

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської підготовки

Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: «Термодинамічна структура висотних циклонів над
Європейським континентом»

Виконала студентка 2 курсу групи МНЗ-2м
спеціальності 103 - «Науки про Землю»
Разуєва Олександра Юріївна

Керівник к. геогр. н., доцент
Хоменко Галина Василівна

Рецензент к. геогр. н. доцент
Божко Людмила Юхимівна

Одеса 2018

АНОТАЦІЯ

Тема магістерської кваліфікаційної роботи: «Термодинамічна структура висотних циклонів над Європейським континентом».

Автор: Разуєва Олександра Юріївна.

Актуальність дослідження полягає в тому, що висотні циклони мало вивчені, але з ними нерідко пов'язані такі небезпечні явища як зливи, грози та шквали.

Мета роботи: оцінка ролі гідродинамічної нестійкості в процесах опадоутворення, пов'язаних з висотними циклонами.

Згідно з метою розв'язані такі задачі:

- проведено аналіз синоптичних процесів з висотним циклоном в період 11 – 13 вересня 2013р.;
- отримано кількісні характеристики метеорологічних полів області висотного циклону;
- виконано сумісний аналіз розрахованих і фактичних полів.

Об'єкт дослідження: висотні циклони.

Предмет дослідження: погодні умови, які пов'язані з висотними циклонами.

Методи дослідження: базується на використанні кількісних характеристик структури висотних циклонів.

Наукова новизна отриманих результатів: вперше досліджено структуру висотного циклону і вплив його на погоду в Україні.

Практичне значення отриманих результатів: показано, що розподіл певних характеристик метеорологічних полів сприяє асиметрії погодних умов в області висотного циклону.

Магістерська кваліфікаційна робота в обсязі 60 сторінок складається з 3 розділів, висновків, переліку посилань з 12 джерел, додатку і містить 20 рисунків та таблиць в основному тексті.

Ключові слова: висотний циклон, відносний вихор, потенціальний вихор, термічний фронтальний параметр, адвекція температури повітря, адвекція відносного вихору, зони опадів.

Summary

Theme: „Thermodynamic Structure of Upper – Level Cyclones over the European Continent”

Author: Razuieva Oleksandra

Urgency of the issue. Cold-core cyclones have been poorly understood, but they are associated frequently with such dangerous phenomena as showers, thunderstorms and squalls.

Aim of this study: assessment of role of hydrodynamic instability in precipitation formation processes, associated with cold-core cyclones.

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

- synoptic processes with the cold-core low in the period of 11th-13th of September 2013 are analyzed;
- quantitative characteristics of meteorological fields in area of the cold-core low are obtained;
- calculated and observed meteorological fields are co-analyzed.

Object of scientific research is cold-core lows.

Subject of scientific research is weather, associated with cold-core cyclone.

Methods of scientific research is based on use of quantitative characteristics of structure of cold-core cyclones.

Scientific novelty of results obtained:

In this study for the first time, the structure of the cold-core cyclone and its influence on weather in Ukraine have been investigated.

Practical importance of results obtained.

It is shown that the distribution of certain characteristics of meteorological fields are favourable to the asymmetry of weather conditions in the cold-core cyclone.

The master thesis of 60 pages consists of four chapters, conclusions, bibliography of 12 sources, annexes, and contains 20 figures and tables in the main text.

Keywords: col-core low, relative vorticity, potential vorticity, thermal frontal parameter, advection of air temperature, advection of relative vorticity, precipitation area.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	6
1 ВИСОТНІ ЦИКЛОНИ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ПОГОДУ В УКРАЇНІ.....	8
1.1 Умови формування висотних циклонів.....	8
1.2 Узагальнена структура висотних циклонів.....	10
2 КІЛЬКІСНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ПОЛІВ ТА МЕТОДИКА ЇХ РОЗРАХУНКУ.....	12
2.1 Вихор швидкості вітру та дивергенція.....	12
2.2 Адвекція температури та вихору швидкості вітру.....	14
2.2.1 Адвекція температури.....	14
2.2.2 Адвекція відносного вихору.....	17
2.3 Потенціальний вихор Ертеля та термічний фронтальний параметр.....	20
2.4 Методика розрахунку кількісних характеристик.....	21
3 УМОВИ ФОРМУВАННЯ ВИСОТНОГО ЦИКЛОНУ НАД ЗАХІДНОЮ ЄВРОПОЮ В ПЕРІОД 11-13.09.13 РОКУ.....	26
3.1 Огляд синоптичних процесів та аналіз фактичних метеорологічних полів.....	26
3.2 Термодинамічна структура висотного циклону.....	33
3.3 Погодні умови в Україні, які пов'язані з висотним циклоном....	43
ВИСНОВКИ.....	48
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	51
ДОДАТКИ.....	52

ВСТУП

Теоретичне вивчення закономірностей, які керують всіма атмосферними рухами та їх перебудовою, визначило і розвиток теорії циклонів та антициклонів помірних широт, фронтальних зон і фронтів. Особливий інтерес до проблем виникнення і еволюції циклонів і фронтів обумовлений головною роллю цих об'єктів в формуванні погодних умов в середніх широтах.

З середини минулого сторіччя вивчення циклонів та антициклонів почалося з дослідження нестійких збурень, що розвиваються на зональному потоці, в якому швидкість вітру змінюється по широті або по висоті.[9]

Паралельно з лінійними задачами, тобто задачами про умови виникнення атмосферних вихорів та про їх поведінку на ранніх стадіях розвитку, почали розглядатися задачі про нелінійну еволюцію нестійких збурень – почалось моделювання таких стадій розвитку циклонів і антициклонів, при яких нелінійний обмін (зокрема, за рахунок адвекції кінетичної та внутрішньої енергії) починає відігравати важливу роль. В подальшому для більш глибокого розуміння процесів цикло- і антициклогінезу почали вивчатися умови виникнення баричних утворень при наявності великомасштабних гребенів та улоговин, тобто на фоні планетарних хвиль, а не одного тільки зонального потоку. [9]

Незважаючи на великі успіхи у вивченні процесів утворення та розвитку циклонів і антициклонів, залишається ще багато питань, які потребують подальшого дослідження. Ця стосується, наприклад, умов виникнення висотних циклонів та улоговин, з якими часто пов'язані загострення атмосферних процесів в нижній тропосфері і біля поверхні землі.

За останнє десятиріччя кількість випадків значного погіршення погоди, пов'язаного з висотними циклонами суттєво зросла. Так, результати досліджень режиму опадів на території України показують, що зони сильних опадів, що супроводжуються грозами та шквалами, формуються під впливом висотних циклонів, які утворюються в холодних баричних улоговинах не тільки над районами Західної Європи, а і над північним узбережжям Середземного та Чорного морів. [4]

Велике значення для прогнозу погоди мають не тільки умови виникнення висотних циклонів і улоговин, а і процеси, які відбуваються в області таких баричних утворень. Зокрема, важливим є питання щодо впливу нелінійних ефектів на розвиток висотних циклонів і формування погодніх умов, розподіл яких завжди є асиметричним, тобто погіршення погоди відбувається завжди під передньою частиною цих циклонів, незалежно від напрямку їх руху. [5,6]

Мета даної роботи полягає в дослідженні атмосферних процесів в області висотного циклону, який сформувався над Західною Європою і в великій мірі визначав погодні умови в Україні в період і 11-13 вересня 2013 р.

В якості вихідної інформації використані результати об'єктивного аналізу полів вітру та температури, синоптичні карти, карти сум опадів і штормові повідомлення за вказаний період.

Магістерська робота виконана на кафедрі метеорології та кліматології під керівництвом к. геогр. н., доц. Хоменко Г.В.

1. ВИСОТНІ ЦИКЛОНИ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ПОГОДУ В УКРАЇНІ

В стадії оклюзії в середній і верхній тропосфері часто утворюються замкнуті циклонічні циркуляції над холодним тилом оклюдованого циклону на рівні моря. Іноді депресія в баричному полі наверху може об'єднатися з областю низького тиску над полярними областями. В результаті такого об'єднання в тилу оклюдованого циклону на висотах утворюється улоговина.

Досить часто, особливо в холодний сезон, розвиток циклонів і антициклонів може починатися на верхніх рівнях. Іноді цей розвиток спостерігається одночасно з циклонічним розвитком на рівні моря, а в інших випадках відбувається раніше розвитку на нижніх рівнях або не залежить від нього.

Отже, згідно з результатами досліджень [5,6] висотні циклони можуть утворюватися при заповненні циклону біля поверхні землі або незалежно від циклонічної діяльності на рівні моря за рахунок деформації повітряних течій у верхній і середній тропосфері. На приземній карті висотному циклону може відповідати барична улоговина або замкнута область зниженого тиску, яка окреслюється однією ізобарою.

1.1. Умови формування висотних циклонів.

При деформація повітряних течій у верхній і середній тропосфері відбувається поглиблення хвиль в західному перенесенні, яке часто призводить до утворення замкнених циклонів з південного боку (і замкнених антициклонів з північної сторони) основної смуги зонально усередненого західного переносу. Ці циклони і антициклони можуть потім зберігатися протягом тривалого часу і робити глибокий вплив на погоду. Такі висотні циклони утворюються з раніше існуючих холодних улоговин, які потім втрачають зв'язок зі своїм полярним центром у верхній тропосфері [5]. Аналогічним чином висотні антициклони формуються з теплих гребенів, що відділяються від їх загального центру на півдні.

Процес, що приводить до такої деформації, повітряних течій якісно пояснюється рис. 1.1.

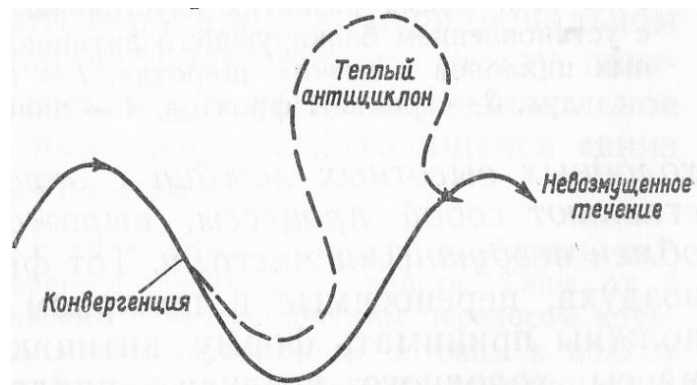


Рис 1.1 – Схема деформації «синусоїдальної» течії у верхній тропосфері [5].

Полярне повітря при своєму русі на південь зазвичай піддається осіданню. В результаті сильного осідання маси холодного повітря в улоговині розтягнення по вертикалі і горизонтальна конвергенція у верхній тропосфері підсилюють завихренність, деформуючи течію таким чином, що вона втрачає свій початковий «синусоїдальний» вигляд. На схід від улоговини струминна течія приймає все більш меридіональний напрям; при наближеному збереженні абсолютної завихренності в середній тропосфері течія набуває антициклонічної кривизни в більш високих широтах, де параметр Коріоліса більший [3,6].

Класичний приклад утворення циклону відсікання наведено авторами [6]. Рисунок 1.1. показує основні особливості розвитку висотного циклону на різних стадіях.

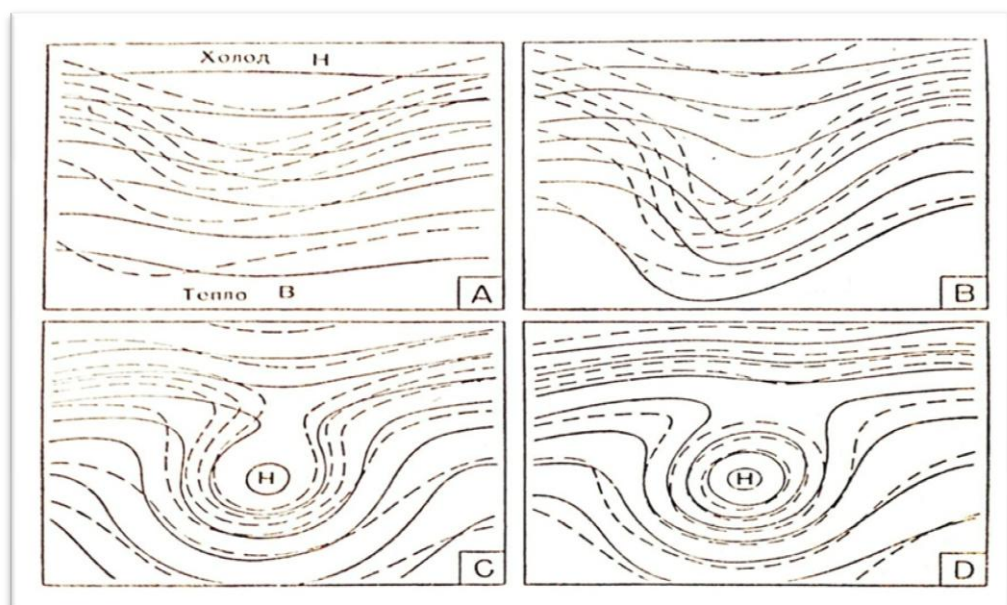


Рис. 1.2 – Типові особливості розвитку депресії відсікання

Розвиток починається з виникнення збурення у вигляді улоговини, в якому в полі температури відповідає улоговина. Остання розташована уверх по течії від баричної улоговини. В такій ситуації має місце адвекція холоду в тилу улоговини і адвекція тепла далі уверх по течії. Ця стадія показана на рис.1.2 – Типові особливості розвитку депресії відсікання а). Такі адвекції сприяють збільшенню амплітуди хвилі (схема б).

В третій стадії тепло повітря з заходу починає зливатися з теплим повітрям зі сходу от улоговини, гребінь високого тиску зростає через улоговину і відсікає осередок холодного повітря в замкнуту циклонічну циркуляцію до півдня (схема в). В фінальній стадії розвитку часто утворюється струминна течія на півночі і депресія відсікання – набуває високого ступеня термічної симетрії (схема д).

1.2. Узагальнена структура висотних циклонів

Як утворення теплих висотних антициклонів з полярного боку основного сильного західного переносу, так і утворення холодних висотних улоговин з екваторіальної її сторони представляють собою процес, який демонструє загальний меридіональний обмін повітряними масами. Той факт, що великі маси теплого повітря, що переносяться в полярному напрямку таким способом, повинні приймати форму антициклонічних вихорів, а великі маси холодного повітря - циклонічних вихорів, впливає з меридіонального переміщення, а також з розширення і стиснення у верхній тропосфері під час цього переміщення.

Утворення, що є кінцевим результатом сильних змін в характері висотних течій, мають тенденцію до дуже повільного переміщення на схід. Під впливом слабких низхідних рухів в холодному повітрі температура такого холодного вихору поступово підвищується, і в кінцевому рахунку це утворення слабшає і поглинається навколишньою більш теплою атмосферою. При наявності теплого антициклону з полярного боку холодний вихор (рис. 1.3 д) може під впливом сильної східної висотної течії в деяких випадках направлятися на захід і зберігатися протягом тривалого часу. Слід, однак, зауважити, що переміщення на захід, характерне для «блокуючих антициклонів», зазвичай відбувається шляхом послідовних формувань нових теплих антициклонічних ядер на західній периферії; антициклонічні ядра блокуючого комплексу самі можуть при цьому повільно рухатися на схід.

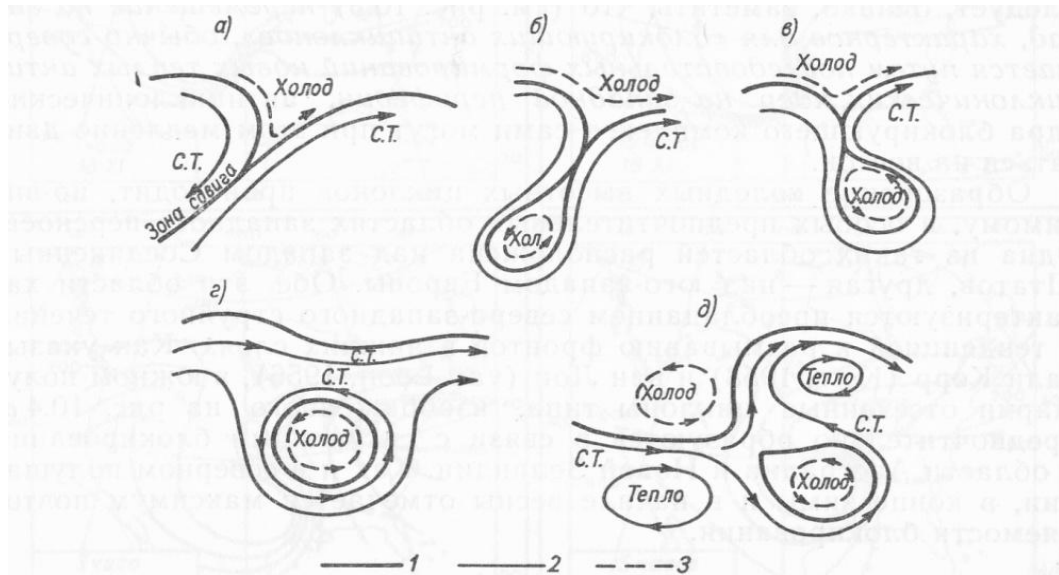


Рис. 1.3 - Типи збурень, утворених в результаті екстремального зростання висотних хвиль. 1 - межі фронтів з боку теплого повітря, 2 - лінії струму в теплому повітрі, 3 - лінії струму в холодному повітрі [5].

Більшість висотних циклонів характеризується добре вираженою термічною симетрією відносно центральної осі. В протилежність цьому погода розподіляється асиметрично: з опадами в східній і північно-східній частинах і, як правило, без опадів – в західній і південно-західній, незалежно від того як рухається вихор: на схід, чи на захід (рис. 1.4).

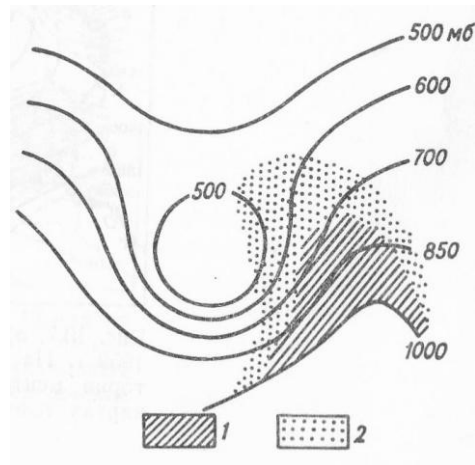


Рис. 1.4 – Схема розподілу опадів відносно ізогіпс поверхні куполу холодного повітря. 1 – сильні опади, 2 – слабкі опади [5].

В загальних рисах такий розподіл опадів і вертикальних рухів характерний також для хвиль як в західному, так і східному переносі, хоча хвилі (в протилежність замкненим вихорам) звичайно мають асиметричну термічну структуру [6].

2. КІЛЬКІСНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТЕОРОЛОГІЧНИХ ПОЛІВ ТА МЕТОДИКА ЇХ РОЗРАХУНКУ

2.1. Вихор швидкості вітру та дивергенція

Згідно центральній теоремі гідродинаміки – першій теоремі Гельмгольца, будь-який елементарний рух частинки рідини або газу може бути розкладено на три складові [3,6]:

- паралельне переміщення;
- обертання навколо миттєвої осі, проходить через яку-небудь точку частки;
- деформація частинки.

Паралельне переміщення характеризується лінійною швидкістю частинки у напрямку цього переміщення. Обертальна компонента руху описується вектором Ω (Ω_x Ω_y Ω_z), який називається вихором швидкості або ротором швидкості. Іноді застосовують термін «завихренність швидкості», для того, щоб підкреслити відмінність цієї характеристики від фізичних вихорів, які є обертальними об'єктами атмосфери.

Вектор вихору швидкості Ω дорівнює подвійній кутовій швидкості обертання частинки навколо миттєвої осі і направлений уздовж цієї осі таким чином, що з її кінця обертання відбувається проти часової стрілки (при правій системі координат). В декартовій системі координат проекції вектору вихору на координатні вісі мають наступний вигляд:

$$\begin{aligned}\Omega_x &= \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}; \\ \Omega_y &= \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \\ \Omega_z &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}.\end{aligned}\tag{2.1.}$$

Очевидно, що кожна з цих проекцій описує обертання у площині, перпендикулярній відповідній координатній осі. В метеорології зазвичай при вивченні процесів синоптичного масштабу використовується одна лише

вертикальна складова Ω_z вектору Ω , яка описує обертання частинки повітря в горизонтальній площині, а при використанні ізобаричної системи координат – складова Ω_ζ , що описує обертання повітря в площині, перпендикулярній осі ζ . Слід мати на увазі, що напрямки осей z і ζ дуже близькі і тому чисельні значення складових Ω_z і Ω_ζ майже рівні.

Третя складова руху – деформація – представляє собою процес розтягування або стиснення частинки і інших змін її форми. Дивергенція швидкості

$$\operatorname{div} \mathbf{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (2.2.)$$

описує лише деформацію, пов'язану зі змінною об'ємом повітряних частинок. В загальному випадку дивергенція є відносною швидкістю зміни елементарного об'єму $\delta\tau$ рухомої частинки:

$$\operatorname{div} \mathbf{v} = \frac{1}{\delta\tau} \frac{d(\delta\tau)}{dt} \quad (2.3.)$$

В метеорології часто використовується так звана плоска двовимірна дивергенція:

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (2.4.)$$

яка описує відносні зміни площі проекції елементарної частинки δs на горизонтальну площину:

$$D = \frac{1}{\delta s} \frac{d(\delta s)}{dt} \quad (2.5.)$$

Вихор швидкості вітру Ω_z часто входить в склад суми

$$l + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = l + \Omega_z, \quad (2.6.)$$

де l – параметр Коріоліса. Ця сума має простий фізичний зміст. У ній вихор Ω_z представляє собою проекцію на вертикаль подвійної кутової швидкості обертання частинки по відношенню до Землі. Параметр Коріоліса $l = 2\omega_0 \sin$

φ , як витікає з цього виразу, дорівнює проекції на вертикаль подвійної кутової швидкості добового обертання Землі. Звідси виходить, що величина

$$\Omega_a = l + \Omega_z \quad (2.7.)$$

представляє собою проекцію на вертикаль подвійній швидкості обертання частинки, в «абсолютній» системі відліку, тобто в системі, яка не бере участь в добовому обертанні Землі. Тому величину Ω_a називають абсолютним вихором. На відмінну від неї, величина Ω називають відносним вихором, який описує обертальний рух частинок, обумовлений горизонтальною неоднорідністю поля вітру.

