sin \alpha,$$

кут  $\alpha$  відкладається від осі  $x$  до вектора швидкості вітру проти часової стрілки. Для даної сітки величини кутів між напрямом на північ і напрямом осі  $yy$  кожному куті відомі і зберігаються у вигляді таблиці;

2) вертикальний градієнт швидкості вітру (модуль похідної по  $z$  від вектора швидкості вітру) в шарі 400-300 гПа

$$\frac{\partial V}{\partial z} \approx \frac{1}{4} \left[ \left( \frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_1 + \left( \frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_2 + \left( \frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_3 + \left( \frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_4 \right],$$

де

$$\left( \frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_i = \sqrt{\left( \frac{\Delta u}{\Delta z} \right)^2 + \left( \frac{\Delta v}{\Delta z} \right)^2} \text{ в м/с на } 100 \text{ м.}$$

Отримані значення вертикального градієнта швидкості вітру використовуються при діагнозі ТЯН на обох рівнях – 400 та 300 гПа.

Діагноз турбулентності ясного неба виконується у такій послідовності:

1) розраховуються значення горизонтального градієнта температури на поверхні 400 гПа

$$\frac{\partial T}{\partial n} \approx \left( \frac{\Delta T}{\Delta x} \right)^2 + \left( \frac{\Delta T}{\Delta y} \right)^2, \quad (2.1),$$

де

$$\frac{\Delta T}{\Delta x} = \frac{1}{\Delta x} \left( \frac{T_2 + T_3}{2} - \frac{T_1 - T_4}{2} \right), \quad (2.2),$$

$$\frac{\partial T}{\partial y} = \frac{1}{\Delta y} \left( \frac{T_1 + T_2}{2} - \frac{T_3 - T_4}{2} \right), \quad (2.3),$$

Вимірюються в °C/100 м;

2) розраховуються значення градієнту швидкості вітру по потоку на поверхні 400 гПа за формулою:

$$\frac{\partial V}{\partial n} \approx \frac{1}{u_*^2 + v_*^2} \left[ u_*^2 \frac{\Delta u}{\Delta y} - v_*^2 \frac{\Delta v}{\Delta x} + u_* v_* \left( \frac{\Delta v}{\Delta y} - \frac{\Delta u}{\Delta x} \right) \right]. \quad (2.4),$$

$$\text{де } u_* = \frac{1}{4}(u_1 + u_2 + u_3 + u_4), \quad (2.5)$$

$$(5); v_* = \frac{1}{4}(v_1 + v_2 + v_3 + v_4), \quad (2.6)$$

а відношення  $\frac{\Delta u}{\Delta y}, \frac{\Delta v}{\Delta x}, \frac{\Delta v}{\Delta y}, \frac{\Delta u}{\Delta x}$  (м/с на 100м) обчислюються наступним

чином:

$$\frac{\Delta u}{\Delta x} = \frac{1}{\Delta x} \left( \frac{u_2 + u_3}{2} - \frac{u_1 + u_4}{2} \right), \quad (2.7)$$

$$\frac{\Delta u}{\Delta y} = \frac{1}{\Delta y} \left( \frac{u_1 + u_2}{2} - \frac{u_3 + u_4}{2} \right), \quad (2.8)$$

$$\frac{\Delta v}{\Delta x} = \frac{1}{\Delta x} \left( \frac{v_2 + v_3}{2} - \frac{v_1 + v_4}{2} \right), \quad (2.9)$$

$$\frac{\Delta v}{\Delta y} = \frac{1}{\Delta y} \left( \frac{v_1 + v_2}{2} - \frac{v_3 + v_4}{2} \right), \quad (2.10)$$

причому  $\Delta x$  и  $\Delta y$  (шаги по координатах) в схемах складають 300 км;

3) розраховується дискримінантна функція

$$L = 7,268 \frac{\partial V}{\partial z} + 0,718 \frac{\partial T}{\partial n} + 0,133 \frac{\partial V}{\partial n} - 2,52; \quad (2.11)$$

4) турбулентність ясного неба на рівні 400 гПа діагностується наступним чином:



якщо  $L > 0$  – наявність ТЯН;  $L \leq 0$  – відсутність ТЯН. (2.12)

Далі розрахунки за допомогою формул (1) – (10) і дискримінантної функції (11) виконуються на поверхні 300 гПа. Діагноз ТЯН на рівні 300 гПа також проводиться згідно з формулою (2.12). Приведений алгоритм представляє собою реалізацію результатів, висвітлених у [9].

## 2.4 Сучасні підходи до прогнозування турбулентності ясного неба у прогностичних центрах США

### 2.4.1 Загальні відомості про операційно-діагностичні індекси турбулентності ясного неба

Протягом останніх чотирьох десятиліть були розроблені різні індекси, які допомагають діагностувати та прогнозувати ймовірність виникнення турбулентності ясного неба (CAT) біля потоку струменя (наприклад, Endlich 1964; Brown 1973; Lee et al., 1984; Ellrod and Knapp 1992; Kaplan et al., 2005). Ці прогностичні показники, як правило, ґрунтуються на змінних, отриманих від даних чисельного прогнозування погоди (NWP).

Статистичний підхід, який розроблений пізніше, використовує постійно оновлювану, зважену регресію десяти з цих діагностик, відомий як "графічна турбулентність-2" (*GTG2*) (Sharman et al., 2006). Діагностика, що використовується в *GTG2*, постійно забезпечує найкращу загальну продуктивність. Сьогодні у типовому центрі авіаційного прогнозування інженери використовують "набір інструментів", що складається з багатьох,

якщо не всіх цих діагностичних індивідуальних показників турбулентності ясного неба, а також поєднуються в межах *GTG2* разом з *PIREP* в реальному часі.

Індекси *SAT*, засновані на даних чисельних прогнозів погоди або аерологічних даних намагаються охопити процеси мезомасштабу (10-100 км), які створюють метеорологічні умови, що сприяють виникненню турбулентності на підсіточних масштабах, яка впливає на повітряні судна. В додаток до проблем, пов'язаних з масштабом, багато індексів враховують деякі, але не всі механізми, що утворюють *SAT* відповідно до поточних обставин. Наприклад, більшість з них не враховують турбулентність, викликану гірськими хвилями. Крім цього, існує давно помічений зв'язок між гребнями верхнього рівня і *SAT* (наприклад, Лестер 1994). Нокс (1997) звернув увагу на проблеми із застосуванням різних індексів *SAT* в сильних антициклонічних потоках. У таких ситуаціях діагностика на основі деформації (наприклад, Brown 1973; Ellrod and Knapp 1992) може помилково передбачити *SAT* або передбачити її за неправильними причинами, зв'язавши деформацію з фронтогенезом. Крім того, Нокс (1997) показав, що при яскраво вираженому антициклонічному горизонтальному зсуві та кривизні, асоціативний вертикальний зсув вітру домінує з геострофічним вертикальним зсувом вітру, що веде до великих зсувів у гребні і, отже, до більшої ймовірності нестабільності Кельвіна-Гельмгольца (*KHI*). У найбільш сильних антициклонічних полях *SAT* може також бути пов'язана з інерційною нестабільністю (Кнох 2003) та / або генерацією сили тяжіння за допомогою цієї нестабільності (O'Sullivan 1993).

Взагалі, результати аналізу Нокса (1997) показали, що діагностика на основі деформацій може бути покращена шляхом включення параметра, відповідного для динаміки антициклонічного потоку. Одним з таких параметрів є тенденція до дивергенції, яка часто буває великою в двох

випадках пов'язаних з САТ: сильними хребтами, а також циклонічними областями, що не мають квазігеострофічного (QG) або градієнтного балансу. На основі масштабного аналізу теорії спонтанного дисбалансу Лейгтілл-Форда, Кнохetal. (2008) забезпечив фізичний зв'язок між деформацією та тенденцією дивергенції при спонтанній генерації сили тяжіння, сприятливої для САТ. При оцінці шести параметрів діагностики САТ МакКенн (2001) виявив найвищу кореляцію між тенденцією дивергенції та САТ серед шести оцінених параметрів. Ці висновки можуть пояснити, чому діагностика на основі деформацій, таких як  $TI$ , може бути успішною навіть у несформованих ситуаціях, враховуючи регіони генерації гравітаційних хвиль.

Цей розділ описує зусилля, спрямовані на вдосконалення існуючого та широко використовуваного діагностичного індексу САТ, індексу турбулентності Елрода та Кнапфа (1992). Версії  $TI$  були впроваджені підрозділами оперативного авіаційного прогнозування в усьому світі, у тому числі Національний центр океану та атмосфери (NOAA), авіаційний погодний центр (AWC) (Behn 2008), Агенство повітряного судноплавства (Брукс та Одер, 2004), Метеорологічне відділення в Великобританія (Turp і Gill 2008) та Канадський метеорологічний центр (TurcotteandVerret 1999).  $TI$  також є одним з десяти діагностичних показників, що використовуються GTG2 (Sharmanetal., 2006).  $TI$  користується популярністю завдяки своїй хорошій забезпечуваності (Brownetal., 2000), його обчислювальних швидкостей та легкої реалізації у прогнозуванні. Однак у світлі недоліків, описаних раніше, бажано застосовувати більш універсальний і надійний діагностичний індекс. Пропонована зміна  $TI$  полягає в тому, щоб додати проксі-термін для тенденції розходимості для врахування САТ в ситуаціях мінливої дивергенції, пов'язаної з антициклонічним потоком (як з зсувом, так і кривизною), і в циклонічних областях, які не перебувають в градієнтній рівновазі. У розділі ми описуємо  $DTI$  і метод, який використовується для

визначення покращень в порівнянні з більш ранньою версією індексу  $TI$ . У цьому розділі також показаний приклад з використанням даних з мезомасштабної чисельної моделі, яка демонструє, як  $DPI$  міг би поліпшити прогнозування турбулентності в операційному середовищі. Ми надаємо статистику верифікації для двох окремих місячних періодів (липень та грудень 2007 р.), підсумовуємо результати та обговорюємо операційну корисність нової діагностики  $DPI$ .

