

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської підготовки
Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: «Висотні циклони та їх вплив на погодні умови в Україні»

Виконав студент 2 курсу групи МНЗ- 61м
спеціальності 103 - “Науки по Землю”
Сосмій Єлизавета Валеріївна

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

Рецензент к.геогр.н., доц.
Божко Людмила Юхимівна

Одеса 2018

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та аспірантської підготовки
Кафедра метеорології та кліматології
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 "Науки про Землю"
(шифр і назва)
Освітня програма Метеорологія

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри Івус Г.П.

"23" березня 2018 року

З А В Д А Н Н Я
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Сосмій Єлизаветі Валеріївні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи «Висотні циклони та їх вплив на погодні умови в Україні»
керівник роботи Хоменко Галина Василівна, к.геогр.н., доц.,
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)
затверджені наказом закладу вищої освіти від 02 листопада 2017 року № 321-С
2. Строк подання студентом роботи 01 червня 2018 р.
3. Вихідні дані до роботи Дані об'єктивного аналізу полів вітру та температури у вузлах градусної сітки з кроком 2,5° по широті і довготі за 21-24.07.14 р. і 11-13.09.13 р.; синоптичні карти та карти баричної топографії, карти опадів та штормових повідомлень за вказані дні.
4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити)
 1. Ознайомлення з науковою літературою за темою дослідження.
 2. Розрахунки критеріїв гідродинамічної нестійкості та аналіз атмосферних процесів в указані періоди.
 3. Сумісний аналіз розрахованих і фактичних полів.
5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)
 1. Синоптичні карти, карти опадів та штормових повідомлень за 21-24.07.14 і 11-13.09.13 р.
 2. Поля критеріїв баротропної та барокліної нестійкості у вигляді таблиць.
 3. Графіки меридіональних профілів абсолютного вихору за окремих довгот.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання _____ 23.03.2018 р. _____

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Ознайомлення з науковою літературою з теми досліджень; складання теоретичної частини роботи.	03.04.18	92	відмінно
2	Вибір вихідної інформації, формування банку даних.	17.04.18	95	відмінно
3	Розрахунки критеріїв гідродинамічної нестійкості.	23.04.18	98	відмінно
4	Рубіжна атестація	30.04 – 06.05.2018	95	відмінно
5	Аналіз синоптичних процесів у вибрані періоди.	07.05.18	92	відмінно
6	Аналіз критеріїв баротропної та бароклінної нестійкості.	14.05.18	92	відмінно
7	Сумісний аналіз фактичних та розрахованих полів.	21.05.18	92	відмінно
8	Складання висновків. Оформлення тексту магістерської роботи та ілюстративного матеріалу.	25.05.18	95	відмінно
9	Підготовка доповіді та презентації до захисту магістерської роботи.	01.06.18	95	відмінно
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		94	відмінно

Студент _____
(підпис) (прізвище та ініціали)Керівник роботи _____
(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Тема магістерської кваліфікаційної роботи: «Висотні циклони та їх вплив на погодні умови в Україні».

Автор: Сосмій Єлизавета Валеріївна.

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 в періоди з висотними циклонами (21 – 24.07.14 р. та 11 – 13.09.13 р.);
- розраховано критерії баротропної і бароклінної нестійкості зонального потоку;
- виконано суміжний аналіз розрахованих і фактичних полів.

Об'єкт дослідження: висотні циклони.

Предмет дослідження: баротропна та бароклінна нестійкість і її критерії.

Методи дослідження: базується на використанні результатів лінійної теорії гідродинамічної нестійкості зональних течій.

Наукова новизна отриманих результатів: вперше використані основні висновки лінійної теорії гідродинамічної нестійкості при дослідженні висотних циклонів.

Практичне значення отриманих результатів: показано, що бароклінна та баротропна нестійкість в області висотних циклонів посилює інтенсивність опадів і поширює їх зони.

Магістерська кваліфікаційна робота в обсязі 60 сторінок складається з 4 розділів, висновків, переліку посилань з 16 джерел, додатку і містить 20 рисунків та таблиць в основному тексті.

Ключові слова: висотний циклон, гідродинамічна нестійкість, критерій Філіпса, поля опадів.

SUMMARY

Theme of master's qualification work: «Cold-core low and their impact on weather conditions in Ukraine».

Author: Sosmii Yelyzaveta.

The urgency of the study is that altitudinal cyclones have been poorly studied, but often associated with such dangerous phenomena as showers, thunderstorms and squall.

The purpose of the work: assessment of the role of hydrodynamic instability in the processes of precipitation formation associated with cold-core low.

According to the goal, the following tasks are solved:

- analysis of synoptic processes with cold-core low in periods (21 - 24.07.14 and 11 - 13.09.13);
- criteria of the barotropic and baroclinic instability of the zonal flow are calculated;
- an adjacent analysis of the calculated and actual fields is carried out.

Study object: cold-core low.

Subject of research: barotropic and baroclinic instability and its criteria.

Methods of research: based on the use of the results of linear theory of hydrodynamic instability of zonal currents.

Scientific novelty of the obtained results: for the first time the main conclusions of the linear theory of hydrodynamic instability were used for the study of cold-core low.

The practical significance of the results: it is shown that baroclinic and barotropic instability in the region of cold-core low increases the intensity of precipitation and extends their zones.

Master's qualification paper in the volume of 60 pages consists of 4 sections, conclusions, a list of references from 16 sources, and contains 20 drawings and tables in the main text.

Key words: cold-core low, hydrodynamic instability, Phillips criterion, precipitation.

ЗМІСТ

ВСТУП	7
1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ВИСОТНІ ЦИКЛОНИ	9
1.1 Умови формування висотних циклонів.....	9
1.2 Узагальнена структура висотних циклонів	11
2 ГІДРОДИНАМІЧНА НЕСТІКІСТЬ В АТМОСФЕРІ ТА ЇЇ ВИДИ.....	14
2.1 Баротропна нестійкість зонального потоку.....	16
2.2 Бароклінна нестійкість атмосферних течій.....	18
3 КРИТЕРІЇ ГІДРОДИНАМІЧНОЇ НЕСТІКІСТІ ТА МЕТОДИКА ЇХ РОЗРАХУНКУ.....	20
3.1 Критерій баротропної нестійкості.....	20
3.2 Кількісна характеристика бароклінної нестійкості	22
4 ВИСОТНІ ЦИКЛОНИ І ЗВ'ЯЗОК ЇХ З ЗОНАМИ ОПАДІВ	26
4.1 Умови виникнення та розвитку висотних циклонів в періоди 21-24.07.14 р. і 11-13.09.13 р.	26
4.2 Гідродинамічна нестійкість в області висотних циклонів і її роль в опадоутворенні	33
ВИСНОВКИ.....	44
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ	45
Додаток А.....	46
Додаток Б	48
Додаток В	53
Додаток Г	55
Додаток Д.....	59

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 (баротропна нестійкість) або по висоті (бароклінна нестійкість). Це було пов'язано з тим, що синоптичний досвід певно вказував на зв'язок циклогенезу з бароклінними зонами, і отже, на головну роль бароклінної нестійкості в процесах виникнення циклонів середніх широт. Проте можливості циклогенезу в баротропних потоках також не виключались із поля зору, оскільки, по-перше, спостереження показували, що в певних випадках в атмосфері можливе виникнення великомасштабних вихорів поза межами фронтальних зон. По-друге, йшов швидкий розвиток чисельних методів прогнозу метеорологічних полів, який йшов спочатку головним чином по шляху побудови і експлуатації баротропних моделей атмосфери, що обумовило необхідність вивчення властивостей гідродинамічної стійкості таких моделей.

Властивості бароклінної, баротропної та комбінованої нестійкості найбільш детально вивчені для зональних потоків. 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 антициклогенезу почали вивчатися умови виникнення баричних утворень при

наявності великомасштабних гребенів та улоговин, тобто на фоні планетарних хвиль, а не одного тільки зонального потоку.

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. Синоптичний досвід показує, що в останні роки висотні циклони частіше, ніж в попередній час, утворюються над районами Західної Європи і впливають на погодні умови в Україні. З цими баричними утвореннями часто пов'язані сильні опади в західних та південних районах України.

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 реалізації гідродинамічної нестійкості, яка сприяє зростанню збурень в атмосферних течіях і тому загострює процеси на фронтах і навіть призводить до утворення баричних центрів в нижній тропосфері.

Мета даної роботи полягає в дослідженні атмосферних процесів в області висотних циклонів, які сформувалися над Західною Європою і в великій мірі визначали погодні умови в Україні в періоди 21-24 липня 2014 р. і 11-13 вересня 2013 р.

Дослідження виконано з використанням основних висновків лінійної теорії гідродинамічної нестійкості і теорії довгих хвиль Россбі.

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

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

1 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ВИСОТНІ ЦИКЛОНИ

Висотний циклони – це циклони, який добре виражений на висотних синоптичних картах в середній і верхній тропосфері, але відсутній на приземній карті. Біля поверхні землі під висотним циклоном зазвичай розташовується область з малими баричними градієнтами, найчастіше підвищеного тиску, іноді добре виражений гребінь або антициклон. Висотний циклони збігається з областю холодного повітря в тропосфері [10,11].

1.1 Умови формування висотних циклонів

Деформація повітряних течій у верхній і середній тропосфері, пов'язана з поглибленням хвиль в західному перенесенні, часто призводить до утворення замкнених циклонів з екваторіального боку (і замкнених антициклонів з полярної 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 [2]. Аналогічним чином висотні антициклони формуються з теплих гребенів, що відділяються від їх загального центру на півдні.

Екстремальний приклад кінцевого результату такого процесу наведено на рис. 1.1 [10]. Поля температури і геопотенціала AT_{500} показують, як холодний циклонний вихор було відсічено від своєї материнської холодної області на півночі, з якої він залишився пов'язаним «пуповиною» у вигляді лінії зсуву.

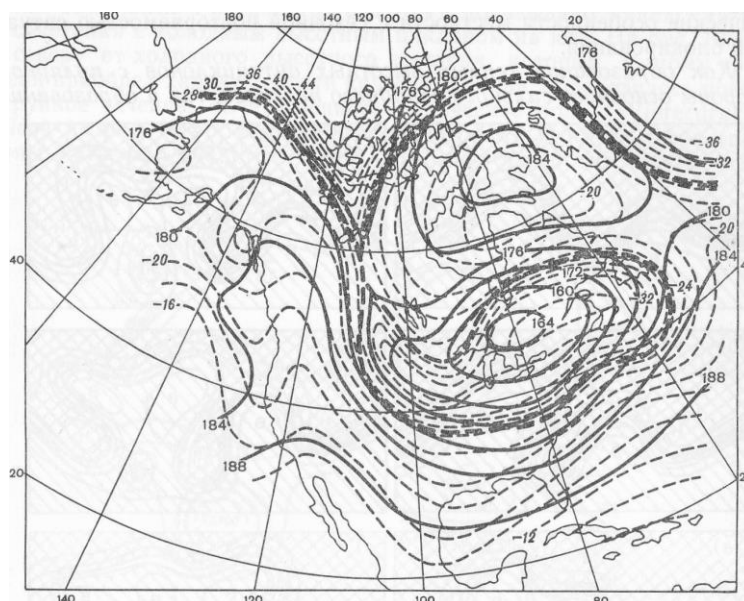


Рис 1.1 – Карта AT_{500} за 03 UTC 7 лютого 1947 р.

—— - ізогіпси; ----- - ізотерми [10].

У той же час північний теплий антициклон вже майже повністю відокремився від маси теплого повітря на півдні, з якої він утворився. Процес, що приводить до такої деформації, якісно пояснюється рис. 1.2.

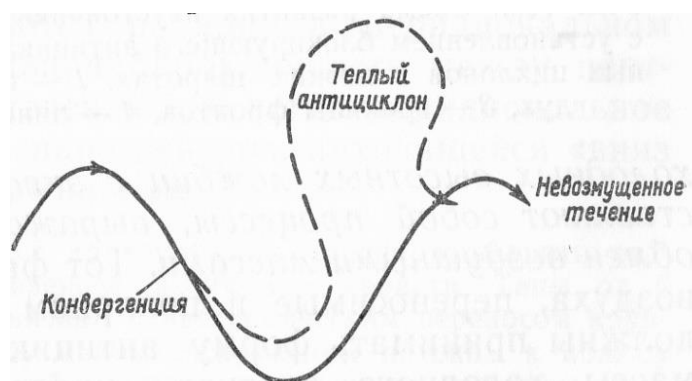


Рис 1.2 – Схема перекручення «синусоїдальної» течії у верхній тропосфері [10].

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 струменна 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 [8].

Такий процес часто носить повторювальний характер в ситуаціях «блокування», коли західні хвилі розпадаються на добре виражені меридіональні течії з вихорами. Улоговини, що наближаються до району блокування, уповільнюють своє просування на схід; при цьому довжина хвиль між послідовними улоговинами зменшується, а амплітуди їх збільшуються. По мірі наближення кожної хвилі до блокуючої системи кількість сильно деформованих збурень типу, зображеному на рис. 1.2, послідовно збільшується, в результаті чого відбувається накопичення відсічених циклонів в більш низьких широтах і відсічених антициклонів в високих.

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 теплового 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. [10]

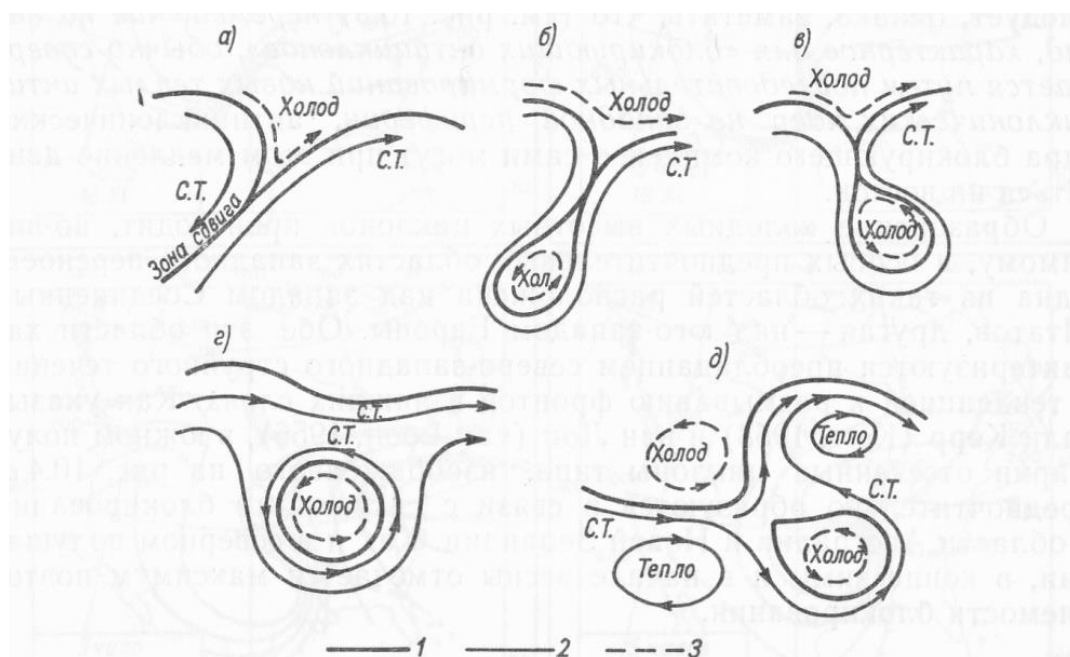


Рис. 1.3 - Типи збурень, утворених в результаті екстремального зростання висотних хвиль. 1 - межі фронтів з боку теплового повітря, 2 - лінії струму в теплому повітрі, 3 - лінії струму в холодному повітрі [10].

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).

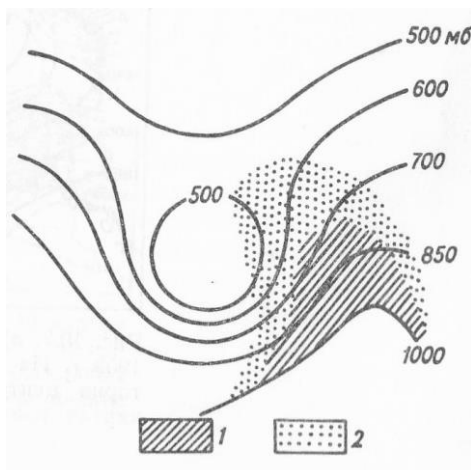


Рис. 1.4 – Схема розподілу опадів відносно ізогіпс поверхні куполу холодного повітря. 1 – сильні опади, 2 – слабкі опади [10].

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 [10].

2 ГІДРОДИНАМІЧНА НЕСТІКІСТЬ В АТМОСФЕРІ ТА ЇЇ ВИДИ

Прояви гідродинамічної нестійкості в атмосфері різноманітні. Стосовно до різних масштабів руху в залежності від відношення сил, діючих на частинки повітря, формування задач про гідродинамічну нестійкість відносяться к тим або іншим основним її видам, до яких відносять баротропну та бароклінну нестійкість, також комбіновану баротропно-бароклінну.

В атмосфері постійно відбувається активна взаємодія різних полів в широкому інтервалі масштабів. Кінетична та потенціальна енергія, тепло, кількість руху, завихреність переносяться в одних випадках в напрямку градієнтів відповідних властивостей, в інших – навпаки, проти градієнтів. В результаті створюється шар або область, в яких контрасти тих або інших метеорологічних величин виявляються різко підвищеними по відношенню до оточення.

Якщо в будь-якій ділянці або прошарку виникають достатньо великі контрасти, наприклад, швидкість вітру, то в цій зоні виникає можливість росту малих збурень, які приймають вид хвиль та вихорів. Коли остані розвиваються, змішуються, а потім руйнуються, вони перемішують повітря, в результаті чого контрасти згладжуються.

Вихори синоптичного масштабу – циклони та антициклони, розвиваючись в бароклінних фронтальних зонах, переносять тепло до півночі та уверх, а кількість руху – униз, зменшуючи при цьому запаси доступної потенціальної енергії. Однак слід мати на увазі, що ті ж самі циклони, згладжуючи градієнти одних властивостей, можуть підвищувати градієнти інших: наприклад, в визначених умовах, зменшуючи вертикальний зсув вітру, вони одночасно підвищують його зсув в горизонтальній площині поперек потоку.

Можливі і зворотні процеси – підвищення вертикального зсуву вітру (а значить, підвищення бароклінності) і зменшення горизонтального (перш за все зонального) зсуву [2, 4, 13].