2.2. Адвекція температури та вихору швидкості вітру

2.2.1. Адвекція температури

Відомо, що великомасштабні атмосферні рухи є квазігоризонтальними, оскільки швидкість вітру на два-три порядку перевищує вертикальну складову швидкості (порядок горизонтальних складових u, v складає $10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, а порядок вертикальної швидкості складає декілька сантиметрів за секунду). У зв'язку з такою особливістю атмосферних рухів велику роль в змінах полів метеорологічних величин має адвекція різних субстанцій [1,2].

Розглянемо поле температури та основні фактори, які приводять до його змін.

Поле температури значно складніше поля тиску. По горизонталі температура нерідко змінюється стрибкоподібно. Такі зміни температури, наприклад, властиві атмосферним фронтам. Вони спостерігаються також у кромки льоду в морях і океанах, на межах снігового покриву, теплих і холодних океанічних течій, взимку біля береговій лінії тощо. Суттєву роль в значній просторовій зміні температури відіграють неоднорідності підстильної поверхні (наявність водоймищ, орографічні особливості тощо).

У вільній атмосфері поля температури більш згладжені, ніж біля земної поверхні. На ізобаричних поверхнях (картах AT_p) можна виділити зони тепла і холоду, хоч і тут ще проявляються зони стрибкоподібної зміни температури.

Поле температури описується за допомогою ізотерм, а її зміни з часом – за допомогою ізалотерм (лінії рівної зміни температури).

Важливими характеристиками поля температури є вертикальна і горизонтальна складова її градієнту, які зазвичай називають вертикальними і горизонтальними градієнтами температури. По вертикалі температури змінюється значно швидше, ніж по горизонталі. Вертикальний градієнт температури в 10^3 разів більший горизонтального.

В синоптичному аналізі часто використовують середню температуру будь-якого шару. У цьому випадку зручно скористатися відносним геопотенціалом шару між відповідними ізобаричними поверхнями, який, як відомо, є функцією тільки середньої температури цього шару [1]. Для опису поля середньої температури складають і аналізують карти відносної топографії (ВТ – 500/1000, ВТ – 300/500 тощо).

Роздивимось фактори, які приводять до зміни температури, і спробуємо визначити внесок кожного з них. Відповідно до рівняння припливу тепла

$$\frac{dT}{dt} = \frac{1}{c_p \rho} \frac{dp}{dt} + \frac{\varepsilon}{c_p \rho} \quad (2.8)$$

локальні зміни температури, тобто її зміна в даній точці простору, описується наступним рівнянням:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{dT}{dx} + v \frac{dT}{dy} \right) - \tau \frac{dT}{dp} + \frac{1}{c_p \rho} \frac{dp}{dt} + \frac{\varepsilon}{c_p \rho} , \quad (2.9)$$

Перший доданок (у дужках) правої частини описує адвективні зміни температури, тобто її зміни в даній точці, яке обумовлене тільки горизонтальним переносом при умові, що на шляху переносу температура самої повітряної частинки не змінюється. Другий доданок враховує зміни температури за рахунок вертикального переміщення частинок повітря. Третій член рівняння (2.9) описує внесок адіабатичних змін температури, тобто

зростання або падіння температури за рахунок зміни тиску в самій частинці. Останній член описує зміни температури, які обумовлені зовнішніми припливами тепла за рахунок променевого теплообміну, турбулентного та фазових переходів води в атмосфері.

Для короткострокових прогнозів (до трьох діб) процеси можна вважати адіабатичними, тоді достатньо точно виконується рівність $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right) = - (\gamma_a - \gamma) \cdot \tau$, і вираз для локальної зміни температури приймає вигляд

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - \tau (\gamma_a - \gamma); \quad (2.10)$$

де $\gamma = - \frac{\partial T}{\partial z}$ - вертикальний градієнт температури, γ_a – сухо адіабатичний градієнт (при наявності хмарності – волого адіабатичний).

Адвективною зміною температури $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a$ називається така зміна, яка визначається горизонтальним переносом повітряних частинок повітря при умові, що на шляху переносу температура самих повітряних частинок не зміниться.

Додатна адвективна зміна температури обумовлена адвекцією тепла, а від'ємне - адвекцією холоду. Адвективна зміна температури залежить від горизонтального градієнту температури, швидкості переносу (швидкості вітру), а також від кута між градієнтом температури і вектором швидкості:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a = \alpha |\vec{\Gamma}| \cdot |\vec{V}| \cos\beta \quad (2.11)$$

де $\vec{\Gamma}$ – горизонтальний градієнт температури; \vec{V} – швидкість вітру; β – кут між $\vec{\Gamma}$ і \vec{V} ; α – коефіцієнт, який залежить від вибору одиниць.

Адвективна зміна температури в середньому складає декілька градусів за 12 годин; однак при проходженні атмосферних фронтів воно може складати 10° С і більше за менший відрізок часу, особливо біля земної поверхні.

При адвекції тепла в усій тропосфері відбувається падіння тиску біля поверхні землі (наприклад, перед теплим фронтом), а при адвекції холоду – зростання (за холодним фронтом) [7,8].

2.2.2. Адвекція відносного вихору

Із теоретичних досліджень відомо, що адвекція вихору, тобто перенос обертального руху в горизонтальній площині, є одним з основних факторів змін тиску в атмосфері [7]. Роль цього фактору розглянемо на прикладі аналітичного розв'язку прогностичного рівняння баротропної атмосфери, де єдиним фактором змін тиску є саме геострофічна адвекція абсолютного вихору. Про це свідчить прогностичне рівняння:

$$\nabla^2 \frac{dH}{dt} = \frac{l}{g} A_{\Omega g} \quad (2.12)$$

В формулі (2.12) H – висота ізобаричної поверхні, яка приймається за середній рівень (H_{500} або H_{700}), $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ – лапласіан, l – параметр Коріоліса, g – прискорення сили тяжіння, $A_{\Omega g}$ – геострофічна адвекція абсолютного вихору.

Розв'язок рівняння (2.12) має вигляд

$$q(0,0) = -\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^R l A_{\Omega}(r, \psi) \ln \frac{R}{r} r dr d\psi \quad (2.13)$$

де r, ψ – координати полярної системи, $\ln \frac{R}{r}$ функція впливу, R – радіус кола впливу (R дорівнює $3d$, де d – крок сітки), $q = \frac{\partial H}{\partial t}$ – локальні зміни висоти ізобаричної поверхні.

Розглянемо більш детально вплив адвекції вихору на зміну висоти ізобаричної поверхні, яку прийматимемо за середній рівень. Для простоти будемо розглядати геострофічну адвекцію відносного вихору, а не абсолютного. Одержані при аналізі висновки будуть справедливими і для адвекції абсолютного вихору.

Вираз для адвекції геострофічного вихору має вигляд:

$$A_{\Omega} = -\left(u_g \frac{\partial \Omega_{zg}}{\partial x} + v_g \frac{\partial \Omega_{zg}}{\partial y}\right) \quad (2.14)$$

Спрямуємо ось x уздовж ізогіпс, тоді вектор геострофічного вітру майже повністю буде проєктуватися на вісь x , а складова на вісь y буде малою ($v_g \ll u_g$).

При такому виборі координатних осей складова u_g завжди буде додатна, тому знак A_Ω протилежний знаку похідної, яка описує зміни відносного вихору $\Omega_{\zeta g}$ в напрямку осі x . Якщо напрямку осі x відповідає зростання будь-якої функції, то похідна від цієї функції по відповідній координаті буде додатна. При зменшенні функції в напрямку осі похідна від'ємна.

Розглянемо спочатку випадки, при яких $A_\Omega > 0$, відносний вихор зменшується уздовж осі x ($\frac{\partial \Omega}{\partial x} < 0$). Таке спостерігається у трьох ситуаціях:

1. Навколо точки прогнозу «0» поле геопотенціалу описується ізогіпсами, які мають як циклональну, так і антициклональну кривизну. Для того, щоб виконувалось геострофічне наближення, розглянемо слабо виражену улоговину і гребінь. Як видно із рисунка 2.1а, точка 1 знаходиться в улоговині, а точка 2 – в зоні гребеня. Оскільки в антициклональному полі $\Omega_{\zeta g} < 0$, а в циклональному – більше нуля, похідна має від'ємний знак,

$$\left(\frac{\partial \Omega_{\zeta g}}{\partial x}\right) \approx \frac{(\Omega_{\zeta g})_1 - (\Omega_{\zeta g})_2}{\delta x},$$

а A_Ω - додатна. Таким чином, під дією динамічного фактору (адвекції вихору) тиск у точці прогнозу буде зменшуватися, якщо навколо цієї точки спостерігається адвекція циклонічного вихору.

2. Поле ізогіпс геопотенціалу має циклональний характер ($\Omega_{\zeta g} > 0$). оскільки точка 1 знаходиться на осі улоговини, а точка 2 – на її периферії, то $(\Omega_{\zeta g})_1 > (\Omega_{\zeta g})_2$. У цьому випадку навколо точки «0» спостерігається адвекція більш інтенсивного циклонального вихору, що призводить до зменшення тиску в цій точці (рис. 2.1.б)

3. Поле ізогіпс висот геопотенціалу антициклональне ($\Omega_{\zeta g} < 0$). Нехай точка 2 знаходиться на осі гребеня, а точка 1 – на периферії, тоді модуль відносного вихору в точці 2 буде більшим, ніж в точці 1:

$$|\Omega_{\zeta g}|_2 > |\Omega_{\zeta g}|_1.$$

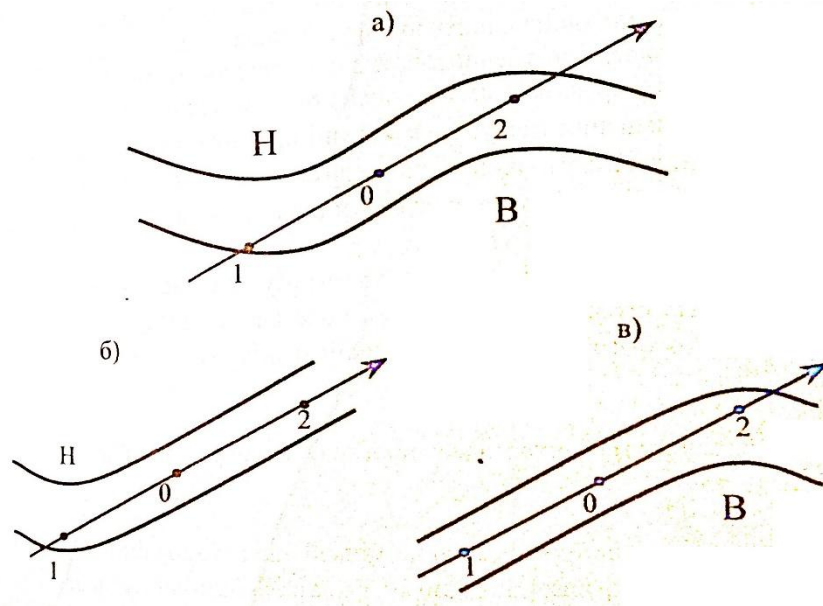


Рис. 2.1 – Схема баричних полів: а) улоговина та гребінь; б) улоговина; в) гребінь

Як видно з рисунка 2.1в, у цьому випадку навколо точки прогнозу відмічається адвекція менш інтенсивного антициклонального вихору, яка також приведе до зменшення тиску в точці «0». Звідси витікає, що додатному значенню A_{Ω} може відповідати адвекція циклонального вихору, адвекція більш інтенсивного циклонального вихору та адвекція менш інтенсивного антициклонального вихору. У всіх названих випадках адвекція вихору приведе до зменшення тиску в середній тропосфері.

Шляхом аналізу випадків для $A_{\Omega} < 0$ отримуються правила зростання тиску за рахунок динамічного фактора.

Тиск в точці прогнозу буде зростати, якщо навколо неї спостерігається:

- адвекція антициклонічного вихору;
- адвекція більш інтенсивного антициклонічного вихору;
- адвекція менш інтенсивного циклонічного вихору.

2.3. Потенціальний вихор Ертеля та термічний фронтальний параметр

Потенціальний вихор Ертеля являє собою інваріант системи повних рівнянь гідротермодинаміки в адіабатичному наближенні. Вираз для потенціального вихору має вигляд:

$$PV = -g \cdot (\Omega_p + l) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (2.15)$$

де g – прискорення сили тяжіння, l – параметр Коріоліса, Ω_p – відносний вихор швидкості (його вертикальна складова). θ – потенціальна температура.

З концепцією потенціального вихору пов'язано поняття динамічної тропопаузи, яка є межею між тропосферою і стратосферою. Ці дві сфери розрізняються не тільки термічною стратифікацією, а і хімічним складом (озон, радіоактивні домішки), так що стратосферне повітря відрізняється від тропосферного.

Дослідження показали, що значення PV в тропосфері і стратосфері відрізняються на порядок. Так, в тропосфері PV має порядок 0.3 – 0.6 $p\nu v$, де $p\nu v$ - міжнародна одиниця вимірювання потенціального вихору Ертеля:

$$p\nu v = 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ К} \cdot \text{кг}^{-1} \text{ с}^{-1} \quad (2.16)$$

В стратосфері PV має порядок 10 $p\nu v$ і зростає з висотою до кількох десятків $p\nu v$. В перехідному шарі від тропосфери до стратосфери, тобто в шарі тропопаузи, PV змінюється від тропосферних до стратосферних значень. Завдяки цьому можна відрізнити стратосферне повітря від тропосферного і виділяти субстратосферне повітря перехідного шару. В дослідженнях [8,9] було показано, що так званій термічній тропопаузі найкраще відповідає ізоповверхність 4 $p\nu v$, але в теплу пору року ця величина збільшується до 4.5 $p\nu v$, а в холодну зменшується до 3.5. Субстратосферним вважається повітря, де PV змінюється від 1 до 4 $p\nu v$, тобто субстратосферний шар знаходиться між ізоповверхнею, де PV дорівнює 1 $p\nu v$ і тропопаузою.

За допомогою потенціального вихору можна визначити вертикальні циркуляції в стратосфері. Так, якщо на тропосферних рівнях потенціальний вихор буде перевищувати 4 rvv , то це свідчить про опускання стратосферного повітря, тобто про ніс хідні вертикальні рухи. І навпаки, якщо на верхніх рівнях PV приймає значення значно менші одиниці, то це свідчить про наявність висхідних вертикальних рухів.

Відомо, що вертикальні циркуляції можуть викликати як фронтогенетичний, так і фронтолітичний ефекти, тому потенціальний вихор використовується при вивченні процесів фронтогенезу і фронтолізу.

При об'єктивному аналізі фронтів в світовій практиці широко використовується кількісна характеристика, яка враховує горизонтальну неоднорідність поля температури – це так званий термічний фронтальний параметр (ТФП) [8].

$$\text{ТФП} = - \nabla |\nabla T| \cdot \frac{\nabla T}{|\nabla T|} \quad (2.17)$$

де $\nabla = \vec{i} \frac{\partial}{\partial x} + \vec{j} \frac{\partial}{\partial y}$; $|\nabla T| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2}$ - модуль горизонтального градієнта температури.

Температура, яка використана в формулі для ТФП, може бути взята для будь-якого рівня, а може бути взята середня температура деякого шару атмосфери.

Поля термічного параметру мають вигляд смуг, плям, які розташовані в областях зниженого тиску. Положення лінії фронту асоціюється з зоною максимальних додатних значень ТФП. Від'ємні значення не відповідають фронтальним умовам.

2.4. Методика розрахунку кількісних характеристик

Тобто для обчислення Ω_z потрібно розрахувати похідні. Для їх розрахунку використовуємо дані об'єктивного аналізу поля вітру і 4 – точковою схемою представлення похідних (рис 2.2.)

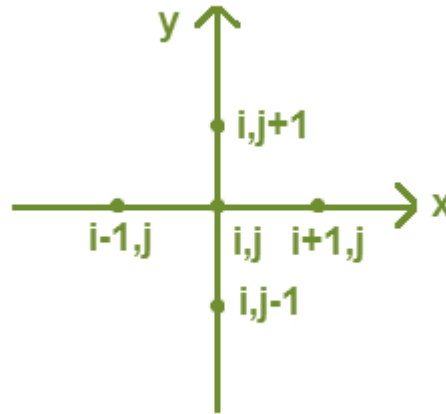


Рис. 2.2 – Чотирьохточкова сітка

Для сітки, що надана на рис. 2.2, апроксимація похідних за методом центральних різниць буде мати вигляд:

$$\frac{\partial f}{\partial x} \approx \frac{1}{2am \cos \varphi} (f_{i+1,j} - f_{i-1,j}) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial f}{\partial y} \approx \frac{1}{2bm} (f_{i,j+1} - f_{i,j-1}) \quad (2.2)$$

де f – будь-яка сіткова функція; d – крок сітки. Як видно з рис. 2.2. і формули 2.1., під час обчислення похідних за центральними різницями, не розраховуються значення похідних на межах зони, в якій дістаються гідродинамічні характеристики. Отже, треба додавати ще одну низку точок з кожного боку зони.

$$\Omega_{i,j} \approx \left(\frac{v_{i+1,j} - v_{i-1,j}}{2d \cdot \cos \varphi_{i,j}} - \frac{u_{i,j+1} - u_{i,j-1}}{2d} \right) \quad (2.3)$$

Для розрахунку дивергенції використана така скінченнорізницьова формула:

$$(D_s)_{i,j} \approx \left(\frac{u_{i+1,j} - u_{i-1,j}}{2d \cdot \cos \varphi_{i,j}} - \frac{v_{i,j+1} - v_{i,j-1}}{2d} \right) \quad (2.4)$$

Для розрахунку адвекції температури треба розрахувати похідні від температури T по горизонтальних координатах x, y . якщо використовувати чотирьох точкову схему представлення похідних, то у деякому вузлі (i, j) географічної сітки формули скінченно-різницевого представлення похідних центральними різницями матимуть такий вигляд:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right) \approx \frac{1}{2d \cos \varphi_j} (T_{i+1,j} - T_{i-1,j});$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right) \approx \frac{1}{2d} (T_{i,j+1} - T_{i,j-1}); \quad (2.5)$$

де d - крок сітки, який в нашому випадку дорівнює $2,5^\circ$. Відомо, що одному градусу меридіану відповідає відстань 111 км, тобто в лінійних одиницях крок сітки $\delta y = 277,5$ км. Крок сітки δx зменшується з півдня на північ, тому $\delta x = (277,5 \cdot \cos \varphi)$ км = $\delta y \cdot \cos \varphi_j$. Для випадку, коли горизонтальні градієнти температури виражаються в одиницях $\frac{K}{m}$, формули (2,1) набувають вигляду:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right) \approx \frac{0,18}{\cos \varphi_j} (T_{i+1,j} - T_{i-1,j}) \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}; \quad (2.6)$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right) \approx 0,18 (T_{i,j+1} - T_{i,j-1}) \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}; \quad (2.7)$$

За значенням градієнтів $\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)$, $\left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)$, і складових швидкості вітру u і v обчислюється адвективні зміни температури у будь якому вузлі i, j

$$(A_T)_{i,j} = - [u_{i,j} \left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_{i,j} + v_{i,j} \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_{i,j}] \cdot 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}; \quad (2.8)$$

Відзначимо, що складові горизонтального градієнту температури, які отримані із формул (2.6), (2.7), підставляються у вираз для адвекції в одиницях

$10^{-5} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$. В свою чергу адвекцію температури A_T зручно виражати в одиницях $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1}$.

Для обчислення адвекції відносного вихору Ω_p потрібно мати поля складових швидкості вітру u і v . Формула показує, що для розрахунку Ω_z обчислюється спочатку похідні $\frac{\partial v}{\partial x}$ та $\frac{\partial u}{\partial x}$. Оскільки значення u і v задані у вузлах градусної сітки з кроком 2.5° по широті і довготі, робочий вигляд формул для похідних буде аналогічним формулам для похідних від температури (2.6), (2.7); буде іншою лише розмірність. Запишемо формули для похідних від u і v відповідно до формул (2.6), (2.7).

$$\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right) \approx \frac{0,18}{\cos \varphi_j} - (v_{i+1,j} - v_{i-1,j}) \cdot 10^{-5} \cdot c^{-1}; \quad (2.9)$$

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right) \approx 0,18 (u_{i,j+1} - u_{i,j-1}) \cdot 10^{-5} \cdot c^{-1} \quad (2.10)$$

Скінченнорізницевий вигляд формули для обчислення відносного вихору буде таким

$$(\Omega_p)_{i,j} \approx \left[\frac{0,18}{\cos \varphi} (v_{i+1,j} - v_{i-1,j}) - 0,18(u_{i,j+1} - u_{i,j-1}) \right] \cdot 10^{-5} \cdot c^{-1} \quad (2.11)$$

При розрахунках будемо виражати Ω_p в одиницях $10^{-5} \cdot c^{-1}$ тоді при обчисленні адвекції вихору множник $10^{-5} \cdot c^{-1}$ можна включити до коефіцієнту, який містить усі сталі величини.

$$\begin{aligned} (A_\Omega)_{i,j} = & - [u_{i,j} \cdot \frac{0,18}{\cos \varphi_j} - (\Omega_{i+1,j} - \Omega_{i-1,j}) \cdot 10^{-5} \cdot c^{-1} + \\ & + v_{i,j} \cdot 0,18 (\Omega_{i,j+1} - \Omega_{i,j-1}) \cdot 10^{-5} \cdot c^{-1}] \cdot 10^{-5} \cdot c^{-1} \end{aligned} \quad (2.12)$$

Перепишемо цю формулу в більш зручному вигляді.

$$(A_\Omega)_{i,j} = - 0,18 \left[\frac{u_{i,j}}{\cos \varphi_j} \cdot (\Omega_{i+1,j} - \Omega_{i-1,j}) + v_{i,j} \cdot (\Omega_{i,j+1} - \Omega_{i,j-1}) \right] \cdot 10^{-10} \cdot c^{-2} \quad (2.13)$$

Значення адвекції відносного вихору при аналізі зручно виражати в одиницях $10^{-10} c^{-2}$.