#### 2.4.2 Розрахункові дані та процедури операційно-діагностичних індексів турбулентності ясного неба

Індексом, використаним в якості основи для експерименту, був  $TI$ , більш конкретно  $TPI$  в Рівнянні 9 Елрода та Кнапфа (1992).  $TI$  визначається як:

$$TI = \underbrace{[(\Delta u/\Delta x - \Delta v/\Delta y)^2 + (\Delta v/\Delta x + \Delta u/\Delta y)^2]^{1/2}}_A (\Delta V/\Delta z)_B$$

Частина  $A$  є результуючою деформацією (DEF), а  $B$  - вертикальний зсув вітру ( $VWS$ ) загального векторного вітру  $V$  в кожній точці сітки.

Для покращення  $TI$  шляхом врахування розбіжних потоків, які швидко змінюються, отримано спрощений термін "розбіжність" ( $DVT$ ), який визначається як:

$$DVT = C [(\Delta u/\Delta x + \Delta v/\Delta y)_{h_2} - (\Delta u/\Delta x + \Delta v/\Delta y)_{h_1}]$$

$DVG_2$                        $DVG_1$

Індекси  $h_1$  і  $h_2$  представляють собою два прогностичні інтервали, що використовуються при визначенні  $DVT$ . Щоб оцінити справджуваність цього підходу, 6-годинний, 12-годинний та 18-годинний прогностичний час спочатку використовувався для Північноамериканської мезомасштабної (NAM) (Rogers et al. 2005) і Глобальної системи прогнозування (GFS) (Глобальне відділення моделювання клімату і погоди, 2003 р.). Для останньої версії циклу швидкого оновлення (RUC2) (Benjamin et al. 2003) використовувалися 3-годинні і 6-годинні прогнози.  $C$  є константою; його значення було суб'єктивно присвоєно як 0,1, щоб дозволити  $DVT$  бути приблизно еквівалентним за величиною члену деформації-зрушення в  $TI$  ситуаціях, коли присутні великі зміни в розходимості (тенденція розходимості, як правило, занадто мала, щоб вплинути на  $TI$ ). Однакове значення  $C$  використовувалося для всіх моделей, що не дозволяло порівнювати ці результати. У майбутніх оцінках  $C$  буде пропорційним часовому інтервалу.

Потім  $DVT$  був доданий в  $TI$  для створення  $DTI$ -модифікованого індексу турбулентності  $DTI$ :

$$DTI = TI + DVT.$$

Дані про  $TI$  та  $DTI$  були створені на робочій станції для доступу до інтерактивних даних для комп'ютерів Man-Computer (McIDAS) в Центрі досліджень додаткових прикладних програм (NESDIS) Національного агентства з охорони навколишнього середовища (NESDIS) (STAR). Дані про моделі отримані від Національних центрів екологічного прогнозування (NCEP) NOAA в КемпСпрінгс, штат Меріленд.  $TI$  та  $DTI$  розроблені в основному для шару від 300 гПа до 250 гПа, що відповідає висоті польоту

приблизно 30 000-34 000 футів (9,2 - 10,4 км) вище рівня моря. Зображення *TI* та *DTI* були доступні в Інтернеті за адресою: <http://www.star.nesdis.noaa.gov/smcd/opdb/aviation/turb/tifcsts.html>

#### 2.4.3 Перевірка покращеного операційно-діагностичного індексу турбулентності ясного неба

Верифікація була виконана шляхом порівняння інтенсивності турбулентності PIREP з значеннями grid-точки моделі RUC2 6-годинного прогнозування як *DTI*, так і застарілого *TI* для шару 250 гПа-300 гПа. Дані були зібрані для випадків помірної або більш інтенсивної турбулентності, а також для нульових (гладких) подій у східній третині Сполучених Штатів протягом  $\pm 1$  години прогнозованого часу. Дані були отримані протягом двох окремих періодів: перший – з 26 червня по 31 липня 2007 р. (далі - липень 2007 р.) та другий – грудень 2007 р. на загальну кількість 1,168 пар прогнозу / спостереження за кожним індексом. Дані липня 2007 року були перевірені для усунення турбулентності, пов'язаної з конвекцією, за допомогою використання радарних знімків з низьким рівнем роздільності WSR-88D, доступних у Національному кліматичному центрі даних NOAA. Значення індексу, найближчого до звіту про турбулентність, було використано для кожної пари даних. Деяка ручна інтерполяція була потрібна в регіонах сильних градієнтів. Негативні значення точок сітки були округлені до нуля, і припускається, що вони представляють нетурбулентні умови.

Метричні перевірки, такі як ймовірність виявлення турбулентності (POD<sub>y</sub>) і «гладких умов» (POD<sub>n</sub>), так і статистика «справжніх навичок» (TSS = POD<sub>y</sub> + POD<sub>n</sub> - 1), потім створювалися і порівнювалися для двох

алгоритмів з використанням різних порогів індексу (0, 1, 2, 4, 6, 8, 10, 12 і 16) як дискримінатори турбулентності. TSS вимірює здатність діагностичного індексу розрізняти прогнози турбулентності «так» чи «ні». Загальні показники перевірки, такі як частота помилкових спрацьовувань (FAR), індекс критичного успіху (CSI) і зміщення, що не вважаються придатними для використання з PIREP, оскільки їх значення змінюються в залежності від кількості змін PIREP «так» чи «ні» (BrownandYoung 2000). Графіки залежності PODу від 1-POD<sub>n</sub> для всіх порогів використовувалися для створення діаграми відносних експлуатаційних характеристик (ROC) (MasonandGraham 1999). Криві ROC дозволяють користувачеві визначити оптимальне порогове значення індексу, який призводить до найкращого PODу з відповідно-прийнятими низькими значеннями 1 - POD<sub>n</sub>.

#### 2.4.4 Результати перевірки покращеного операційно-діагностичного індексу турбулентності ясного неба

У таблиці 2.1 представлені значення PODу, POD<sub>n</sub> та TSS для алгоритмів *DTI* та *TI* за липень 2007 р., грудень 2007 р., та обидва місяці разом. Використовуються порогові значення «4» як дискримінатор між бурхливими та рівними умовами. Це порогове значення є тим, яке зазвичай використовують в операційних прогнозах. Для комбінованого набору даних поліпшення *DTI* над *TI* становить приблизно 50% для PODу і краще в 5 разів для TSS. POD<sub>n</sub> був дещо гіршим для *DTI* для всіх трьох наборів даних, що говорить про те, що *DTI* перевищує турбулентність відносно *TI*. Відносні удосконалення для інших порогових значень (не показані) були подібними, хоча найкращі показники перевірки для *DTI* (на основі значення TSS) були

отримані з використанням порогового значення "4". Результати за грудень 2007 року були кращими для *DTI*, ніж за липень 2007 року, хоча останній був набагато меншим набором даних.

Табл. 2.1– Перевірка DTI проти TI за липень 2007, грудень 2007 та обидва місяця вцілому (граничний поріг  $\geq 4$ )

	Липень 2007 <i>N</i> =335		Грудень 2007 <i>N</i> =833		Разом <i>N</i> =1168	
	<i>TI</i>	<i>DTI</i>	<i>TI</i>	<i>DTI</i>	<i>TI</i>	<i>DTI</i>
PODY	0.220	0.349	0.321	0.474	0.284	0.421
PODN	0.887	0.775	0.706	0.678	0.736	0.692
TSS	0.107	0.123	0.027	0.152	0.020	0.113

Діаграма ROC, що порівнює *DTI*, *TI* та експлуатаційну *GTG2* за грудень 2007 року, показана на рис. 2.5 (дані *GTG2* отримані від Системи перевірки систем реального часу ресурсів системи Землі NOAA).

Площа між кривою *DTI* та діагональною лінією (що відображає кількість навиків) більша, ніж у *TI*, що показує, що додавання проксі для тенденції дивергенції покращило ефективність оригінальної *TI*, яка була головною метою цієї верифікації.

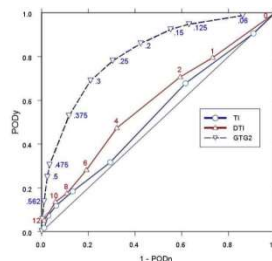


Рис. 2.5 – Діаграма відносних експлуатаційних характеристик (ROC) для *DTI* (червона лінія, відкриті трикутники), *TI* (синя лінія, відкриті кола) та для інформаційних цілей *GTG2* (пунктирна синя лінія, інвертовані відкриті трикутники) за грудень 2007.



Рис. 2.5 також показує, що продуктивність *GTG2* за грудень 2007 року була вищою, ніж у *DTI*. *GTG2* містив набагато більшу кількість звітів, ніж для набору даних *DTI / TI*, через більш глибокий атмосферний шар (FL 200-400 проти FL 290-340 для *DTI / TI*) і більш широкої області (континентальна частина США проти східної половини CONUS). Попередні дослідження, які порівнюють більш ранню версію *GTG* з *TI*, показали, що ці два розрахунки мають порівнянну достовірність (наприклад, Brown et al. 2000). З цих причин можна вважати, що результати перевірки для *DTI* не можна порівнювати з *GTG2*, і вони представлені тільки в ознайомлювальних цілях.