Збурення вносяться в атмосферу при обтеканні вітровим потоком нерівностей земної поверхні. Вони можуть утворюватися також внаслідок термічної неоднорідності поверхні, відмінностей альbedo або шорсткості її різних частин. Джерелом збурень являються багато метеорологічних об'єктів (атмосферні фронти, конвективні хмари, циклони, шторми, струменні течії) і процеси в атмосфері і поза нею (вітрове коливання на морі, виверження вулканів, землетруси і т.і.) [3, 6, 19]. Подальша еволюція внесених в атмосферу збурень залежить від їх характеристик (просторових та часових масштабів, швидкостей розповсюдження, амплітуд). Характеристики збурень визначаються властивостями їх джерел та властивостями повітряного потоку, в якому вони розповсюджуються. При вивченні процесів росту і розповсюдження збурень, останні можуть вважатися або вимушеними, або вільними. В першому випадку вони розглядаються разом з їх утворившим джерелом, властивості якого відомі; в другому – вважаються втраченими зв'язок з джерелом та залежними лише від властивостей повітряного потоку, в якому вони знаходяться (їх зростання або загасання відбувається лише внаслідок енергообміну з середовищем) [3, 18].

Вільні збурення здатні рости в даному повітряному потоці, отримуючи енергію від наявних в ньому запасів. Подібні збурення називаються нестійкими. З іншої сторони, і сам потік (так званий фоновий або основний) називається нестійким, якщо він може забезпечити зростання будь-яких збурень. Термін «нестійкий», таким чином, вживається в двоякому сенсі, що на думку автора [18] неможливо визнати цілком вдалим. Енергія, яка може бути використана для росту збурень, називається енергією нестійкості, а процес її реалізації (процес розвитку збурень) називається процесом зйснення нестійкості.

Процеси накопичення енергії нестійкості, з одного боку, і її реалізація – з іншого, взаємопов'язані. Загострення фронтальних зон призводить до нестійкості, при реалізації якої згладжуються різкі контрасти температури, а внаслідок цього в процесі еволюції нестійких збурень знов виникають (або загострюються вже існуючі) фронтальні зони, і тим самим з'являються умови для нового розвитку нестійкості.

Прояви нестійкості атмосферних рухів дуже різноманітні. В залежності від того, які сили, що діють в атмосфері, визначають поведінку збурень, виділяють різні типи нестійкості [3].

2.1 Баротропна нестійкість зонального потоку

Баротропна нестійкість, тобто такий вид нестійкості повітряних течій в полі сили Коріоліса, при якому джерелом енергії зростаючих збурень є кінетична енергія основного потоку, в найбільш спрощеному виді розглядається як нестійкість течії, в якій запаси доступної потенціальної енергії зовсім відсутні: температура не змінюється по горизонталі, вертикальна термічна стратифікація рівноважна або стійка. Відповідно вертикальний зсув вітру повинен бути відсутнім і швидкість вітру має змінюватися лише по горизонталі (по широті в зональному потоці).

Як відмічалось вище, причиною баротропної нестійкості атмосферних рухів є нерівномірний розподіл швидкостей вітру в поперечному до потоку горизонтальному напрямку. В випадках, коли ця нерівномірність достатньо велика, випадково виникненні в потоці збурення зростають та перетворюються в систему вихорів, які перемішують повітряний потік. Це перемішування прагне вирівняти контрасти швидкостей вітру і перетворити баротропно-нестійкий профіль в більш згладжений, баротропно-стійкий.

Як відзначається в роботі [3], термін «баротропна нестійкість» відноситься саме до плоских течій в обертаючихся системах: в атмосфері та в океані Землі, в рідких та газоподібних оболонках планет та зірок, в лабораторних установках з обертаючимися контейнерами. При відсутності обертання нерівномірний розподіл швидкостей також може бути причиною нестійкості. Саме цей вид гідродинамічної нестійкості раніше інших почав досліджуватися. Його зазвичай пов'язують з ім'ям О.М.Релея, який сформулював необхідну умову нестійкості плоскопаралельного нев'язкого потоку. Ця умова визначається наявністю точок перегину в меридіональному профілю швидкості [20].

Баротропна нестійкість в «чистому» вигляді стосовно атмосфери розглядається як нестійкість двовимірного зонального потоку. На прикладі такої простої задачі зручно з'ясувати, при яких розподілах швидкостей утворюються умови для росту збурень, і вивчити їх основні властивості.

В даній роботі при аналізі атмосферних процесів використані результати лінійної теорії гідродинамічної нестійкості [3, 20].

Лінійний аналіз умов гідродинамічної нестійкості потоку має своєю метою знаходження таких умов, при яких можливий ріст збурень, які тим чи іншим шляхом опинилися в цьому потоці. Відповідно до лінійної теорії вважається, що збурення малі по амплітуді, тому їх взаємодія між собою, а також їх вплив на вихідну (основну) течію зневажливі. Збурення представляються у вигляді набору гармонійних складових і, оскільки взаємодія між ними відсутня, аналіз поведінки збурень замінюється аналізом поведінки всіх хвильових компонентів (елементарних хвиль).

Якщо знайдено, що деякі із елементарних хвиль можуть зростати по амплітуді в даному основному потоці, останній є гідродинамічно нестійким. Таким чином, лінійна теорія дає можливість виявити умови гідродинамічної нестійкості атмосферних течій.

Необхідна умова баротропної нестійкості зонального потоку отримано Го Сяоланем [18], який виконав аналіз лінійної задачі про стійкість зонального

потoku зі струменноподібним профілем в широтній смузі на β -площині. Ця умова відома як теорема Го: «щоб в зональному потоці зі змінною по широті швидкістю могли існувати зростаючі збурення, необхідно, щоб похідна від абсолютного вихору змінювала знак на деякій широті у середині області» [20].

2.2 Бароклінна нестійкість атмосферних течій

Нестійкість, яка виникає в бароклінних течіях, у найпростішому вигляді представляється як нестійкість паралельного (зонального) потоку з горизонтальним (широтним) градієнтом температури, а значить, з вертикальним градієнтом швидкості вітру.

При бароклінній нестійкості, збурення отримують енергію із доступної потенціальної енергії на відміну від баротропної нестійкості, коли збурення зростають за рахунок кінетичної енергії основного потоку [7, 12].

Велика увага вчених, починаючи з 40-х років, пов'язана з різноманіттям та складністю прояву бароклінної нестійкості в атмосфері. На розвиток збурень в бароклінно-нестійкому повітряному потоці, окрім β -ефекту і середніх в шарі зсуву вітру і градієнта температури, впливають самі різні фактори: характер підстильної поверхні і верхніх шарів; кривизна полів температури і вітру; в'язкість та теплопровідність; фазові переходи вологи; вплив граничних шарів і конвективної діяльності і т.і. [3].

Однак найбільш принципово важливі риси бароклінної нестійкості містяться навіть в найбільш простих основних моделях, які базуються на постановках задач Іді, Чарні та Гріна [18,20].

Бароклінна нестійкість тривимірної течії, яка являє собою суму зонального потоку і хвилі Россбі, вивчається, як можливий механізм перебудови систем зональної циркуляції атмосфери, а також як причина

циклогенезу синоптичного масштабу в умовах розвинутих меридіональних рухів [7, 8, 15].

На прикладі двошарових моделей [18] показано, що можливості втрати стійкості поширюються при наявності великомасштабних хвиль, в порівнянні з зональним потоком, і що райони максимальної нестійкості розташовані на підвітряних сторонах висотних улоговинах в північних їх частинах. Отримано, що райони переважного циклогенезу доцільно визначати шляхом використання критеріїв бароклінної нестійкості. Одним із кількісних показників бароклінної нестійкості є критерій Філіпса. Відповідно до цього критерію, район найбільш інтенсивного зростання нестійких збурень знаходиться декілька нижче за течією відносно тієї точки, де локальний зсув вітру перевищує критичне значення, яке визначається критерієм Філіпса [20].

Із багаточисленних робіт [3, 7, 18, 20] по дослідженню бароклінної нестійкості випливають такі висновки щодо умов, сприятливих для здійснення нестійкості атмосферних течій:

- показник росту нестійких хвиль визначається вертикальними зсувами вітру, тобто горизонтальними градієнтами температури;
- чим більший вертикальний зсув вітру, тим більші показники росту і тим більша довжина найбільш нестійкої хвилі;
- при вертикальних зсувах вітру, менших за деякого прийнятого значення, нестійкість відсутня;
- хвилі з довжиною меншою деякого мінімуму (біля 2000 км) в широкому діапазоні вертикальних зсувів вітру (від 2 до 16 мс^{-1} в шарі 700-300 гПа), є стійкими;
- максимальні показники росту відповідають хвилям довжиною 3-4 тис. км., або зональному хвильовому числу 7-8 на широті 45° .

3 КРИТЕРІЇ ГІДРОДИНАМІЧНОЇ НЕСТІКІСТІ ТА МЕТОДИКА ЇХ РОЗРАХУНКУ

В попередньому розділі відзначалось, що на тих ділянках атмосферних течій, де сприятливі умови для здійснення баротропної або бароклінної нестійкості, загострюються процеси в циклонах, антициклонах, на фронтах.

В рамках лінійної теорії гідродинамічної нестійкості райони, де може реалізуватися баротропна або бароклінна нестійкості, виявляються за допомогою деяких критеріїв. В даній роботі використані критерії, які найбільш широко використовуються в наукових дослідженнях.

3.1 Критерій баротропної нестійкості

Вище відзначалося (розділ 2.1), що критерієм баротропної нестійкості є зміна знака абсолютного вихору вздовж меридіана. В такому випадку в меридіональному профілі Ω_a будуть присутні максимуми або мінімуми, для яких похідна $\frac{\partial \Omega_a}{\partial y}$ дорівнює нулю, тобто $\frac{\partial (\Omega_p + l)}{\partial y} = 0$.

Таким чином, умовою нестійкості зонального потоку є рівність:

$$-\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial l}{\partial y} = 0 \text{ або } -\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \beta = 0. \quad (3.1)$$

Ω_p – відносний вихор швидкості вітру; l – параметр Коріоліса; $\beta = \frac{\partial l}{\partial y}$ – параметр Россбі.

Нагадаємо, що для чисто зонального потоку

$$\Omega_p = -\frac{\partial u}{\partial y}, \quad (3.2)$$

Отже, для розрахунку критерію баротропної нестійкості чисто зонального потоку і потоку з хвилею Россбі використані поля вітру (зональна - u і меридіональна - v складові) на ізобаричній поверхні 300 гПа за 00 МСЧ кожного дня двох періодів 21-24.07.14 р. і 11-13.09.13 р.

Розрахунки виконано для чисто зонального потоку за формулою (3.2), так і для загального потоку за формулою (3.3)

$$\Omega p = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (3.3)$$

Область розрахунку розташована в широтній смузі 35-55° пн.ш. між меридіанами 15-45° сх.д.. Складові швидкості вітру задані у вузлах градусної сітки з кроком 2,5° по широті і довготі, тобто $\partial x = \partial y = 2,5^\circ$. в лінійних одиницях $\partial y = 277,5$ км, а $\partial x = \partial y \cdot \cos \varphi$ або $\partial x = 277,5 \cdot \cos \varphi$ км.

Для скінченнорізницевого представлення похідних в формулах (3.2), (3.3) використана чотирьохточкова схема (рис.3.1).

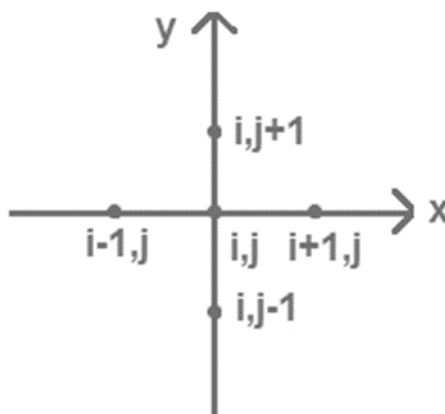


Рис. 3.1. – Сітковий шаблон для скінченнорізницевого представлення похідних

У будь-якому вузлі i, j вирази для похідних мають вигляд:

$$\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)_{i,j} = \frac{0,18}{\cos\varphi_j} (v_{i+1,j} - v_{i-1,j}) 10^{-5} \text{ c}^{-1}; \quad (3.4)$$

$$\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_{i,j} = 0,18 (u_{i,j+1} - u_{i,j-1}) 10^{-5} \text{ c}^{-1}. \quad (3.5)$$

Із (3.4-3.5) видно, що похідні представлені центральними різницями з урахуванням того, що множник $\frac{1}{2\delta y} = \frac{1 \cdot \text{мс}^{-1}}{5,55 \cdot 10^5 \text{ м}} = 0,18 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$; $\frac{1}{2\delta x} = \frac{1}{2\delta y \cdot \cos\varphi} = \frac{0,18}{\cos\varphi}$.

Значення критерію, розрахованого за формулами (3.2), (3.3) представлені в таблицях В.1, В.2.

3.2 Кількісна характеристика бароклінної нестійкості

Існує декілька критеріїв бароклінної нестійкості, які отримані різними авторами шляхом розв'язання задач про бароклінну нестійкість. Найбільш простим є критерій Філіпса. Цей критерій має вигляд:

$$(u_1 - u_2) > \sigma \cdot \cos\varphi (\sin^2\varphi)^{-1} \quad (3.6)$$

В (3.6) u_1, u_2 - швидкості зонального потоку відповідно на верхньому і нижньому рівнях (це 300 і 700 гПа поверхні); φ - широта; $\sigma = 0,124 \cdot C_p \Delta\theta / 2Rw$ - параметр статичної стійкості ($\Delta\theta = \theta_1 - \theta_2$); R - радіус Землі; C_p - питома теплоємність при постійному тиску).

Відзначимо, що цей критерій отримано при наступних обмеженнях:

- Розглядається зональний потік в обмеженій широтній полосі;
- В шарі 700-300 гПа параметр статичної стійкості вважається постійним;
- Швидкість вітру на ізобаричних поверхнях 300 і 700 гПа заданою і постійною.

Саме при таких припущеннях вдається отримати дисперсійне співвідношення, із якого виходить умова існування нестійких хвиль (3.6).

Незважаючи на вказані вище обмеження критерій Філіпса є зручний у використанні і дає добрі результати. За його допомогою краще за все виділяються ділянки течій, в яких розвиваються глибокі циклони. Зародження і початкове поглиблення мало інтенсивних циклонів не так часто відбувається в ділянках, де виконується критерій Філіпса (приблизно в 50-60% випадків). Циклони, які перетворюються в глибокі збурення, зароджуються і поглинаються в областях, де критерій Філіпса перевищує критерій значення в 70-90% випадків. Критичним значенням $u_1 - u_2$ вважається 10 м/с – влітку і 20 м/с – взимку. Відзначимо, що глибоким вважається циклон, в центрі якого тиск зменшується на 20 гПа і більше за період поглиблення.

Як показує формула (3.6), критерій Філіпса, є досить простим для розрахунків і аналізу. Дійсно, для оцінки бароклінної нестійкості треба розрахувати зсуви вітру в шарі між ізобаричними поверхнями 700 і 300 гПа і обчислити перепади потенціальної температури в цьому шарі. Таким чином, для обчислення критерію Філіпса потрібно мати поля вітру і температури на вказаних поверхнях. В якості вихідної інформації використані дані об'єктивного аналізу полів складових вітру (u і v) і абсолютної температури у вузлах градусної сітки з кроком $2,5^\circ$ по широті і довготі.

Критерій розраховано в двох варіантах. В першому в якості критерію δ_1 використана різниця $(u_1 - u_2)$, тобто зсув зональної складової вітру в шарі 700-300 гПа. В другому варіанті значення δ_1 являє собою зсув вектора швидкості вітру; інакше кажучи, в цьому варіанті зсув вітру отримано з урахуванням порушення зональності повітряних течій.

Розглянемо алгоритм розрахунку критерію δ_2

$$\delta_2 = \frac{0,124 \cdot C_p \cdot \delta \theta \cos \varphi}{2 R_a \cdot \omega \sin^2 \varphi} M \cdot C^{-1},$$

де $C_p = 1007 \frac{\text{м}^2}{\text{с}^2}$ – питома теплоємність при постійному тиску, $R_3 = 6380 \text{ км}$ – радіус Землі, $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – кутова швидкість обертання Землі, φ – широта, на якій розташовані відповідні вузли сітки. Якщо в цій формулі всі постійні величини і звести їх до одного коефіцієнта, отримаємо робочу формулу

$$\delta_2 = \frac{0,134 \cdot \delta\theta \cdot \cos\varphi}{\sin^2\varphi} \text{ м} \cdot \text{с}^{-1},$$

Отже, для розрахунку δ_2 необхідно знайти $\delta\theta$, тобто різниці потенціальних температур на рівнях 300 і 700 гПа. Їх обчислення виконано за формулами

$$\begin{aligned}\theta_1 &= T_1 \left(\frac{1000}{300} \right)^{0,288} = 1,4144 \cdot T_1 K; \\ \theta_2 &= T_2 \left(\frac{1000}{700} \right)^{0,288} = 1,1082 \cdot T_2 K.\end{aligned}$$

Обчислення критерію δ , який являє собою зсув вітру в шарі 700-300 гПа здійснено за даними про зональну складову вітру на відповідних ізобаричних поверхнях

$$\delta_1 = u_1 - u_2.$$

Відповідно до результатів лінійної теорії гідродинамічної нестійкості бароклінна нестійкість реалізується при виконанні умови

$$\delta P = \delta_1 - \delta_2 > 0, \text{ тобто } u_1 - u_2 > \frac{\sigma \cdot \cos\varphi}{\sin^2\varphi},$$

де, як відзначалося вище, $\sigma = 0,124 \cdot \frac{C_p \cdot \delta\theta}{2R_3 \cdot w}$, або в робочому вигляді $\sigma = 0,134 \cdot \delta\theta$.

Нагадаємо, що для зимового періоду критичне значення δP складає 20 м/с, а влітку 10 м/с. Це означає, що при $\delta P > 20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ в холодну пору року здійснюється бароклінна нестійкість і на ділянках атмосферних течій процеси можуть загострюватися завдяки доступній потенціальній енергії. Влітку звільнення цього виду енергії відбувається при $\delta P > 10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

При реалізації баротропної нестійкості збурення, які завжди присутні в атмосфері, зростають за рахунок кінетичної енергії баротропно нестійкого потоку.

4 ВИСОТНІ ЦИКЛОНИ І ЗВ'ЯЗОК ЇХ З ЗОНАМИ ОПАДІВ

В роботах по дослідженню синоптичних умов формування зон опадів на території України отримано, що в останні роки інтенсивні опади порівняно часто бувають пов'язані з висотними циклонами.

Як відзначалось вище, згідно з роботами [10, 11] циклони на висотах найчастіше утворюються над південно-західними районами Західної Європи. Але дослідження атмосферних процесів над першим синоптичним районом показують, що в теперішній час висотні циклони утворюються і в інших географічних районах.