Для того, щоб отримати значення адвекції абсолютного вихору, потрібно в формулі (2.13) в квадратні дужки додати член, який урахує

зміни планетарного вихору уздовж меридіану, тобто включити доданок $(+ v_{i,j} (l_{i,j+1} - l_{i,j-1}))$.

Відзначимо, що величина $\frac{\partial l}{\partial x} = 0$, тому що в географічній сітці вісь x спрямована уздовж паралелі, для якої параметр l є постійним.

Для розрахунку потенціального вихору за формулою (2.11) використані значення відносного вихору в певних вузлах сітки. Абсолютний вихор обчислювався як сума відносного вихору і параметра Коріоліса для заданої широти. Потенціальна температура розрахована на основних ізобаричних поверхнях по формулі:

$$\theta_p = T_p \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,288}$$

де P – тиск на відповідній ізобаричній поверхні.

Вертикальний градієнт потенціальної температури на поверхнях 700 і 500 гПа розраховувався методом центральних різниць, а на поверхнях 850 і 300 – одnobічними різницями.

Для отримання фронтального параметра відповідно до формули (2.14) було розраховано:

- Складові горизонтального градієнта температури $\frac{\partial T}{\partial x}$ і $\frac{\partial T}{\partial y}$;
- Горизонтальні градієнти температури по модулю $|\nabla T|$;
- Похідні $\frac{\partial |\nabla T|}{\partial x}$ і $\frac{\partial |\nabla T|}{\partial y}$;
- ТФП за формулою:

$$\text{ТФП} = \frac{1}{|\nabla T|} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial |\nabla T|}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial |\nabla T|}{\partial y} \right) \quad (2.14)$$

Розрахунки виконані на основних ізобаричних поверхнях у внутрішніх вузлах сіткової області.

3. УМОВИ ФОРМУВАННЯ ВИСОТНОГО ЦИКЛОНУ НАД ЗАХІДНОЮ ЄВРОПОЮ В ПЕРІОД 11-13.09.13

3.1. Огляд синоптичних процесів та аналіз фактичних метеорологічних полів

Погодні умови над Західною Європою та Україною в період 11-13 вересня 2013р. в великій мірі визначалися впливом висотного циклону, який сформувався в результаті відсікання глибокої улоговини від холодної області зниженого тиску над північними районами Західної Європи.

Атмосферні процеси над першим природним синоптичним районом на початку розглянутого періоду відрізнялися переважанням меридіональної циркуляції, особливо добре вираженою над Атлантичним узбережжям Західної Європи.

Основні баричні утворення, які впливали на атмосферні процеси над Європейським континентом, це, перш за все, Азорський антициклон, який простежується на ізобаричних поверхнях 850 і 500 гПа у вигляді замкнутого центру над Атлантичним океаном між 40 і 50° пн. ш. Відомо, що Азорський антициклон досягає максимального розвитку наприкінці літа і на початок осені [2], тому його відріг розповсюджується на райони Середземноморського і Чорноморського басейнів. Це добре видно на приземній карті і карті АТ-850 (рис.3.1, Б1). На рис. 3.1 видно, що в улоговині над Західною Європою сформувався циклон, який окреслюється двома замкнутими ізогіпсами. Центральна частина циклону знаходиться над західним узбережжям Балтійського моря; в гребені над східним узбережжям сформувалася замкнена область підвищеного тиску. Як показує карта відносної топографії улоговині з висотним циклоном відповідає термічна улоговина з замкнутим осередком холоду, а гребеню – область тепла (рис. 3.3).

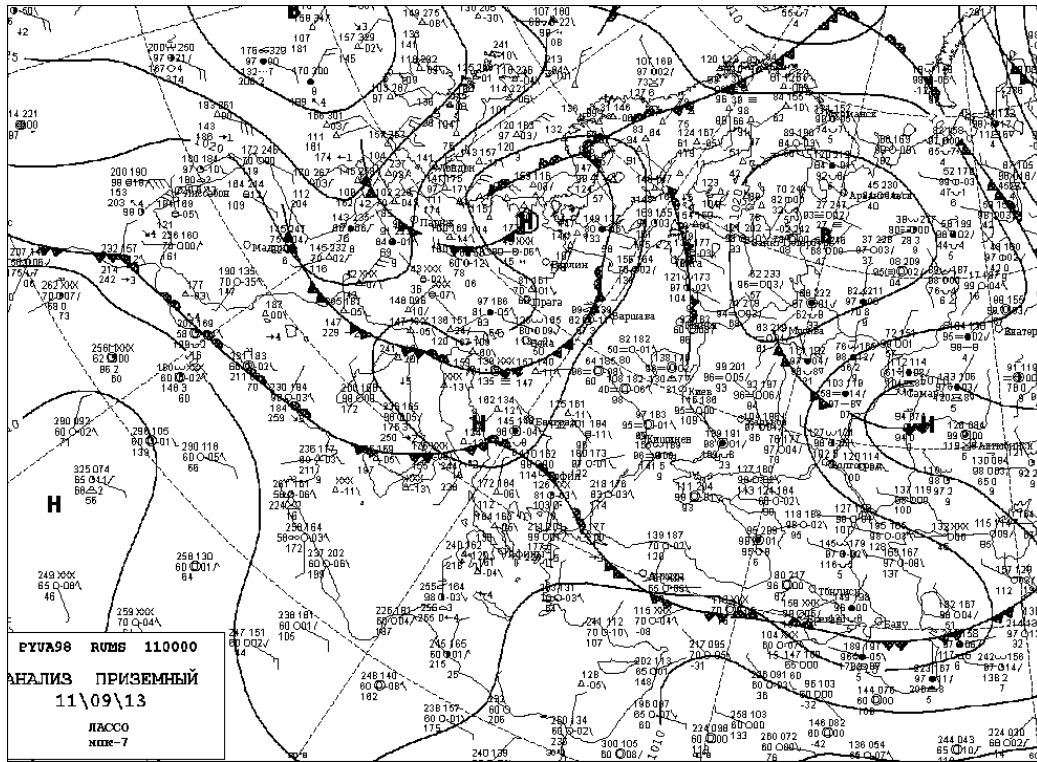


Рис 3.1 – Аналіз приземної карти за 11 вересня 2013 року

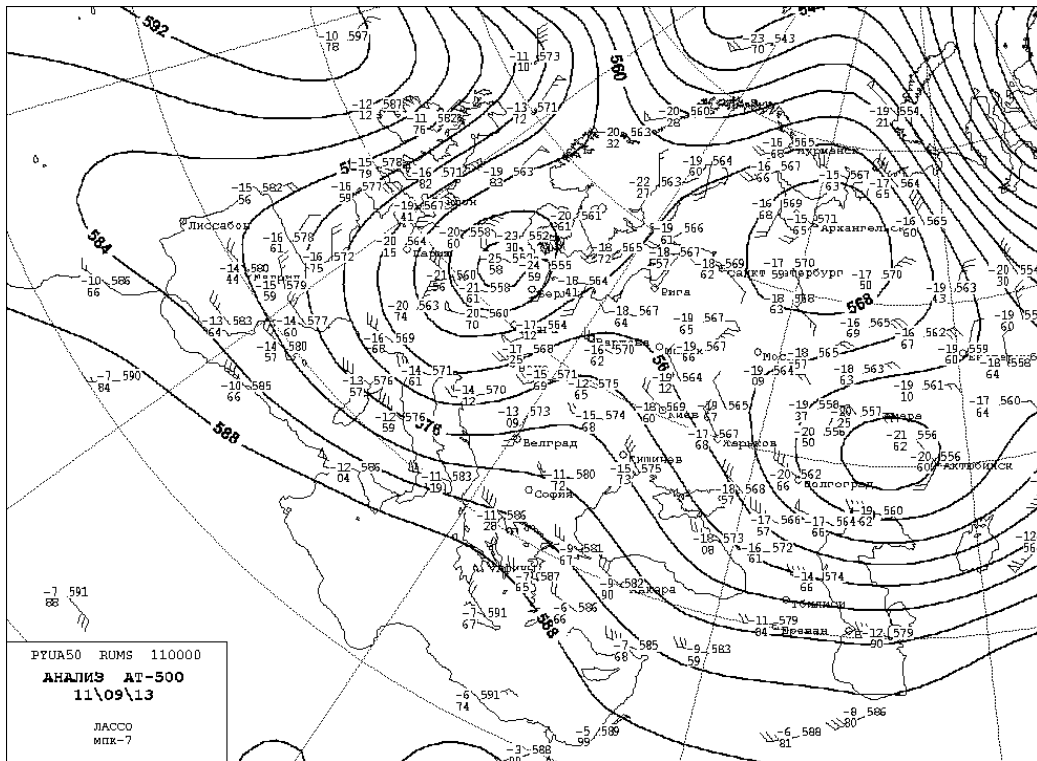


Рис 3.2 – Аналіз карти АТ-500 за 11 вересня 2013 року

Інтенсивність процесів, які відбуваються в нижній тропосфері з висотою значно зростає. Так, на картах АТ-500 і АТ-300 (рис. 3.2, Б2) видно, що гребінь антициклона над Атлантикою розповсюджується на південний схід і досягає полярних широт; улоговина поглиблюється і її південна периферія знаходиться вже над африканським континентом. Гребінь на західним Причорномор'ям також активізується і поширюється до 80° пн. ш.

Між антициклоном над Атлантикою і циклоном над Гренландією сформувалась інтенсивна висотна фронтальна зона (ВФЗ), яка в районі Ісландії розділяється на дві гілки, одна з яких проходить майже в меридіональному напрямку по західній периферії висотної улоговини з циклоном, а друга – окреслює гребінь над східними районами Європи.

В глибокій улоговині циклону над Західним Сибіром також сформувався циклон з центром в районі Актюбінська (рис.3.2); більш чітко цей циклон простежується на карті АТ-300, де він окреслюється двома замкненими ізогіпсами, а його улоговина проходить в широтній смузі $50 - 60^{\circ}$ пн. ш. до 30° сх. д. З південною периферією цієї улоговини пов'язана ділянка висотної фронтальної зони, яке проходить над басейнами Середземного і Чорного морів. Ця ділянка є динамічно значущою: швидкість вітру коливається від 20 до $35 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, тобто в верхній тропосфері тут проходить струминна течія; в середній тропосфері швидкість вітру не перевищує $25 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Більш інтенсивною є ділянка ВФЗ над атлантичним узбережжям Західної Європи: на ізобаричній поверхні 300 гПа відзначається швидкість вітру декілька більша $45 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Такі швидкості зафіксовані на західній периферії висотної улоговини, в якій сформувався циклон. Саме цей циклон є об'єктом даного дослідження.

Приземне поле тиску над Європейським континентом мало градієнтне. Над європейською територією Росії та Україною переважає антициклонічне поле, а над східними районами Західної Європи і західним Причорномор'ям – циклонічне. Поширена область зниженого тиску окреслюється однією замкнутою ізобарою з мінімальним тиском 1011 гПа (рис.3,1). Слід відзначити, що висотним циклоном може відповідати область зниженого тиску, яка окреслюється однією замкнутою ізобарою [п.н.]. в нашому випадку з такою областю пов'язані системи арктичного і полярного

фронтів. Холодна ділянка арктичного фронту проходить біля 20° сх. д. майже в меридіональному напрямку до 45° пн. ш., а далі – в широтному паралельно полярному фронту. Система останнього з хвилею над Адріатичним морем розташована поблизу 40° пн. ш. (рис.3.1). слід визначити, що на карті ОТ 500/100 висотній улоговині відповідає поширена улоговина холоду з замкнутим центром, тобто висотний циклон являє собою холодне баричне утворення. Це природно, оскільки висотні циклони відсікання завжди утворюються в глибоких холодних улоговинах, спрямованих з півночі на південь [5.6].

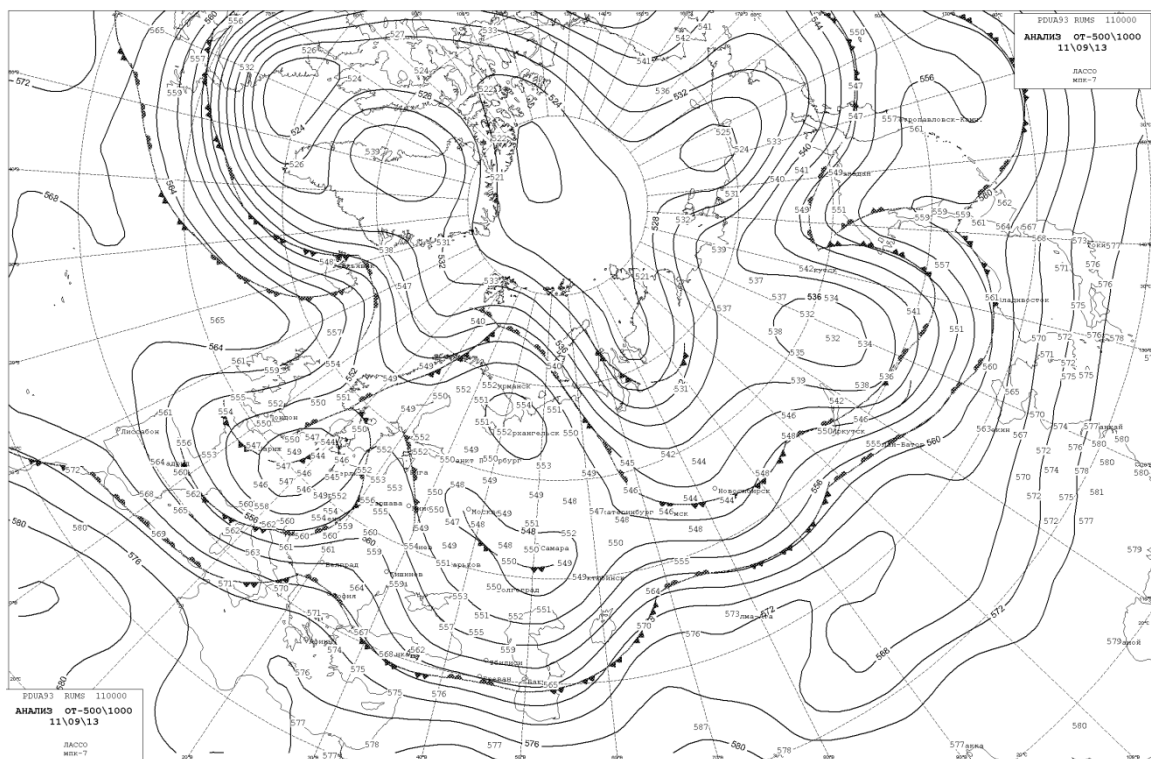


Рис 3.3 – Аналіз карти ОТ-500/1000 за 11 вересня 2013 року

Протягом доби (з 11 на 12.09.13) характер баричного поля біля поверхні землі суттєво не змінився, але замкнена область зниженого тиску перетворилася в улоговину, а пов'язані з нею фронти розмилися. Хвиля на полярному фронті рухаючись на схід, зросла по амплітуді і знаходиться над Чорноморським басейном між 40 та 50° пн. ш. (рис. 3.4).

В середній і верхній тропосфері в центральній частині висотного циклону і в передній частині висотної улоговини тиск декілька знизився, а в тилівій – виріс. Це призвело до зменшення інтенсивності ділянки ВФЗ над Атлантичним узбережжям Західної Європи і посиленню – над узбережжям Середземного та Чорного морів (рис. Б2, Б4). Завдяки цьому в західній частині улоговини швидкість вітру в струминній течії зменшилась з 45 до 35 м/с, а в південній зросла з 32 до 37 м/с. в цій частині улоговини градієнт геопотенціалу досягає 28 дам/1000 км, тобто ВФЗ є динамічно значущою. Із синоптичної метеорології відомо, що ВФЗ вважається динамічно значущою. Якщо градієнти геопотенціалу на картах абсолютної топографії дорівнюють або перевищують 16 дам/1000 км, а на картах ОТ умовою динамічної значущості ВФЗ є нерівність $\frac{\partial H}{\partial n} \geq 8 \frac{\text{дам}}{1000 \text{ км}}$ [7].