Незважаючи на очевидні проблеми з розміром і якістю бази даних пілотного звіту, результати ясно показують, що *DTI* є значним поліпшенням у порівнянні з *TI* і стане цінним оновленням існуючих діагностичних інструментів для оперативного прогнозування, а також імовірним внеском в підвищення продуктивності операцій *GTG2*.

Починаючи з кінця 2019 р. по 2021 р. в Авіаційному метеорологічному центрі планується провести більш ретельне верифікаційне дослідження *DTI* і інших алгоритмів з використанням даних з додаткових сучасних моделей прогнозування, діапазонів висот і часу прогнозування (Knox et al. 2010).

На підставі якісних порівнянь і двомісячної кількісної перевірки (з використанням таких параметрів, як *POD<sub>y</sub>*, *POD<sub>n</sub>* і *TSS*), можливо зробити висновок, що максимуми індексу турбулентності (*TI*) при антициклонічному зсуві і / або кривизні пов'язані з верхніми гребнями, і навіть для циклонічної частини потоку в області кінця інтенсивних струминних течій значно покращилися за рахунок додавання члена тренда розбіжності (*DVT*). Отриманий алгоритм називається діагностикою індексу турбулентності (*DTI*), що модифікує дивергенцію. *DTI* краще просторово пов'язаний з повідомленнями про турбулентність, ніж *TI*. Протягом багатьох днів між *DTI*

та *TI* існували лише незначні відмінності в межах області CONUS і південної Канади. Це можна було б очікувати через відносну рідкість великих змін розходимості, які висвітлені у цьому розділі.

### 3. ДІАГНОЗ ТУРБУЛЕНТНОСТІ ЯСНОГО НЕБА В ЗОНІ СТРУМИННИХ ТЕЧІЙ

#### 3.1 Характеристика вихідних даних, методу та методики їх обробки.

Для проведення дослідження у якості вихідних залучалися дані радіозондування атмосфери за строки 00 та 12 СГЧ над територією Атлантико-Європейського сектору, обробка яких проводилася за допомогою програмного забезпечення RAOB. Крім того, використовувалися карти максимального вітру за 00 СГЧ, а також карти баричної топографії АТ-300 за встановлені строки проведення радіозондувань атмосфери.

Побудова вертикальних розрізів атмосфери проводилася з урахуванням наявних радіозондувань атмосфери на поточний строк, що накладало певний відбиток на їх профілі, оскільки не всі аерологічні станції, задіяні у радіозондуванні за 00 СГЧ, проводять радіозондування за 12 СГЧ.

Інтенсивність САТ може бути визначена за допомогою двох різних критеріїв. RAOB посилається на ці критерії як методики FAA та USAF. Критерії FAA ґрунтуються на результатах наради від липня 1967 року підкомітету/AMS, які відображені у WSOM та AIM [1]. Ці критерії є функцією зсуву вітру.

Табл. 3.1– Критерії інтенсивності зсуву вітру

Інтенсивність	Вертикальний зсув (вузлів/1000 футів)
Слабка	3-5
Помірна	6-9

Сильна	10-14
Екстремальна	$\geq 15$

Наявні вказівки FAA не визначають критерія вертикального зсуву для екстремальної інтенсивності, але класифікують сильну інтенсивність як таку, що перевищує 10 вузлів/1000 футів ( $\approx 5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}/305 \text{ м}$ ). Розробник RAOB визначає критерій зсуву для екстремальної інтенсивності лише для кращої диференціації та візуалізації великих зсувів вітру.

Критерії USAF базуються на дослідженнях метеослужби Військово-Повітряних Сил США, викладених у технічній записці AFGWC/TN 79/001, та отримані з емпіричної залежності, що пов'язує інтенсивність турбулентності зі зсувом вітру та його швидкістю [3]. Оскільки оригінальний документ надає відомості про інтенсивність турбулентності за умов, коли швидкість вітру дорівнює або перевищує 40 вузлів ( $\approx 21 \text{ м/с}$ ), то розробник RAOB поширив параметризацію на менші значення швидкості вітру, що дозволило отримати градації інтенсивності для слабкої турбулентності. Результати цієї екстраполяції узгоджуються з критеріями FAA, які визначають критерії слабкої турбулентності. Усі критерії інтенсивності CAT за методикою USAF, що розраховуються за допомогою RAOB, відповідають легким літакам, у той час, коли більш важкі повітряні судна є менш чутливими до турбулентності. Таким чином, одержані такі критерії інтенсивності турбулентності:

Табл. 3.2 – Критерії інтенсивності турбулентності

Позначення	Інтенсивність	Позначення	Інтенсивність
<b><i>LGT</i></b>	слабка	<b><i>SVR</i></b>	сильна
<b><i>L-M</i></b>	від слабкої до помірної	<b><i>S-X</i></b>	від сильної до екстремальної
<b><i>MDT</i></b>	помірна	<b><i>XTR</i></b>	екстремальна

<i>M-S</i>	від помірної до сильної		
------------	----------------------------	--	--

Усі значення імовірності CAT визначаються з досліджень, які пов'язують число Річардсона  $Ri$  з фактичною турбулентністю, яка була зафіксована. Значення імовірностей одержують з лінійних залежностей за наявними граничними умовами:

Табл. 3.3 – До визначення імовірності турбулентності за граничними умовами

Значення $Ri$	Імовірність турбулентності, %
$Ri \leq 0,25$	100
$Ri \geq 10,25$	0

Турбулентність високих рівнів (HighLevelTurbulence (High CAT)) або динамічна турбулентність відрізняється від CAT двома моментами. Вона розраховується лише вище тропопаузи і є функцією вертикального градієнту температури, а не зсуву вітру. У статті [4] для прогнозу цієї турбулентності автори пропонують використовувати лише профілі температури, на підставі яких одержано емпіричне рівняння. Це рівняння визначає безрозмірний предиктор CAT, що має назву *SALT* (“S” LayerAdvanceTurbulence (warning) factor) визначається за формулою

$$SALT = \frac{[\gamma_{ml} - (\gamma_T + \gamma_B)] * [20000ft - \Delta z]}{10^\circ C - \Delta T_{NCT}}$$

де  $\gamma$  – вертикальний градієнт температури, а індекси  $ML$ ,  $T$ ,  $B$  відносяться до шару змішування, його верхньої та нижньої межі відповідно.

Літера “ $S$ ” ідентифікує, за наявності САТ,  $S$ -подібний температурний профіль за даними радіозондування. Такий профіль має місце коли два інверсійні шари розділені неінверсійним шаром.

Товщина шарів та величини вертикальних градієнтів сильно впливають на результати розрахунку  $SALT$ . Алгоритми для розрахунку турбулентності високих рівнів, що використовуються в РАОВ, були надані замовником від USAF, який адаптував рівняння  $SALT$  для його оперативних потреб.

### 3.3 Діагноз просторово-часової структури зон турбулентності ясного неба

Для діагнозу зон турбулентності ясного неба відібрані області струминних течій, наявність яких визначалася за даними карт АТ-500 та максимального вітру. У якості зон з потенційно можливою наявністю САТ розглядалися області, де спостерігалася швидкість вітру понад 100 м/с, а вісь струминної течії мала суттєву деформацію[21].

Далі робилися два просторових розрізи: перший перпендикулярно вісі улоговини, другий – уздовж вісі струминної течії на різних відстанях від неї. За кінцевий розріз брався той, де інтенсивність САТ була найбільшою.

Для аналізу обрана синоптична ситуація з 27.04.2017 р. по 30.04.2017 р., коли над Європою спостерігалася арктична струминна течія з максимальними швидкостями вітру на осі від 40 до 43 м/с, яка огинала глибоку висотну улоговину з віссю, орієнтованою уздовж північного узбережжя Європи.

Вертикальні розрізи атмосфери будувалися за принципом відстеження у часі траєкторії переміщення зони з максимальними значеннями САТ поблизу

струминної течії, а для тих пунктів радіозондування, де вони спостерігалися, будувалися вертикальні профілі зсуву, напрямку та швидкості вітру [7, 21].

Як було зазначено вище, лінія першого вертикального розрізу атмосфери перетинає вісь висотної улоговини (рис. 3.4б), яка супроводжується струминною течією, і дозволяє ідентифікувати зону з екстремально високими значеннями (*XTR*) інтенсивності САТ біля вісі струминної течії між ізобаричними поверхнями 250 та 200 гПа (рис. 3.4а). Зазначена зона розташована між станціями радіозондування з індексами 11747 (220 гПа) та 11520 (240 гПа) і локалізована у передній частині улоговини.

Крім того, на станції 11520, у нижній частині тропосфери виділяється зона з високими (*S-X*) значеннями САТ. Характерно, що обидві ці зони знаходяться поблизу шарів з яскраво вираженим вертикальним зсувом вітру, який у першому випадку утворюється за рахунок змін швидкості вітру, а у другому – за рахунок різких змін його напрямку з висотою (рис. 3.5).

Побудований розріз уздовж вісі СТ показав максимальні значення САТ на тій же станції (не наводиться).

Через 12 годин (рис. 3.6) на станції 11520 відзначається послаблення інтенсивності САТ до значень *SVR*. У той же час екстремальні значення САТ (*XTR*) зберігаються східніше – на станції 11747, тобто зона турбулентності зменшила свої горизонтальні розміри і розташовується дещо вище (поблизу рівня 180 гПа). Очевидно, це пояснюється зниженням інтенсивності самої струминної течії (з 62 до 43 м/с), зменшенням інтенсивності вертикальних зсувів вітру та вертикальними коливаннями самої струминної течії.