Так, в період 5-9 липня 2010 р. зони опадів спостерігаються під висотним циклоном, який сформувався в глибокій улоговині над Середземноморським басейном. В травні 2012, 2014 і 2017 років в періоди 22-24, 24-25 і 19-20 відповідно на півдні України опади були пов'язані з циклонами, які утворилися над Чорноморським басейном [9].

Слід відзначити, що в усіх перелічених випадках циклони виникали в глибоких висотних улоговинах, охоплюючих великі території від полярних широт до африканського континенту.

4.1 Умови виникнення та розвитку висотних циклонів в періоди 21-24.07.14 р. і 11-13.09.13 р.

В даній роботі виконано гідродинамічний аналіз двох ситуацій з висотними циклонами.

Розглянемо першу ситуацію, яка відбулась 21-24 липня 2014 р., коли висотний циклон сформувався в районі, де вони виникають найбільш часто, тобто в південно-західній частині Західної Європи.

Як показує аналіз синоптичних процесів над Західною Європою в період 21-24.07.14 р., умови виникнення і еволюції висотного циклону є звичайними. Цей циклон сформувався в глибокій холодній улоговині циклону над Північною Атлантикою. На ізобаричній поверхні 300 гПа циклон окреслюється двома замкнутими ізогіпсами. У вигляді замкнутого центру циклон простежується також в середній тропосфері (на АТ₅₀₀). Такі циклони виникають в результаті відсікання холодних глибоких улоговин від полярного осередку, тому такі циклони називаються циклонами відсікання [10]. Згідно з результатами досліджень [10,11] висотні циклони можуть простежуватися на приземній карті у вигляді однієї замкнутої ізобари. Дійсно, в нашому випадку циклон втратив зв'язок з поширеною областю низького тиску над Норвежським морем і почав існувати окремо; на приземній карті йому відповідає центр, який окреслюється ізобарою 1010 гПа (рис. 4.1); в наступні дні періоду циклон виявляється лише на висотних картах.

Протягом розглянутого періоду циклон пересувався з Атлантичного узбережжя Європи на центральну частину Середземноморського басейну (рис. 4.2, 4.3, Б.5, Б.6).

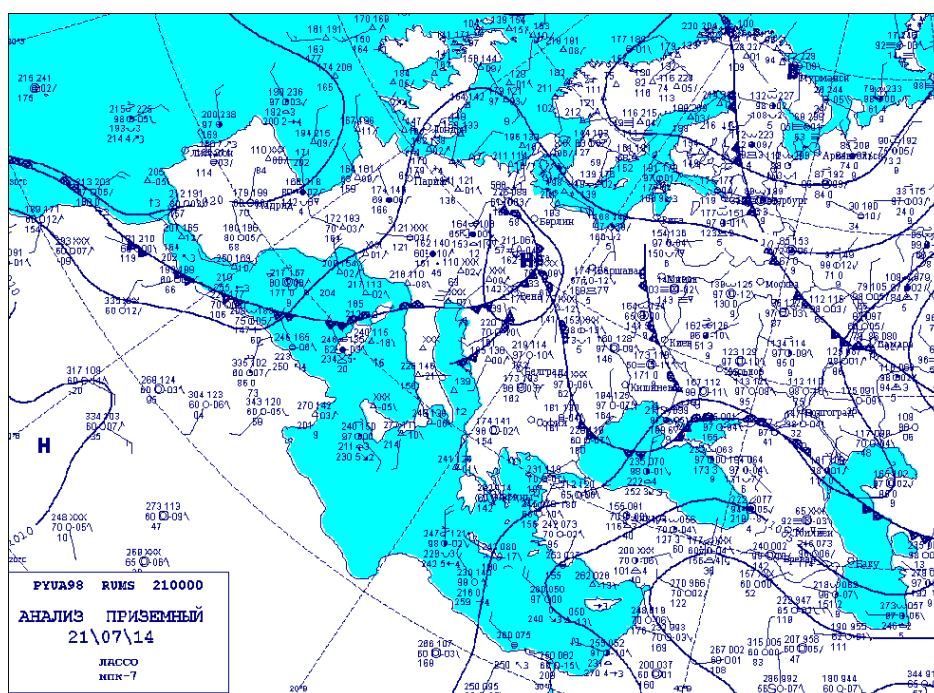


Рис 4.1 – Аналіз приземної карти за 21 липня 2014 року

Якщо звернути увагу на баричні поля на приземних картах, то перш за все, можна відзначити, що всі поля відрізняються дуже малими градієнтами як над територією Західної Європи, так і України (рис. Б.1-Б.3). Проте висотні поля тиску досить активні, особливо у верхній тропосфері. Так, на початку періоду над Середземноморським басейном проходить ділянка інтенсивної фронтальної зони (ВФЗ), з якою пов'язана струменна течія, де швидкість вітру перевищує $40 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Ця ВФЗ окреслює висотну улоговину, в якій сформувався висотний циклон. Саме зі східною частиною улоговини пов'язані поширені зони опадів.

Рисунки 4.2-4.3, Б.5, Б.6 показують, що з переміщенням висотного циклону на схід зміщується і зона опадів.

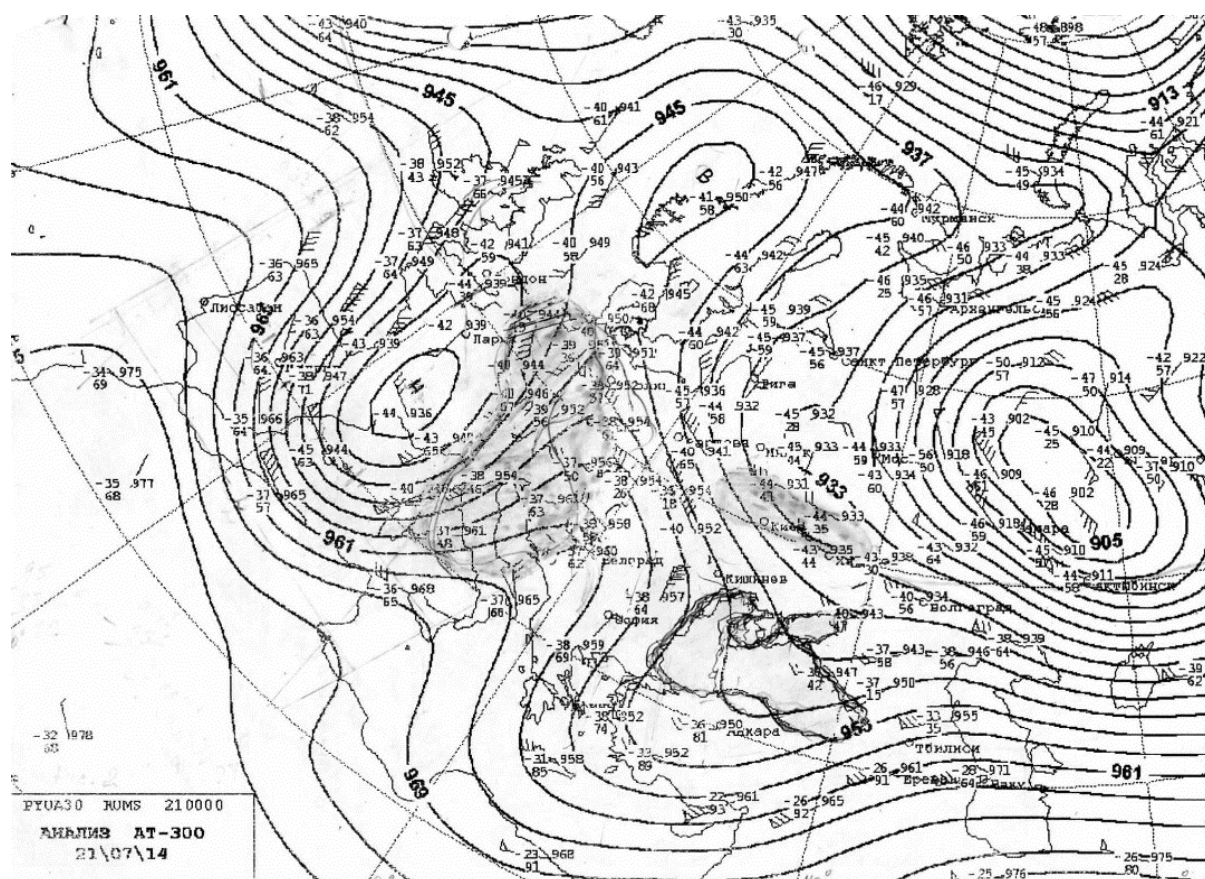


Рис 4.2 – Аналіз карти АТ-300 з виділеними зонами опадів за 21.07.14 р.

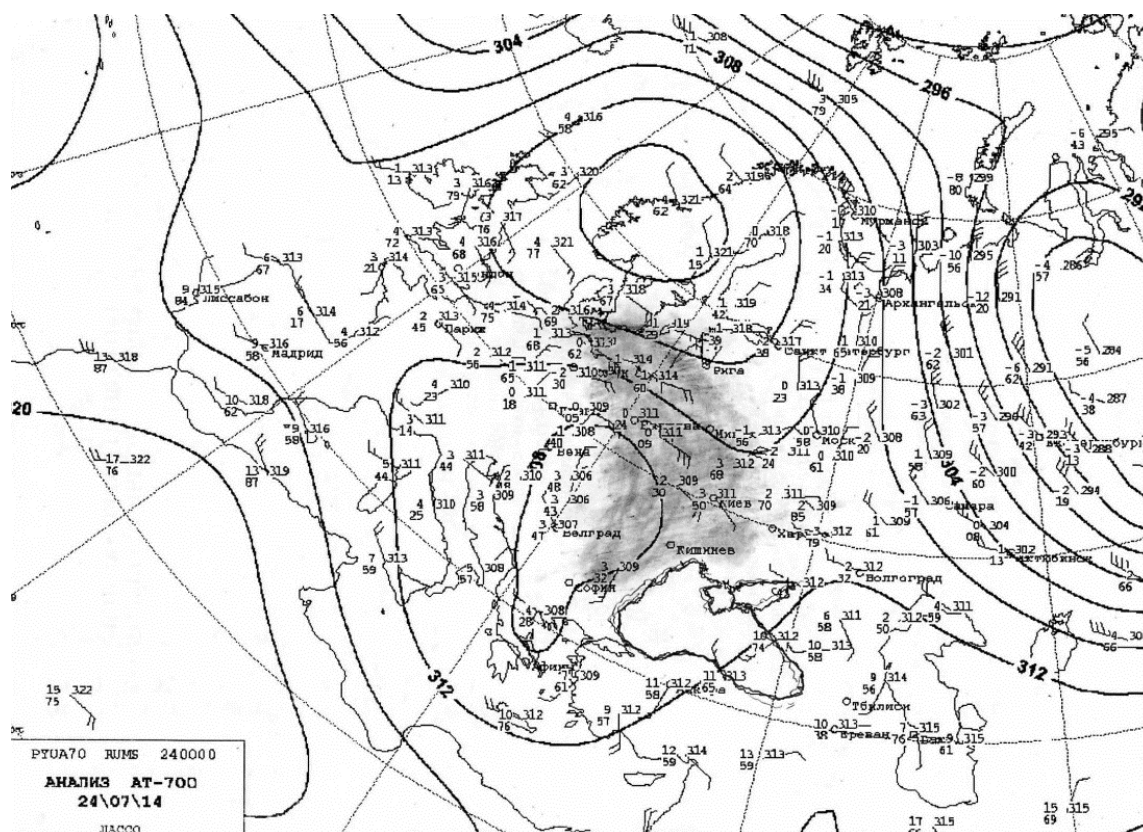


Рис 4.3 – Аналіз карти АТ-300 з виділеними зонами опадів за 24.07.14 р.

Друга ситуація, з якою пов'язано формування висотного циклону в період 11-13 вересня 2013 р., відрізнялась від синоптичної ситуації в липні тим, що атмосферні процеси над першим природним синоптичним районом, визначаються перш за все, впливом Азорського антициклону, гребінь якого біля поверхні землі проходив в широтному напрямку від атлантичного узбережжя Західної Європи над Середземноморським басейном до західного узбережжя Балканського півострова (рис. 4.4).

Східні райони Західної Європи та західне Причорномор'я знаходяться під впливом області зниженого тиску, яка окреслюється ізобарою 1020 гПа; над європейською Росією та Україною поле переважно антициклонічне з однією замкнутою ізобарою 1020 гПа.

Як показує аналіз карти АТ-850, в нижній тропосфері поля тиску, як і поле температури, також малоградієнтні, при цьому більша частина

Європейського континенту знаходиться під впливом циклонічного поля у вигляді глибокої улоговини, в якій сформувався висотний цикл.

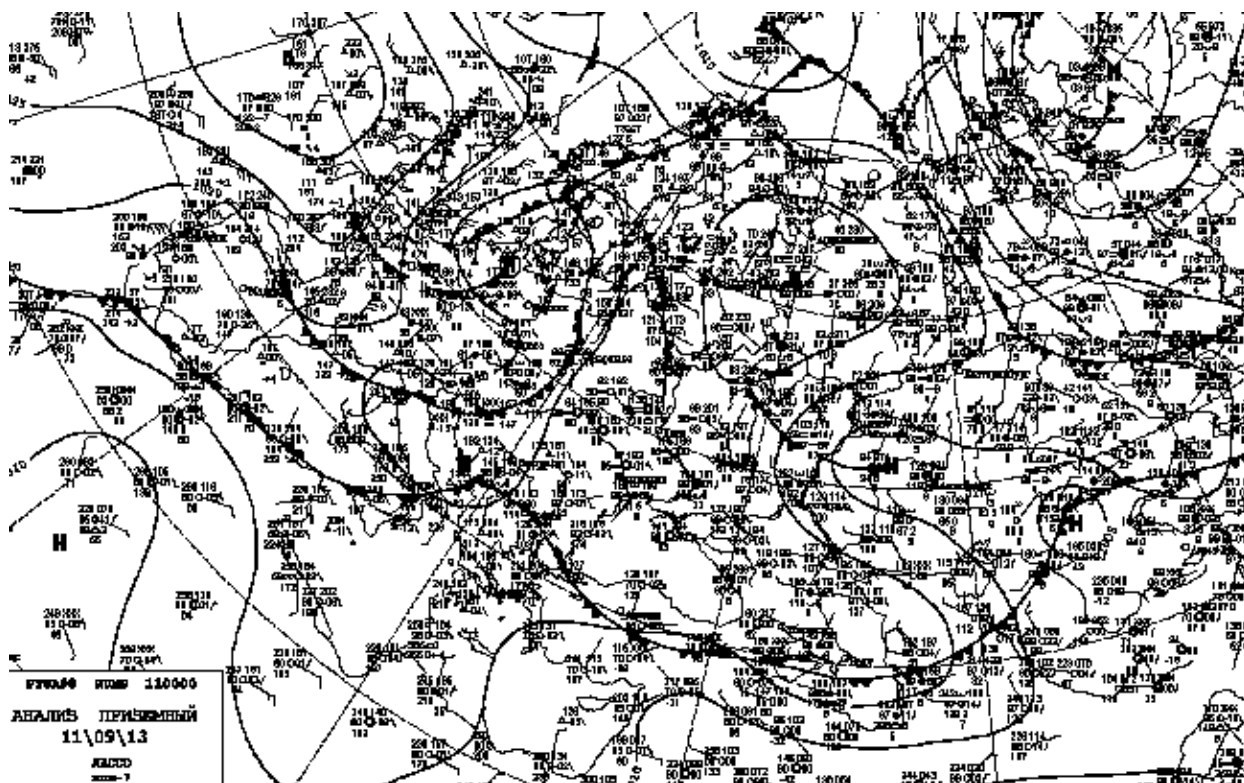


Рис. 4.4 – Аналіз приземної карти за 11.09.13 р.

На картах АТ-850 він окреслюється однією замкнутою ізогіпсою, на АТ-500 – трьома, а на АТ-300 – чотирма замкнутими ізогіпсами. Улоговину в якій сформувався висотний цикл, можна розглянути як частину хвилі Россбі, яка чітко простежується в середній і верхній тропосфері: гребінь цієї хвилі проходить над атлантичним узбережжям Західної Європи до Скандинавського півострова, а улоговина охоплює всю територію Західної Європи і досягає узбережжя африканського континенту. Як відзначалось вище, висотні цикли можуть виникати завдяки заповненню приземних центрів або в результаті відсікання частини улоговини від циклону. В нашому випадку цикл сформувався, в результаті відсікання частини улоговини, яка поглиблювалась та розповсюджувалась на південний-захід.

На початку періоду (11.09.13 р.) висотному циклону на приземній карті відповідає одна замкнута ізогіпса 1015 гПа, а вже 12 та 13.09.13 р. циклон простежується лише на висотних картах.

Відсікання циклону здійснилося над Північними районами Західної Європи, його центр знаходиться біля точки з координатами приблизно 52° пн.ш. і 10° сх.д. (рис 4.5).

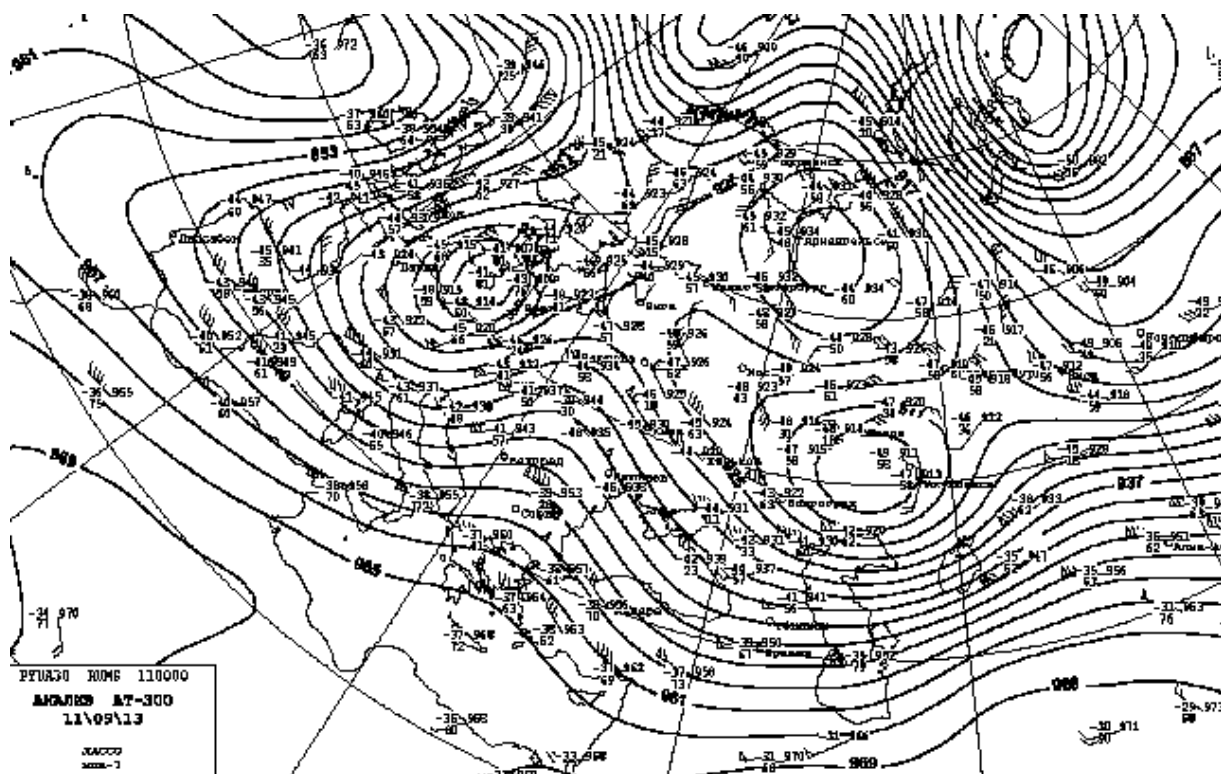


Рис. 4.5 – Аналіз карти АТ-300 за 11.09.13 р.