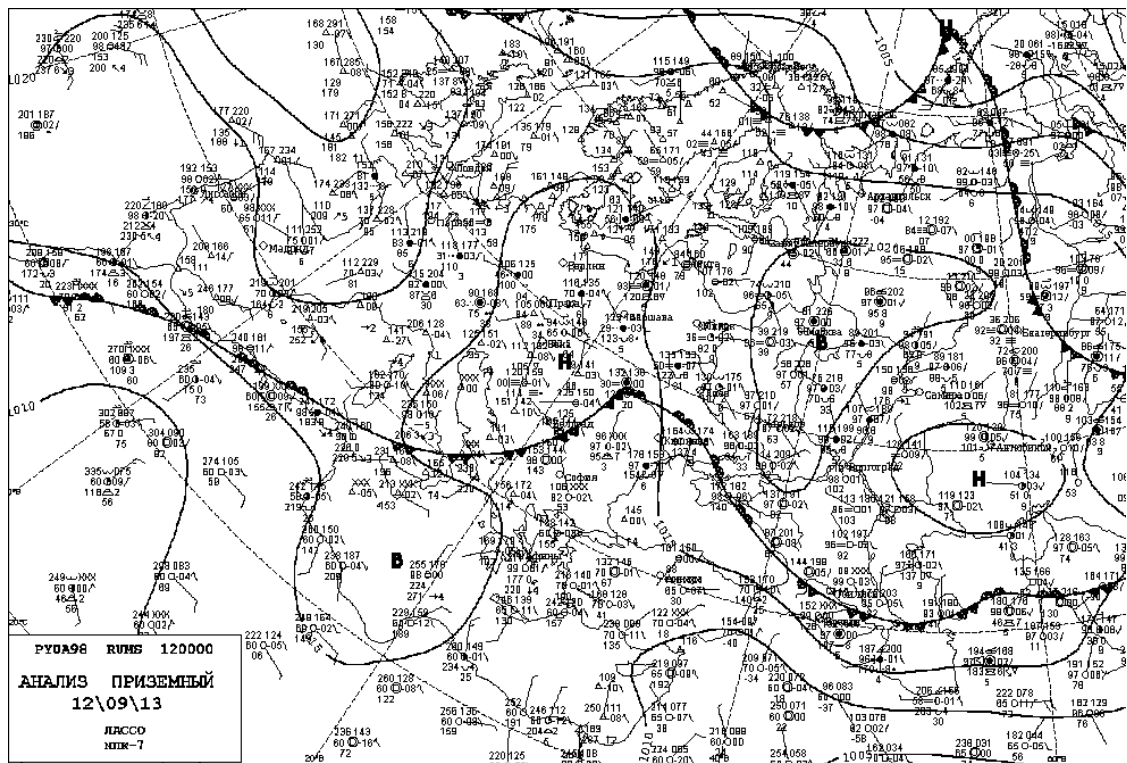


Рис 3.4 – Аналіз приземної карти за 12 вересня 2013 року

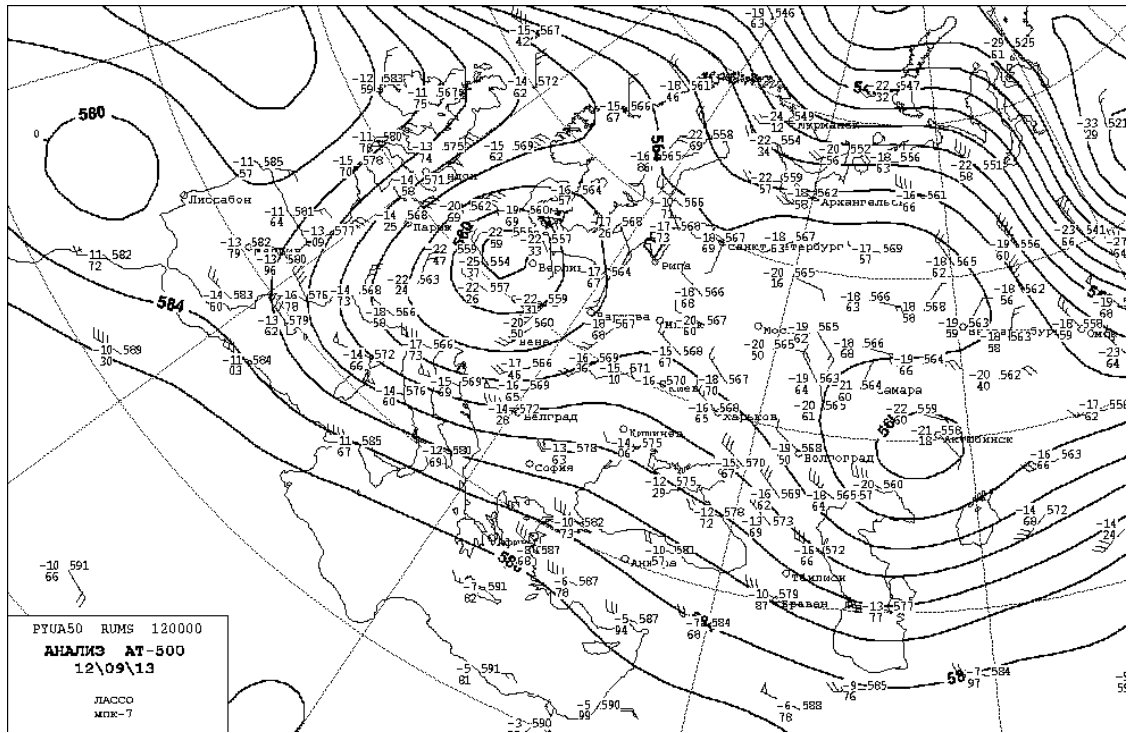


Рис 3.5 – Аналіз карти АТ-500 за 12 вересня 2013 року

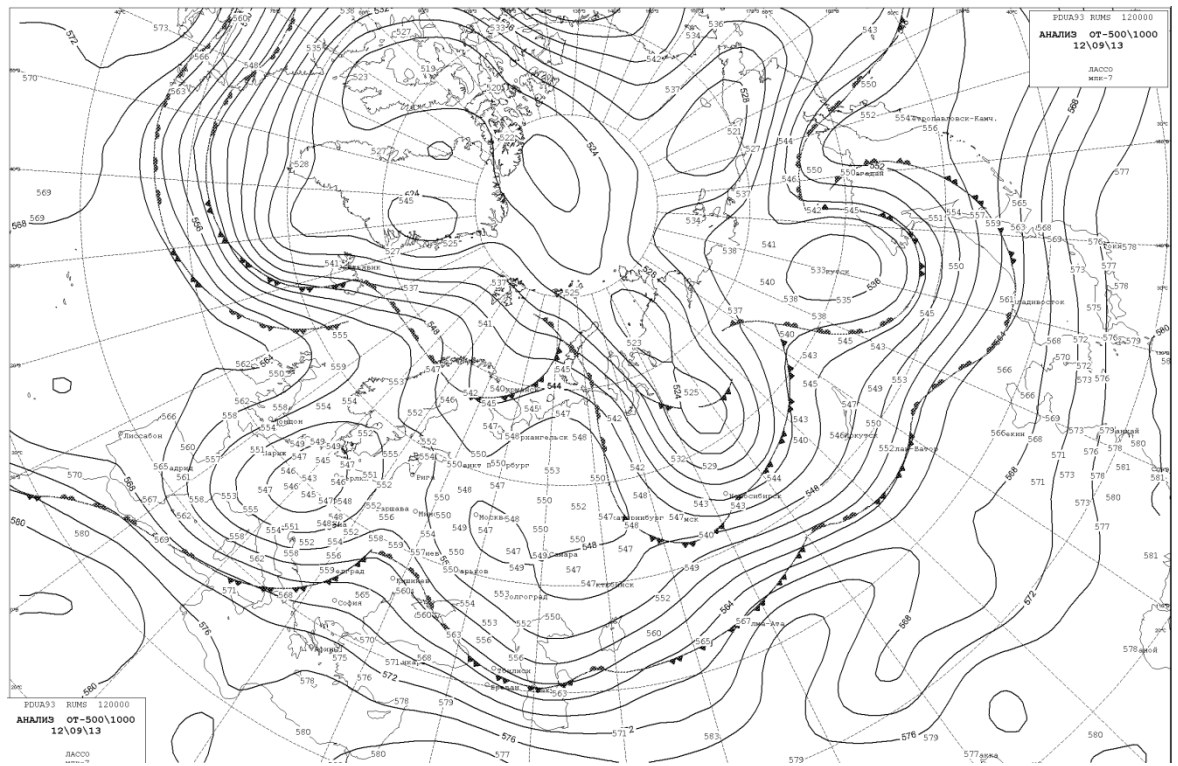


Рис 3.6 – Аналіз карти ОТ-500/1000 за 12 вересня 2013 року

В подальшому висотний циклон заповнювався, але в західній частині улоговини ВФЗ зберігалася і швидкості вітру тут досягали 20 м/с; на південній периферії швидкість коливалась від 20 до 35 м/с. Центр циклону на карті АТ-300 (рис.Б5) знаходиться в точці з координатами приблизно 17° сх. д. і 48° пн. ш., тобто шлях, який циклон пройшов з 11 по 13.09.2013р. в широтному напрямку, складає майже 7° або 500 км. Передня частина улоговини досягає західних районів України і західного Причорномор'я. Вісь гребеня, яка на початку розглянутого періоду проходила уздовж 22° сх. д., тепер проходить поблизу 30° сх.д.(рис.Б5).

Приземне поле тиску залишається мало градієнтним; більша частина Європейського континенту знаходиться під впливом гребеня азорського антициклону з заходу і гребеня зі сходу. Лише західна частина України та Балканський півострів знаходиться в улоговині з мінімальним тиском біля 1011 гПа. Полярний фронт з хвилями проходить над Середземноморським басейном через Балканський півострів на північне узбережжя Чорного моря (рис.Б.6).

Вище відзначалося, що погодні умови в області висотних циклонів розподіляються асиметрично. Так, зони опадів завжди пов'язані з передньою частиною висотного циклону. Найбільш сильні опади випадають під південно-східною його периферією [5.6].

На рисунках Б.7, Б.8 представлені карти добових опадів з 11 на 12 і з 12 на 13.09.13р. Порівняння цих карт показує, що по мірі повільного руху висотної улоговини на схід переміщувалась і зона опадів. Це особливо помітно на області інтенсивних опадів, яка з 11 на 12.09. знаходилась над західним узбережжям Балканського півострова, а з 12 на 13.09. – над західним Причорномор'ям.

3.2. Термодинамічна структура висотного циклону

Для дослідження термодинамічної структури висотного циклону використанні дані об'єктивного аналізу полів вітру та температури на основних ізобаричних поверхнях (850, 700, 500 і 300 гПа), за 11, 12 вересня

2013 р, а також синоптичні карти, карти баричної топографії та карти опадів період 11-13.09.13р.

В роботах по дослідженню висотних циклонів над Західною Європою [10-12] для аналізу структури висотних циклонів використовуються такі параметри: відносний вихор швидкості вітру, потенціальний вихор, термічний фронтальний параметр, адвекція температури та інші. Перелічені характеристики розраховані за даними об'єктивного аналізу полів вітру і температури у вузлах градусної сітки з кроком 2.5° по широті і довготі за методикою, викладеною в розділі 2.

Відомо, що відносний вихор (його вертикальну складову) можна розглядати як міру інтенсивності циклонів і антициклонів, тому для визначення розташування висотного циклону і його інтенсивності на всіх ізобаричних поверхнях, розраховані поля Ω_z , які представлені в таблицях В.1 – В.3 в одиницях 10^{-5} с^{-1} .

Аналіз поля Ω_z в нижній тропосфері показав, що 11.09.2013р. замкнена область максимальних додатних значень відносного вихору розташована в широтній смузі $50-55^\circ$ пн.ш. і збігається з центральною частиною висотного циклону на карті АТ-850 (табл.В.1) максимальне значення Ω_z складають 4.5 од., що майже в два рази перевищує порядок цієї величини, який складає 2 од. Треба відзначити, що циклонічне поле охоплює всю територію Західної Європи, північне Середземномор'я і західні райони України. З висотою інтенсивність циклонічної циркуляції збільшується. Так, на поверхні $P=700$ гПа (табл. В.2) максимальне значення Ω_z досягає 5.4 од., а циклонічне поле розповсюджуються на західне узбережжя Чорного моря. Як і на поверхні 850 гПа, замкнена область додатних значень Ω_z збігається з висотним циклоном на карті АТ-700.

В середній тропосфері, тобто на карті АТ-500 (рис.3,7) значення Ω_z досягають вже 9.2 од. Область, в якій вихор перевищує 4 од. займає більш поширену територію в порівнянні з поверхнею $P=700$ гПа; ця область розташована між паралелями $45 - 55^\circ$ пн. ш. і меридіанами $2.5 - 15$ сх. д. Саме в цій області знаходиться висотна улоговина, в якій сформувався висотний циклон. Максимальне значення Ω_z відповідає центру циклону (рис. 3.2). Максимальної інтенсивності відносний вихор досягає у верхній тропосфері: в центральній частині циклону найбільше значення Ω_z сягає

майже 15 од.. тобто тут відносний вихор має порядок планетарного вихору. Від'ємні значення Ω_z відповідають баричним гребеня, які оточують циклон. Лише мала частина гребеня, який оточує висотну улоговину з заходу, попадає в розрахункову область. Максимальне значення Ω_z в цій його частині складає -3,4 од. Гребінь зі сходу найбільш чітко в полі Ω_z простежується в середній і верхній тропосфері: на ізобаричних поверхнях 500 і 300 гПа абсолютні максимальні величини Ω_z складають майже 3 і 6 од. відповідно (рис. 3.7, табл. В.3).

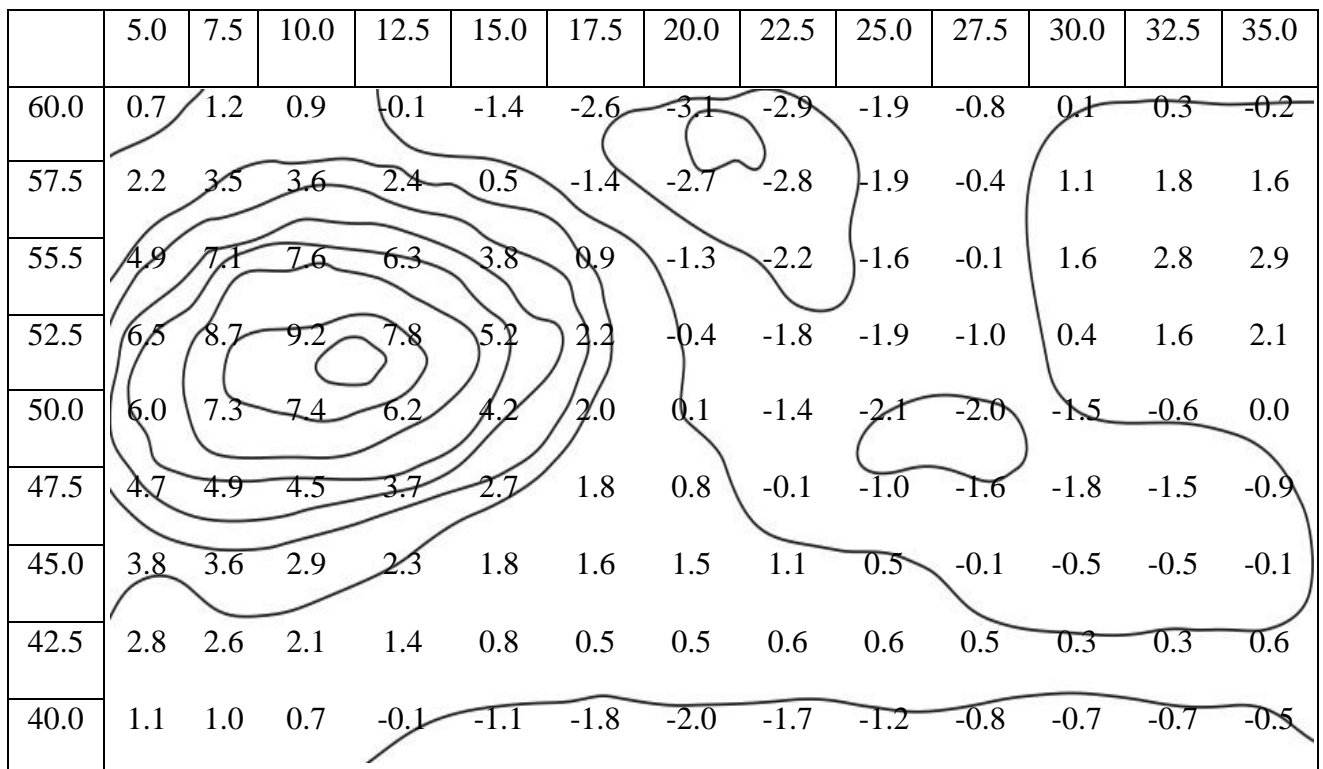


Рис 3.7 – Поле $\Omega_p \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ за 11.09.13 АТ-500

Для наочності побудовано вертикальний розріз на широті 52.5° пн. ш., де на довготі 10° сх. д. знаходиться центр висотного циклону (рис. 3.8). Рисунок показує, що на всіх рівнях максимальні значення відносного вихору відповідають центру висотного циклону і що інтенсивність циклонічного вихору зростає з висотою. В гребені, розташованому на східній периферії улоговини, найбільші величини Ω_p знаходяться на вісі гребеня, але

антициклонічне поле відрізняється значно меншою інтенсивністю в порівнянні з циклонічним.

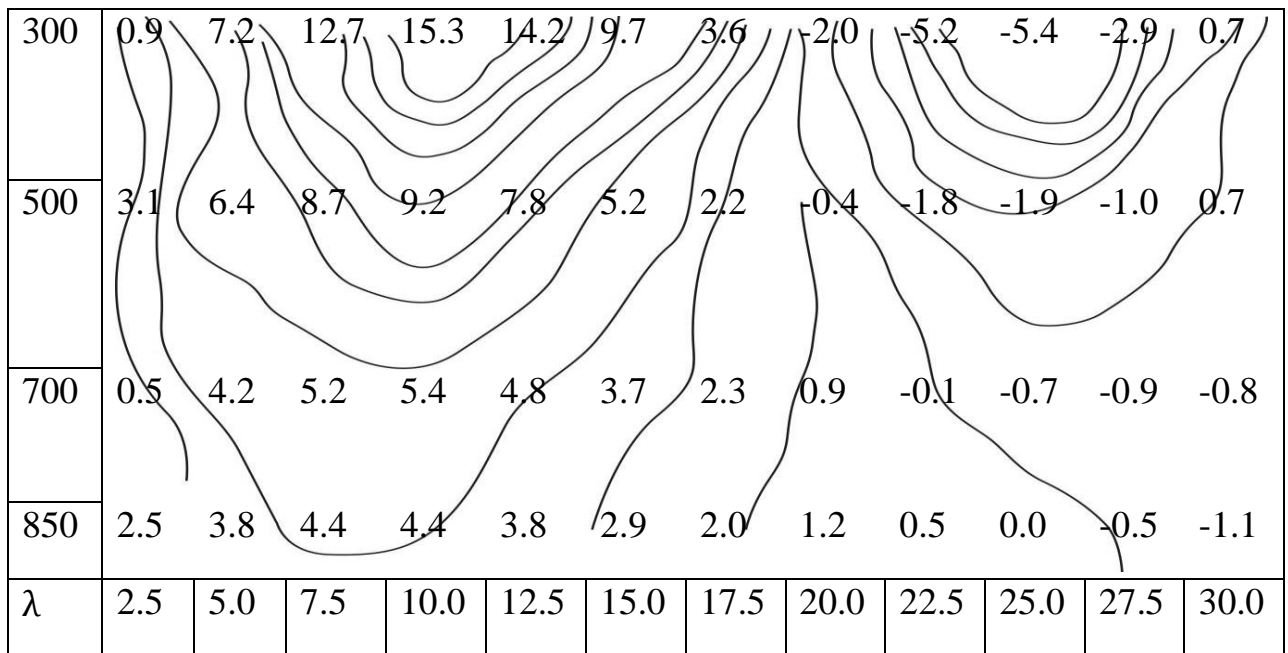


Рис 3.8 – Вертикальний розріз. ——— - ізолінії. $\Omega_p = \text{const}$

Треба відмітити, що поле фактичного відносного вихору в цілому добре віддзеркалює поле тиску: максимальні абсолютні значення Ω_z відповідають центра або осям баричних утворень, але в області баричного гребеня поряд з від'ємними значеннями Ω_z мають місце додатні, які відповідають циклонічній циркуляції.

Згідно з фільтрованими прогностичними моделями адвекція вихору та температури відіграють основну роль в еволюції поля тиску [8]. Відповідно до геострофічної моделі для бароклінної атмосфери адвекція циклонічного вихору, більш інтенсивного циклонічного вихору або адвекція менш інтенсивного антициклонічного вихору на деякому рівні атмосфери приводить до зниження тиску на цьому рівні і, навпаки, адвекція антициклонічного вихору в знакоперемінних полях тиску приводить до його зростання [2].

Отже, розглянемо поля адвекції відносного вихору, які представлені в таблицях 3.1, В.4 – В.6. Із таблиць видно, що в передній частині висотної улоговини переважає адвекція циклонічного вихору; так, на карті 850 гПа

значення A_{Ω} перевищують 3 од. (одиниця – це $10^{-10} \cdot \text{с}^{-2}$). В тилівій частині відбувається адвекція антициклонічного вихору. Такий розподіл адвекції сприятиме падінню тиску і поширенню улоговини на схід (рис. Б.1, Б.3). З висотою адвекція вихору значно посилюється. Так, на поверхні 300 гПа адвекція циклонічного вихору на східній периферії висотної улоговини змінюється в широких границях, але найбільші її значення майже в 7-8 разів перевищують порядок A_{Ω} , який дорівнює 4 од. В тилівій частині улоговини спостерігається адвекція антициклонічного вихору, менш інтенсивна, ніж адвекція циклонічного вихору.

Отже, аналіз полів відносного вихору Ω_p і адвекції A_{Ω} показав, що при наявності висотного циклону в нижній тропосфері відносний вихор набуває порівняно великих значень, які майже в 2-3 рази перевищують порядок ($2 \cdot 10^{-5} \text{с}^{-1}$), лише в області висотної улоговини з циклоном. Підвищенні, але менші за порядком ($4 \cdot 10^{-5} \text{с}^{-1}$), значення адвекції A_{Ω} отримані в північній та південній частинах висотного циклону.

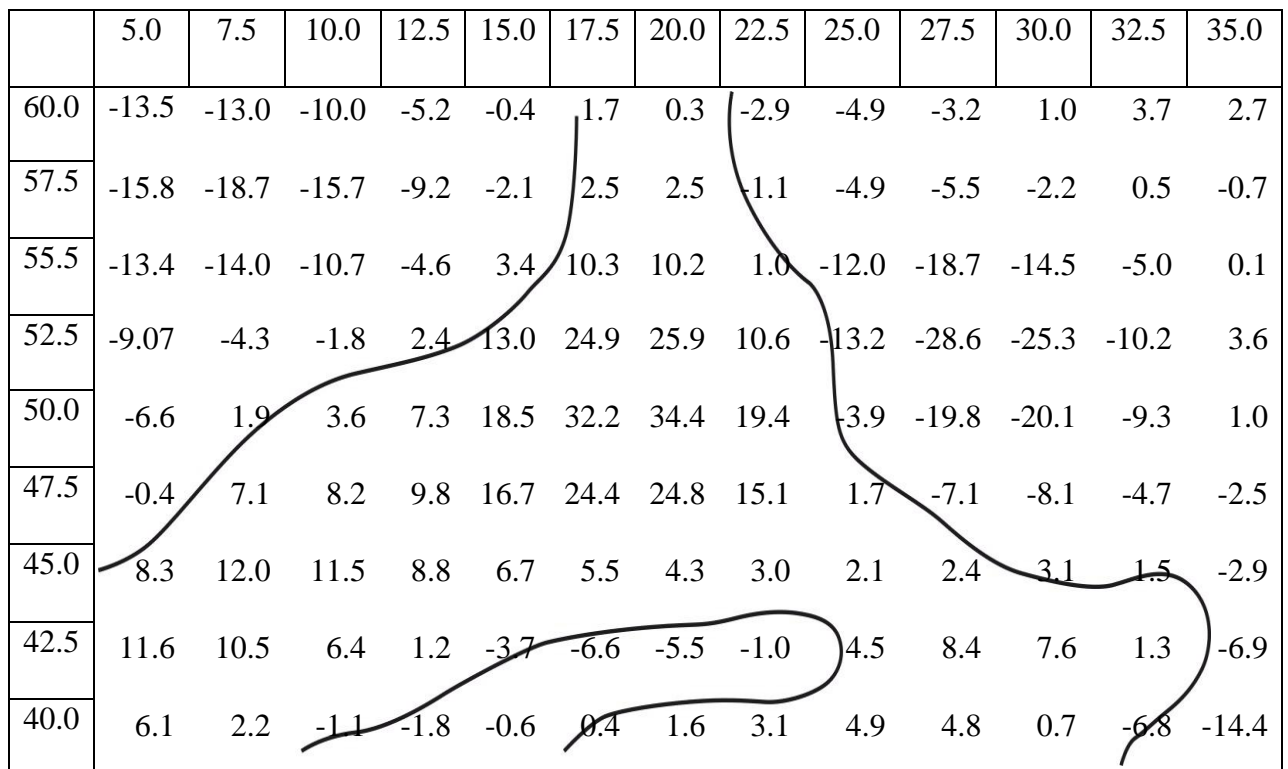


Рис 3.9 – Поле $A_{\Omega} \cdot 10^{-10} \text{с}^{-2}$ на поверхні 300 гПа за 11.09.2013

Поля A_{Ω} показують, що лінія нульової адвекції з висотою зміщувались на південь і на схід, тобто зростала не тільки інтенсивності адвекції вихору, а і площа адвекції антициклонічного вихору в північно-західній частині висотної улоговини і північній частині циклону. На всіх ізобаричних поверхнях нульова адвекція відмічалася поблизу центру циклону, координати якого 11.09.13р. складала $52,5^{\circ}$ пн. ш. і 10° сх. д. (рис.3.1)

Оскільки адвекція вихору є динамічним фактором змін тиску в атмосфері [7], можна зробити висновки, щодо впливу A_{Ω} на еволюцію висотної улоговини з циклоном. За рахунок переносу антициклонічного вихору тиск в нижній тропосфері буде зростати на південно-східній і північно-західній периферіях висотної улоговини; в середній і верхній тропосферні тиск зростатиме в північно-західній і північній частинах висотного циклону, на решті території в області висотної улоговини тиск повинен падати, особливо у верхній тропосфері, де додатні значення A_{Ω} перевищують 30 од. (рис.В.6)

Розглянемо тепер другий фактор, який суттєво впливає на зміни тиску в атмосфері, - адвекцію температури (A_T).