а)

б)

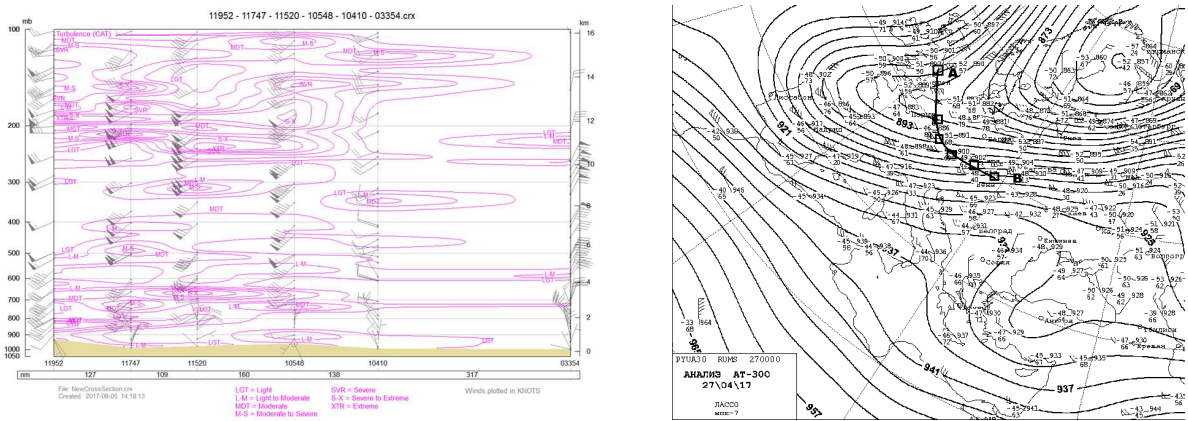


Рис. 3.4 – Вертикальний розріз атмосфери за 00 СГЧ 27.04.17 а) через пункти радіозондування атмосфери **11952-11747-11520-10548-10410-03354** б)

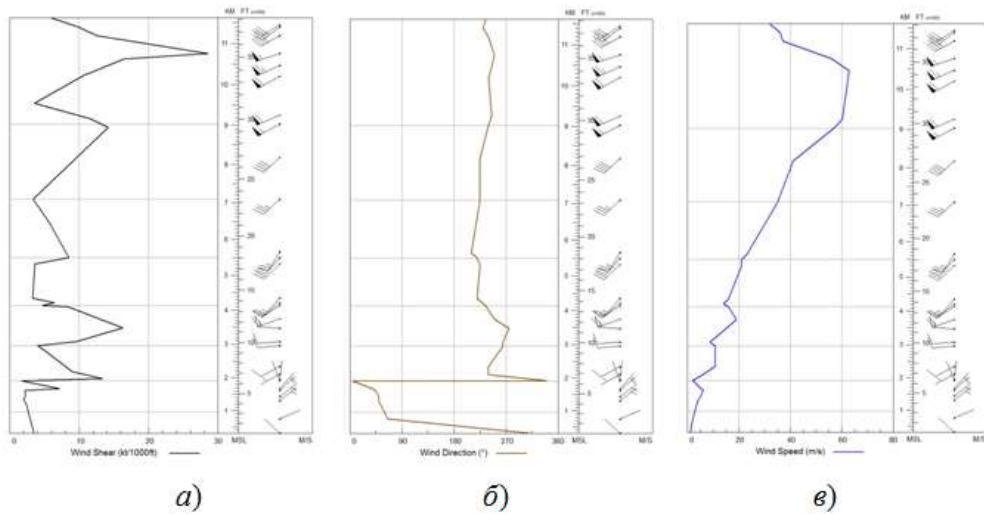


Рис. 3.5 – Вертикальні профілі зсуву вітру (а), напрямку (б) та швидкості вітру (в) на ст. 11520 за 00 СГЧ 27.04.2017 р.

Максимум зони турбулентності (*S-X*), який спостерігався у нижній частині тропосфери, перемістився на станцію 11747. Характерно, що яскраво виражений максимум у вертикальному профілі зсуву вітру, який утворився за рахунок змін його напрямку, зберігається (рис.3.7).



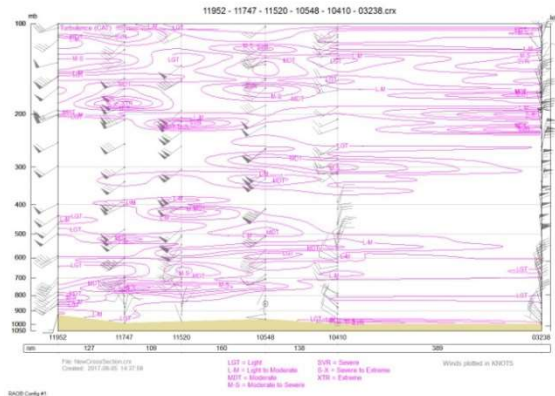


Рис. 3.6 – Вертикальний розріз атмосфери за 12 СГЧ 27.04.17 через пункти радіозондування атмосфери 11952-11747-10548-10410-03238

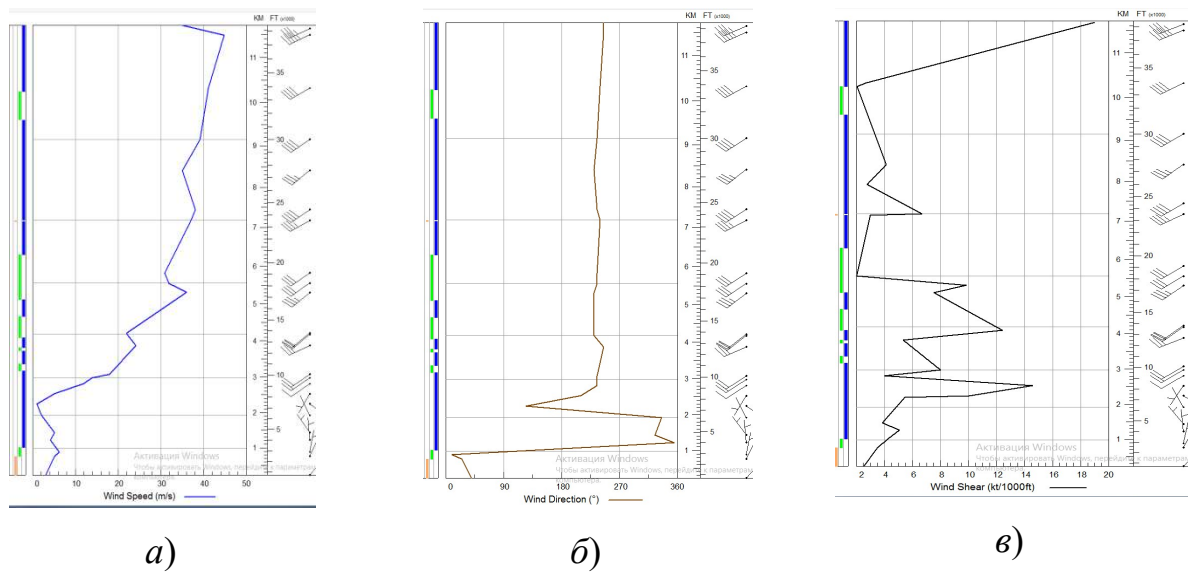


Рис. 3.7 – Вертикальні профілі зсуву вітру (а), напрямку (б) та швидкості вітру (в) на ст. 11747 за 12 СГЧ 27.04.2017 р.

28.04.2017 р. за 00 СГЧ зона з високими значеннями САТ зміщується на схід до станцій 11520 та 10548 (рис.3.8а) разом з обертальним рухом вісі висотної улоговини (рис. 3.5б), розташовуючись у шарі між ізобаричними

поверхнями 300 та 200 гПа та зберігаючи свою інтенсивність (*XTR*). Таке розташування зони турбулентності приводить нас до дещо несподіваного висновку – інтенсивність САТ не залежить від кількісних показників вертикального профілю вітру (збереження інтенсивності супроводжується зменшенням значень швидкості вітру і її вертикального градієнту (рис. 3.9а, в). Іншими словами, зона найбільш інтенсивної турбулентності зміщується ближче до вісі улоговини, не втрачаючи при цьому своєї інтенсивності.

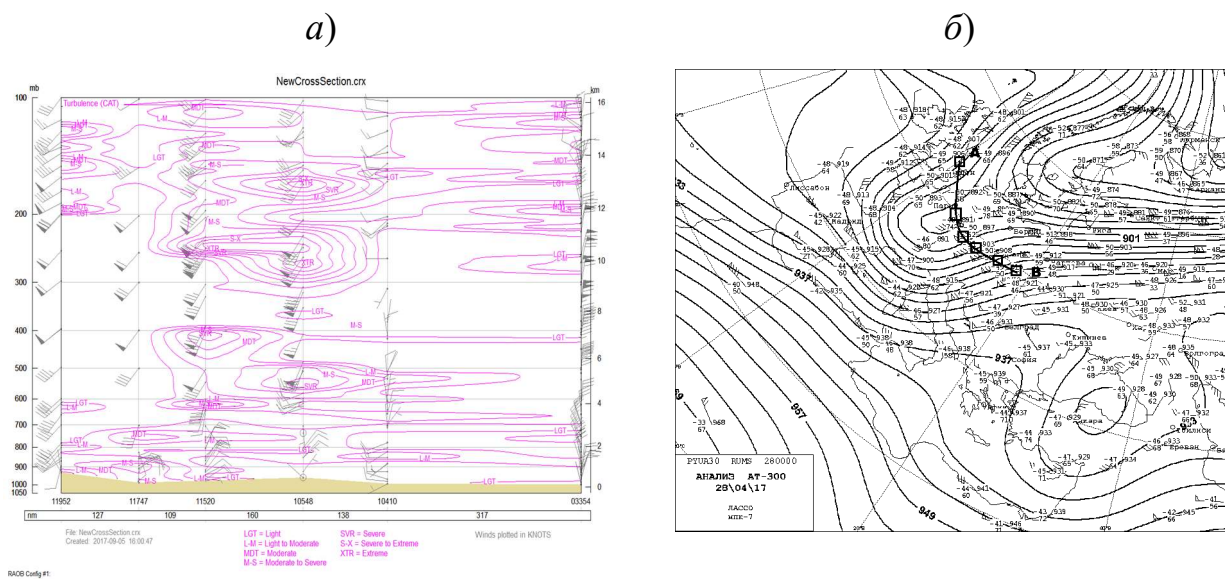


Рис. 3.8 – Вертикальний розріз атмосфери за 00 СГЧ 28.04.17 через пункти радіозондування атмосфери 11952-11747-11520-10548-10410-03354.