По периферії висотної улоговини проходить динамічно значуща висотна фронтальна зона; з її північно-західною та південно-східною частинами пов'язані струменні течії зі швидкістю вітру до 40 м/с. Відомо, що динамічно значущою є фронтальна зона, де градієнт геопотенціала дорівнюють або перевищують 16 дам на 1000 км [4, 13]. В нашому випадку на південній та південно-східній периферіях (на АТ-300) перепад висот на 1000 км досягає 24 дам; в середній тропосфері він складає 20 дам (рис. Г.2).

В наступні дні розглянутого періоду характер баричного поля біля поверхні землі практично не змінюється (рис. 4.6), поле залишається малоградієнтним, циклон зберігається тільки на висотах, починаючи з ізобаричної поверхні 850 гПа (рис. Г.3).

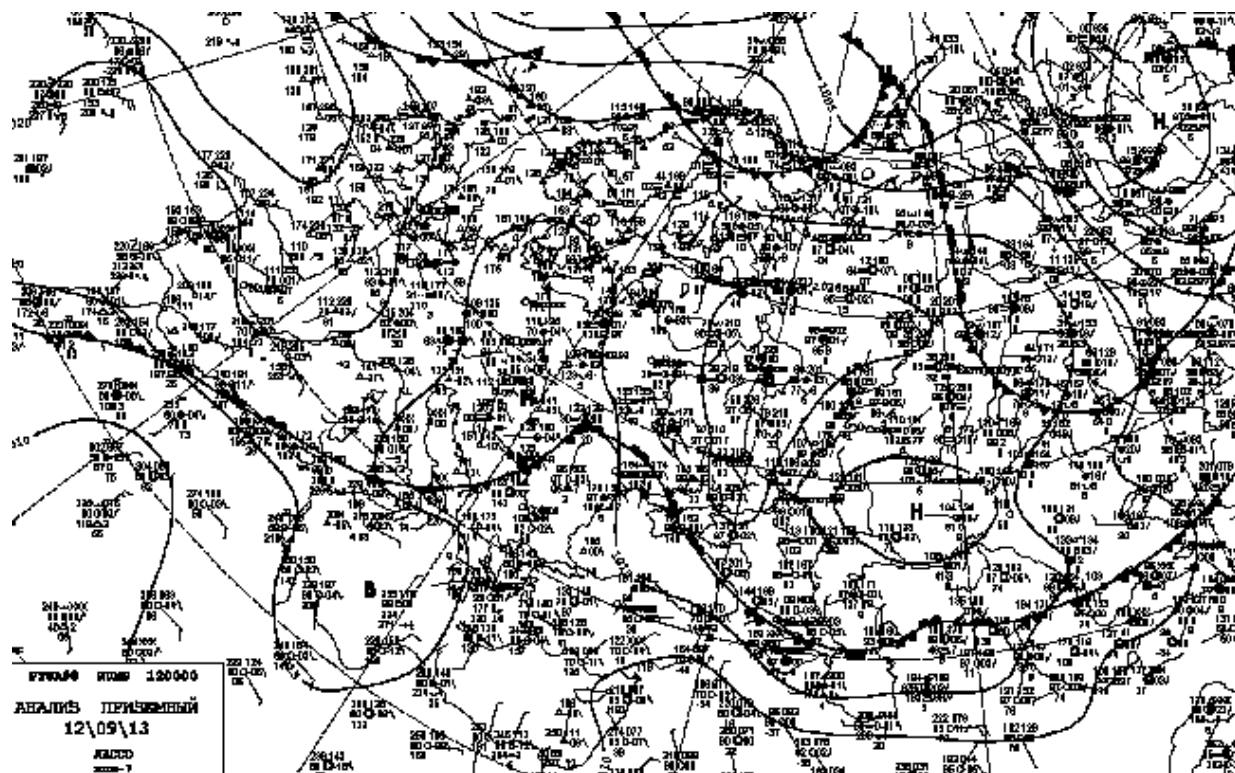


Рис. 4.6 – Аналіз приземної карти за 12.09.13 р.

Максимального розвитку циклон досягає 12.09.13 р., коли на карті АТ-300 він окреслюється п'ятьма замкнутими ізогісами (рис 4.7). Практично не змінюється інтенсивність ВФЗ: на південній та південно-східній периферіях висотної улоговини, як в середній тропосфері (рис. Г.4), так і в верхній (рис. 4.7) зберігаються струмені течії зі швидкістю вітру до 40-45 м/с.

Відзначимо, що висотний циклон являє собою холодне баричне утворення: на картах баричної топографії, висотній улоговині з циклоном відповідає улоговина холоду з замкнутим центром, який знаходиться над замкнутою областю зниженого тиску.

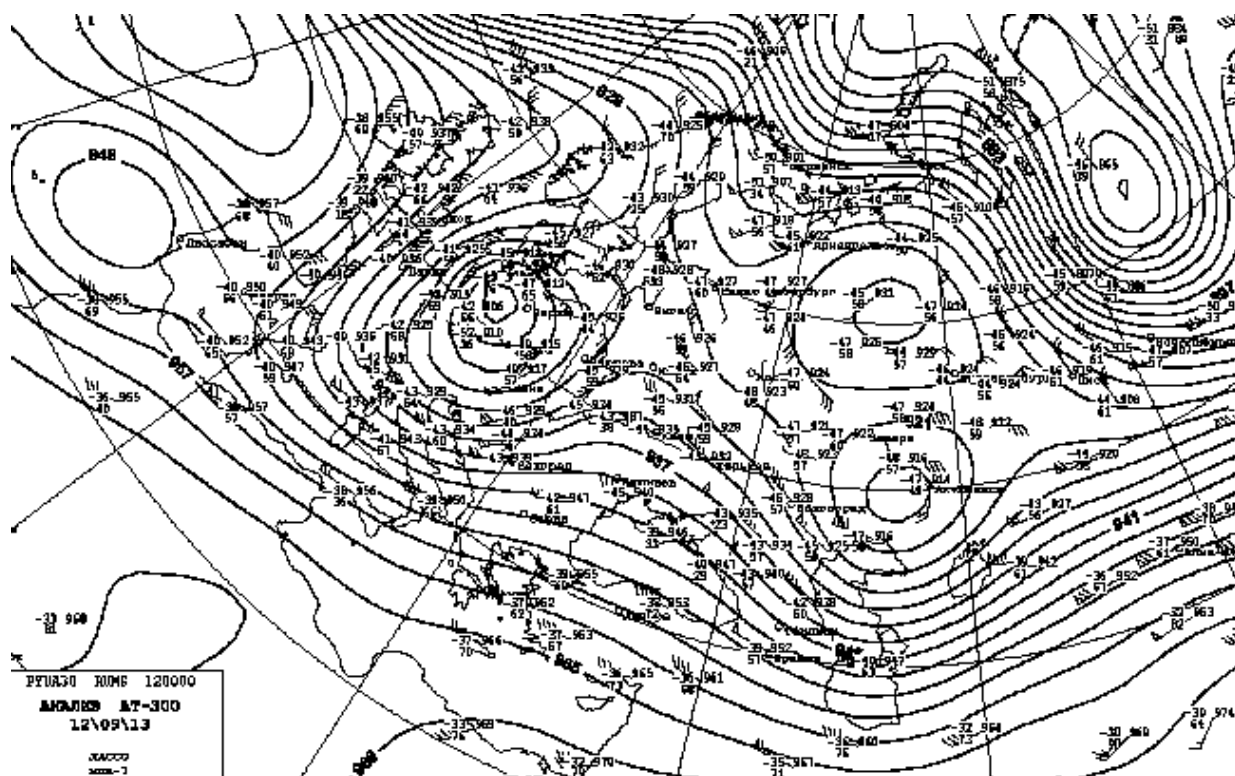


Рис. 4.7 – Аналіз карти АТ-300 за 12.09.13 р.

Протягом періоду циклон повільно пересувався в східному напрямку і 13 вересня 2013 р. його південно-західна периферія знаходиться вже над західним Причорномор'ям. Зі східною частиною цього циклону пов'язані зони опадів, які, як і в першому випадку, пересувались разом з циклоном (рис. Г.5, Г.6). Найбільш інтенсивні опади спостерігались на території України (в її західних, центральних та південних областях) 13.09.13 р.

4.2 Гідродинамічна нестійкість в області висотних циклонів і її роль в опадоутворенні

Для оцінки впливу висотного циклону на атмосферні процеси біля поверхні землі розраховані критерії гідродинамічної нестійкості, які представлені в таблицях В.1, В.2. Для наочності побудовані графіки, які показують зміни абсолютного вихору вздовж меридіана (рис. 4.8). Оскільки

баротропна нестійкість здійснюється за умовою $\left(-\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial l}{\partial y}\right) = 0$ (або $\frac{\partial \Omega_a}{\partial y} = 0$), зональна течія буде баротропно нестійкою, якщо в меридіональному профілі Ω_a мають місце максимуми або мінімуми, тобто мають місце точки перегину.

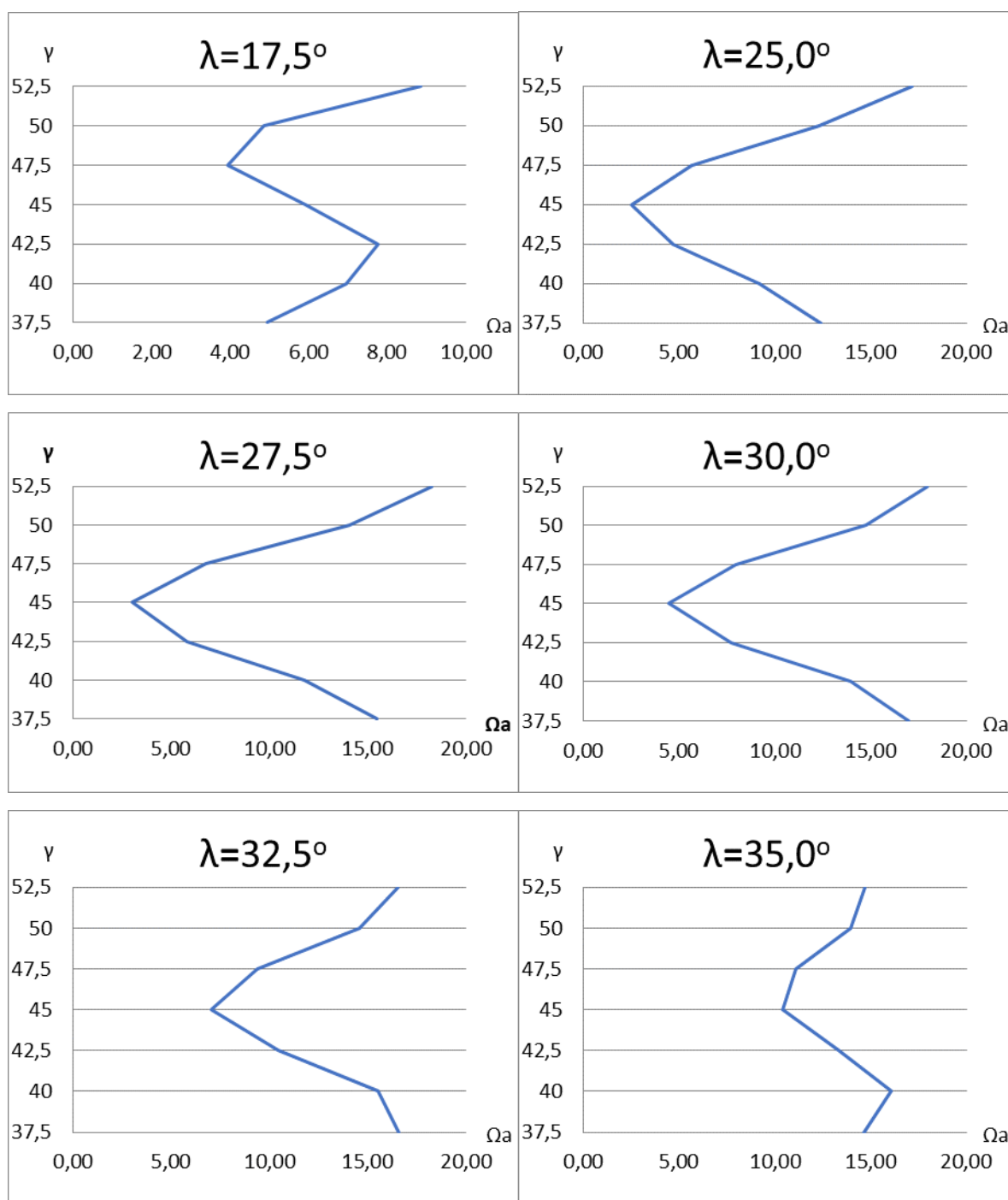


Рис. 4.8 – Меридіональні профілі абсолютного вихору $\Omega_a \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$

за 21.07.14 р.

Як видно із рисунків 4.2 і 4.8, на довготі $17,5^0$ сх.д., де проходить східна межа зони опадів, пов'язаних з висотним циклоном, відзначаються дві точки перетину (на широті $42,5$ і $47,5^0$ пн.ш.). Це означає, що повітряний потік на цій ділянці є баротропно нестійким і його кінетична енергія передається збуренням, що завжди існують в атмосфері [20,21]. За рахунок цієї енергії можуть виникати нові баричні утворення, загострюватися процеси на атмосферних фронтах, поширюватися конвективні явища, тощо [12].

Найбільш інтенсивні зміни абсолютного вихору з широтою відмічаються між $17,5$ і 30^0 сх.д., де спостерігались опади. Далі на схід профілі Ω_a стають більш згладженими і хоча точки перетину існують, потік тут наближається до стійкого стану (рис. 4.8).

В інші дні періоду, що розглядався, атмосферна течія залишається баротропно нестійкою в широтній смузі $40-50^0$ пн.ш., хоча ступінь нестійкості змінюється відносно до змін інтенсивності висотного циклону і його переміщення з заходу на схід. Аналіз таблиці В.1 показує, що найбільші зміни абсолютного вихору і точки перегину в профілях відмічаються на тих ділянках баричного поля, де циклонічна кривизна переходить в антициклонічну (наприклад, рис. 4.2, 4.8).

Розглянемо тепер критерій бароклінної нестійкості. Як впливає із результатів досліджень [18,20], влітку зональний потік стає нестійким, якщо критерій Філіпса досягає 10 м/с.

Зона бароклінної нестійкості 21.07.14 р. (табл. 4.1) знаходиться приблизно у смузі $45-55^0$ пн.ш., де δr майже в $1,5$ рази перевищує критичне значення.

На протязі розглянутого періоду критерій Філіпса змінювався і на території України, максимальних значень (20 м/с) досягає 22.07.14 р. (табл. 4.1), тобто набуває значень характерних для зимових періодів.

Наприкінці періоду, 24.07.14 р. зона бароклінної нестійкості зберіглася лише в південно-східній частині району досліджень, це можна побачити в таблиці 4.4.

Таблиця 4.1 – Поле критерію δr за 21.07.2014 р.

	15	17,5	20	22,5	25	27,5	30	32,5	35	37,5	40	42,5	45
55	13,0	14,1	13,0	10,0	6,1	2,6	0,5	0,4	2,1	4,8	7,5	9,0	8,6
52,5	12,2	15,4	16,0	14,6	12,3	9,3	7,1	6,0	5,5	6,3	7,7	8,8	9,3
50	4,5	9,6	13,3	15,7	16,7	16,6	15,0	12,9	10,7	8,8	8,0	8,3	9,7
47,5	-5,5	-0,1	4,9	9,3	12,1	13,7	13,2	11,6	9,5	8,2	8,1	9,8	12,2
45	-9,1	-6,0	-2,9	-0,4	0,8	0,9	0,6	0,4	2,0	4,8	9,3	13,8	18,1
42,5	-2,8	-3,4	-3,6	-4,9	-7,4	-9,3	-10,0	-7,7	-2,6	4,9	12,7	19,4	24,4
40	6,0	3,4	0,6	-2,8	-6,1	-8,1	-7,3	-3,9	1,9	9,1	14,2	21,0	23,0
37,5	8,2	5,4	2,7	0,8	-0,1	0,9	3,2	6,4	8,9	10,3	10,4	10,6	11,9
35	3,1	1,0	-0,1	0,3	2,7	6,4	9,2	10,3	8,9	4,6	-0,4	-3,7	-3,7

Таблиця 4.2 – Поле критерію δr за 22.07.2014 р.

	15	17,5	20	22,5	25	27,5	30	32,5	35	37,5	40	42,5	45
55	10,2	8,5	7,3	6,8	7,2	6,9	7,7	6,5	4,2	1,3	-1,7	-4,5	-7,3
52,5	17,0	17,9	18,5	19,4	20,0	20,3	20,1	18,6	16,2	13,2	9,8	6,4	3,0
50	6,4	9,3	12,0	15,0	17,8	20,0	21,5	21,6	20,8	19,5	17,6	15,7	13,2
47,5	-13,3	-10,7	-6,3	-1,2	4,4	9,4	13,2	15,4	16,7	17,3	17,7	17,9	17,8
45	-20,2	-19,2	-15,6	-10,4	-4,9	0,4	4,1	6,4	8,1	9,6	11,8	14,3	16,6
42,5	-5,6	-6,2	-5,5	-3,7	-2,1	-0,5	0,1	0,2	0,9	2,7	6,4	10,8	15,0
40	14,4	13,3	11,8	9,5	6,3	2,7	-0,1	-1,9	-1,5	-0,2	5,0	10,5	14,2
37,5	18,0	19,1	18,0	15,0	9,7	4,3	0,8	-0,6	0,3	2,7	5,5	9,3	12,2
35	4,2	8,3	10,7	10,4	7,7	3,9	1,4	1,8	2,6	3,3	2,9	1,8	2,3

Таблиця 4.3 – Поле критерію δr за 23.07.2014 р.