	5.0	7.5	10.0	12.5	15.0	17.5	20.0	22.5	25.0	27.5	30.0	32.5	35.0
60.0	-0.1	0.1	-0.6	-1.0	-1.1	-0.8	-0.3	0.3	0.6	0.7	-0.2	-1.8	-3.6
57.5	-2.0	-4.1	-7.7	-10.	-9.4	-6.1	-2.7	-0.7	0.1	0.6	0.3	-0.7	-2.1
55.5	0.5	-3.4	-9.2	-11.	-7.4	-1.4	1.9	1.1	-1.5	-2.3	-1.2	0.1	0.1
52.5	9.5	5.5	0.0	-1.9	0.6	4.2	5.1	1.3	-2.0	-3.4	-0.1	2.3	2.1
50.0	12.1	9.7	6.0	3.7	3.1	2.7	1.3	-1.4	-2.6	-0.6	1.4	2.4	2.0
47.5	9.1	9.8	7.6	2.9	-2.3	-5.8	-6.1	-4.3	-2.1	-0.3	2.0	4.2	3.1
45.0	3.2	4.1	4.8	2.2	-1.6	-3.4	-3.6	-2.8	-0.7	0.4	0.8	1.2	0.03
42.5	0.1	1.6	1.3	-0.8	-3.3	-5.1	-4.8	-3.8	-1.6	0.6	1.6	1.5	1.3
40.0	-0.1	0.1	-1.4	-2.7	-2.8	-3.7	-4.8	-4.2	-2.3	-0.2	1.3	1.9	1.1

Рис 3.10 – Поле $A_T \cdot 10^{-5}$ К·с на поверхні 300 гПа за 11.09.2013р

Як показують розрахунки, поле температурної адвекції в області висотної улоговини відрізняється значною неоднорідністю. Так, на карті АТ-850 видно, що тиловій частині висотної улоговини відмічається як адвекція тепла (до півночі від 50° пн. ш.), так і адвекція холоду (південніше 50° пн. ш.). Лінія нульової адвекції проходить поблизу центру циклону в зональному напрямку вздовж 50° пн. ш. і в меридіональному – поблизу $12,5^\circ$ сх.д. Адвекція холоду більш інтенсивне, її максимальні значення декілька перевищують $8 \cdot 10^{-5} \text{K} \cdot \text{c}^{-1}$. Область від'ємних значень A_t поширюються і на передню частину улоговини. Адвекція тепла, менш інтенсивна, ніж адвекція холоду, відмічається в області висотного гребеня з замкнутим центром над Прибалтикою.

На поверхні 700 гПа області з додатними і від'ємними значеннями A_t розташовані приблизно так, як і на поверхні 850 гПа, але більш інтенсивною на цьому рівні є адвекція тепла; її максимальне значення складає 7,3 од. (од. = $10^{-5} \text{K} \cdot \text{c}^{-1}$), тобто дорівнює порядку A_t .

В середній і верхній тропосфері адвекція тепла в тиловій частині висотної улоговини зберігається і максимальні значення A_t перевищують порядок: так, на поверхні 500 гПа адвентивні зміни температури досягають 9,4 од, а на поверхні АТ-300 – майже 12 од.

В передній частині улоговини на поверхні 500 гПа, як і на нижніх рівнях, переважає адвекція холоду, хоча вона досить слабка (не перевищує 4,2 од.); у верхній тропосфері поблизу осі улоговини спостерігається адвекція тепле з максимальним значенням біля 10 од.; на східній периферії улоговини має місце поширена область від'ємних значень A_t . (табл.)

Отже, аналіз температурної адвекції на різних рівнях показав, що розподіл областей додатних і від'ємних значень A_t не відповідає типовим умовам, відповідно до яких в тилу циклону або улоговини спостерігається адвекція холоду, а в передній частині – адвекція тепла. В нашому випадку в тиловій частині улоговини переважає адвекція тепла, а в передній поряд з адвекцією тепла спостерігається і адвекція холоду. Така структура поля A_t пояснюється тим, що висотний циклон сформувався в омега-образній улоговині, яке зі сходу і заходу оточується поширеними теплими гребенями, які досягають полярних широт. Крім того, осередки холоду на різних рівнях

не збігаються з висотним циклоном і відповідно – улоговина холоду з баричною улоговиною (рис. 3.2, 3.3).

Як відзначалося вище, за допомогою термічного фронтального параметра можна виявляти ділянки фронтів, які пов'язані завжди з бароклініними зонами, де температурні контрасти досить значні. В таблицях 3.1, 3.2, В.10, В.11 представлені значення фронтального параметра на відповідних ізобаричних поверхнях. За даними табл. 3.1 видно, що на поверхні 850 гПа в більшості вузлів сітки значення ТФП від'ємні, що свідчить про не фронтальні умови.

Заштриховані області додатних значень параметра відповідають холодній ділянці арктичного фронту над Прибалтикою і фронту оклюзії біля поверхні землі (табл.3.1, рис. 3.1). Полярний фронт в полі фронтального параметра практично не виявляється.

Таблиця 3.1 – Значення $TFP \cdot 10^{-11} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 11.09.2013р. на поверхні 850 гПа

	5.0	7.5	10.0	12.5	15.0	17.5	20.0	22.5	25.0	27.5	30.0	32.5	35.0
60.0	-0.15	-0.02	-0.14	-0.04	0.04	0.11	0.00	0.21	0.20	0.09	-0.01	-0.12	-0.21
57.5	-0.02	0.07	0.00	0.00	0.04	0.10	0.19	0.01	0.18	0.15	0.06	-0.04	-0.12
55.0	-0.03	0.00	-0.03	-0.08	-0.04	0.04	0.13	0.20	-0.02	0.14	0.10	0.01	-0.06
52.5	-0.09	-0.08	-0.02	-0.06	-0.15	-0.09	0.01	0.10	0.02	0.00	0.08	0.02	-0.01
50.0	0.03	-0.01	-0.10	-0.15	-0.17	-0.14	-0.05	0.05	0.04	-0.04	0.02	0.00	-0.04
47.5	-0.17	-0.12	-0.11	-0.14	-0.13	-0.09	-0.01	0.07	0.01	-0.05	-0.02	-0.05	-0.09
45.0	-0.15	-0.10	-0.07	-0.06	-0.06	-0.02	0.03	0.04	-0.04	-0.05	-0.03	-0.07	-0.13
42.5	-0.09	-0.07	-0.06	-0.06	-0.05	-0.01	0.02	-0.01	-0.05	-0.03	-0.02	-0.04	-0.10
40.0	-0.03	-0.02	-0.02	-0.02	0.00	0.05	0.05	0.03	0.02	0.04	0.08	0.08	0.05

На поверхні 500 гПа ТФП > 0 на ділянці ВФЗ, яка проходить по південно-східній і східній периферії висотної улоговини. Під цією ділянкою ВФЗ проходить полярний фронт з хвилею над Балканським півостровом (табл.В.11). На карті АТ-700 зона додатних ТФП зона має приблизно ту ж площу, що і на поверхні 500 гПа, але значення ТФП тут менші. На поверхні 300 гПа (табл. 3.2) в полі ТФП добре виявляються ділянки ВФЗ, яка окреслює висотний циклон.

Більші значення параметра отримані для найбільш активної ділянки ВФЗ, яке проходить по західній периферії висотної улоговини.

В розділі 2 відзначалось, що потенціальний вихор Ертеля має різні значення в стратосферному і тропосферному повітрі [8,9], тому цю характеристику можна використовувати для визначення вертикальних циркуляцій в атмосфері.

Таблиця 3.2. – Значення TFP 10^{-11} К·м⁻¹ у вузлах сітки, 11.09.2013 р. на поверхні 300гПа

	5.0	7.5	10.0	12.5	15.0	17.5	20.0	22.5	25.0	27.5	30.0	32.5	35.0
60.0	0.14	0.16	0.09	0.02	-0.02	-0.05	-0.06	-0.04	-0.04	-0.01	0.01	0.032	0.03
57.5	0.14	0.14	0.08	-0.02	-0.12	-0.15	-0.09	0.00	0.02	0.05	0.07	0.04	0.01
55.0	0.19	0.14	0.00	-0.17	-0.25	-0.12	-0.10	-0.13	-0.12	-0.10	-0.07	-0.09	-0.13
52.5	0.12	0.01	-0.15	-0.27	-0.08	-0.18	-0.18	-0.06	-0.03	-0.01	0.00	-0.04	-0.09
50.0	-0.02	-0.09	-0.15	-0.01	-0.14	-0.10	0.02	0.08	0.06	0.07	0.11	0.08	0.03
47.5	-0.08	-0.12	-0.05	-0.13	-0.18	-0.06	0.08	0.14	0.08	0.02	0.07	0.07	0.04
45.0	0.06	0.03	-0.06	-0.09	-0.02	0.06	0.09	0.06	-0.01	-0.03	0.00	0.03	0.03
42.5	-0.06	-0.04	-0.03	0.00	0.04	0.06	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
40.0	-0.01	0.00	0.02	0.05	0.07	0.09	0.09	0.09	0.07	0.08	0.08	0.06	0.04

Розглянемо вертикальний розріз через центральну частину висотного циклону, на який нанесені значення потенціального вихору PV і потенціальної температури. Рисунок 3.11 показує, що вихор PV в тилівій і центральній частинах висотного циклону між рівнями 500 і 300 гПа коливається в межах 1.0 – 2.4 рvv, які характерні для субстратосферного повітря. Можна зробити висновок, що в тилівій частині висотної улоговини і біля центру циклону спостерігаються ніс хідні вертикальні рухи, які сприяють розмиванню хмарності і формуванню погоди без опадів.

В передній тилівій частині улоговини PV набуває менших значень особливо в середній і верхній тропосфері, що може свідчити про наявність висхідних рухів, завдяки яким на верхні рівні попадає повітря з нижньої тропосфери. Відзначимо, що для тропосферного повітря PV має порядок 0.3-0,6 рvv.

Розраховані поля вихору за 12.09.13, які представленні в таблицях (В.14, В.15), показують на те, що центр циклону повільно рухався майже в східному напрямку і в полі Ω_p його центральна частина займає поширену територію в широтній смузі $50-55^\circ$ пн. ш. в нижній тропосфері, де максимальні значення Ω_p складає 2.85 од (табл. В.14); у верхній тропосфері Ω_p значно перевищує порядок і досягає 13.9 од. Тут центр циклону в полі Ω_p збігається з баричним центром (рис.Б.4, табл.В.14) .

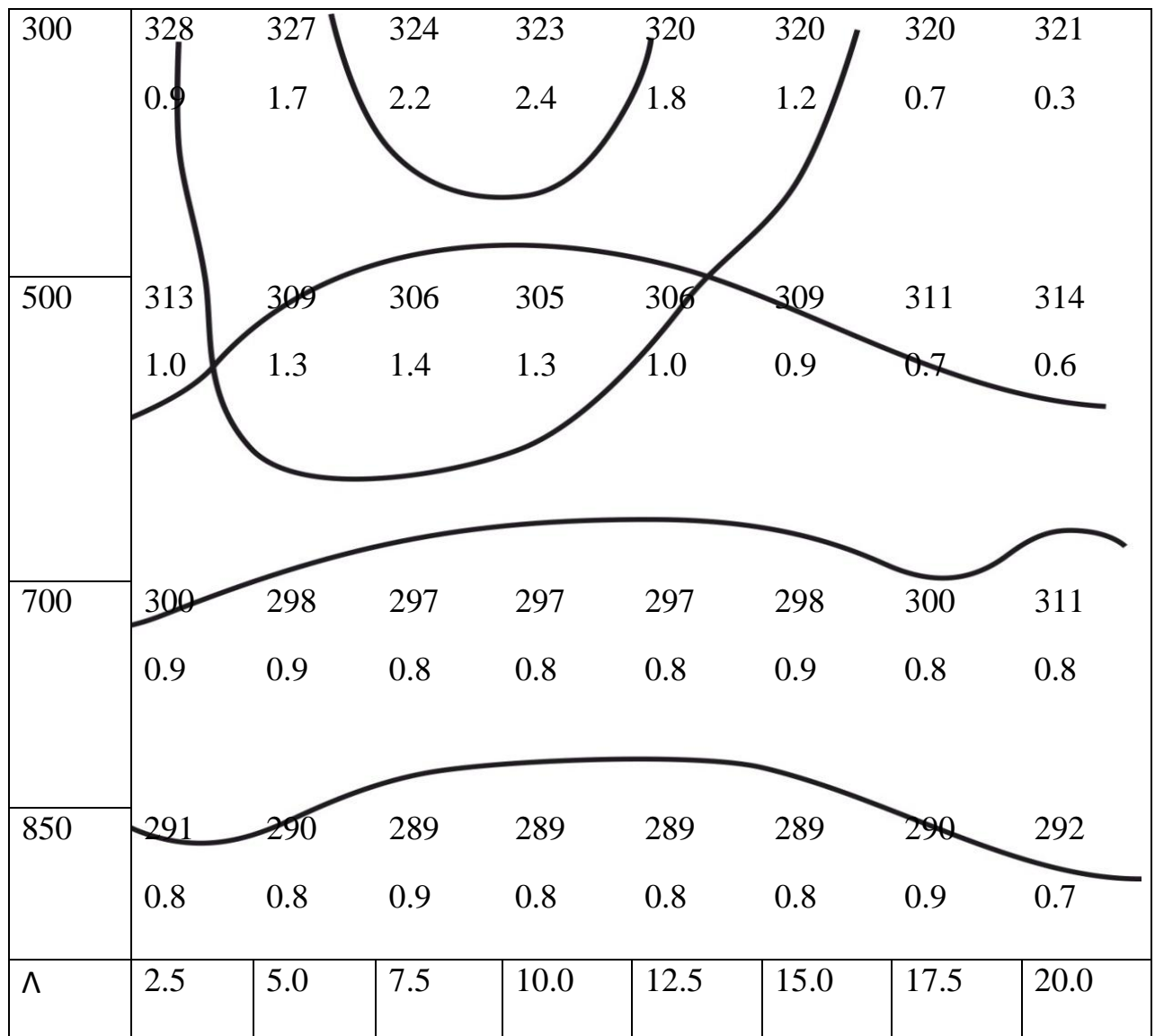


Рис 3.11 – Вертикальний розріз для PV і θ

Поле адвекції вихору в нижній і верхній тропосфері також значно розрізняються на рівні 850 гПа в передній частині висотної улоговини і на її

західній периферії переважає адвекція антициклонічного вихору, а в центральній області - циклонічного, але значення A_{Ω} не перевищують 1.5 од (табл.В.16). На рівні 300 гПа відмічається поширена область додатних значень Ω_p , які досягають майже 20 од. Вся тилова частина висотної улоговини знаходиться під дією антициклонічної адвекції, яка приводить до підвищення тиску (найбільш інтенсивна вона на західній периферії) (В.3).

Щодо термічного фактору еволюції поля тиску, то розрахунки показують, що в нижній тропосфері в передній частині улоговини переважає адвекція холоду, а в тилівій – адвекція тепла, при цьому адвекція холоду більш інтенсивна в порівнянні з адвекцією тепла, хоча від’ємні значення A_T не перевищують порядку цієї величини - $7 \cdot 10^{-5} \cdot K \cdot c^{-1}$ (табл.В.18). В середній тропосфері спостерігається майже такий розподіл адвекції, а в верхній тропосфері, навпаки, в передній частині висотної улоговини переважає досить інтенсивна адвекція тепла - до 14 од., а в тилу – менш інтенсивна адвекція холоду.

Якщо порівняти поля адвекції за 11 і 12.09.13р. то можна бачити, що інтенсивність як адвекції температури, так і відносного вихору зменшилася, але цієї інтенсивності досить, щоб підтримувати існування висотної улоговини і циклону. З часом улоговина повільно зміщувалася у східному напрямку, займала все більшу площу і повільно заповнювалась в нижній тропосфері. Так, висота ізобаричної поверхні в центральній частині циклону з 11 на 12.09 зростає майже на 2 дам (від 142 до 144 дам), а з 12 на 13.09 – приблизно на 3 дам. Цьому сприяла адвекція холоду в передній частині улоговини. Адвекція вихору відіграла протилежну роль, але вона була менш інтенсивна за температурну адвекцію.

3.3. Погодні умови в Україні, які пов’язані з висотним циклоном

В роботах, які присвячені дослідженню висотних циклонів, тобто циклонів відсікання [5,6,10-12], відзначається, що розподіл погодних умов в області таких циклонів є асиметричні. Ця особливість полягає в тому, що опади спостерігаються завжди в передній частині, а в тилівій зберігається

малохмарна погода без суттєвих опадів. Автори [5,6] при дослідженні структури цих циклонів зробили висновок про те, що велику роль в формуванні зон опадів відіграє дивергенція по вітряних течій. При русі на південь холодне полярне повітря осідає, завдяки чому на верхніх рівнях відбувається конвергенція течій, а на нижніх – дивергенція. Такий розподіл областей збіжності і розбіжності призводить до виникнення низхідних вертикальних рухів [5].

В передній частині циклону на нижніх рівнях переважає конвергенція, а на верхніх – дивергенція. В результаті виникають компенсаційні висхідні рухи, під дією яких утворюються хмарність і опади.

В даній роботі для перевірки цього твердження розраховані поля дивергенції за даними об'єктивного аналізу поля вітру за 11.09.13р. результати розрахунків представлені у вигляді таблиць (3.3, 3.4 і В.12, В.13). Аналіз таблиць 3.3, 3.4 показує, що на рівні 850 гПа в тилій частині висотного циклону, центр якого знаходиться в точці з координатами 52.5° пн. ш. і 10° сх. д. переважає розбіжність повітряних течій, оскільки в більшості вузлів значення D_s додатні. В передній частині, навпаки, переважає збіжність (табл.3.3).

У верхній тропосфері розташування областей з додатними і від'ємними значеннями дивергенції зворотне по відношенню до ізобаричної поверхні 850 гПа (табл. 3.3, 3.4). Таку ж картину, але менш чітку можна бачити на поверхнях 500 і 700 гПа (табл. В.12, В.13) .

Отже, наявність низхідних вертикальних рухів в тилій частині висотної улоговини з циклоном і висхідних – в передній підтверджується результатами розрахунків і аналізу як потенціального вихору, так і дивергенції.

Треба відзначити, що області, де виникають висхідні вертикальні рухи на всіх ізобаричних поверхнях (особливо на АТ-500) досить поширені. Якщо порівняти ці області з зонами опадів, які наведені на рисунках 3.12, 3.13 добре збігаються. Але в період 11-12 вересня на формування зон опадів впливали теплі і холодні ділянки арктичного фронту в північних районах Західної Європи, а над Балканським півостровом і Західним Причорномор'ям – гілки полярного фронту. Значні півдобові суми опадів спостерігаються на

північно-східному узбережжі Адріатичного моря і досягають 13-14 мм, а в районах північно-західного Причорномор'я вони перевищують 20 мм.