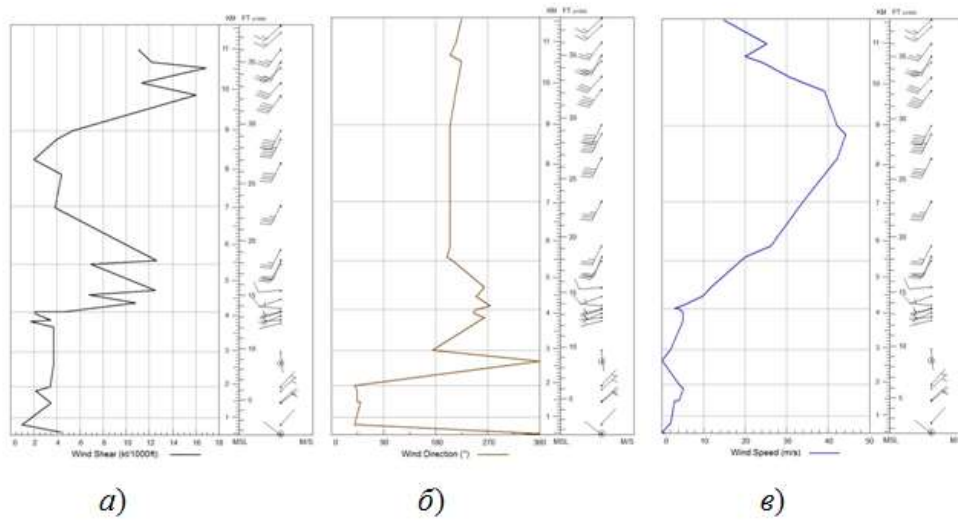


Рис. 3.9 – Вертикальні профілі зсуву вітру (*a*), напрямку (*б*) та швидкості вітру (*в*) на ст. 10548 за 00 СГЧ 28.04.2017 р.

Проте через 12 годин (12 СГЧ 28.04.2017) спостерігається повернення розташування зони турбулентності відносно вісі улоговини, а саме: область зі значеннями *XTR* спостерігається на станціях 11952, 11747 та 11520 (рис. 3.10).

При цьому паралельно зі збільшенням швидкості вітру на вісі СТ з 43 до 50 м/с зона інтенсивної САТ займає своє «початкове» положення у шарі 250-200 гПа зі збереженням інтенсивності. Вочевидь, такий процес зумовлюється адаптацією поля вітру до поля геопотенціалу – при перебудові останнього, максимуми СТ зменшують свою висоту та інтенсивність, а потім з часовим лагом близько 12 годин відновлюються. Аналогічна трансформація характерна і для зон турбулентності, які, як зазначалося, є похідними від параметрів вітру.

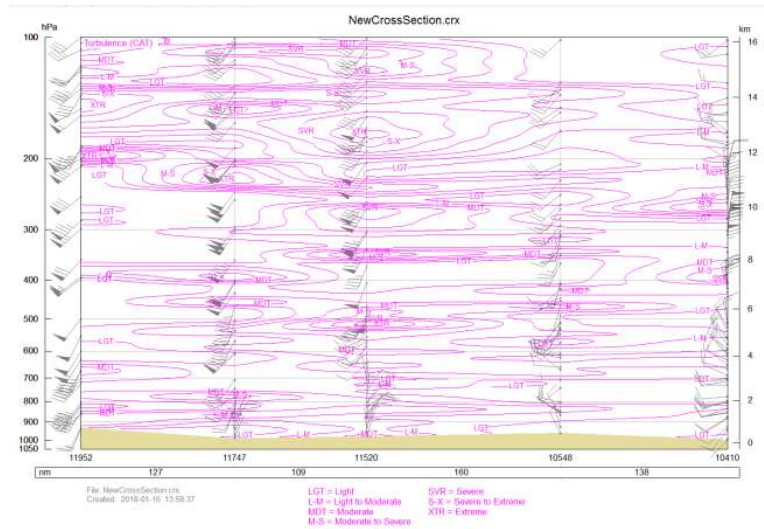


Рис. 3.10 – Вертикальний розріз атмосфери за 12 СГЧ 28.04.17 через пункти радіозондування атмосфери 11952-11747-11520-10548-10410-03354.

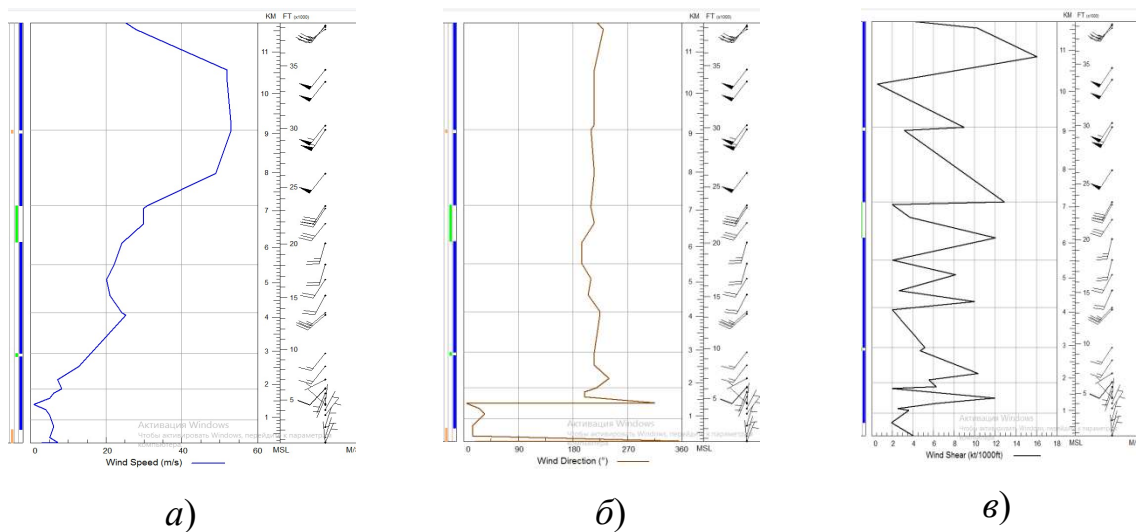


Рис. 3.11 – Вертикальні профілі зсуву вітру (а), напрямку (б) та швидкості вітру (в) на ст. 11747 за 12 СГЧ 28.04.2017 р.

Протягом 29.04.17 вісь улоговини продовжує свій оберально-поступальний рух на схід (рис.3.12б), а зона зі значеннями турбулентності

суттєво зменшує свої горизонтальні розміри, осередок *XTR* опускається до рівня 300 гПа (рис. 3.12а), тобто знову відбувається процес перебудови.

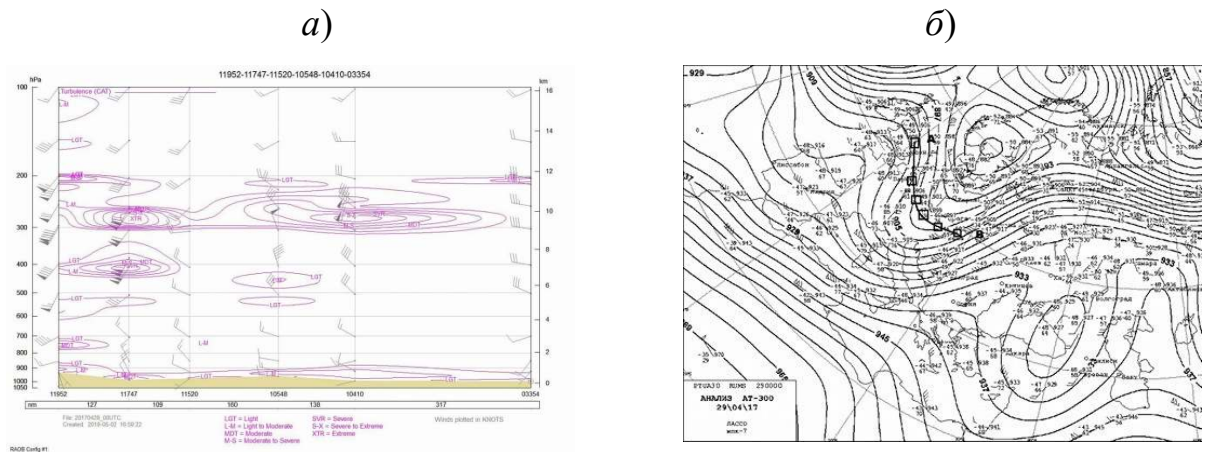


Рис. 3.12 – Вертикальний розріз атмосфери за 00 СГЧ 29.04.17 через пункти радіозондування атмосфери 11952-11747-11520-10548-10410-03354.

Через 12 годин 29.04.17 на вертикальному розрізі по зазначеним станціям зон з екстремальними значеннями турбулентності не відмічено (рис.3.13).