	15	17,5	20	22,5	25	27,5	30	32,5	35	37,5	40	42,5	45
55	-14,0	-12,2	-8,9	-4,8	-1,0	1,9	3,6	4,0	3,3	1,4	-1,6	-4,5	-7,0
52,5	0,9	3,3	6,5	10,0	13,3	15,3	16,6	17,1	16,5	16,3	11,5	6,5	0,5
50	12,6	12,1	11,9	11,9	11,9	12,6	13,9	15,8	18,3	20,3	20,8	18,6	14,2
47,5	8,7	4,9	1,4	-0,9	-1,7	-1,1	1,5	5,6	10,6	15,7	19,8	22,1	22,0
45	-3,1	-6,9	-9,4	-10,2	-8,6	-5,1	-1,0	3,1	6,3	9,6	12,8	16,0	18,6
42,5	-6,1	-6,8	-6,0	-3,1	1,3	6,0	9,9	11,3	10,1	8,3	7,3	7,8	11,5
40	2,4	4,7	7,9	11,5	15,2	18,2	19,0	17,1	12,7	8,7	6,4	9,6	6,8
37,5	9,3	12,2	14,7	16,2	16,9	16,1	14,0	10,7	7,3	3,9	5,5	11,6	7,4
35	4,6	7,3	9,0	9,4	7,9	4,8	2,0	-0,3	-1,0	-0,8	0,9	2,6	3,2

Таблиця 4.4 – Поле критерію δr за 24.07.2014 р.

	15	17,5	20	22,5	25	27,5	30	32,5	35	37,5	40	42,5	45
55	-7,1	-4,0	-1,3	1,1	2,3	2,5	1,6	0,0	-1,3	-2,4	-2,3	-1,4	0,2
52,5	-4,8	-3,1	-1,2	0,7	2,4	3,7	4,6	4,7	4,8	4,6	4,8	5,4	6,1
50	4,2	3,1	1,9	0,8	0,3	0,7	2,0	4,2	6,7	9,6	12,2	14,3	15,9
47,5	10,5	8,0	4,5	0,9	-1,8	-2,9	-1,9	2,2	6,0	11,1	16,1	19,8	22,7
45	8,5	6,9	4,6	2,0	-0,6	-1,9	-0,9	2,7	7,4	12,4	16,4	19,5	21,3
42,5	3,3	3,9	4,4	4,2	4,4	4,5	6,2	9,3	12,7	15,1	16,0	15,9	15,3
40	1,3	3,1	4,9	7,5	9,6	11,5	13,7	15,5	16,6	16,2	14,9	12,9	11,4
37,5	2,5	3,3	5,9	8,3	11,0	13,1	14,4	14,4	13,1	11,4	9,6	8,5	9,0
35	0,9	2,4	3,8	5,8	7,3	8,0	7,9	6,1	3,3	1,1	-1,5	-1,0	1,4

Отже, аналіз критеріїв гідродинамічної нестійкості показав, що потік, в якому сформувався і рухався на південний схід висотний циклон, є бароклінно нестійким в шарі 700-300 гПа і баротропно нестійким у верхній тропосфері. При цьому комбінована баротропно-бароклінна нестійкість на протязі усього періоду переважала на широтах 50-55° пн.ш. над Західною Європою і 47,5-52,5° над районами України.

Сумісний аналіз критеріїв нестійкості приземних баричних полів і полів опадів показує, що комбінована нестійкість проявляється перш за все в зонах атмосферних фронтів. Так, 21 липня в зонах холодної та теплої ділянок полярного фронту над центральною частиною Західної Європи сприятливі умови для реалізації як бароклінної нестійкості ($\delta\rho > 10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$), так і баротропної (мають місце точки перетину в профілі Ω_a). Як видно із рис. 4.2 поширена зона опадів, розташована саме під східною частиною висотного циклону. При цьому опади спостерігаються і за холодним фронтом і перед ним. Максимальні суми опадів під південно-східною частиною висотного циклону досягають 26 мм за добу. Нажаль, для області, яка знаходиться західніше 15° сх.д., критерії гідродинамічної нестійкості не розраховані. Зона опадів над центральними, північними та північно-західними районами України пов'язана з фронтом оклюзії, але цей фронт не виявляється на карті відносної топографії і, можливо, опади можна пояснити здійсненням гідродинамічної нестійкості: критерій бароклінної нестійкості $\delta\rho$ перевищує критичне значення в широтній смузі 47,5-50° пн.ш., де він досягає 16,7 м/с.

Як вказувалося вище, при здійсненні гідродинамічної нестійкості в атмосфері виникає можливість росту збурень, які завжди існують в різних шарах атмосфери. Зокрема, джерелом збурень є різноманітні метеорологічні об'єкти, такі як, атмосферні фронти, конвективні хмари, циклони, струменні течії тощо. Тому при здійсненні бароклінної або баротропної нестійкості виникає загострення атмосферних процесів. Можна вважати, що за рахунок кінетичної енергії, яка передається збуренням при реалізації баротропної нестійкості і доступної потенціальної енергії, яка при здійсненні бароклінної

нестійкості переходить в кінетичну, осилюється конвективна діяльність на фронтах і поза їх межами, що сприяє формуванню зон зливних опадів з грозами.

Зливові опади спостерігаються також над Північним Кавказом, де проходить ще одна тепла ділянка полярного фронту. На приземній карті видно, що цей фронт проходить в мало градієнтних полях тиску і температури, але завдяки великим контрастам температури в середі і верхній тропосфері критерій бароклінної нестійкості δr набуває великих значень (до 31 м/с). Таким чином, можна припустити, що грозові явища в цьому районі відбувалися за рахунок доступної потенціальної енергії при здійсненні бароклінної нестійкості.

Відзначимо, що хвиля Россбі, в улоговині якої сформувався висотний циклон, є нестійкою, оскільки її середня довжина в широтній смузі 40-50° півн.ш. протягом перших трьох діб змінювалась від 2300 до 3100 км. Згідно з висновками роботи [19] хвилі з такими довжинами є нестійкими при вертикальних зсувах вітру в шарі між ізобаричними поверхнями 700-300 гПа більше $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Можливо саме нестійкість хвилі Россбі призвела до перебудови баричного поля над Європейським континентом: улоговина, яка 21.07 була спрямована практично меридіональна, 23.07 набула майже зонального напрямку (рис. 4.2, 4.3).

Розглянемо тепер критерій гідродинамічної нестійкості для осінньої ситуації з висотним циклоном (в період 11-13.09.13 р.). Для цього випадку абсолютний вихор і критерій Філіпса розраховані для області від Гринвичського меридіана до 40° сх.д., в широтній смузі 40-65° півн.ш.. Результат розрахунків за 11 та 12.09.13 р. представлені у вигляді таблиць, (табл. 4.5, 4.6).

Для наочності за даними таблиці Д.1(а) за 11.09 побудовані графіки, які показують зміни абсолютного вихору з широтою для окремих довгот. Нагадаємо, що абсолютний вихор розраховано по формулі (3.3), тобто для зонального потоку.

Таблиця 4.5 – Поле критерію др за 11.09.2013 р.

	0,0	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	40,0
65,00	7,40	5,93	4,49	3,57	3,08	3,03	3,39	3,74	3,81	3,57	2,53	1,09	-0,35	-1,70	-2,45	-2,81	-2,81
62,50	5,00	3,51	2,16	1,24	0,88	1,55	2,81	3,97	4,73	4,36	2,79	0,35	-2,38	-4,60	-5,62	-5,55	-2,73
60,00	3,16	1,57	-0,51	-2,22	-3,04	-2,62	-0,99	1,00	2,57	2,76	1,18	-1,82	-5,35	-8,17	-9,66	-9,17	-7,56
57,50	0,84	-1,40	-4,17	-6,74	-8,12	-7,50	-5,29	-1,82	1,34	3,04	2,68	0,24	-3,24	-6,86	-9,45	-10,55	-10,29
55,00	-3,12	-5,87	-8,65	-10,58	-10,96	-9,26	-5,48	-0,60	4,18	7,72	9,20	8,32	5,90	2,37	-1,40	-4,45	-7,14
52,50	-9,10	-10,90	-11,83	-11,11	-8,96	-5,35	-0,88	3,78	7,93	11,33	13,42	14,42	13,97	12,26	9,27	5,54	1,49
50,00	-14,33	-13,47	-10,73	-6,30	-1,35	3,20	6,51	8,22	8,90	9,34	10,25	11,70	13,19	13,91	13,27	11,27	8,28
47,50	-14,68	-10,21	-3,93	2,95	8,85	12,43	13,11	11,21	8,18	5,83	5,33	6,43	8,58	10,26	10,84	10,23	8,94
45,00	-8,66	-2,33	4,52	10,77	14,95	16,50	15,06	11,90	8,50	6,43	6,38	7,78	9,40	10,26	10,03	8,92	7,70
42,50	0,05	4,98	8,95	11,83	13,31	12,97	11,55	9,52	8,35	8,69	10,36	12,38	13,74	13,77	12,65	11,19	10,10
40,00	7,32	8,29	8,51	8,39	8,10	7,47	6,65	5,82	5,64	6,30	7,73	9,69	11,22	12,13	12,57	13,01	13,92

Таблиця 4.6 – Поле критерію др за 12.09.2013 р.

	0,0	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	40,0
65,00	5,93	4,75	3,43	2,11	1,09	0,47	0,24	0,13	-0,07	-0,47	-1,24	-2,21	-2,97	-3,03	-2,18	-0,34	2,11
62,50	7,52	5,44	3,11	0,58	-1,65	-3,27	-3,89	-3,80	-3,19	-2,69	-2,37	-2,44	-2,68	-2,72	-2,24	-1,16	0,52
60,00	8,12	6,08	3,13	-0,58	-4,08	-6,76	-7,94	-7,61	-6,10	-3,90	-1,99	-0,77	-0,42	-0,75	-1,36	-2,08	-2,32
57,50	5,06	3,09	-0,15	-4,26	-8,49	-11,50	-12,70	-11,43	-8,30	-4,33	-1,47	2,98	3,40	2,95	1,33	-1,10	-3,65
55,00	-0,50	-1,49	-5,92	-10,09	-13,84	-16,15	-16,14	-13,55	-9,15	-3,82	1,23	5,12	7,28	7,59	6,15	3,52	0,01
52,50	-3,81	-6,90	-9,06	-12,27	-14,66	-15,27	-13,82	-10,56	-6,37	-1,80	2,53	6,25	9,04	10,60	10,84	9,65	7,57
50,00	-2,75	-4,44	-6,13	-7,05	-6,92	-5,31	-3,02	-0,63	1,42	3,07	4,54	6,20	8,26	10,28	11,76	12,63	12,66
47,50	-1,75	-1,68	-0,79	1,35	4,84	8,63	11,47	12,54	11,75	9,91	8,35	7,71	8,12	9,20	10,37	11,66	12,75
45,00	-4,38	-2,24	1,22	6,13	11,66	16,94	20,00	20,28	18,06	14,99	12,63	11,22	10,77	10,74	10,80	11,21	11,94
42,50	-6,71	-3,29	0,75	5,62	10,89	15,41	17,90	17,81	15,83	13,57	12,25	12,28	12,73	13,01	13,03	13,20	14,05
40,00	-2,05	0,85	3,31	5,40	7,58	9,33	9,98	9,13	7,34	5,89	5,89	7,47	9,61	11,23	12,36	13,57	15,08

Вище відзначалося, зональний потік є гідродинамічно нестійким, якщо в профілі Ω_a мають місце точки перегину. Як показують графіки на рис. 4.9 і табл. Д.1(а), практично на усіх довготах профілі мають точки перегину (від

двох на довготі 5°сх.д. до чотирьох на довготах 25 і 35° сх.д.). Це означає, що зональний потік є баротропно-нестійким. Але в східній частині області дослідження профілі є більш згладженими в порівнянні з ділянкою течії, яка знаходиться в передній частині висотної улоговини.

Аналіз таблиці (табл. Д.1(б)) показує, що 12.09 баротропна нестійкість посилюється на східній частині висотної улоговини з циклоном. Тут не тільки мають місце точки перегину в профілях Ω_a , а і значно більші зміни останнього з широтою.

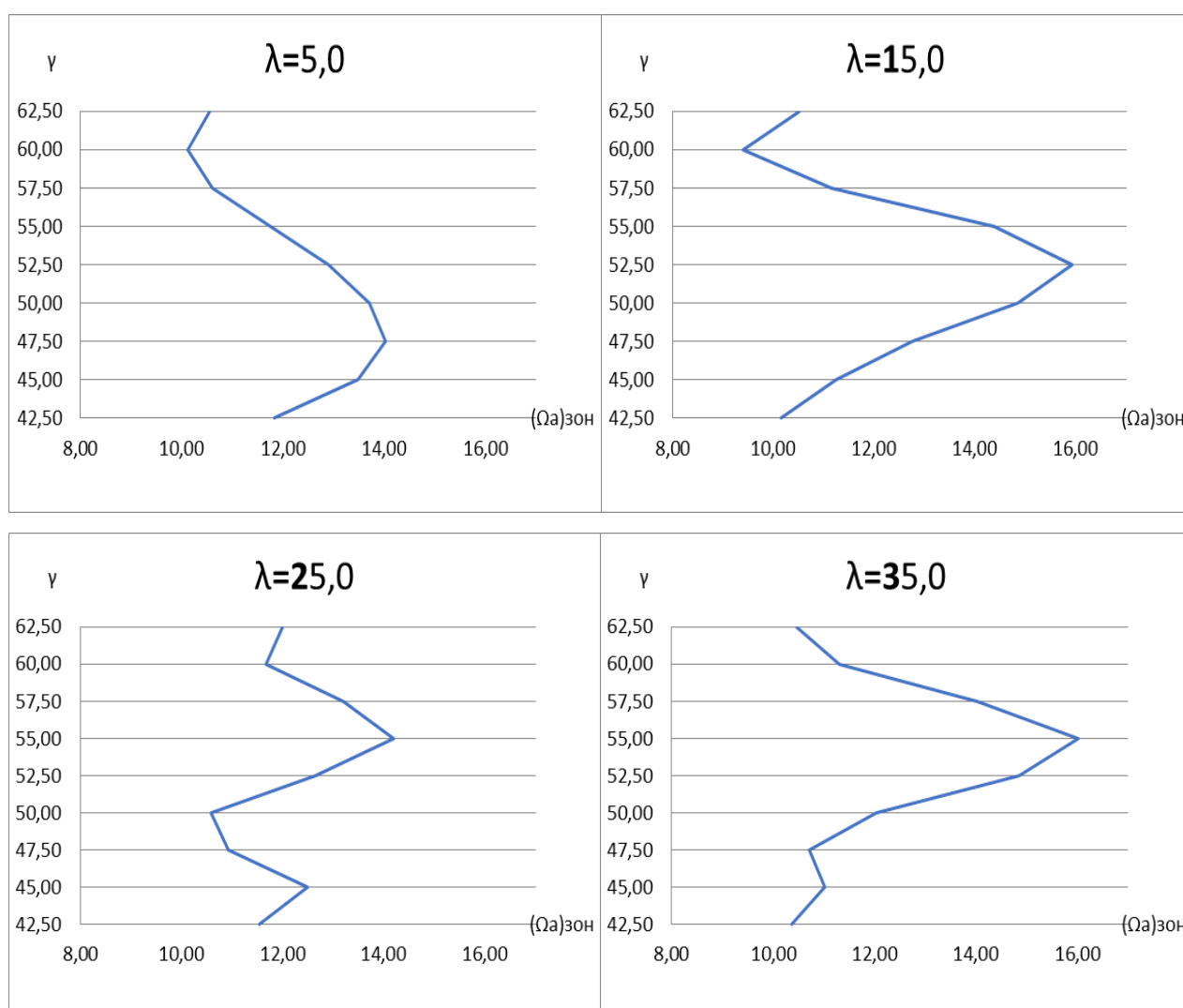


Рис. 4.9 – Меридіональні профілі абсолютного вихору $\Omega_a \cdot 10^{-5} \text{с}^{-1}$ для різних довгот за 11.09.13 р.

Так, в профілях на довготах 12.5, 15.0, 17.5° сх.д. зміни Ω_a в широтній смузі 50-60° півн.ш. складають відповідно 7.9, 8.4, 8.0 с^{-1} . В більш південній смузі 42.5-50° півн.ш. на тих же довготах зміни Ω_a складають 6.4, 7.4, 7.6 с^{-1} відповідно. Точки перегину на вказаних профілях знаходяться на широтах 50 і 60° півн.ш. На довготах 25-30° сх.д. зміни абсолютного вихору досить малі, тому на цій ділянці потік можна вважати баротропно стійким.

Отже, із вище сказаного випливає, що ділянки потоку, в яких найбільш імовірно здійснення баротропно-нестійкості розташовані в східній частині висотного циклону. Це означає, що зростання інтенсивності атмосферних явищ можливе за рахунок кінетичної енергії баротропно-нестійкого потоку.

Критерій бароклінної нестійкості δr , розрахований за 11 та 12.09.13 р., представлено в таблицях (4.5, 4.6). Як видно із таблиці 4.5, в полі критерію δr на початку періоду виділяються дві зони бароклінної нестійкості. Одна з них розташована в південно-західній частині району дослідження. Практично вся ця область знаходиться в східній частині висотного циклону, при цьому зона, де критерій δr досягає максимальних значень розташована на південно-східній периферії висотної улоговини з якою, згідно з дослідженнями [10], пов'язані більш інтенсивні опади в порівнянні зі східною частиною циклону.

Дійсно, на північно-східному узбережжі Адріатичного моря, тобто під південно-східною периферією улоговини, суми опадів досягають 7 мм за 12 год (рис. Г.5, 4.5). Під східною периферією в більшості пунктів опади несуттєві.

Друга бароклінна зона охоплює північно-західні райони України, акваторію Чорного моря та північно-західне Причорномор'я, де спостерігаються опади, кількість яких в окремих пунктах досягає 30 мм за 12 годин. Поширені зони опадів пов'язані з ділянками полярного фронту. Бароклінна нестійкість могла сприяти активізації процесів на фронтах і поширенню зон опадів [5].