Таблиця 3.3 – Значення $D \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 11.09.2013 р.
на поверхні 850гПа

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	0,26	0,32	0,33	0,29	0,24	0,18	0,11	0,01	-0,02	-0,06	-0,05	-0,06	-0,08	-0,14	-0,21
60,0	-0,09	0,05	0,19	0,23	0,23	0,22	0,19	0,14	0,13	0,14	0,09	0,07	-0,02	-0,11	-0,18
57,5	-0,30	-0,12	0,03	0,16	0,21	0,23	0,19	0,18	0,19	0,22	0,24	0,17	0,10	0,07	0,01
55,0	-0,52	-0,27	0,03	0,21	0,24	0,17	0,12	0,08	0,11	0,22	0,23	0,17	0,07	-0,02	-0,08
52,5	-0,31	-0,03	0,16	0,22	0,14	-0,03	-0,21	-0,28	-0,18	-0,02	0,09	0,10	0,05	-0,08	-0,19
50,0	0,02	0,18	0,24	0,12	-0,08	-0,33	-0,51	-0,48	-0,35	-0,14	0,01	0,13	0,12	0,06	-0,01
47,5	0,26	0,22	0,12	-0,04	-0,32	-0,51	-0,55	-0,47	-0,24	-0,02	0,11	0,22	0,27	0,35	0,34
45,0	0,30	0,13	-0,01	-0,18	-0,27	-0,39	-0,38	-0,18	0,03	0,12	0,16	0,19	0,28	0,45	0,53
42,5	0,12	0,01	-0,02	0,00	-0,04	-0,11	-0,06	0,15	0,32	0,33	0,20	0,07	0,11	0,32	0,49
40,0	-0,09	-0,02	0,12	0,18	0,08	-0,05	0,00	0,25	0,52	0,58	0,38	0,10	0,07	0,21	0,35
37,5	-0,23	-0,01	0,20	0,19	-0,09	-0,39	-0,39	0,01	0,49	0,66	0,55	0,26	0,14	0,22	0,29

Таблиця 3.4 – Значення $D \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 11.09.2013 р.
на поверхні 300гПа

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	-0,64	-0,73	-0,74	-0,71	-0,53	-0,47	-0,31	-0,17	-0,05	0,01	0,07	0,12	0,24	0,35	1,10
60,0	-0,65	-0,85	-0,90	-0,81	-0,63	-0,45	-0,31	-0,22	-0,23	-0,31	-0,40	-0,36	-0,20	0,04	0,29
57,5	-0,31	-0,52	-0,69	-0,68	-0,62	-0,42	-0,20	-0,13	-0,16	-0,24	-0,38	-0,44	-0,35	-0,10	0,16
55,0	-0,39	-0,52	-0,53	-0,40	-0,10	0,27	0,52	0,58	0,46	0,08	-0,32	-0,60	-0,72	-0,55	-0,32
52,5	-0,52	-0,37	-0,17	0,07	0,47	0,82	1,02	1,06	0,84	0,44	-0,05	-0,50	-0,77	-0,82	-0,67
50,0	-0,85	-0,48	-0,03	0,43	0,78	1,00	1,07	0,97	0,74	0,40	0,02	-0,33	-0,54	-0,61	-0,56
47,5	-1,17	-0,68	-0,04	0,61	1,01	1,10	0,90	0,58	0,28	0,02	-0,11	-0,24	-0,29	-0,26	-0,26
45,0	-0,92	-0,46	0,19	0,80	1,12	1,05	0,64	0,12	-0,24	-0,36	-0,33	-0,22	-0,12	-0,09	-0,08
42,5	-0,35	-0,13	0,30	0,75	0,97	0,80	0,35	-0,12	-0,50	-0,63	-0,52	-0,28	-0,11	-0,12	-0,17
40,0	0,01	0,09	0,27	0,42	0,50	0,41	0,15	-0,23	-0,52	-0,60	-0,53	-0,37	-0,27	-0,25	-0,28
37,5	0,26	0,33	0,27	0,13	0,01	-0,03	-0,07	-0,18	-0,34	-0,49	-0,51	-0,43	-0,34	-0,24	-0,18

Можна вважати, що висхідні вертикальні потоки посилювали процеси марно – і опадоутворювання всій території, яка знаходилась під передньою частиною висотної улоговини. Найбільш інтенсивні опади спостерігалися над північними районами Балканського півострова і північно-західним Причорномор'ям, тобто саме під південно-східною частиною висотної улоговини, де згідно з дослідженнями [5,6] спостерігаються найбільш інтенсивні опади (рис.3.1, 3.12)

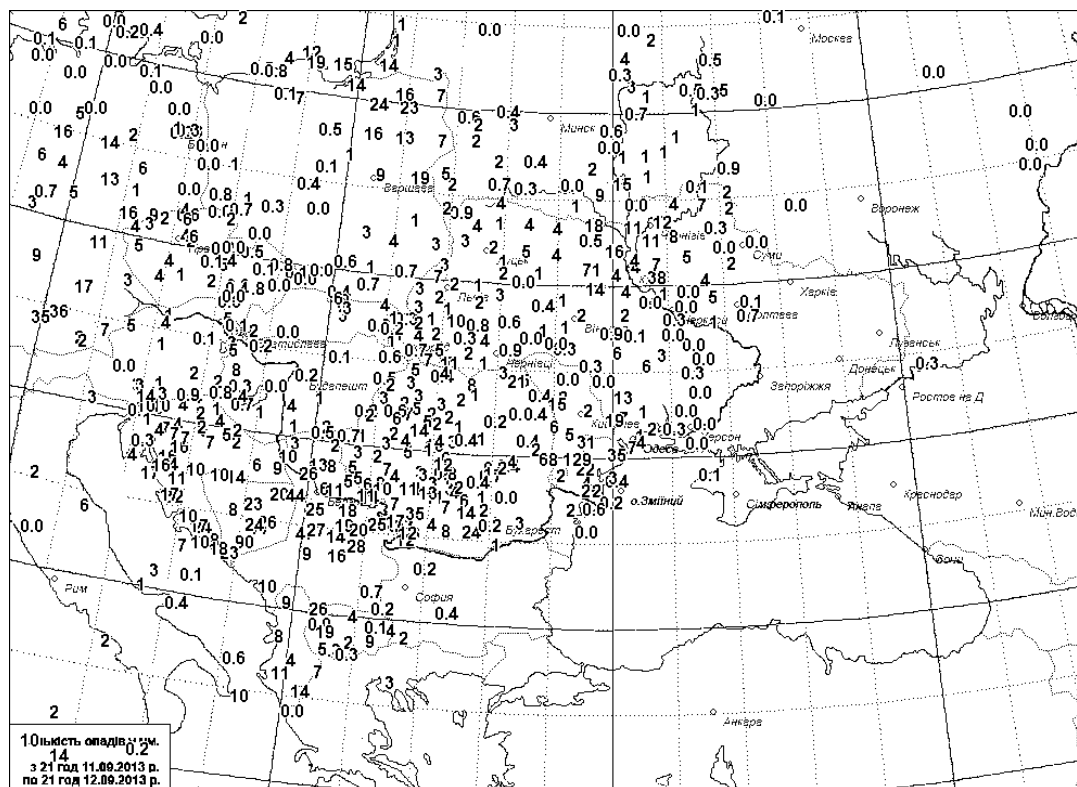


Рис 3.12 – Поле опадів з 11 на 12 вересня 2013 року

В період 12-13 вересня зона опадів поширюється і її розміри не можна пояснити лише впливом атмосферних фронтів. Ділянки полярного фронту впливають на райони Балканського півострова і західне Причорномор'я. Решта території, зокрема, західні і центральні райони України знаходяться під передньою частиною висотної улоговини, де завжди присутні висхідні вертикальні рухи (рис. 3.13, Б.4, Б.5).

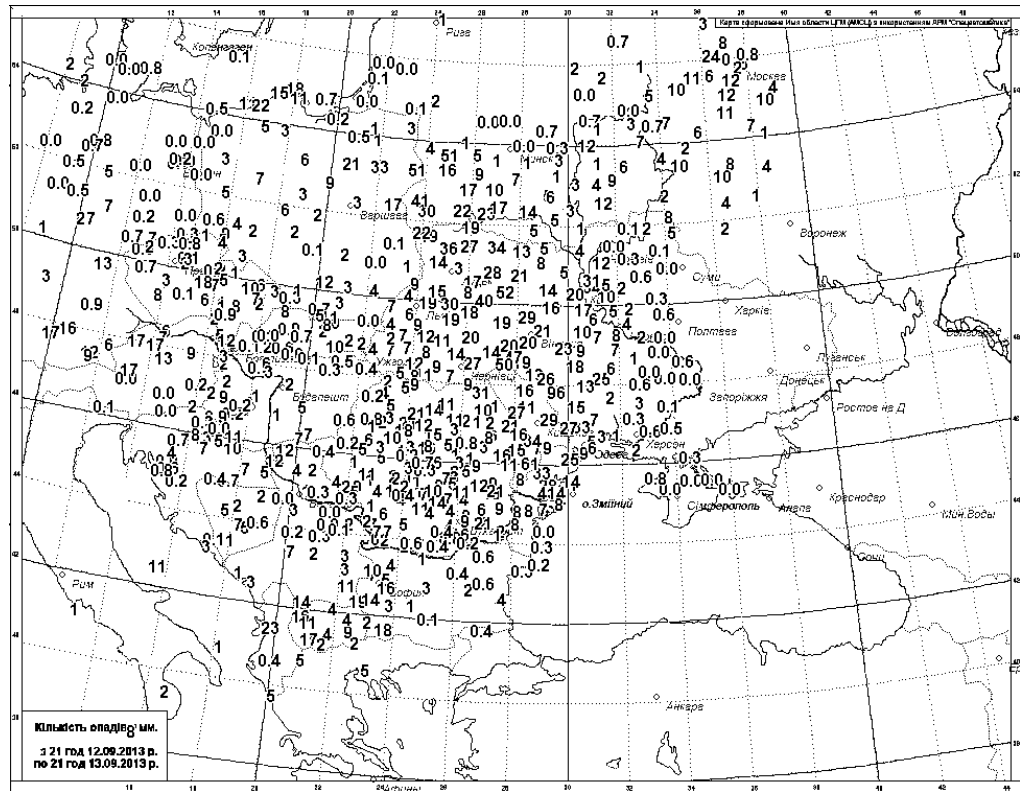


Рис 3.13 – Поле опадів з 12 на 13 вересня 2013 року

Відзначимо, що зона опадів (з 11 на 12.09) добре збігається з областями відємної дивергенції на карті АТ-850 і додатної дивергенції на карті АТ-300 (в передній частині висотної улоговини). Тобто можна вважати, що наявність висхідних вертикальних рухів під передньою частиною висотної улоговини сприятиме загостренню атмосферних процесів на фронтах. Дійсно, наприклад, в південно-західних районах Причорномор'я сильні опади супроводжувалися грозами і посиленням вітру. Таке саме можна сказати і про зону опадів в період 12-13.09.13р.

Таким чином, можна зробити висновок, що отриманні в даній роботі результати підтверджують факт формування зон висхідних вертикальних потоків в передній частині висотної улоговини і низхідних в тилівій, що пояснює асиметричний розподіл погодних умов під висотними циклонами.

У верхній тропосфері в передній частині улоговини переважає інтенсивна адвекція циклонічного вихору, яка на східній периферії досягає близько 20 од.; в тилівій частині – адвекція антициклонічного вихору з максимальним значенням біля 17 од. (табл.. В.16)

Температурна адвекція розподілена таким чином, що в передній частині улоговини спостерігається адвекція тепла, досить інтенсивна, оскільки в багатьох вузлах сітки A_T перевищує порядок середньоквадратичне її значення (7од.); в тилівій частині переважає адвекція холоду, теж досить інтенсивна. Ця ситуація приводить до загострення ВФЗ на південній і південно-східній периферіях висотної улоговини, з якими пов'язана струминна течія (табл..В.9, В.19).

Отже, аналіз характеристик структури висотного циклону на ізобаричних поверхнях показує, що адвекція вихору і температури найбільших значень набуває у верхній тропосфері, при цьому з часом вони зменшуються. В передній частині улоговини на нижніх рівнях переважає адвекція холоду, а в тилівій – поряд з адвекцією тепла спостерігається і адвекція холоду в більш північній частині циклону.

В верхній тропосфері, як в передній, так і в тилівій частинах улоговини відмічаються області додатної і від'ємної температурної адвекції. Складна структура A_T пов'язана з тим, що барична і термічна улоговини не збігаються: вісь термічної улоговини зміщена на південний схід приблизно на 2.5° .

Що стосується адвекції вихору, то оскільки центри циклону в полях тиску і вихору збігаються, в передній частині висотної улоговини відмічаються в основному додатні значення A_Ω , а в тилівій – від'ємні практично не всіх розглянутих рівнях.

Розрахунки потенціальної температури і потенціального вихору, показують, що в тилівій частині висотної улоговини повинні розвиватися низхідні вертикальні рухи, а в передній – висхідні, які сприяють розвитку хмарності і опадів саме під цією частиною улоговини. На цю особливість розподілу опадів в області висотних улоговин вказують автори [5,6].

ВИСНОВКИ

Дана магістерська робота присвячена дослідженню просторової структури висотного циклону, який сформувався над районами Західної Європи 11 вересня 2013р і в період 12-13.09.13р. впливав на погодні умови України.

Згідно з результатами дослідження висотних циклонів над Західною Європою, ключовими параметрами їх структури являється: температурна адвекція, відносний та потенціальний вихор, термічний фронтальний параметр, потенціальна температура. Окрім цих параметрів в роботі були розраховані також поля дивергенції і адвекції відносного вихору.

Для розрахунків і аналізу використані дані об'єктивного аналізу полів вітру і температури у вузлах градусної сітки з кроком 2.5° по широті і довготі за 11 і 12.09.13р., а також синоптичні карти, карти баричної топографії, карти опадів і таблиці штормових повідомлень за період 11-13.09.13р.

На основі результатів розрахунків і аналізу розрахованих і фактичних полів зроблено такі висновки:

- висотний циклон сформувався в результаті відсікання глибокої улоговини від холодної полярної депресії;
- наявність теплих, добре розвинутих гребенів з заходу і сходу від холодної висотної улоговини обумовила особливості полів адвекції відносного вихору і температури: в передній частині улоговини в нижній тропосфері переважає адвекція холоду і циклонічного вихору, а в тилівій – поряд з адвекцією холоду, відмічає адвекція тепла і переважає адвекція антициклонічного вихору, тобто термічний і динамічний фактори змін тиску діють в протилежних напрямках.
- відносний вихор, розрахований за даними фактичного вітру, добре віддзеркалює баричне поле висотного циклону і центральним частинам циклону відповідають максимальні значення відносного вихору.
- потенціальний вихор в тилівій і центральній частинах висотної улоговини на середніх тропосферних рівнях має значення, які притаманні субстратосферному повітрю, що свідчить про наявність низхідних вертикальних рухів.

- ізолінії рівної потенціальної температури в середній і верхній тропосфері вказують на існування низхідних рухів в тилу висотної улоговини і висхідних – в передній.
- поля дивергенції показують, що в тилу висотної улоговини на верхніх рівнях відбувається конвергенція, яка приводить до виникнення низхідних рухів, а дивергенція на нижніх рівнях в передній частині улоговини сприяє розвитку висхідних рухів.
- асиметричний розподіл опадів в області розглянутого висотного циклону (помірні та сильні опади в передній частині і практично відсутні в тилувій) підтверджують висновки про розподіл вертикальних рухів.
- можна вважати, що вертикальні рухи в передній частині висотної улоговини посилюють інтенсивність фронтальних опадів і сприяють формуванню хмарності і опадів поза зоною атмосферних фронтів.
- в полі термічного фронтального параметру добре виявляються атмосферні фронти і активні ділянки висотної фронтальної зони.
- отриманні висновки узгоджуються з результатами опублікованих робіт, але потрібно подальше дослідження висотних циклонів, які виникають не тільки над районами Західної Європи, а і як показують дослідження останніх років, над північними узбережжями Середземного та Чорного морів, і впливають на погодні умови в Україні.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 616 с.
2. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 711 с.
3. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 295 с.
4. Нажмудинова О.М. Зміни поля опадів на Одещині у 2006-2014 рр. // Фізична географія та геоморфологія. 2015. Вип. 4 (80). С. 138-144.
5. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 615 с.
6. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 652 с.
7. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч.1. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 701 с.
8. Семенова І.Г. Хоменко Г.В. Методичні рекомендації щодо використання результатів об'єктивного аналізу атмосферних фронтів // Вісник ГМЦ ЧАМ -2013.-№1 (15) – с. 8-18.
9. Шакина Н.П. Лекции по динамической метеорологии. М.: Триада, ЛТД, 2013. 160 с.
10. Hoskins B. J., McIntyre M.E. and Robertson A.W. (1985): On the use and significance of isentropic potential vorticity maps;
11. Keyser D. and Shapiro M.A. (1986): A review of the structure and dynamics of upper level frontal zones; Mon. Wea. Rev., Vol. 114, p. 452-499;
12. Monk G.A. (1992): Synoptic and mesoscale analysis of intense mid-latitude cyclones, Met. Mag., Vol. 121, p. 269-283.

Додаток А

Довідка

про апробацію результатів наукового дослідження

Разуєвої Олександри Юріївни

на тему: «Термодинамічна структура висотних циклонів над Європейським континентом».

1. Магістерська робота виконана в рамках науково-дослідної теми кафедри метеорології та кліматології «Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України», №ДР 0115М006532.
2. Отриманні в магістерській роботі результати будуть включені у звіт з вказаної наукової теми кафедри.
3. Студентка приймала участь в I турі конкурсу студентських наукових робіт в 2017р.

Зав. Кафедрою метеорології та кліматології

Івус Г.П.

Додаток Б

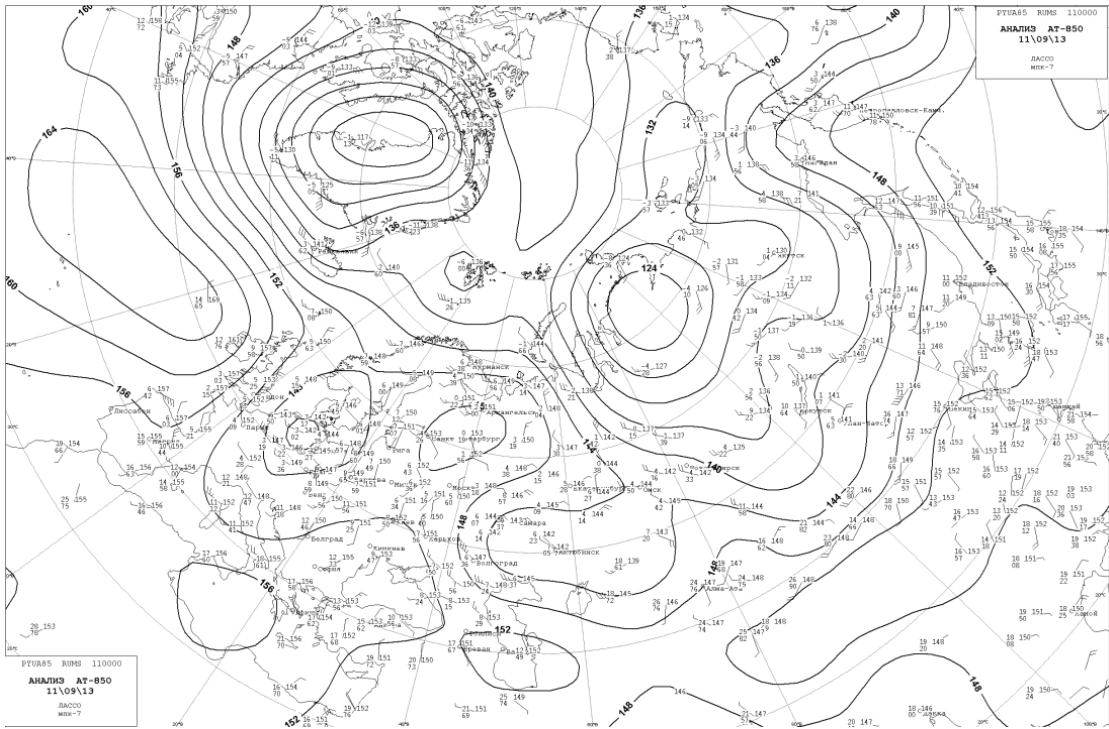


Рис. Б.1 – Аналіз карти АТ-850 за 11.09.13 р.

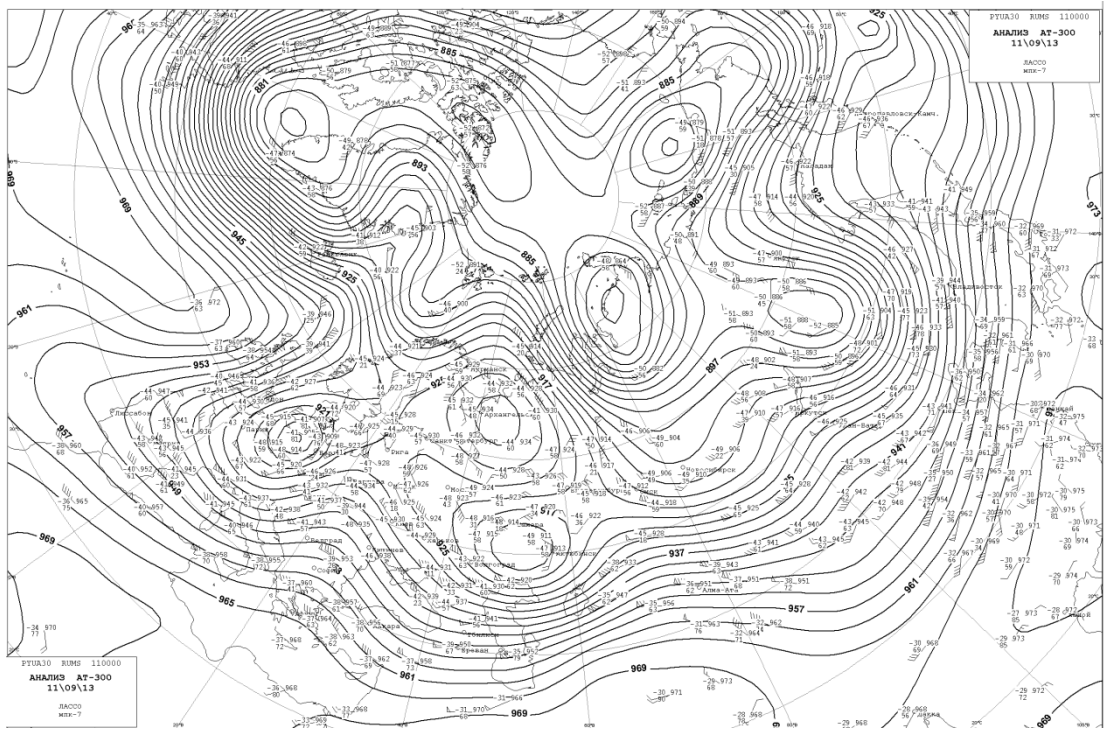


Рис. Б.2 – Аналіз карти АТ-300 за 11.09.13 р.

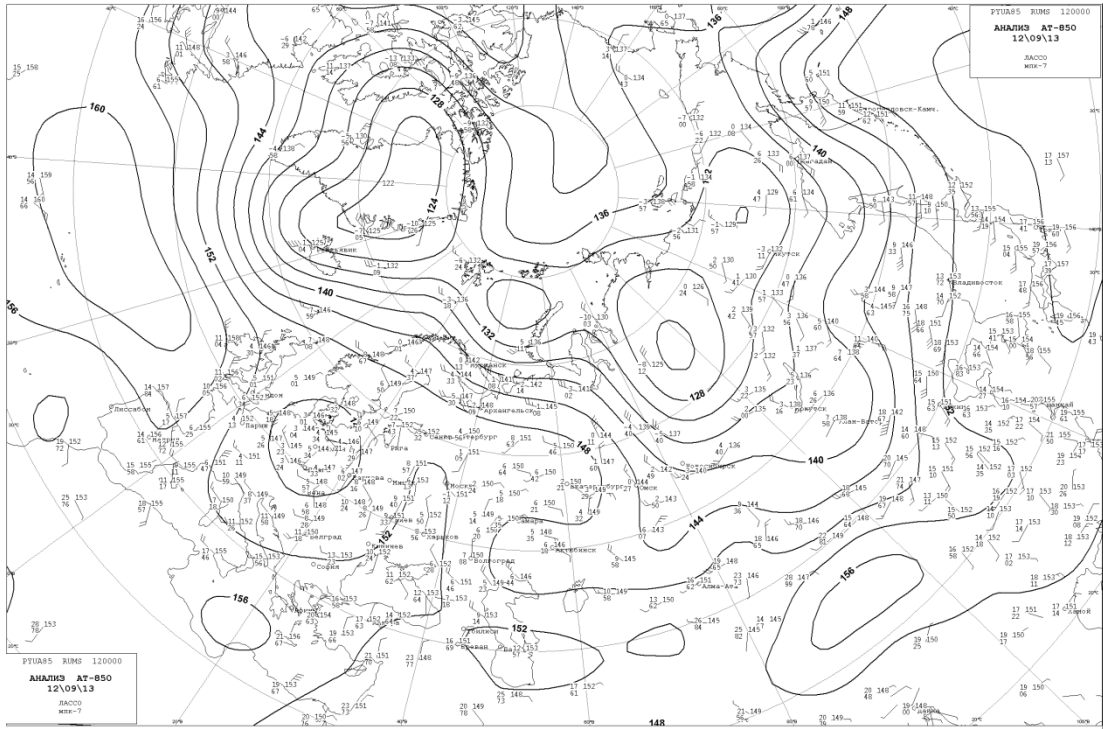


Рис. Б.3 – Аналіз карти АТ-850 за 12.09.13 р.