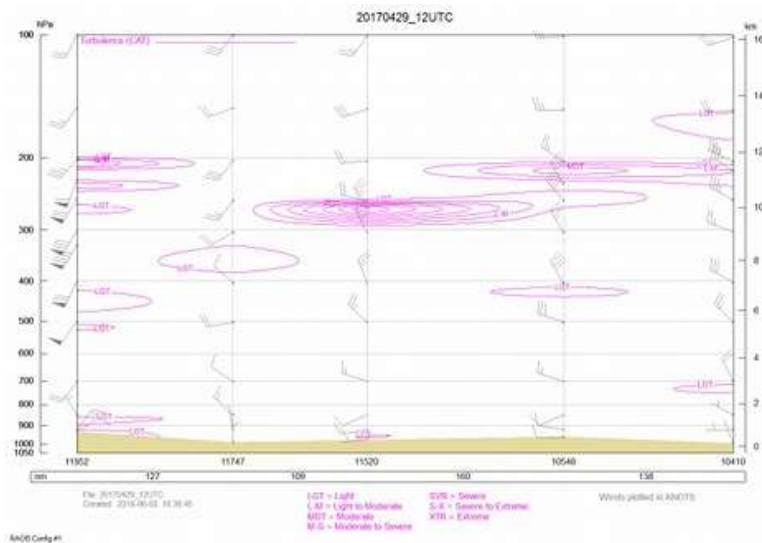


Рис. 3.13 - Вертикальний розріз атмосфери за 12 СГЧ 29.04.17 через пункти радіозондування атмосфери 11952-11747-11520-10548-10410-03354.

У 00 СГЧ 30.04.17 вісь висотної улоговини суттєво змістилася у східному напрямку (рис. 3.14б) і вже проходила за лінією Варшава-Белград, а у її передній частині спостерігалася струминна течія з швидкостями вітру близько 40 м/с.

В результаті побудови розрізу вздовж вісі СТ (перпендикулярні розрізи не виявили максимумів САТ) вдалося виявити дві станції (рис.3.14а) з екстремальними САТ (*XTR*). Обидві станції, як і в попередніх випадках, відмічаються в передній частині улоговини.

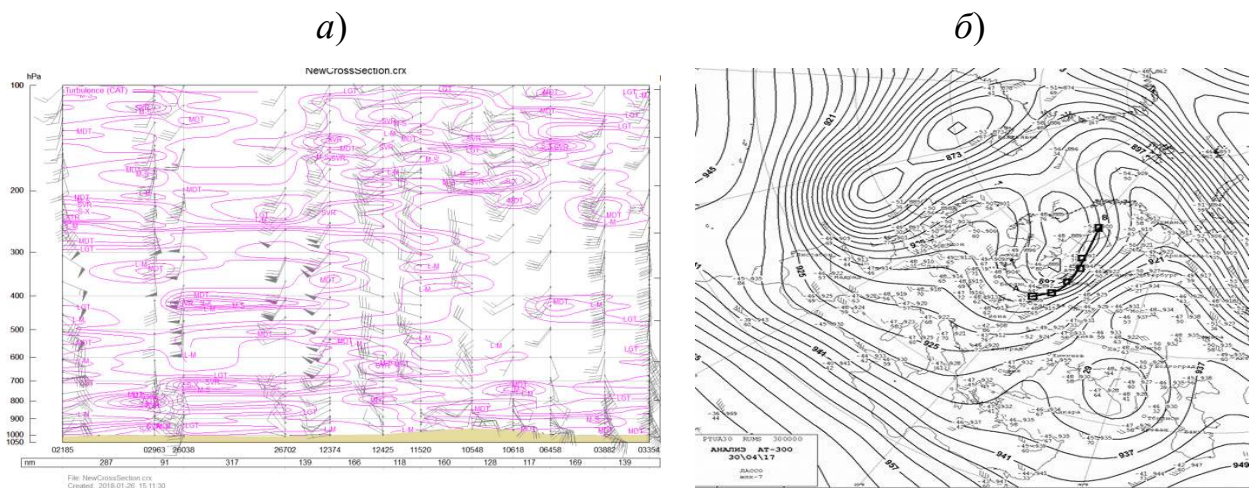


Рис. 3.14 – Вертикальні розрізи атмосфери за 00 СГЧ 30.04.17 через пункти радіозондування атмосфери **02185-02963-26038-26702-12374-12425**.

Із рис. 3.14а знову відмічаються екстремалі значення турбулентності, що розташовуються вище вісі СТ на рівні 250 гПа. Таким чином можна

підтвердити попереднє твердження, що в результаті перебудови поля геопотенціалу (з 29.04.17) відбулася поступова адаптація поля вітру до нього, що і спонукало 30.04.17 р. появи осередків екстремальних значень САТ.

## ВИСНОВКИ

1. Зона найбільш інтенсивних значень САТ розташовується у передній частині улоговини з циклонічної сторони струминної течії біля її вісі.
2. Зони САТ можуть утворюватися в умовах зсуву вітру як у нижній половині тропосфери, так і у верхній. У першому випадку зсув вітру характеризується посиленням швидкості вітру з висотою і зміною його напрямку, у другому – послабленням.
3. Інтенсивність зони САТ залежить від інтенсивності струминної течії та вертикального зсуву вітру, який вона зумовлює. Зменшення інтенсивності струминної течії зумовлює зменшення інтенсивності турбулентності ясного неба у місцях її існування при збереженні конфігурації баричного рельєфу.

4. Формування найбільш інтенсивних зон САТ (ХТР) спостерігається у шарі від 300 до 200 гПа і залежить від висоти вісі СТ та, імовірно, від зміни висоти тропопаузи.

5. При перебудові поля геопотенціалу (зміщенні вісі улоговини), зони турбулентності зменшують свою інтенсивність та опускаються до рівня 300 гПа. Адаптація полів вітру і геопотенціалу забезпечує відновлення просторової структури зони з екстремальними значеннями САТ (за умови збереження конфігурації поля геопотенціалу) поблизу вісі СТ.

6. Зміна положення вісі улоговини не зумовлює одночасну зміну розташування зони САТ відносно неї. Трансформація просторової структури зони інтенсивної турбулентності відбувається протягом 12 годин після перебудови поля геопотенціалу.



## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Advisory Circular Clear Air Turbulence Avoidance // U.S. Department of Transportation Federal Aviation Administration - Date: 3/22/16 AC No: 00-30C - спосіб доступу: [https://www.faa.gov/documentLibrary/media/AdvisoryCircular/AC\\_00-30C.pdf](https://www.faa.gov/documentLibrary/media/AdvisoryCircular/AC_00-30C.pdf)
2. Gary P. Ellrod, John A. Knox Improvements to an Operational Clear-Air Turbulence Diagnostic Index by Addition of a Divergence Trend Term // AMS Journal Online/ – 2010. – спосіб доступу: <http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/2009WAF2222290.1>
3. Lee, D. R., R. S. Stull, and W. S. Irvine, Clear air turbulence forecasting techniques. Air Weather Service Tech. Note AFGWC/TN-79/001 (REV), Air Force Global Weather Central, Offutt AFB, NE, - 1984: - 16 pp.
4. Sinclair, P.C., P.M. Kuhn. Infrared Detection of High Altitude Clear Air Turbulence, USA, Tech Note 205, Dec 91
5. Астапенко П.Д., Баранов А.М, Шварев И.М. Погода и полеты самолетов и вертолетов. – Л.: Гидрометеиздат, 1980.
6. Богаткин О.Г., Говердовский В.Ф., Еникеева В.Д. Практикум по авиационной метеорологии, – Л.: Гидрометеиздат, 1987
7. Борисов А.П., Штыфура А.И. Опасные для авиации явления погоды (учебное пособие), – Ворошиловград, 1983
8. Воробьев В.И. Струйные течения в высоких и умеренных широтах. – Л.: Гидрометеиздат., 1960
9. Титов В. И. Повторяемость и непрерывная продолжительность облачности ниже 200 м на Европейской территории СССР. – Труды НИИАК, 1964, вып. 25, с. 3 – 19.

10. Катастрофа среди ясного неба: насколько опасна турбулентность // способ доступа: <https://indicator.ru/article/2017/05/03/opasna-li-turbulentnost>.
11. Баранов А.М., Губицын Г.А., Иоффе М.М., Лисодет В.Н. Авиационная метеорология. Военное издательство Министерства Обороны СССР Москва, 1971. - 343 с.
12. Баранов А.М., Солонин С.В., Авиационная метеорология. Ленинград Гидрометеоздат 1975. - 382 с.
13. Баранов А.М., Богаткин О.Г. и др. Авиационная метеорология. – СПб.: Гидрометиздат, 1992. - 352 с.
14. Винниченко Н.К., Пинус Н.З., Шметер С.М., Шур Г.Н. Турбулентность в свободной атмосфере. – Л.: Гидрометеоздат, 1968. – 336 с.
15. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б. Авіаційна метеорологія. – Конспект лекцій – Дніпропетровськ: Економіка, 2006. – 140 с.
16. Івус Г.П., Семергей-Чумаченко А.Б., Москаленко Л.М., Нажмудінова О.М. Методичні вказівки для самостійної роботи студентів денної форми навчання з дисципліни «Авіаційна метеорологія». Одеса, ОДЕКУ – 2007. – 330с.
17. Практикум з синоптичної метеорології / Під редакцією Івус Г.П., Іванової С.М. – Одеса, 2004. – 419 с.
18. Сборник методических указаний по авиационной метеорологии. И.Г.Пчелко – Л.: Гидрометеоздат, 1959. – 189 с.
19. Руководство по практическим работам метеоподразделений авиации Вооруженных Сил. – М.: Воениздат, 1992. – С. 243-263.
20. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – С. 91-100.