Підкреслимо, що поширені зони опадів пов'язані з ділянками полярного фронту, який проходить в широтній смузі між 40 та 50° півн.ш.. холодна гілка

фронту розташована поблизу першої зони бароклінної нестійкості, а тепла – поряд другої зони (рис. 4.4, табл. 4.5). Рисунок Г.6 показує, що зони опадів займають великі території, але їх розміри і інтенсивність не можна пояснити лише впливом атмосферних фронтів. Можна вважати, що на формування зон опадів впливають інші процеси, до яких можна віднести як баротропну, так і бароклінну нестійкість, тому що найбільш інтенсивні опади, а також опади поза зоною фронтів спостерігаються в тих областях, де має місце гідродинамічна нестійкість атмосферних течій.

Найбільш інтенсивні опади над західними та південно-західними районами України спостерігались з 12 на 13 вересня, коли південно-східна периферія висотної улоговини з циклоном знаходилась на західним Причорномор'ям. Дані таблиці 4.6 показують, що 12.09.13 область нестійкості проходить в широтному напрямку між паралелями 40 і 47,5° півн.ш.; найбільших значень критерій δr досягає на південно-східній частині висотної улоговини. Тут спостерігаються опади до 10 мм за 12 годин, але найбільша їх інтенсивність зафіксована над західним узбережжям Чорного моря і Західною Україною, де критерій Філіпса змінюється від 10 до 13 $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$. В бароклінній зоні над східною Україною опади взагалі відсутні.

Як і в попередній день, через бароклінну зону проходить полярний фронт з хвилями. Можна вважати, що бароклінна та баротропна нестійкість посилювала процеси опадоутворення в області цього фронту. Більш детальні відомості про погоду на території України 13 вересня 2013 року свідчать про суттєве загострення процесів на всіх ділянках полярного фронту: в багатьох пунктах спостерігалися зливові опади, грози, посилення вітру до 10-15 $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ (рис. Б.4).

ВИСНОВКИ

В даній роботі досліджуються дві ситуації з висотними циклонами, які сприяли формуванню поширених зон опадів на території Західної Європи і України в періоди 21-24.07.14 і 11-13.09.13 рр.

Дослідження виконано з використанням основних висновків лінійної теорії гідродинамічної нестійкості зонального потоку для оцінки впливу останньої на процеси опадоутворення в області висотних циклонів.

Відповідно до цієї теорії за даними об'єктивного аналізу полів вітру та температури на ізобаричних поверхнях 700 і 300 гПа за дні вказаних періодів розраховані критерії баротропної та бароклінної нестійкості і виконано сумісний аналіз розрахованих і фактичних полів.

На основі розрахунків і аналізу зроблено наступні висновки:

- висотні циклони сформувалися в результаті відсікання глибокої холодної улоговини над Західної Європою;
- більша частина зон опадів пов'язана з областями баротропної та бароклінної нестійкості під південно-східною та східною частинами висотної улоговини з циклоном;
- збільшення інтенсивності опадів може відбуватися за рахунок як баротропної, так і бароклінної нестійкості потоку, в якому рухався висотний циклон;
- бароклінна нестійкість сприяла зростанню процесів на фронтах і поширенню зон опадів;
- можна припустити, що нестійкість хвилі Россбі, в улоговині якої сформувався висотний циклон (21-24.07.14 р.) привела до кардинальної перебудови баричного поля над Європейським континентом;
- в потоці з хвилями Россбі в результаті здійснення баротропної нестійкості збуренням може передаватися більше кінетичної енергії, ніж в чисто зональному;
- отримані в роботі результати слід вважати попередніми, але в основному вони підтверджують висновки опублікованих наукових робіт.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Борисенков Е.П. Вопросы энергетики атмосферных процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 168 с.
2. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 616 с.
3. Дикий Л.А. Гидродинамическая неустойчивость и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 107 с.
4. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 711 с.
5. Івус Г.П., Хоменко Г.В., Ковальков І.О., Сосмій Є.В. Гідродинамічна нестійкість в області висотних циклонів та її вплив на погоду// Український гідрометеорологічний журнал. 2017. № 18. С. 18-25.
6. Ківганов А.Ф. Хвильові процеси в атмосфері. Одеса: АО БАХВА, 2001. 180 с.
7. Матвеев Л.Т., Солдатенко С.А. Циклогенез в бароклинно-неустойчивых волнах // Метеорология и гидрология. 1989. № 3. С. 11-19.
8. Матвеев Л.Т. Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 295 с.
9. Нажмудінова О.М. Зміни поля опадів на Одещині у 2006-2014 рр. // Фізична географія та геоморфологія. 2015. Вип. 4 (80). С. 138-144.
10. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 615 с.
11. Петерсен С. Анализ и прогноз погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 652 с.
12. Пинус Н.З. Доступная потенциальная энергия и ее превращение в кинетическую энергию // Метеорология и гидрология. 1982. № 4. С. 104-116.
13. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч.1. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 701 с.

- 14.Скриптунова Е.Н. Начальный рост циклонических вихрей в баротропно- и бароклинно-неустойчивых слоях // Труды Гидрометцентра СССР. 1982. № 260. С. 44-53.
- 15.Ткачук О.С., Фрагін В.О. Гідродинамічна нестійкість атмосферних течій та її критерії // Збірник статей за матеріалами студентської наукової конференції ОДЕКУ 8-12 квітня 2014. Одеса: ТЕС, 2014. С. 14-19.
- 16.Хандожко Л.А. Региональные синоптические процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 104 с.
- 17.Хромов С. П., Петросянс М.А. Метеорология и климатология. М.: Наука, 2006. 569 с.
- 18.Шакина Н.П. Гидродинамическая неустойчивость в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 308 с.
- 19.Шакина Н.П. Динамика атмосферных фронтов и циклонов. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 263 с.
- 20.Шакина Н.П. Лекции по динамической метеорологии. М.: Триада, ЛТД, 2013. 160 с.
- 21.Шакина Н.П., Скриптунова Е.И., Иванова А.Р. Расчет динамических факторов генерации осадков по данным объективного анализа // Метеорология и гидрология. 2001. № 7. С. 22-33.

ДОДАТОК А

ДОВІДКА

про апробацію результатів наукового дослідження

Сосмій Єлизавети Валеріївни

на тему «Висотні циклони та їх вплив на погодні умови в Україні»

1. Магістерська робота виконана в рамках науково-дослідної роботи кафедри метеорології та кліматології “Прогнозування небезпечних метеорологічних явищ над південними районами України” (2015-2019 рр., № ДР 0115U006532).

2. Отримані в магістерській роботі результати опубліковані в наукових статтях і тезисах конференцій:

- Сосмій Є.В. Об’єктивний аналіз атмосферних фронтів. Наук. кер. Хоменко Г.В. // Збірник статей студентської наукової конференції, 6-10 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2015. С. 243-246.
- Хоменко Г.В., Сосмій Є.В. Висотні циклони та їх вплив на погодні умови в Україні // Фізична географія та геоморфологія. 2017. Вип. 2 (86). С.
- Івус Г.П., Хоменко Г.В., Ковальков І.О., Сосмій Є.В. Гідродинамічна нестійкість в області висотних циклонів та її вплив на погоду// Український гідрометеорологічний журнал. 2017. № 18. С. 18-25.
- Сосмій Є.В. Умови виникнення та еволюції висотних циклонів // Тези доповідей на науковій конференції молодих вчених 3-12 травня 2017 р. Одеса: ОДЕКУ. 2017. С. 181-182.

Завідуючий кафедрою

метеорології та кліматології

проф. Івус Г.П.

Додаток Б

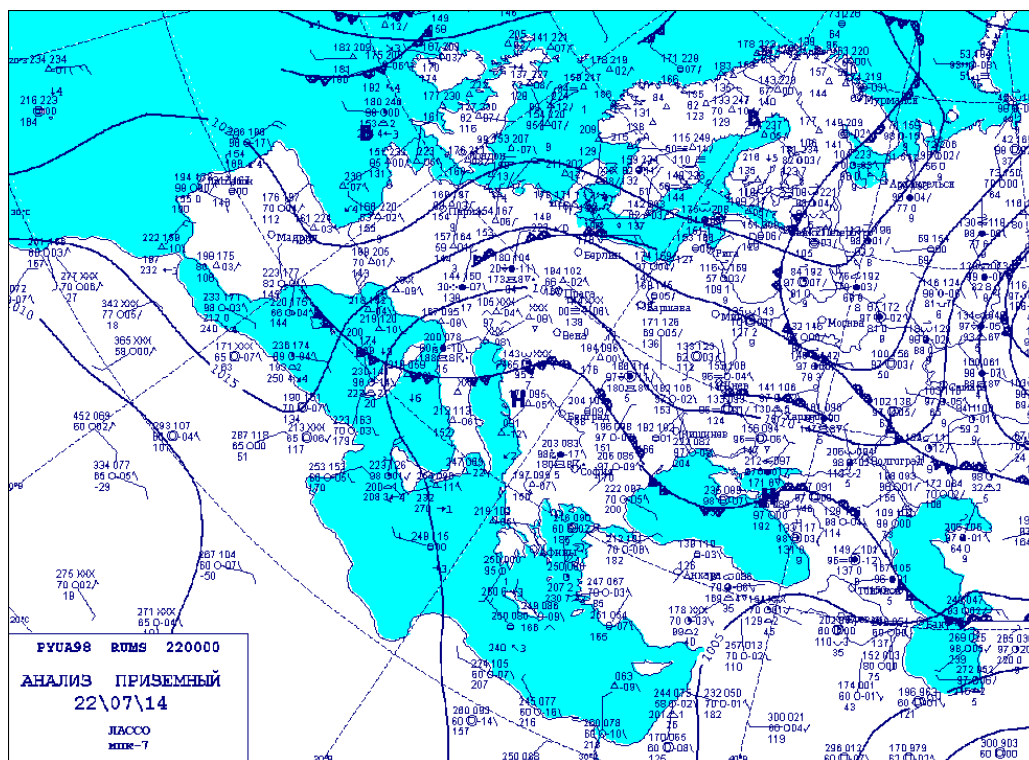


Рис. Б.1 – Аналіз приземної карті за 22.07.14 р.

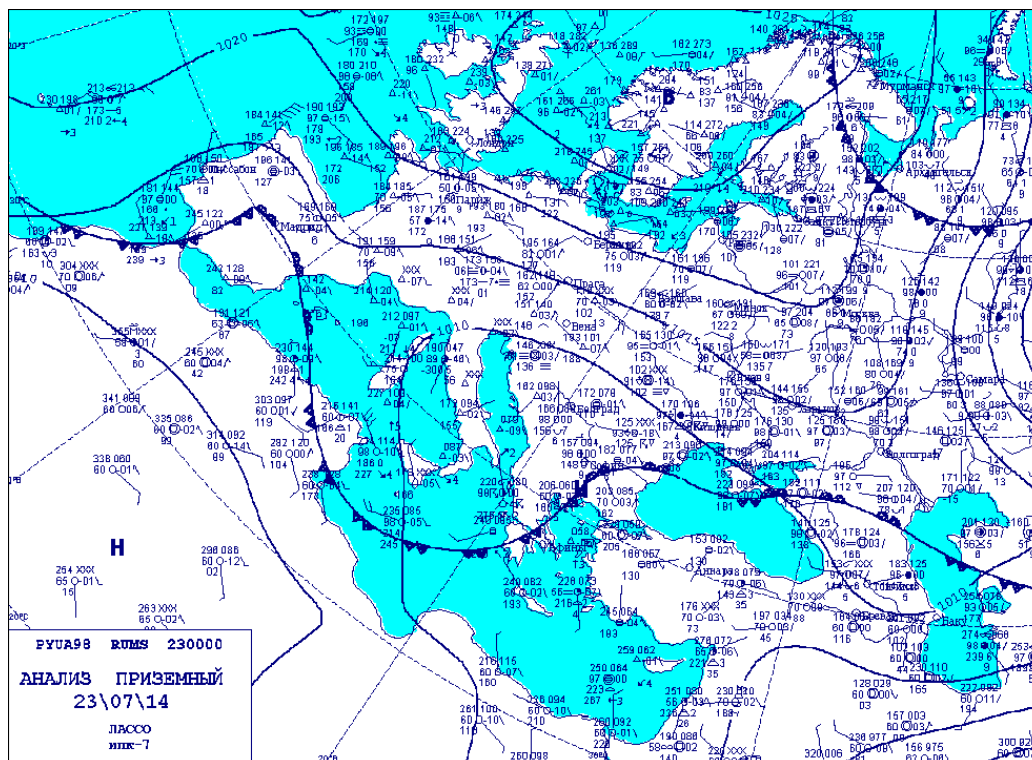


Рис. Б.2 – Аналіз приземної карті за 23.07.14 р.

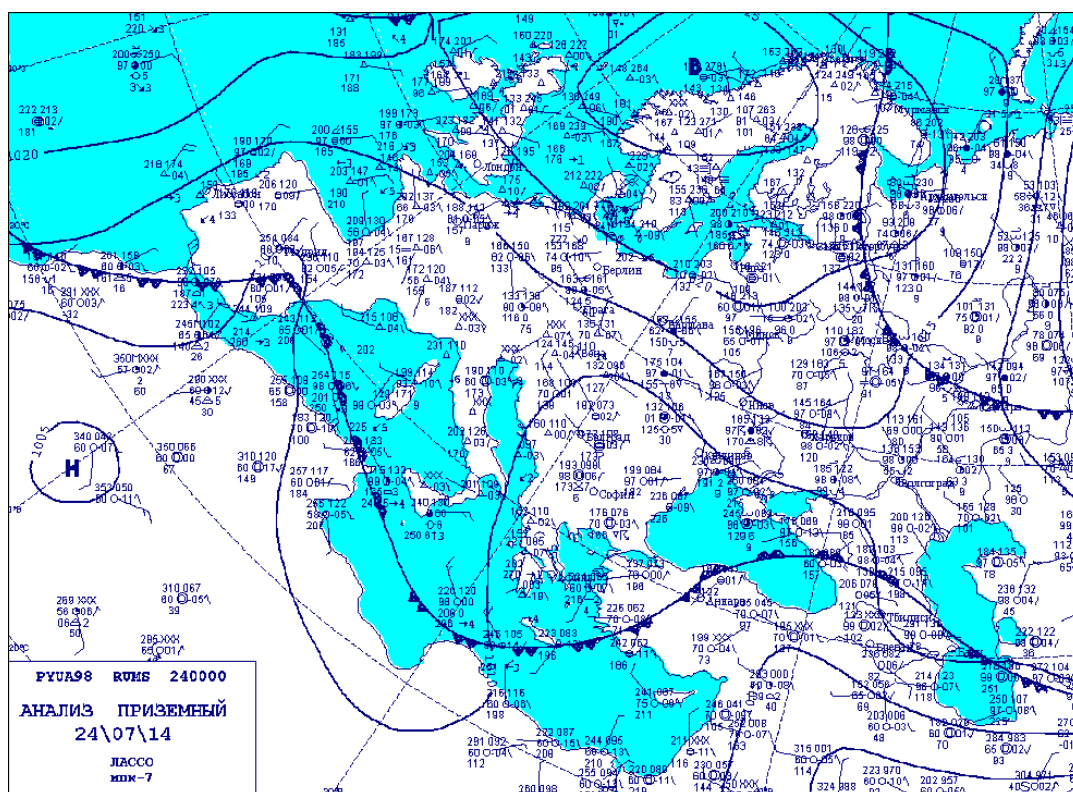


Рис. Б.3 – Аналіз приземної карті за 24.07.14 р.

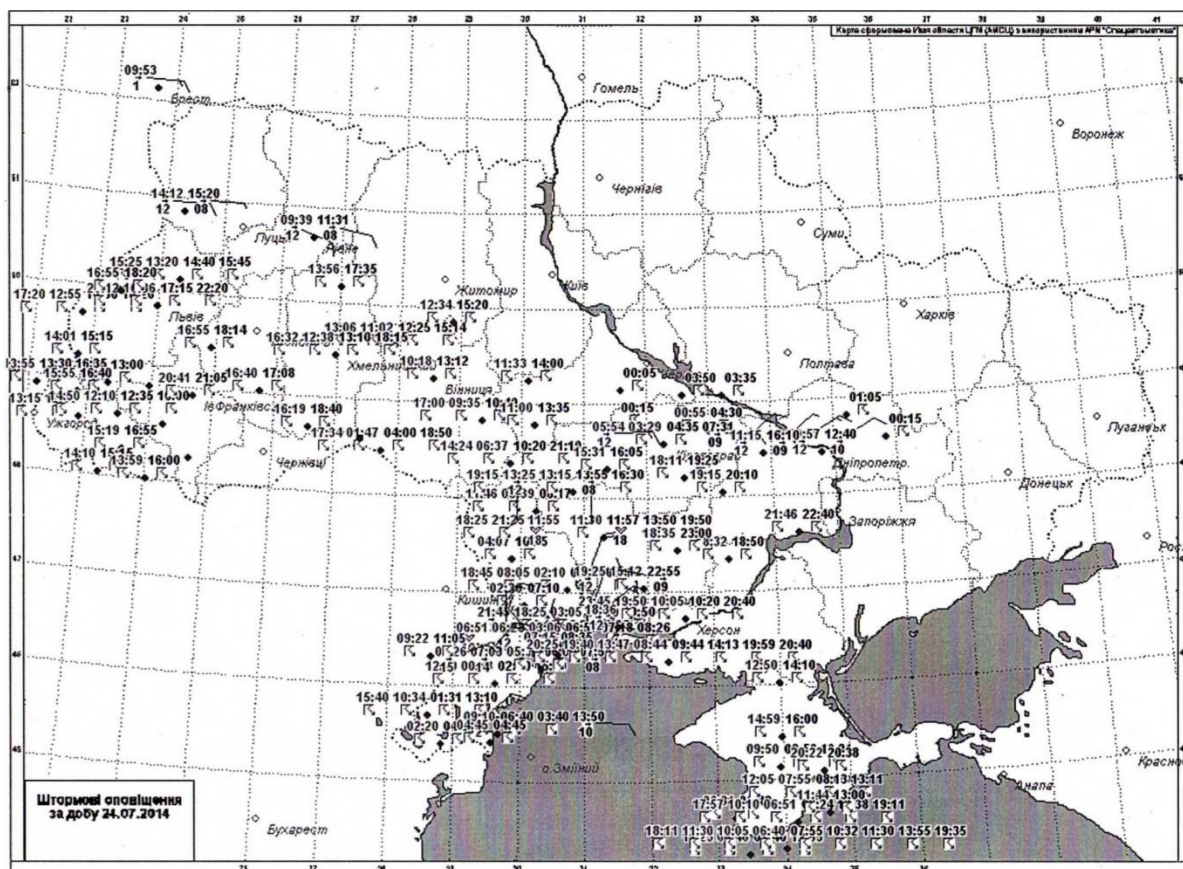


Рис. Б.4 – Карта штормових оповіщень за 24.07.14 р.