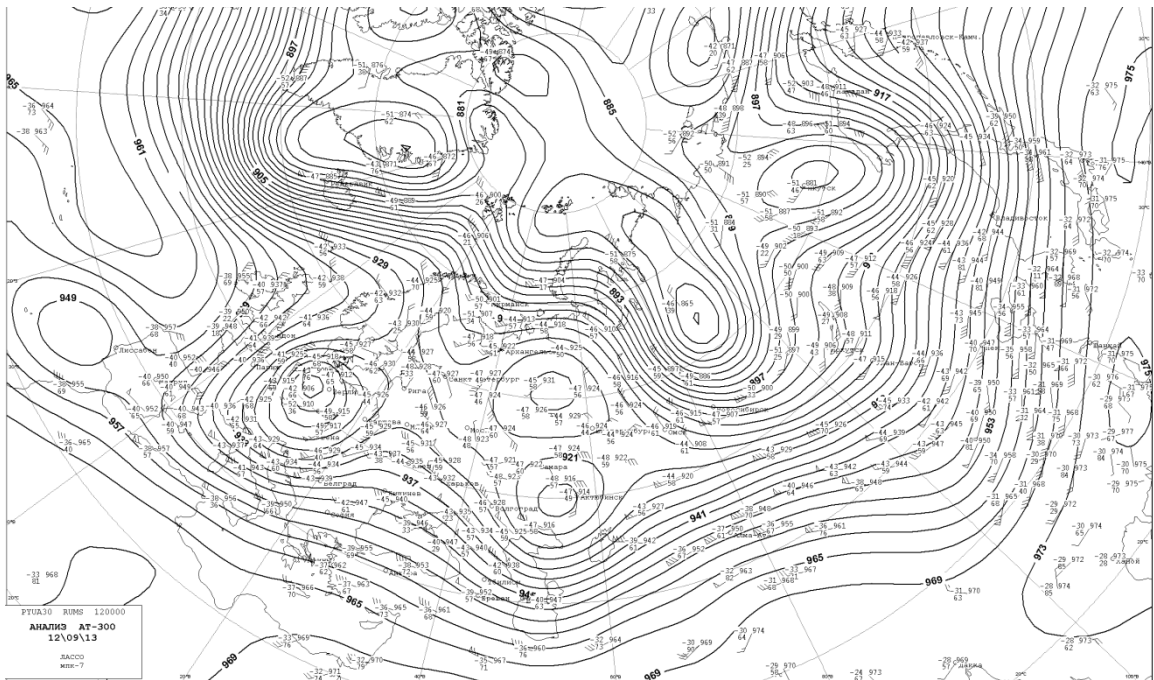


Рис. Б.4 – Аналіз карти АТ-300 за 12.09.13 р.

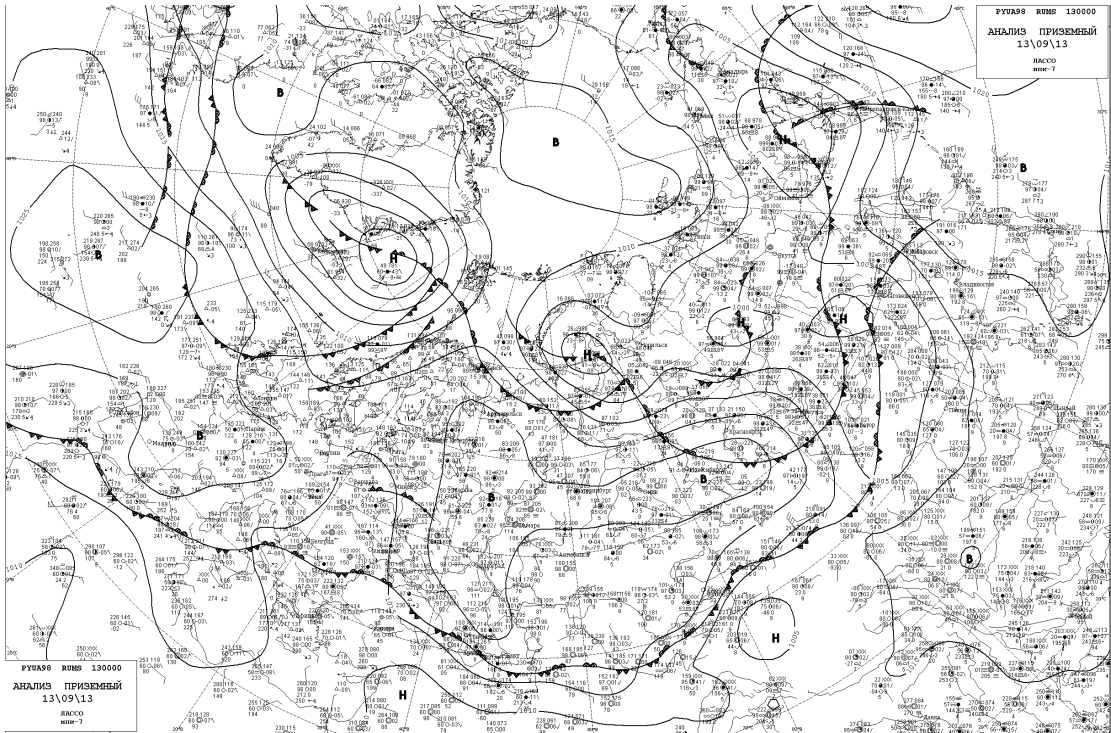


Рис. Б.5 – Анализ приземной карты за 13.09.13 р.

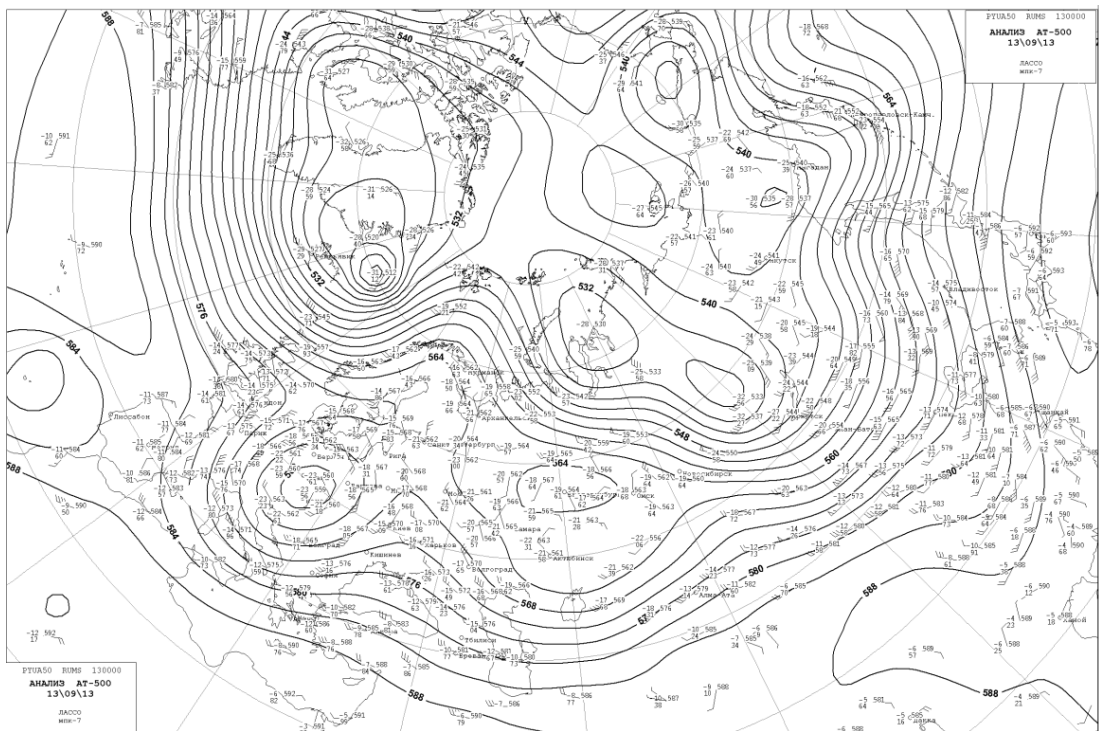


Рис. Б.6 – Анализ карты АТ-500 за 13.09.13 р.

Додаток В

Таблиця В.1 – Значення абсолютного вихору $\Omega_a \cdot 10^{-5} \text{с}^{-1}$ на
поверхні 850 гПа 11.09.2013р.

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	-1.24	-1.58	-1.72	-1.62	-1.37	-1.09	-0.81	-0.59	-0.43	-0.37	-0.42	-0.54	-0.80	-1.19	-1.63
60,0	-0.81	-1.04	-1.03	-0.95	-0.92	-0.98	-1.13	-1.29	-1.38	-1.32	-1.12	-0.90	-0.73	-0.72	-0.84
57,5	0.20	0.75	1.33	1.61	1.51	0.99	0.20	-0.61	-1.24	-1.54	-1.51	-1.31	-0.98	-0.63	-0.38
55,0	1.64	3.08	4.09	4.49	4.18	3.26	2.02	0.72	-0.32	-0.99	-1.36	-1.53	-1.47	-1.20	-0.73
52,5	2.54	3.76	4.40	4.35	3.79	2.90	1.98	1.18	0.53	0.02	-0.53	-1.13	-1.59	-1.74	-1.34
50,0	1.88	2.27	2.12	1.66	1.09	0.68	0.61	0.80	0.92	0.81	0.32	-0.46	-1.29	-1.78	-1.56
47,5	0.51	0.59	0.33	0.01	-0.25	-0.16	0.28	0.79	1.20	1.19	0.64	-0.24	-1.20	-1.67	-1.59
45,0	-0.11	0.49	0.90	1.06	1.13	1.19	1.25	1.30	1.23	0.91	0.32	-0.50	-1.27	-1.61	-1.47
42,5	0.03	0.98	1.84	2.32	2.40	2.04	1.36	0.62	0.08	-0.13	-0.32	-0.65	-0.96	-1.06	-0.80
40,0	-0.33	0.19	0.67	1.00	1.01	0.37	-0.77	-1.77	-2.03	-1.48	-0.69	-0.23	-0.19	-0.20	0.21
37,5	-1.08	-1.65	-1.97	-1.81	-1.62	-1.91	-2.79	-3.67	-3.47	-2.22	-0.64	0.35	0.41	0.17	0.45

Таблиця В.2 – Значення абсолютного вихору $\Omega_a \cdot 10^{-5} \text{с}^{-1}$ на
поверхні 700 гПа 11.09.2013р.

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	-0.75	-0.78	-0.82	-0.97	-1.13	-1.32	-1.36	-1.26	-1.07	-0.75	-0.44	-0.36	-0.54	-0.95	-1.64
60,0	-0.21	0.07	0.12	-0.05	-0.54	-1.15	-1.71	-2.03	-1.98	-1.65	-1.09	-0.59	-0.30	-0.32	-0.70
57,5	0.68	1.63	2.24	2.32	1.75	0.73	-0.46	-1.37	-1.84	-1.82	-1.31	-0.66	-0.11	0.20	0.18
55,0	1.85	3.59	4.72	5.02	4.43	3.09	1.50	0.10	-0.91	-1.30	-1.17	-0.74	-0.32	0.04	0.21
52,5	2.50	4.15	5.19	5.38	4.81	3.67	2.27	0.91	-0.06	-0.67	-0.90	-0.84	-0.69	-0.54	-0.30
50,0	2.32	3.17	3.48	3.33	2.90	2.27	1.55	0.82	0.18	-0.40	-0.75	-0.93	-0.91	-0.76	-0.50
47,5	1.89	1.99	1.81	1.53	1.33	1.24	1.14	0.87	0.36	-0.19	-0.68	-0.90	-0.85	-0.60	-0.24
45,0	1.74	1.81	1.71	1.65	1.72	1.74	1.67	1.36	0.87	0.30	-0.23	-0.53	-0.63	-0.49	-0.19
42,5	1.47	1.82	2.13	2.29	2.29	1.93	1.39	0.85	0.57	0.52	0.41	0.15	-0.26	-0.49	-0.37
40,0	0.37	0.74	1.11	1.24	0.84	-0.19	-1.48	-2.20	-1.86	-0.72	0.29	0.57	0.08	-0.47	-0.38
37,5	-1.13	-1.17	-1.03	-1.05	-1.84	-3.55	-5.49	-6.37	-5.46	-3.17	-0.76	0.50	0.41	-0.18	-0.21

Таблиця В.3 – Значення абсолютного вихору $\Omega_a \cdot 10^{-5} \text{с}^{-1}$ на
поверхні 300 гПа 11.09.2013 р.

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	-3.40	-2.18	-0.92	0.03	0.56	0.59	0.40	0.18	0.08	0.19	0.23	0.05	-0.51	-1.68	-3.09
60,0	-2.50	-0.84	0.63	1.40	1.09	-0.16	-1.76	-2.95	-3.09	-2.17	-0.52	1.11	1.83	1.24	-0.46
57,5	-1.86	1.12	3.85	5.34	4.85	2.61	-0.43	-2.87	-3.66	-2.51	0.12	3.13	5.01	5.04	3.29
55,0	-0.94	4.25	9.02	11.5	11.0	7.56	2.59	-1.79	-4.00	-3.33	-0.27	3.53	6.44	7.32	6.02
52,5	0.89	7.24	12.6	15.2	14.1	9.71	3.55	-2.02	-5.25	-5.37	-2.86	0.71	3.73	5.21	5.01
50,0	3.60	8.95	12.8	14.0	11.9	7.41	1.89	-2.85	-5.60	-5.95	-4.45	-2.14	-0.07	1.17	1.77
47,5	6.13	8.91	10.1	9.31	6.84	3.44	0.21	-2.08	-3.13	-3.12	-2.54	-1.78	-1.18	-0.68	-0.11
45,0	6.87	6.99	6.09	4.34	2.39	0.88	0.12	0.06	0.32	0.47	0.31	-0.07	-0.43	-0.37	0.15
42,5	4.96	3.70	2.23	0.96	0.21	0.06	0.38	0.78	0.87	0.49	-0.25	-1.03	-1.25	-0.64	0.55
40,0	1.82	0.62	-0.16	-0.44	-0.41	-0.50	-0.83	-1.47	-2.26	-3.09	-3.80	-4.07	-3.54	-2.11	-0.09
37,5	-0.54	-1.05	-1.11	-1.04	-1.27	-2.08	-3.37	-4.63	-5.35	-5.42	-5.15	-4.60	-3.71	-2.43	-0.79

Таблиця В.4 – Значення $A_\Omega 10^{-10} \text{с}^{-1}$ у вузлах сітки, 11.09.2013 р. на
поверхні 850 гПа

	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0
60,0	-0.80	-0.46	0.19	0.64	0.77	0.49	0.02	-0.51	-0.88	-0.90	-0.63	-0.18	0.18
57,5	-2.75	-1.69	-0.50	0.49	0.92	1.04	0.83	0.56	0.21	-0.16	-0.35	-0.26	-0.01
55,0	-2.51	-1.35	-0.64	-0.27	-0.08	0.10	0.50	0.86	0.95	0.55	0.07	-0.08	0.26
52,5	-0.06	1.13	1.34	0.81	0.11	-0.10	0.34	1.03	1.33	1.03	0.48	0.09	0.11
50,0	3.11	3.78	3.07	1.51	-0.20	-0.97	-0.45	0.50	0.98	0.89	0.61	0.39	0.08
47,5	1.96	1.66	1.09	0.26	-0.56	-0.68	-0.37	0.02	0.26	0.37	0.39	0.38	0.14
45,0	-1.48	-1.64	-0.94	-0.02	0.56	0.41	-0.09	-0.36	-0.10	0.27	0.39	0.23	-0.04
42,5	-1.80	-1.75	-0.88	0.46	1.42	1.13	0.17	-0.43	-0.27	0.23	0.22	-0.15	-0.43
40,0	-0.33	-0.74	-0.74	0.49	2.18	2.23	0.96	-0.14	-0.63	-0.62	-0.55	-0.63	-0.52

Таблиця В.5 – Значення $A_{\Omega} 10^{-10} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 11.09.2013 р. на поверхні
700гПа

	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0
60,0	-1.80	-1.23	-0.44	0.34	0.74	0.57	-0.01	-0.68	-1.19	-1.19	-0.66	-0.01	0.43
57,5	-3.22	-2.46	-1.43	-0.40	0.48	1.09	1.20	0.72	0.20	-0.22	-0.25	-0.07	0.03
55,0	-2.23	-1.47	-1.16	-0.83	-0.10	0.93	1.36	1.31	0.81	0.12	-0.21	-0.14	0.14
52,5	0.00	0.80	0.67	0.37	0.71	1.39	1.87	1.80	1.10	0.29	-0.14	-0.07	0.15
50,0	1.86	2.66	1.81	0.58	0.14	0.79	1.57	1.74	1.28	0.58	0.13	-0.12	-0.34
47,5	1.70	2.01	1.22	0.19	-0.04	0.79	1.82	2.19	1.87	1.07	0.22	-0.40	-0.86
45,0	0.20	0.19	-0.03	0.17	0.57	1.05	1.74	2.25	2.21	1.38	0.42	-0.23	-0.61
42,5	-1.14	-1.20	-0.55	0.55	1.22	1.05	0.80	0.64	0.58	0.50	0.50	0.47	0.11
40,0	-2.19	-2.45	-1.09	1.23	2.86	2.54	0.62	-1.44	-2.05	-1.28	-0.02	0.65	0.28

Таблиця В.6 – Значення $A_{\Omega} 10^{-10} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 11.09.2013 р. на
поверхні 300гПа

	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0
60,0	-13.59	-13.03	-10.01	-5.21	-0.48	1.75	0.33	-2.98	-4.94	-3.28	1.04	3.71	2.77
57,5	-15.87	-18.76	-15.74	-9.24	-2.18	2.53	2.58	-1.15	-4.95	-5.53	-2.22	0.59	-0.77
55,0	-13.49	-14.0	-10.78	-4.68	3.41	10.36	10.22	1.05	-12.06	-18.78	-14.53	-5.07	0.14
52,5	-9.074	-4.36	-1.85	2.46	13.03	24.94	25.99	10.65	-13.25	-28.63	-25.36	-10.26	3.64
50,0	-6.68	1.90	3.69	7.30	18.54	32.24	34.41	19.41	-3.91	-19.81	-20.13	-9.38	1.04
47,5	-0.46	7.18	8.23	9.81	16.73	24.43	24.84	15.16	1.78	-7.12	-8.18	-4.73	-2.57
45,0	8.36	12.07	11.51	8.81	6.73	5.56	4.33	3.00	2.13	2.41	3.12	1.52	-2.96
42,5	11.66	10.51	6.46	1.25	-3.77	-6.60	-5.53	-1.02	4.53	8.40	7.63	1.38	-6.94
40,0	6.11	2.28	-1.17	-1.89	-0.66	0.49	1.60	3.10	4.97	4.89	0.73	-6.84	-14.45

Таблиця В.7 – Значення $At 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 11.09.2013 р. на
поверхні 850гПа

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	1.83	0.88	0.17	-0.42	-0.78	-0.74	-0.03	1.21	2.75	4.23	4.71	4.40	3.04	1.33	-0.07
60,0	0.02	-0.49	0.10	1.06	1.21	0.75	0.22	0.34	1.12	2.24	2.89	2.77	1.98	0.81	0.19
57,5	0.31	0.04	0.70	1.41	1.10	0.24	-0.48	-0.75	-0.44	0.51	1.14	1.36	0.84	-0.06	-0.62
55,0	1.87	1.35	1.12	0.75	-0.55	-1.84	-2.08	-1.26	0.10	0.78	1.00	0.91	0.48	-0.64	-1.86
52,5	3.54	2.11	1.53	0.86	-0.93	-2.76	-2.82	-0.77	1.30	2.15	1.88	1.27	0.72	-0.39	-2.16
50,0	2.64	0.36	0.47	1.17	0.02	-2.14	-2.27	-0.47	1.84	2.87	2.52	1.76	1.24	0.29	-0.98
47,5	-1.78	-3.66	-3.07	-1.58	-0.88	-1.15	-0.78	0.52	2.11	3.02	3.13	2.56	1.62	0.61	-0.43
45,0	-6.01	-6.69	-5.24	-2.92	-0.89	0.40	1.04	1.64	2.33	3.45	3.81	3.11	1.46	-0.26	-1.64
42,5	-8.85	-8.66	-6.78	-4.14	-1.65	0.41	1.22	1.70	2.28	2.85	2.68	1.18	-0.84	-2.97	-4.60
40,0	-5.30	-5.58	-5.22	-4.63	-3.35	-1.47	0.36	0.30	-0.76	-1.45	-2.25	-3.05	-3.70	-5.05	-7.09
37,5	2.62	2.31	-0.16	-2.95	-3.75	-1.99	-0.34	-1.16	-3.49	-4.56	-4.64	-3.79	-3.16	-3.70	-6.07

Таблиця В.8 – Значення $At 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 11.09.2013 р. на
поверхні 700 гПа