- 21.Просторово-часові зміни інтенсивності турбулентності ясного неба.  
Міщенко Н.М., Романенко С.Е. Шенюк О.В. Фізична географія та  
геоморфологія. - 2018. - Вип. 2(90). С. 76-83.

## ДОДАТОК А

кафедри метеорології та кліматології  
на магістерську роботу студентки гр. МНЗ–II М  
гідрометеорологічного інституту ОДЕКУ

Гаделія Георгій

Тема магістерської роботи:

«Просторово-часова структура зон турбулентності ясного неба»

Кваліфікаційна магістерська робота виконана в рамках науково-дослідних робіт «Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України» (2015-2019 рр., ДР № 0115U006532).

В.о. зав. кафедрою  
метеорології та кліматології

к.геогр.н., доц. Прокоф'єв

## ДОДАТОК Б

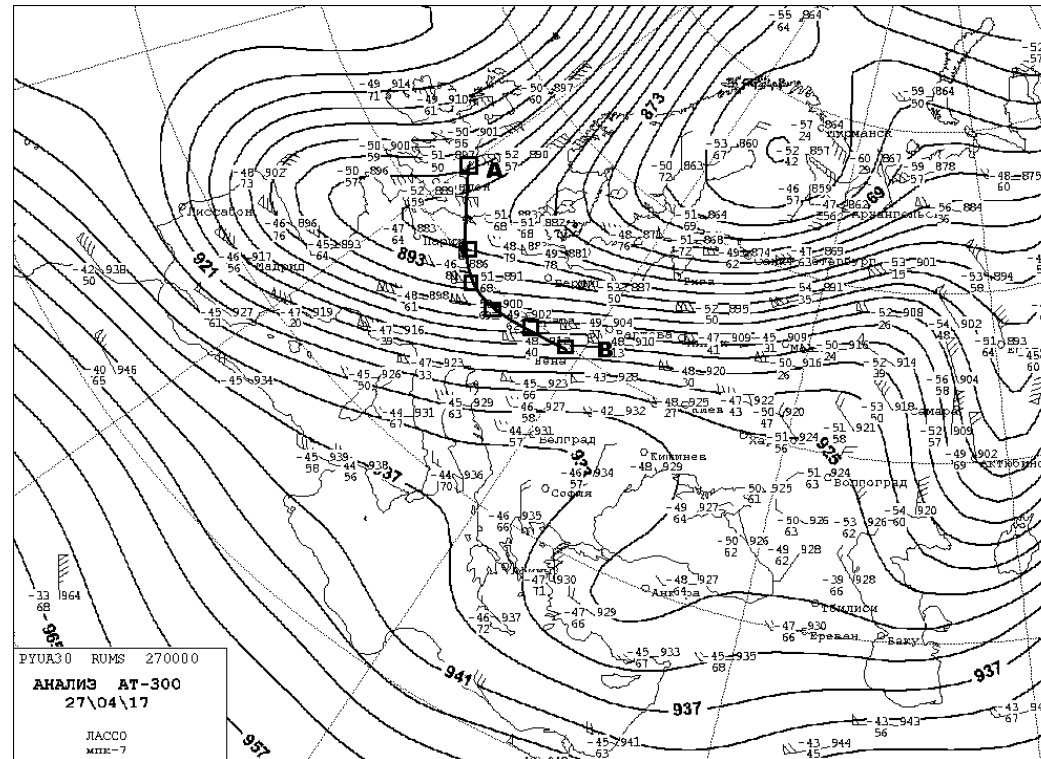


Рис. Б1 – Аналіз АТ-300 за 00 СГЧ 27/04/17 (із зображенням лінії (А-В) вертикального розрізу)



Рис. Б.2 – Карта максимального вітру за 00 СГЧ 27/04/17

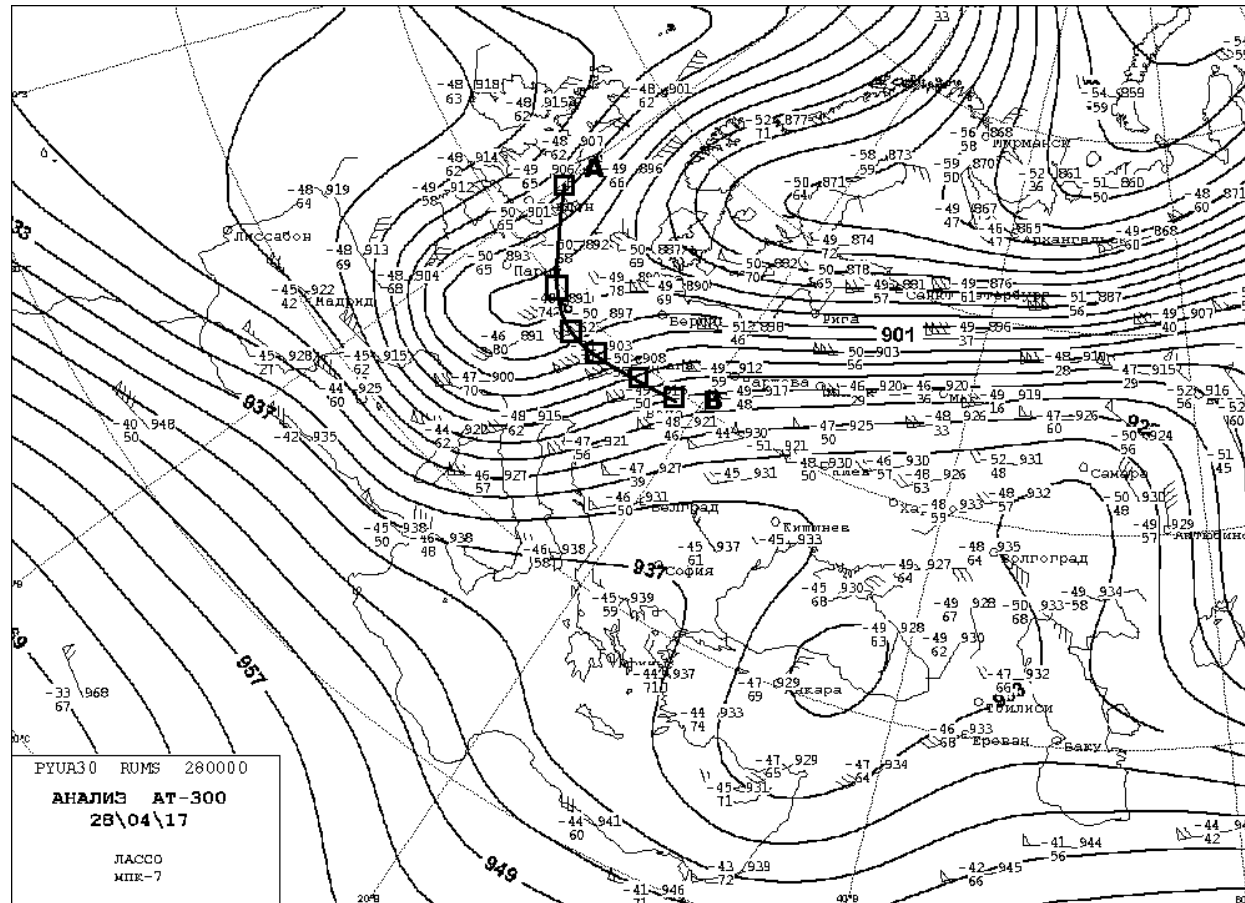


Рис. Б.3 – Аналіз АТ-300 за 00 СГЧ 28/04/17 (із зображенням лінії (А-В) вертикального розрізу)