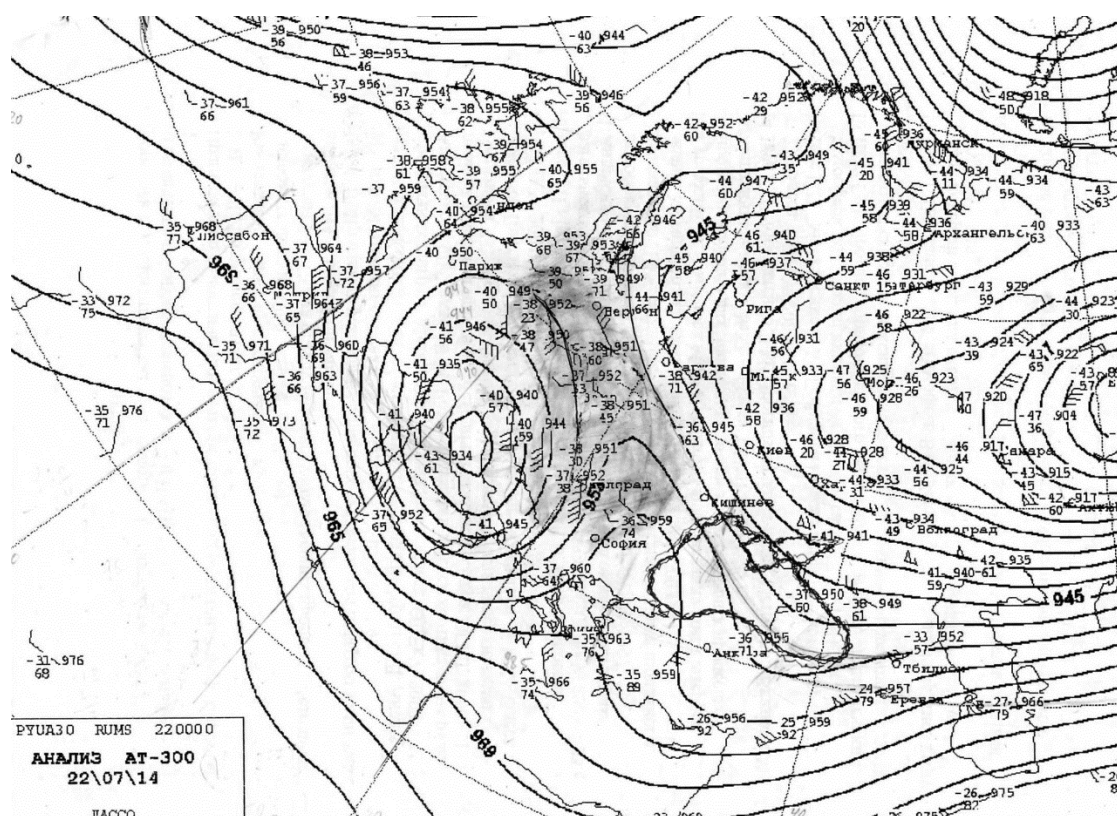


Рис. Б.5 – Аналіз висотної карти АТ-300 з виділеними зонами опадів за 22.07.14 р.

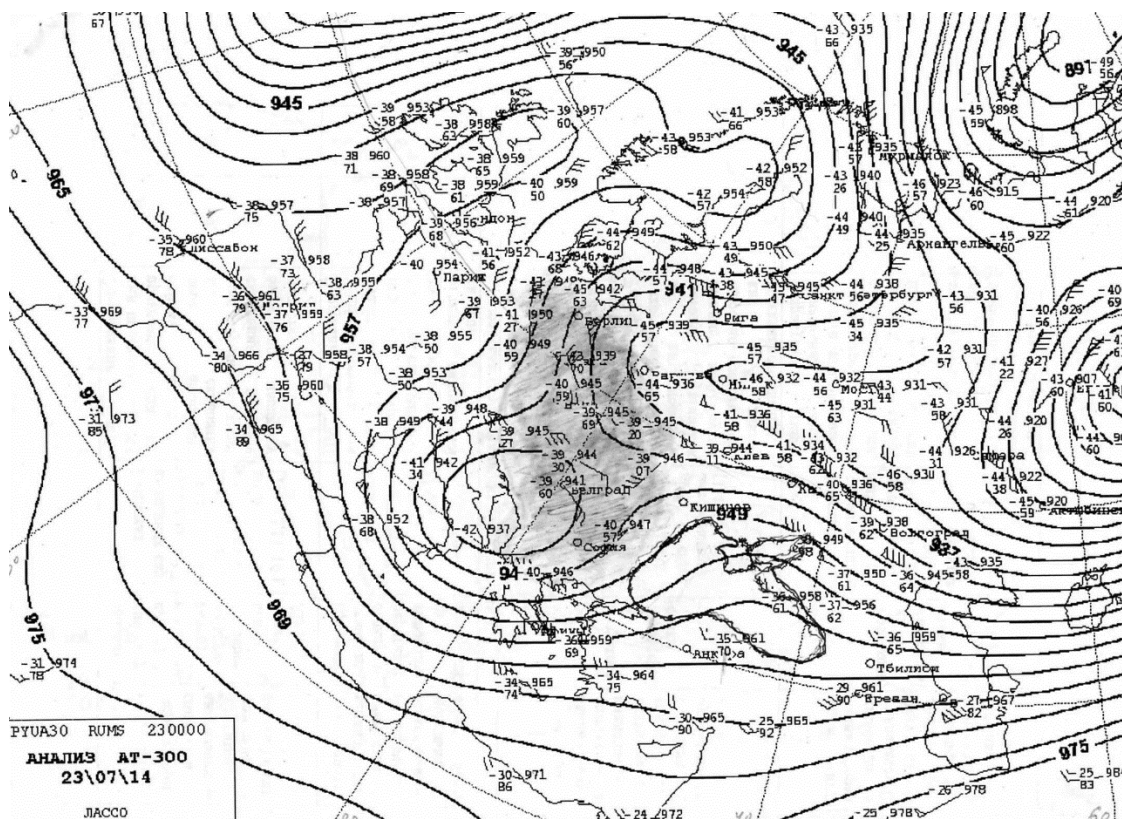


Рис. Б.6 – Аналіз висотної карти АТ-300 з виділеними зонами опадів за 23.07.14 р.

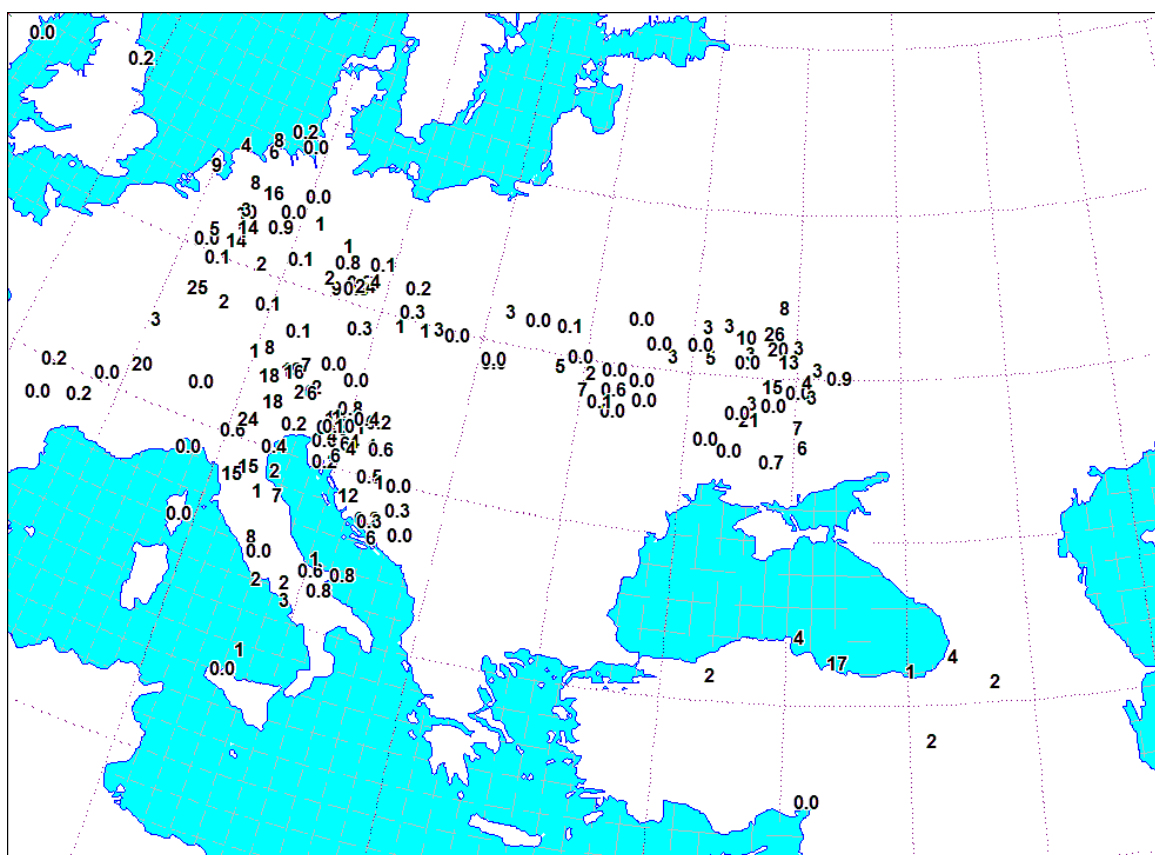


Рис. Б.7 – Карта кількості опадів за 21.07.14 р.

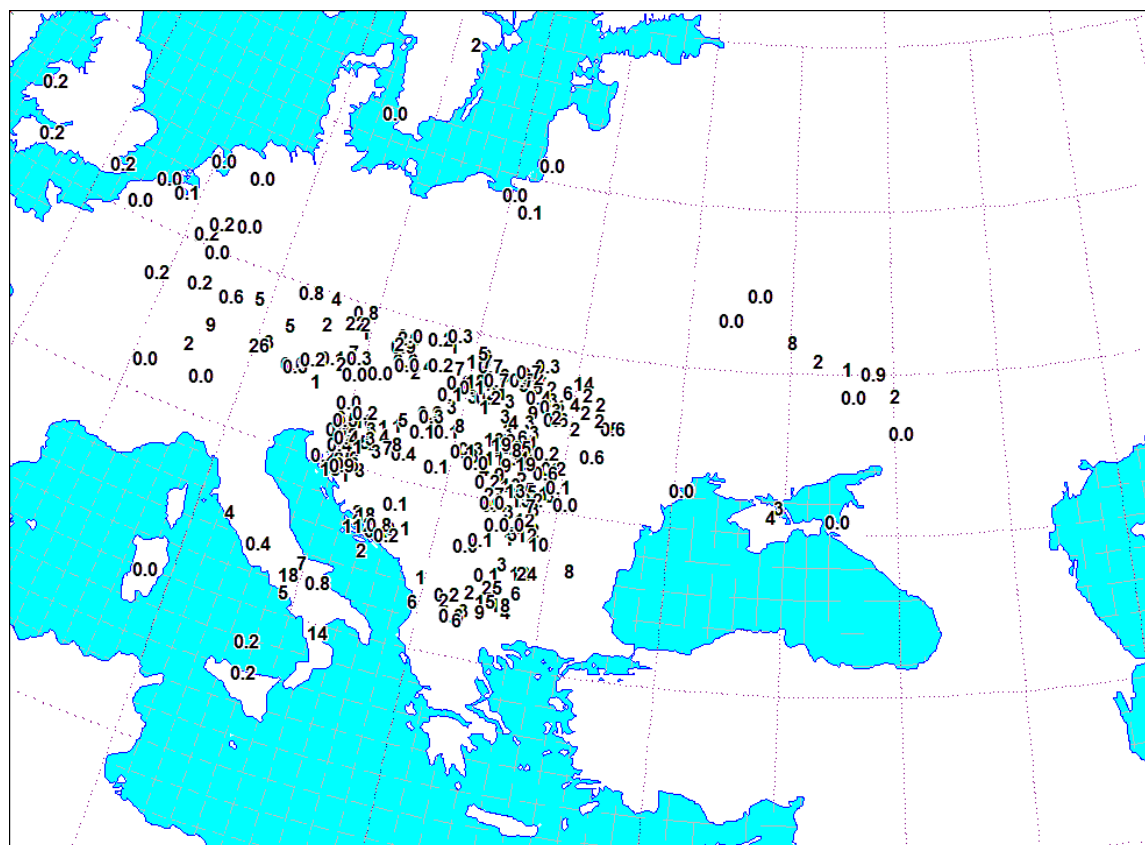


Рис. Б.8 – Карта кількості опадів за 22.07.14 р.

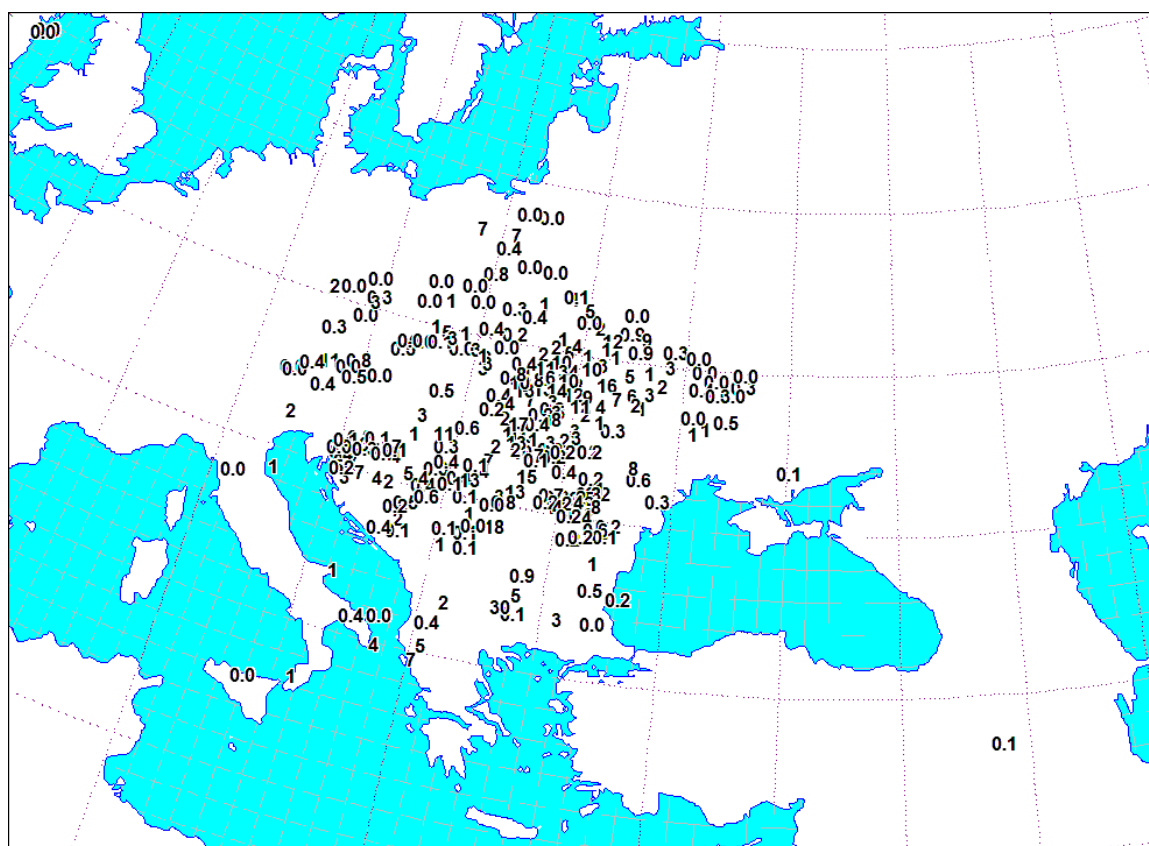


Рис. Б.9 – Карта кількості опадів за 23.07.14 р.

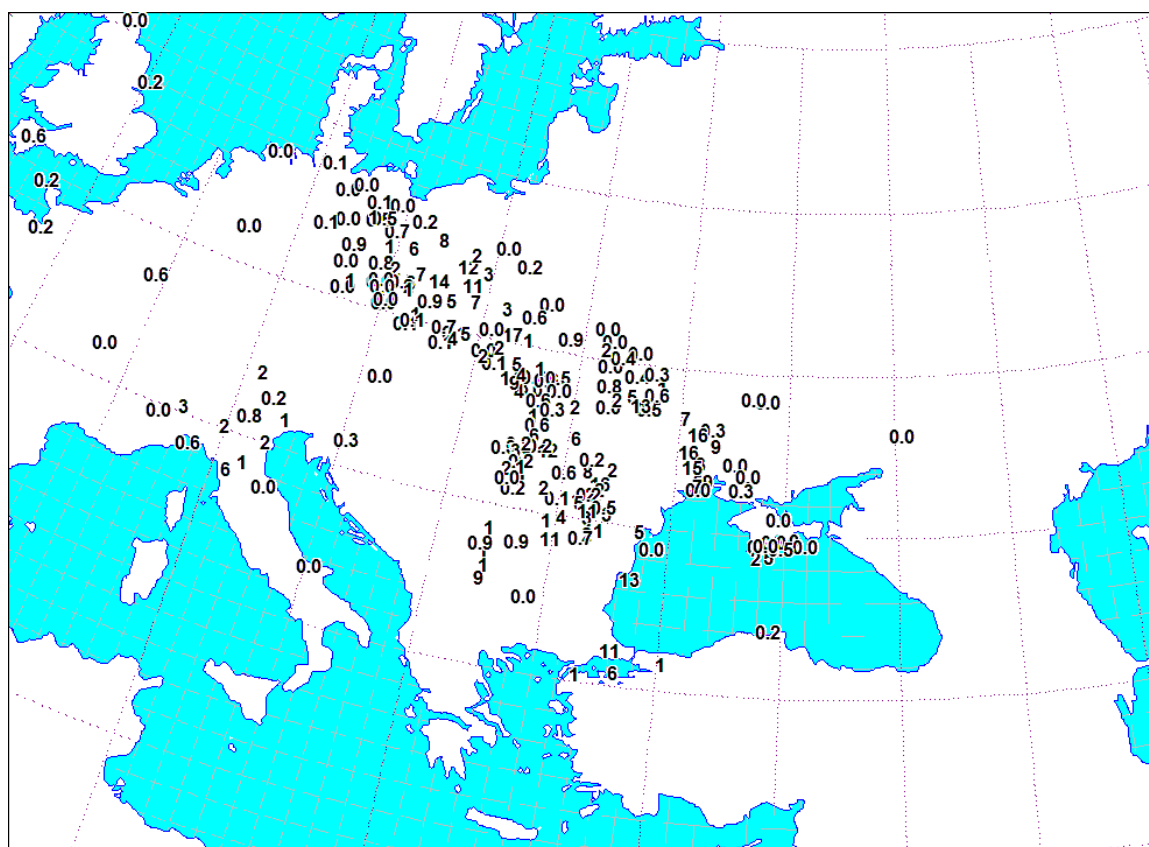


Рис. Б.10 – Карта кількості опадів за 24.07.14 р.