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	2.55	1.61	1.11	0.76	0.70	1.04	1.03	0.97	0.53	-0.45	-1.33	-1.94	-2.15	-1.65	-0.79
60,0	0.03	-1.05	-1.21	-0.53	0.17	0.64	1.08	1.08	1.00	0.39	-0.28	-0.81	-0.90	-0.52	0.11
57,5	-0.09	-1.43	-1.60	-0.64	0.56	1.53	1.52	1.28	1.07	0.47	0.19	-0.01	0.06	0.43	1.03
55,0	3.74	1.85	1.00	0.53	0.37	0.57	0.93	1.66	1.45	1.08	0.62	0.26	0.04	0.12	0.82
52,5	7.30	5.69	3.48	0.34	-2.38	-3.29	-2.00	0.10	1.97	2.76	2.22	1.28	0.24	-0.64	-0.71
50,0	5.51	4.78	2.15	-1.19	-3.89	-4.93	-3.73	-1.52	0.52	2.22	2.73	2.10	0.78	-0.59	-1.23
47,5	1.17	0.15	-1.53	-2.58	-2.46	-1.97	-1.57	-0.82	-0.15	0.65	1.56	1.74	1.27	0.28	-0.51
45,0	-1.40	-2.91	-4.08	-3.80	-1.57	0.18	0.40	0.15	-0.10	0.38	1.07	1.33	0.95	0.03	-0.86
42,5	-1.87	-4.06	-5.40	-4.19	-1.65	0.69	1.43	1.01	-0.13	-0.27	-0.08	-0.28	-0.68	-1.71	-2.75
40,0	-0.84	-2.99	-4.26	-3.81	-1.52	1.47	2.13	0.57	-1.96	-4.82	-5.67	-4.35	-3.12	-3.16	-3.78
37,5	1.22	-0.24	-0.75	0.30	1.80	3.22	2.53	-0.85	-5.87	-10.1	-10.7	-7.53	-3.85	-2.03	-2.01

Таблиця В.9 – Значення $At 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 11.09.2013 р. на поверхні
300 гПа

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	-0.43	0.57	2.28	4.25	5.25	5.33	4.78	3.89	2.34	1.59	1.19	0.19	-0.75	-1.45	-1.82
60,0	-0.87	-0.18	0.18	-0.65	-1.03	-1.19	-0.89	-0.32	0.33	0.62	0.76	-0.20	-1.80	-3.62	-3.35
57,5	-2.78	-2.04	-4.17	-7.75	-10.2	-9.48	-6.10	-2.78	-0.72	0.11	0.63	0.39	-0.71	-2.10	-2.65
55,0	0.81	0.55	-3.39	-9.20	-11.2	-7.42	-1.48	1.90	1.16	-1.57	-2.33	-1.25	0.11	0.07	-0.25
52,5	8.66	9.58	5.51	-0.03	-1.93	0.64	4.25	5.10	1.37	-2.08	-3.44	-0.13	2.38	2.11	0.98
50,0	11.21	12.16	9.68	6.08	3.74	3.19	2.72	1.30	-1.48	-2.66	-0.68	1.45	2.44	2.00	-0.55
47,5	7.76	9.16	9.84	7.65	2.93	-2.35	-5.85	-6.15	-4.31	-2.15	-0.33	2.09	4.27	3.10	0.38
45,0	3.23	3.25	4.05	4.82	2.20	-1.67	-3.40	-3.65	-2.83	-0.71	0.40	0.85	1.24	0.03	-0.76
42,5	-0.88	0.08	1.60	1.37	-0.89	-3.38	-5.08	-4.83	-3.80	-1.67	0.66	1.62	1.55	1.36	0.96
40,0	-1.51	-0.05	0.08	-1.49	-2.78	-2.84	-3.70	-4.80	-4.20	-2.34	-0.25	1.38	1.91	1.18	0.03
37,5	2.37	1.31	-1.00	-1.56	-1.46	-1.01	-0.84	-1.94	-2.58	-2.25	-1.32	-0.31	-0.12	-1.12	-2.71

Таблиця В.10 – Значення $TFR 10^{-10} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 11.09.2013 р. на
поверхні 700гПа

	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0
60,0	-0,14	-0,19	-0,14	0,01	-0,03	0,01	0,02	-0,03	-0,03	-0,06	-0,16	-0,11	0,01
57,5	-0,11	-0,11	0,01	0,04	0,01	0,01	0,00	0,02	-0,06	-0,10	-0,01	-0,15	-0,11
55,0	-0,11	-0,08	0,02	0,01	0,04	0,10	0,01	0,02	0,03	-0,07	-0,17	-0,03	-0,13
52,5	-0,14	-0,14	-0,04	-0,08	-0,03	0,07	0,11	-0,03	0,03	0,01	-0,08	-0,17	-0,08
50,0	-0,18	-0,15	-0,09	-0,19	-0,09	0,00	0,06	0,04	0,01	0,08	0,04	-0,05	-0,12
47,5	-0,03	-0,11	-0,20	-0,12	-0,04	0,01	0,07	0,08	0,04	0,05	0,08	0,04	-0,03
45,0	-0,05	-0,10	-0,07	-0,02	0,01	0,05	0,06	0,04	0,00	-0,01	0,03	0,02	-0,01
42,5	-0,03	-0,02	0,02	0,04	0,06	0,05	0,01	-0,01	-0,05	-0,07	-0,07	-0,06	-0,05
40,0	-0,03	0,00	0,03	0,05	0,06	0,04	0,02	-0,01	-0,04	-0,05	-0,04	-0,03	0,01

Таблиця В.11 – Значення TFP 10^{-10} с^{-1} у вузлах сітки, 11.09.2013 р. на поверхні 500гПа

	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0
60,0	0.02	-0.09	-0.16	-0.13	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00	-0.04	0.02	-0.08	-0.07
57,5	0.06	-0.02	-0.03	0.08	0.09	0.00	-0.01	0.03	0.00	-0.04	-0.07	0.00	-0.08
55,0	-0.03	-0.12	-0.09	0.02	0.04	0.12	0.16	0.01	0.09	0.03	-0.09	-0.18	-0.08
52,5	-0.19	-0.31	-0.08	-0.22	-0.14	0.07	0.24	0.12	0.08	0.11	-0.02	-0.09	-0.12
50,0	-0.14	-0.18	-0.14	-0.23	-0.09	0.09	0.23	0.16	0.02	0.11	0.05	-0.02	-0.05
47,5	0.07	-0.04	-0.13	-0.05	0.07	0.15	0.18	0.07	-0.04	0.01	0.01	-0.02	-0.03
45,0	0.06	0.04	0.05	0.11	0.15	0.14	0.09	-0.02	-0.07	-0.05	-0.03	-0.01	-0.03
42,5	0.04	0.09	0.13	0.15	0.12	0.07	0.00	-0.05	-0.05	-0.02	0.01	0.03	0.01
40,0	0.02	0.05	0.06	0.06	0.02	-0.03	-0.05	-0.04	-0.01	0.03	0.05	0.06	0.07

Таблиця В.12 – Значення D 10^{-5} с^{-1} у вузлах сітки, 11.09.2013 р. на поверхні 700гПа

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	0,25	0,20	0,18	0,11	-0,01	-0,04	-0,05	-0,05	0,03	0,08	0,12	0,13	0,07	0,04	0,01
60,0	-0,20	-0,13	-0,04	0,13	0,23	0,27	0,29	0,25	0,27	0,25	0,18	0,09	0,02	-0,13	-0,18
57,5	-0,51	-0,33	-0,08	0,14	0,30	0,35	0,34	0,29	0,24	0,22	0,17	0,11	0,05	0,01	-0,04
55,0	-0,69	-0,48	-0,15	0,15	0,24	0,25	0,16	0,08	0,07	0,10	0,13	0,15	0,13	0,02	-0,08
52,5	-0,38	-0,12	0,07	0,13	0,11	-0,05	-0,17	-0,23	-0,17	-0,04	0,06	0,14	0,16	0,07	-0,04
50,0	0,07	0,18	0,22	0,15	-0,05	-0,19	-0,23	-0,19	-0,08	0,06	0,14	0,14	0,09	0,03	-0,04
47,5	0,15	0,16	0,10	0,02	-0,12	-0,13	-0,03	0,12	0,24	0,31	0,29	0,18	0,10	0,02	-0,02
45,0	0,06	-0,05	-0,14	-0,21	-0,19	-0,06	0,16	0,34	0,45	0,44	0,35	0,23	0,10	0,07	0,10
42,5	-0,05	-0,17	-0,36	-0,37	-0,24	-0,02	0,22	0,40	0,41	0,34	0,23	0,16	0,14	0,12	0,08
40,0	-0,01	-0,19	-0,35	-0,39	-0,27	-0,02	0,24	0,32	0,31	0,21	0,09	0,00	-0,02	-0,05	-0,09
37,5	0,14	0,01	-0,21	-0,40	-0,30	-0,01	0,20	0,24	0,16	0,02	-0,03	-0,13	-0,22	-0,26	-0,27

Таблиця В.13 – Значення $D \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 11.09.2013 р. на поверхні 700гПа

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	-0,28	-0,17	-0,11	-0,01	0,09	0,08	0,06	-0,04	-0,05	-0,08	-0,04	0,04	0,11	0,22	0,26
60,0	-0,37	-0,31	-0,14	0,03	0,16	0,25	0,29	0,19	0,09	0,02	-0,02	0,02	0,13	0,18	0,25
57,5	-0,41	-0,32	-0,12	0,06	0,25	0,32	0,31	0,27	0,19	0,13	0,06	0,07	0,08	0,12	0,18
55,0	-0,72	-0,54	-0,27	0,01	0,17	0,27	0,32	0,32	0,19	0,08	-0,02	-0,01	-0,08	-0,12	-0,11
52,5	-0,67	-0,49	-0,32	-0,16	-0,03	0,02	0,03	0,06	0,07	0,09	0,08	0,05	-0,04	-0,13	-0,25
50,0	-0,44	-0,32	-0,22	-0,21	-0,18	-0,14	-0,07	-0,01	0,09	0,09	0,16	0,17	0,11	0,02	-0,03
47,5	-0,26	-0,22	-0,22	-0,16	-0,04	0,04	0,15	0,18	0,16	0,09	0,09	0,09	0,10	0,12	0,12
45,0	-0,22	-0,28	-0,24	-0,09	0,11	0,32	0,40	0,35	0,19	0,00	-0,08	-0,12	-0,07	0,01	0,06
42,5	-0,30	-0,44	-0,34	-0,01	0,28	0,47	0,46	0,28	0,03	-0,15	-0,22	-0,22	-0,19	-0,11	-0,05
40,0	-0,28	-0,39	-0,23	0,15	0,50	0,56	0,29	-0,05	-0,26	-0,29	-0,27	-0,15	-0,11	-0,09	-0,08
37,5	-0,06	-0,15	0,11	0,50	0,73	0,55	0,10	-0,35	-0,52	-0,47	-0,30	-0,15	-0,09	-0,01	0,01

Таблиця В.14 – Значення $\Omega \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 12.09.2013 р. на поверхні 850гПа

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	-1.56	-2.23	-2.58	-2.69	-2.49	-2.09	-1.69	-1.27	-0.99	-0.83	-1.14	-0.80	-0.37	-0.57	-0.34
60,0	-1.42	-1.94	-2.28	-2.44	-2.37	-2.16	-1.89	-1.69	-1.65	-1.65	-1.27	-1.63	-1.45	-0.59	0.00
57,5	-0.55	-0.68	-0.69	-0.55	-0.40	-0.24	-0.12	-0.22	-0.53	-0.93	-1.27	-1.39	-1.18	-0.64	0.00
55,0	0.41	0.68	1.04	1.44	2.08	2.07	1.87	1.97	1.42	0.61	-0.29	-0.83	-1.30	-1.14	-0.63
52,5	0.78	1.25	1.60	1.88	2.17	2.46	2.78	2.85	2.46	1.64	0.51	-0.48	-1.68	-1.81	-1.59
50,0	0.61	0.9	1.09	1.01	0.98	1.18	1.54	1.93	2.07	1.71	0.81	-0.35	-1.38	-2.23	-1.98
47,5	0.35	0.76	0.85	0.65	0.37	0.23	0.42	0.89	1.34	1.37	0.91	-0.10	-0.65	-1.42	-1.55
45,0	0.16	0.90	1.43	1.56	1.30	0.95	0.72	0.71	0.92	1.03	0.80	0.30	-0.20	-0.29	-0.60
42,5	-0.29	0.75	1.68	2.26	2.35	2.00	1.38	0.83	0.48	0.39	0.28	0.09	-0.04	0.09	0.40
40,0	-0.88	-0.16	0.57	1.29	1.70	1.59	0.90	0.02	-0.60	-0.79	-0.67	-0.54	-0.40	0.00	0.77
37,5	-0.70	-0.94	-0.95	-0.94	-0.69	-0.30	-0.75	-1.63	-2.18	-2.12	-1.58	-1.10	-0.81	-0.47	0.30

Таблиця В.15 – Значення $\Omega 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 12.09.2013 р. на поверхні 300гПа

	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	-4.50	-4.25	-3.97	-3.75	-3.81	-4.08	-4.22	-3.87	-2.89	-1.19	0.88	2.76	3.85	3.80	2.42
60,0	-4.78	-3.85	-2.84	-2.32	-2.35	-3.02	-3.94	-4.48	-4.15	-2.95	-0.57	1.89	3.83	4.55	3.83
57,5	-4.57	-3.08	-1.09	0.39	0.89	0.33	-1.02	-2.51	-3.31	-2.97	-1.49	0.73	2.97	4.50	4.97
55,0	-4.24	-1.23	2.17	5.15	6.61	6.20	4.26	1.46	-1.05	-2.32	-2.46	-1.16	0.87	2.89	4.29
52,5	-2.65	1.33	5.98	9.95	11.9	11.5	8.91	5.07	1.24	-1.63	-3.10	-3.14	-2.12	-0.54	1.11
50,0	-0.97	3.13	8.08	12.1	13.9	13.0	10.0	6.06	2.20	-0.70	-2.47	-3.20	-3.08	-2.45	-1.52
47,5	-0.60	3.36	7.58	10.4	11.5	10.4	7.41	4.24	1.65	0.00	-0.76	-1.03	-1.13	-1.21	-1.18
45,0	0.28	3.17	6.04	7.58	7.37	5.64	3.21	1.17	-0.01	-0.30	0.01	0.54	0.99	1.04	0.68
42,5	2.04	3.52	4.68	4.80	3.63	1.72	-0.11	-1.38	-1.92	-1.93	-1.44	-0.58	0.31	1.00	1.16
40,0	3.05	3.41	3.31	2.42	0.80	-0.89	-2.03	-2.68	-3.04	-3.36	-3.43	-2.96	-2.04	-0.98	-0.36
37,5	1.36	1.14	0.60	-0.63	-2.21	-3.28	-3.42	-2.99	-2.69	-2.89	-3.24	-9.74	-2.72	-2.19	-1.64

Таблиця В.16 – Значення $A_{\Omega} 10^{-10} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 12.09.2013 р. на поверхні 850гПа

	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0
60,0	2.06	1.57	1.22	0.93	0.74	0.59	0.35	0.13	-0.11	-0.03	0.04	-0.93	-1.45
57,5	0.47	0.53	0.74	0.99	1.26	1.24	1.14	0.91	0.74	0.30	0.30	-0.26	-0.62
55,0	-0.85	-0.55	0.18	0.24	0.19	0.68	1.17	0.65	0.66	0.72	0.46	-0.15	-0.49
52,5	-0.73	-0.30	0.03	0.22	0.01	-0.07	-0.04	0.24	0.65	0.85	0.36	0.13	-0.41
50,0	-0.01	0.49	0.78	0.49	-0.14	-0.78	-1.03	-0.57	0.25	0.87	1.09	0.49	0.23
47,5	-0.42	-0.17	0.16	0.34	-0.01	-0.71	-1.22	-1.00	-0.23	0.60	0.90	0.91	0.79
45,0	-1.21	-1.42	-0.75	0.24	0.72	0.49	-0.23	-0.77	-0.49	0.07	0.58	0.39	0.34
42,5	-1.20	-1.37	-0.88	0.38	1.75	1.95	1.01	-0.12	-0.52	-0.19	0.05	-0.01	-0.09
40,0	-0.50	-1.05	-1.42	-0.87	0.94	2.17	1.70	0.60	-0.05	-0.04	0.06	-0.05	-0.18

Таблиця В.17 – Значення $A_{\Omega} 10^{-10} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 12.09.2013 р. на поверхні 300гПа

	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0
60,0	-5.71	-4.13	-3.83	-4.91	-5.69	-4.15	-1.17	0.34	-0.72	-2.96	-3.62	-2.47	-0.12
57,5	-7.12	-6.89	-8.21	-10.17	-10.98	-8.85	-4.04	-0.27	0.19	-2.33	-3.97	-3.37	-1.59
55,0	-10.18	-8.12	-7.14	-8.85	-10.47	-9.28	-4.09	1.65	1.82	-2.55	-8.17	-9.47	-6.35
52,5	-14.57	-9.41	-4.55	-3.58	-4.37	-2.35	3.98	10.14	10.24	4.32	-4.66	-10.38	-10.56
50,0	-16.61	-10.65	-3.57	-0.38	3.59	8.42	15.09	19.70	19.05	13.10	4.22	-3.40	-7.01
47,5	-16.81	-10.18	-3.76	1.11	8.08	14.04	15.03	14.92	12.42	8.39	4.20	0.82	-1.63
45,0	-17.08	-9.94	-0.97	7.41	12.56	13.37	8.04	1.45	-3.44	-5.44	-5.05	-2.75	0.46
42,5	-10.03	-3.15	6.40	14.41	16.59	13.13	5.89	-1.36	-6.94	-10.42	-10.56	-8.21	-3.80
40,0	-0.47	5.14	12.29	15.91	13.01	7.77	4.65	3.41	1.46	-2.98	-7.11	-9.76	-7.85

Таблиця В.18 – Значення $A_{T} 10^{-10} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 12.09.2013 р. на поверхні 850гПа

At	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	1.30	1.63	1.69	1.57	1.37	1.21	0.97	0.84	0.82	0.79	1.22	1.08	1.27	1.25	1.08
60,0	-0.02	-0.58	-0.75	-0.57	-0.24	0.10	0.28	0.41	0.60	0.75	1.02	1.76	1.98	2.11	1.56
57,5	-0.01	-0.75	-0.61	0.01	0.86	1.43	1.56	1.83	1.68	0.99	0.70	0.10	1.33	1.73	1.43
55,0	1.70	0.74	0.64	1.07	1.62	1.47	2.35	2.41	1.94	1.51	1.26	1.24	1.97	2.37	1.70
52,5	2.85	1.39	0.63	0.29	0.13	-0.07	-0.36	-0.63	-0.42	0.23	0.91	1.67	2.23	2.33	1.19
50,0	1.75	0.26	-0.60	-0.79	-0.91	-1.12	-1.75	-2.36	-1.72	-0.25	1.12	1.84	1.05	1.15	0.03
47,5	0.65	-1.06	-2.11	-2.01	-1.36	-0.95	-1.53	-1.99	-1.11	0.95	2.54	2.76	1.68	0.54	-0.16
45,0	-0.46	-2.37	-3.42	-2.91	-1.63	-0.48	0.19	-0.17	0.02	1.58	3.32	3.52	2.40	0.69	0.25
42,5	-3.88	-5.42	-6.24	-5.54	-3.45	-0.96	0.59	0.76	0.29	0.88	2.39	2.72	1.24	-0.81	-2.17
40,0	-6.43	-6.68	-7.44	-8.07	-6.56	-3.28	-0.78	-0.27	-0.75	-0.90	-0.40	-0.47	-2.10	-4.21	-5.43
37,5	-1.44	0.75	-0.44	-2.76	-6.35	-5.09	-2.39	-1.72	-2.42	-2.82	-2.24	-2.32	-3.20	-4.61	-6.04

Таблиця В.19 – Значення $A_T \cdot 10^{-10} \text{ c}^{-1}$ у вузлах сітки, 12.09.2013 р. на поверхні 300гПа

At	2,5	5,0	7,5	10,0	12,5	15,0	17,5	20,0	22,5	25,0	27,5	30,0	32,5	35,0	37,5
62,5	0.82	0.44	0.39	0.89	1.05	1.36	2.12	2.73	3.21	3.55	3.68	3.12	2.17	0.78	-0.52
60,0	0.07	1.28	1.13	0.41	-0.35	-0.37	0.14	1.11	2.15	3.08	3.58	3.71	2.68	0.74	-1.25
57,5	0.98	1.58	-0.07	-2.84	-4.53	-4.37	-3.06	-1.20	0.03	0.35	0.91	1.81	1.96	1.14	0.19
55,0	2.92	0.61	-2.71	-8.06	-10.6	-7.85	-2.87	-0.30	0.55	-0.20	0.09	1.49	2.13	1.50	0.56
52,5	2.69	-1.05	-6.13	-9.74	-9.38	-4.92	-0.51	1.26	0.23	-1.35	-1.22	1.02	2.68	3.01	1.88
50,0	1.56	-2.21	-5.41	-4.82	0.34	5.50	7.16	4.33	0.19	-1.87	-1.85	-0.38	1.09	1.45	1.42
47,5	-1.23	-2.52	-1.65	2.79	9.67	13.9	13.3	9.36	4.37	1.10	-0.28	-0.31	-0.69	-1.05	-0.74
45,0	-1.64	-0.88	1.02	4.52	9.40	12.0	9.37	7.14	5.01	3.22	1.47	-0.46	-2.21	-2.85	-2.14
42,5	-0.47	-0.11	0.82	2.22	1.77	1.47	0.93	1.20	3.07	3.48	2.70	-0.51	-2.81	-3.00	-2.12
40,0	-0.25	-0.36	0.64	0.65	-0.57	-2.54	-3.24	-0.86	1.32	2.80	1.91	-1.27	-3.34	-2.58	-1.18
37,5	-1.67	-1.13	-0.17	-0.09	-0.14	-0.22	-0.42	1.20	1.82	0.99	-0.27	-2.40	-3.49	-2.46	-0.82