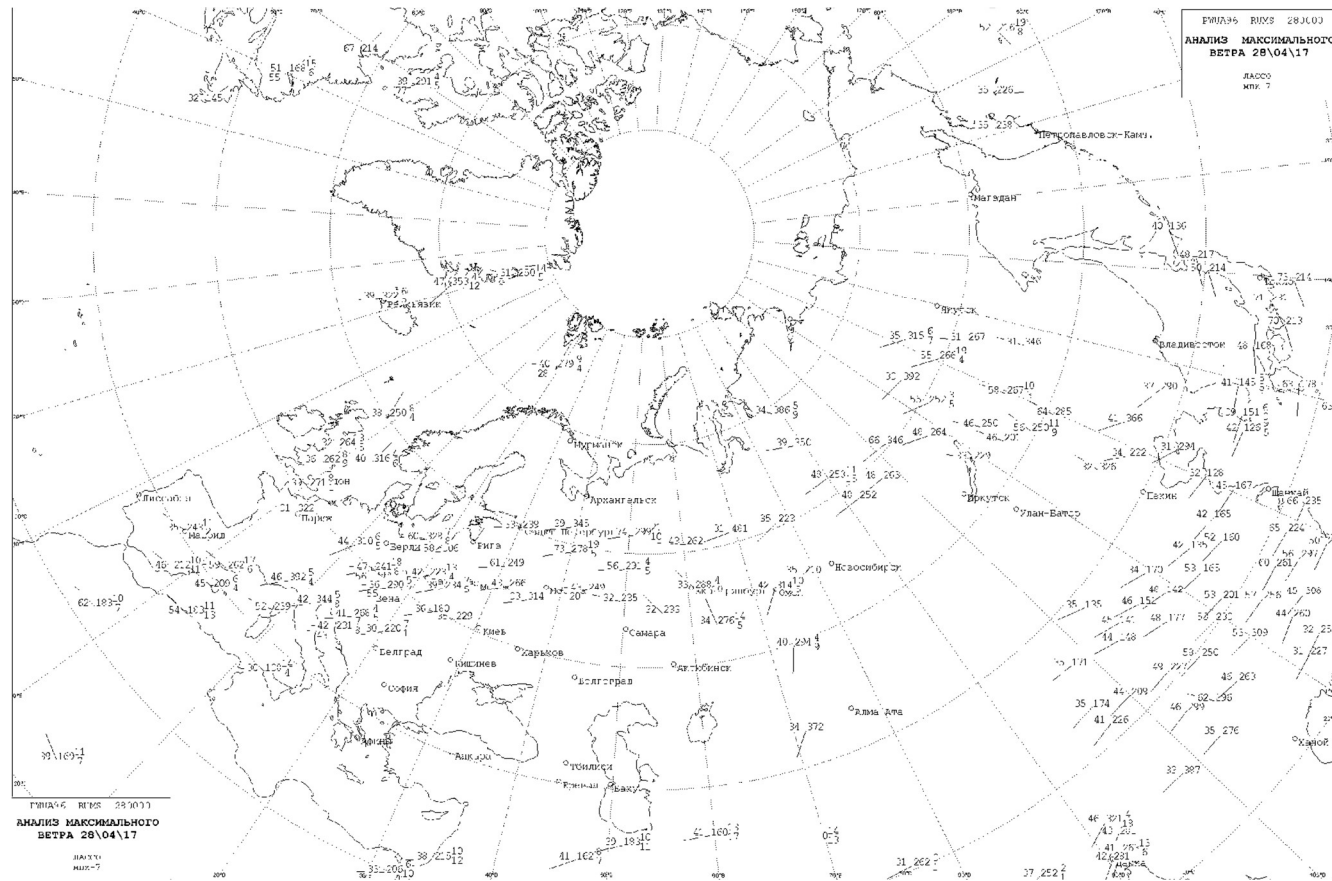


Рис. Б.4 – Карта максимального вітру за 00 СГЧ 28/04/17



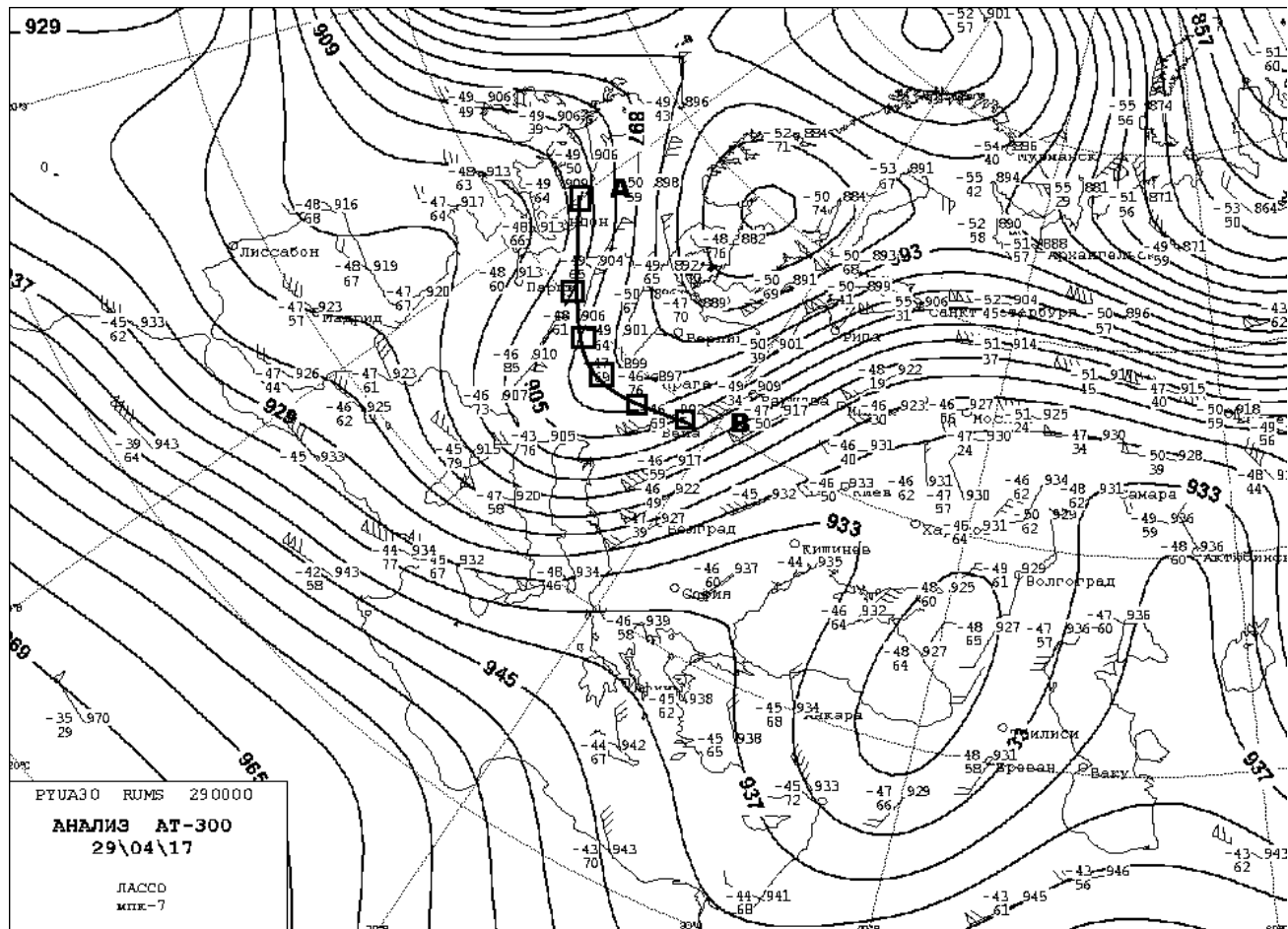


Рис. Б.5 – Аналіз АТ-300 за 00 СГЧ 29/04/17 (із зображенням лінії (А-В) вертикального розрізу)

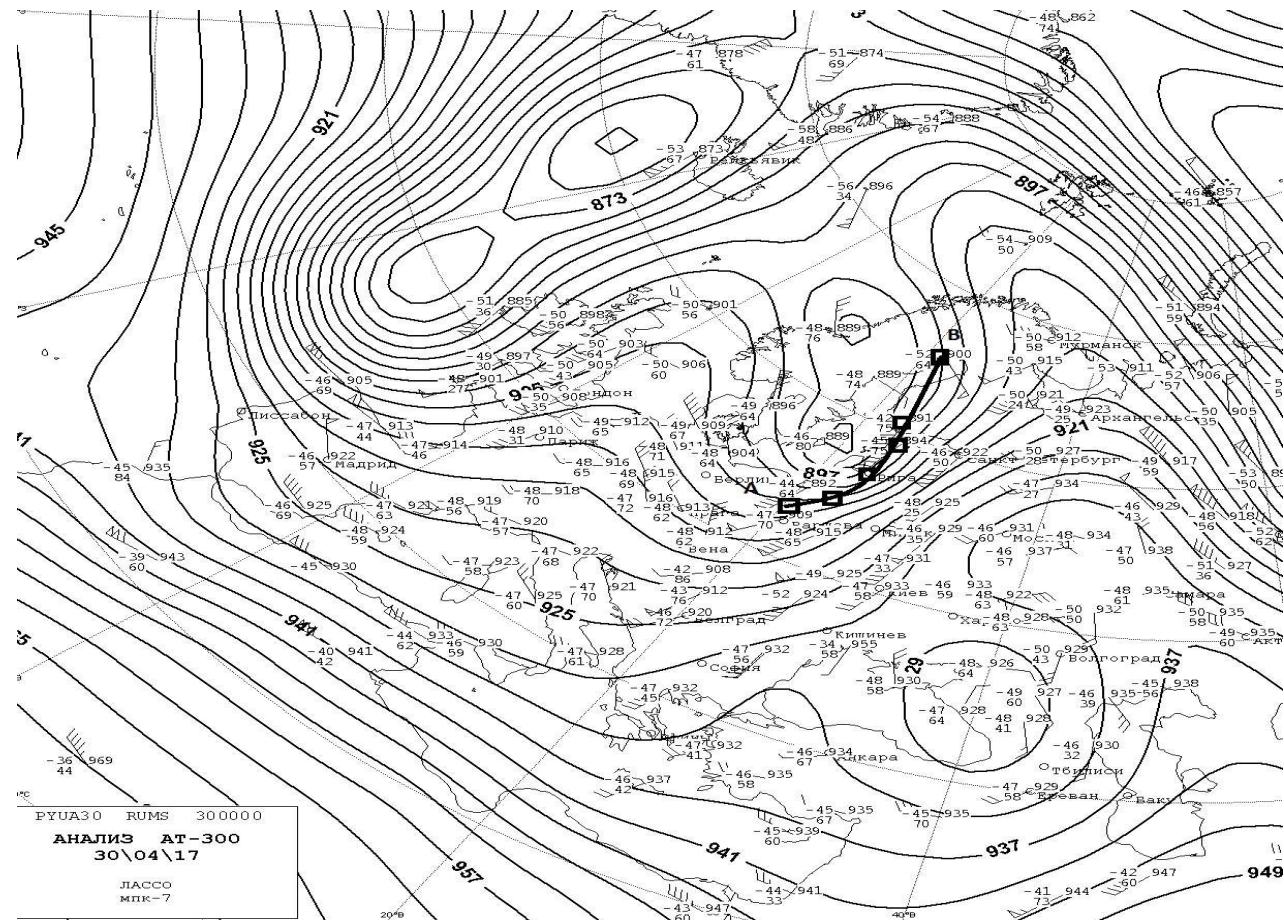


Рис. Б.6 – Аналіз АТ-300 за 00 СГЧ 30/04/17 (із зображенням лінії (А-В) вертикального розрізу)