[illegible]

Додаток Г

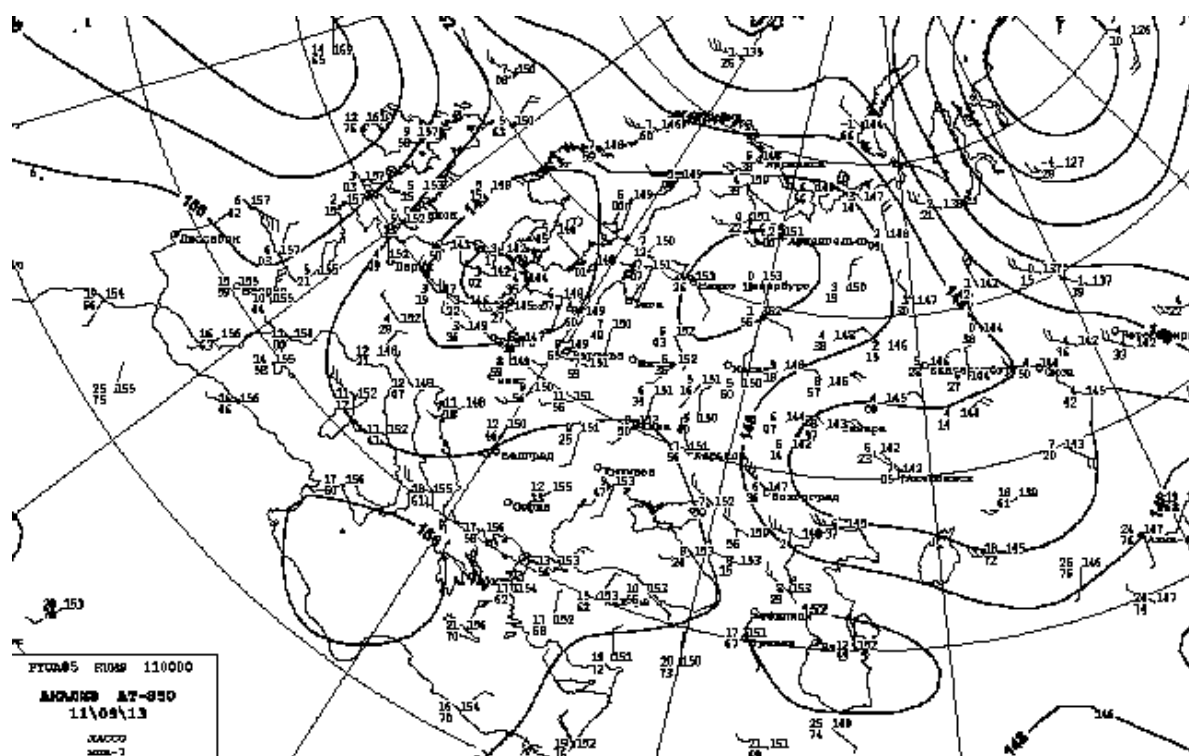


Рис. Г.1 – Аналіз карти АТ-850 за 11.09.13 р.

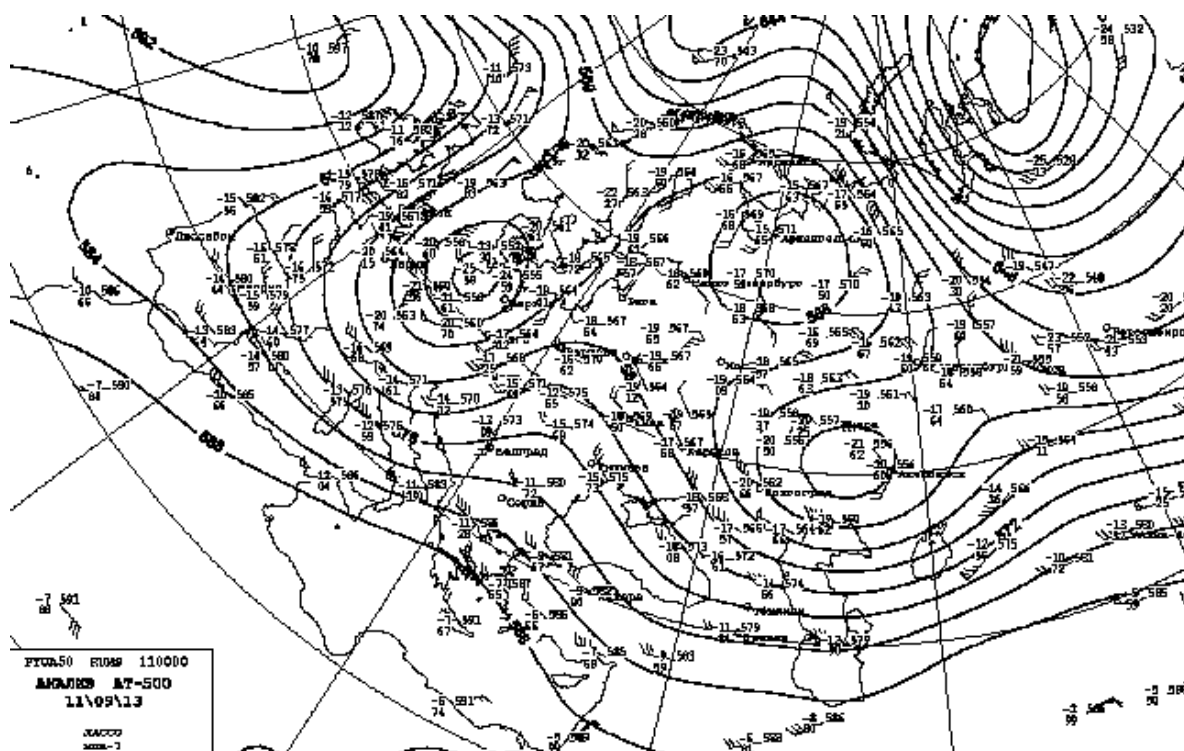


Рис. Г.2 – Аналіз карти АТ-500 за 11.09.13 р.

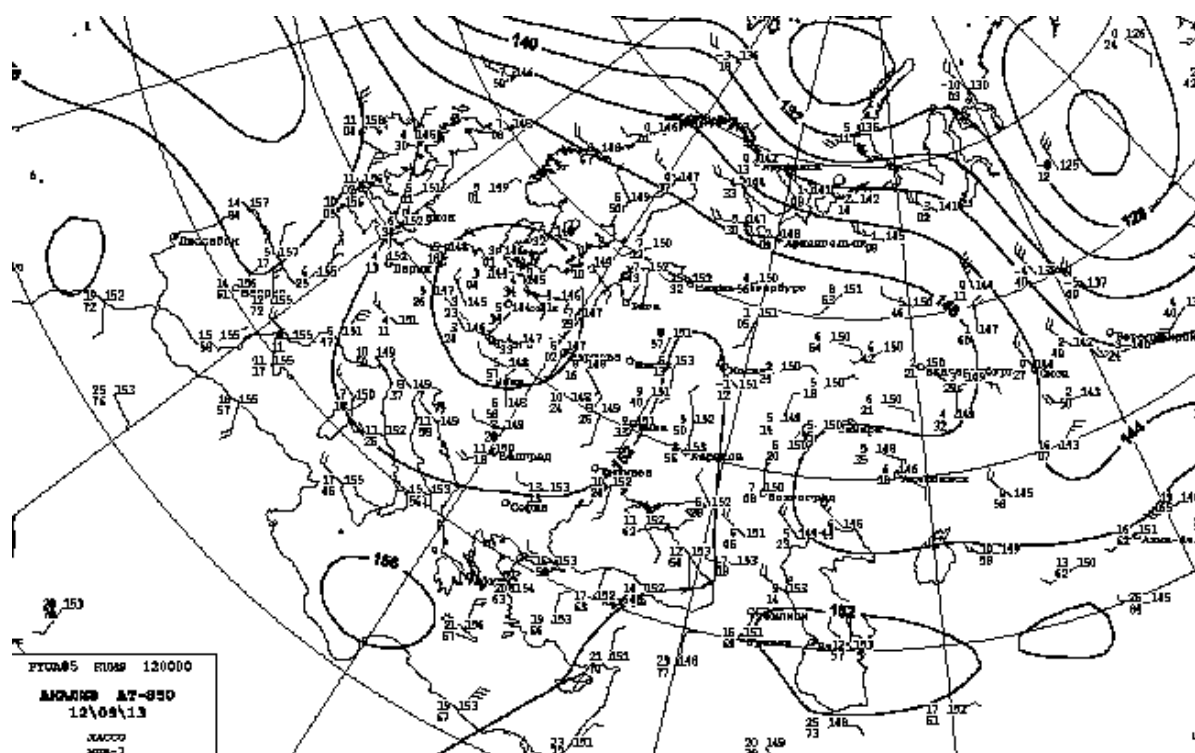


Рис. Г.3 – Аналіз карти АТ-850 за 12.09.13 р.

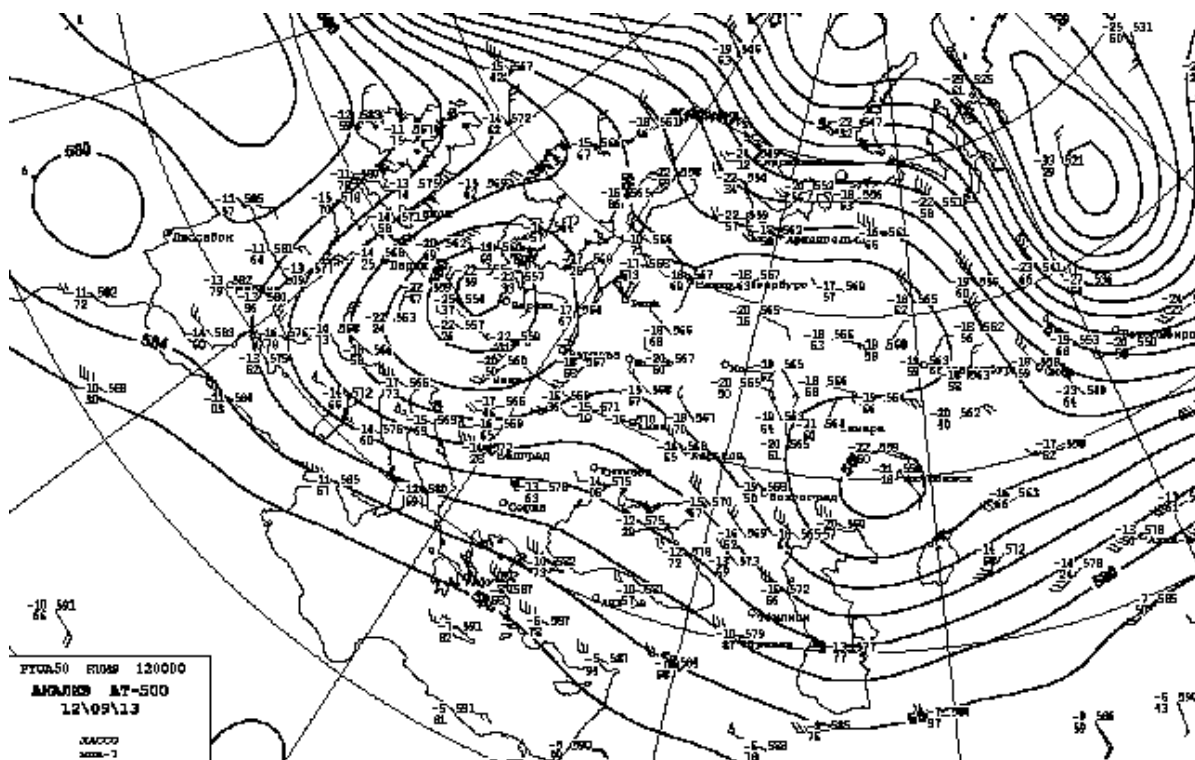


Рис. Г.4 – Аналіз карти АТ-500 за 12.09.13 р.

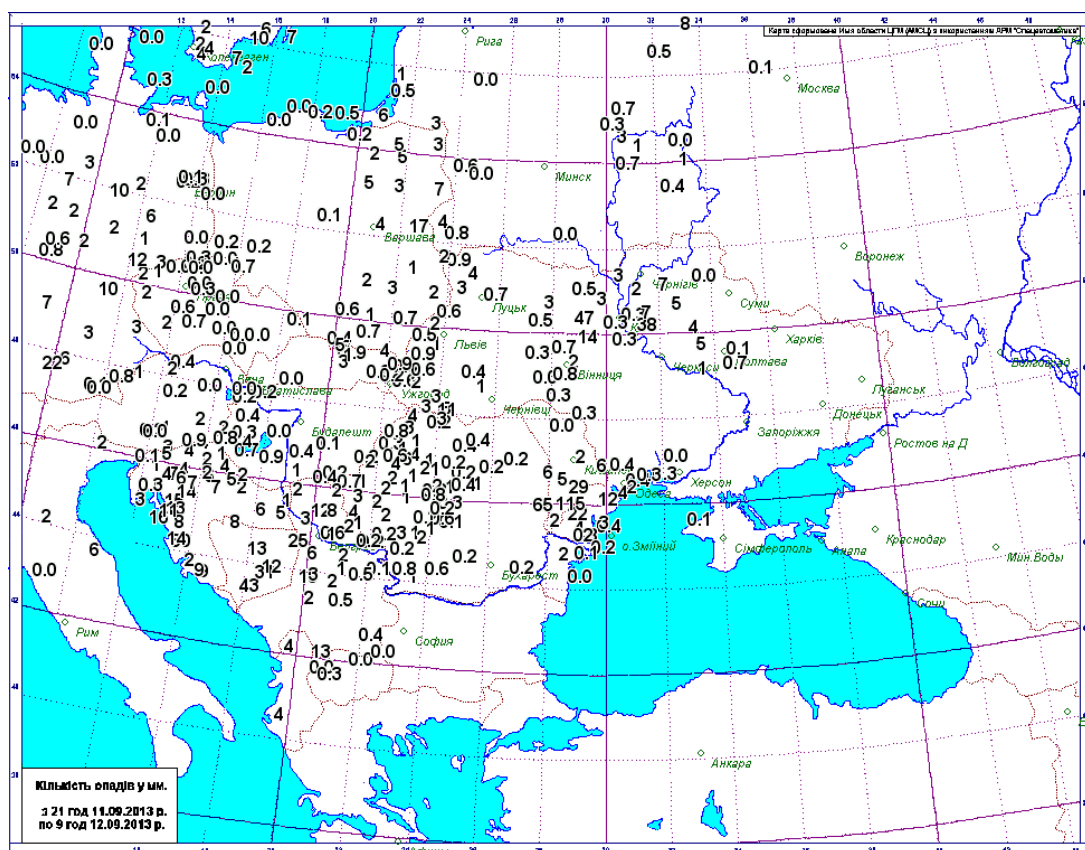


Рис. Г.5 – Карта кількості опадів за добу з 11 на 12.09.13 р.

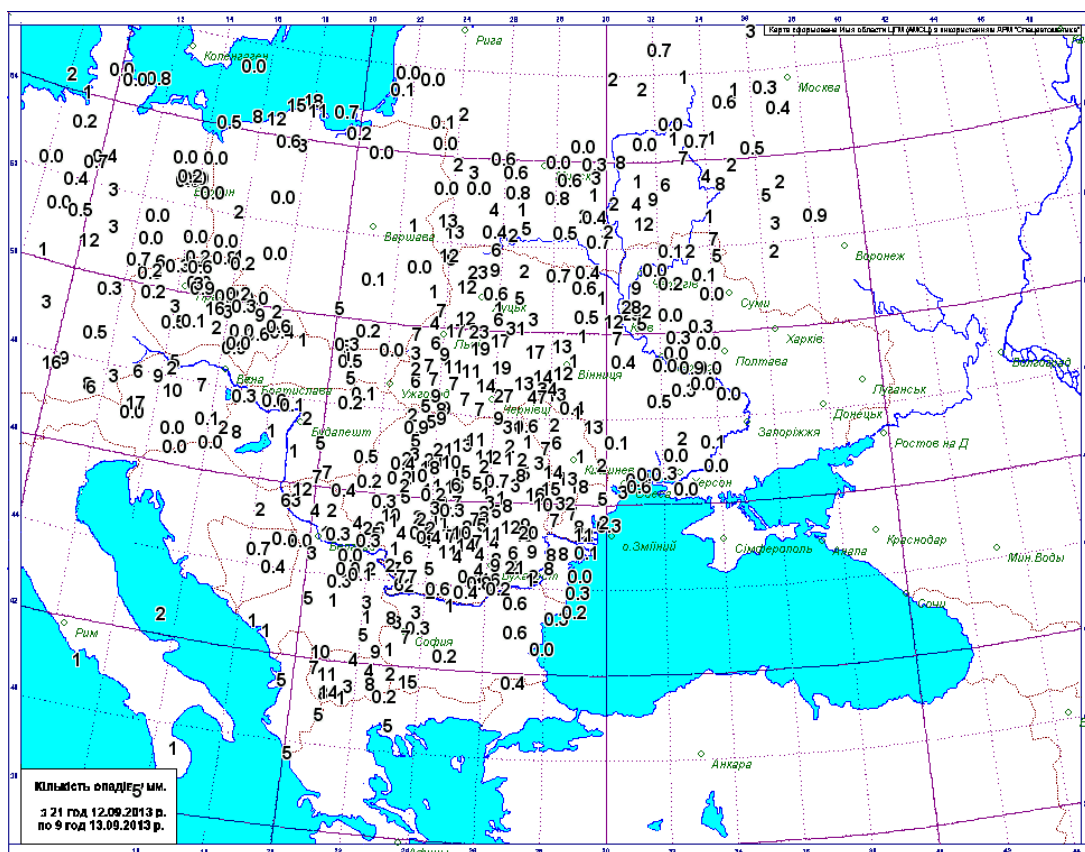


Рис. Г.6 – Карта кількості опадів за добу з 12 на 13.09.13 р.

Додаток Д

Таблиця Д.1 – Значення абсолютного вихору для зональної складової $(\Omega_a)_{зон} \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$.
а) 11.09.13; б) 12.09.13

a)

[illegible]

6)

[illegible]

