

Л. В. НЕДОСТРЕЛОВА

ЕНЕРГЕТИКА БЛОКУВАЛЬНИХ  
АНТИЦИКЛОНІВ

МОНОГРАФІЯ



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**Л. В. Недострелова**

**ЕНЕРГЕТИКА БЛОКУВАЛЬНИХ АНТИЦИКЛОНІВ**

Монографія

Житомир  
ТОВ «505»  
2021

УДК 551.515.7  
Н 42

*Рекомендовано до друку рішенням вченої ради Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України (протокол №7 від 24.09.2020 р.)*

**Рецензенти:**

**Сніжко С. І.**, д. геогр. н., професор, завідувач кафедри метеорології та кліматології, Київський національний університет ім. Т.Г. Шевченка МОН України  
**Ляшенко Г. В.**, д. геогр. н., професор, головний науковий співробітник лабораторії агрокліматології та ампелоекологічного картографування, Національний науковий центр «Інститут виноградарства і виноробства ім. В.С. Таїрова» НААНУ

**Недострелова Л. В.**

H42 Енергетика блокувальних антициклонів: монографія. Житомир:  
ТОВ «505», 2021. 224 с.

ISBN 978-617-7892-09-9

Монографія присвячена дослідженню енергетики блокувальних антициклонів в атмосфері. Викладаються схеми перетворення енергії в атмосфері, велика увага приділяється при цьому фізичному аналізу окремих складових рівнянь різних видів енергії. Головними аспектами, що розглядаються, є основні форми енергії в атмосфері та фізичні механізми її перетворення, а також застосування енергетичних характеристик для аналізу еволюції баричних утворень. Для розуміння матеріалу, викладеного у монографії, потрібні знання фізики атмосфери, геофізичної гідродинаміки, хвильових процесів, динамічної метеорології та вищої математики в обсязі програм гідрометеорологічних інститутів. Монографія може розглядатись як складова частина теоретичної та практичної підготовки фахівця метеоролога.

The monograph is devoted to the study of the energy of blocking anticyclones in the atmosphere. Schemes of energy conversion in the atmosphere are presented, much attention is paid to the physical analysis of individual components of the equations of different types of energy. The main aspects considered are the main forms of energy in the atmosphere and the physical mechanisms of its transformation, as well as the application of energy characteristics to analyze the evolution of baric formations. To understand the material presented in the monograph requires knowledge of atmospheric physics, geophysical hydrodynamics, wave processes, dynamic meteorology and higher mathematics in the scope of programs of hydrometeorological institutes. The monograph can be considered as an integral part of theoretical and practical training of a meteorologist.

**УДК 551.515.7**

ISBN 978-617-7892-09-9

© Одеський державний  
екологічний університет, 2021  
© Недострелова Л. В., 2021

## ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	5
1 ДИНАМІКА БЛОКУВАЛЬНИХ ПРОЦЕСІВ В АТМОСФЕРІ.....	7
1.1 Визначення блокувальних антициклонів.....	7
1.2 Типізація блокувальних процесів.....	8
1.3 Кліматичні аспекти та методи ідентифікації блокувальних ситуацій .....	10
1.4 Енергетика вихорів синоптичного масштабу.....	14
1.5 Висновки до розділу 1.....	20
2 МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕННЯ БЛОКУВАЛЬНИХ СИТУАЦІЙ І ЕНЕРГЕТИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРИ.....	22
2.1 Індекси блокування.....	22
2.2 Розрахунок енергетичних характеристик атмосфери.....	25
2.2.1 Доступна потенціальна енергія .....	27
2.2.2 Рівняння для бюджетів кінетичної та доступної потенціальної енергії .....	30
2.2.3 Перетворення різних видів енергії.....	33
2.2.4 Інтегровані переноси енергії.....	36
2.3 Висновки до розділу 2.....	38
3 ПРОСТОРОВО-ЧАСОВИЙ РОЗПОДІЛ БЛОКУВАЛЬНИХ АНТИЦИКЛОНІВ НАД ТЕРІТОРІЄЮ ЄВРОПИ .....	39
4 ЕНЕРГЕТИКА БЛОКУВАЛЬНИХ ПРОЦЕСІВ .....	48
4.1 Запаси енергії за умови блокувальних ситуацій .....	52
4.2 Перетворення різних видів енергії в умовах блокувальних процесів .....	57
4.3 Інтегровані переноси різних видів енергії через область дослідження .....	60
4.4 Зміни у часі різних видів енергії в області блокування .....	66
4.5 Взаємодія блокувального антициклону з навколоишнім оточенням .....	69
4.6 Висновки до розділу 4.....	82

<b>5 ВЕРТИКАЛЬНІ ПРОФІЛІ ЕНЕРГЕТИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК</b>	
<b>АТМОСФЕРИ</b> .....	<b>85</b>
5.1 Вертикальні профілі енергетичних характеристик блокувального антициклону .....	85
5.2 Вертикальні профілі енергетичних характеристик атмосфери над районами, що оточують блокувальний антициклон.....	91
5.3 Висновки до розділу 5.....	94
<b>ВИСНОВКИ</b> .....	<b>97</b>
<b>ЛІТЕРАТУРА</b> .....	<b>100</b>
Додатки.....	107
Додаток А.....	108
Додаток Б.....	137
Додаток В.....	151
Додаток Г .....	163

## **ПЕРЕДМОВА**

Останнім часом блокувальні процеси активно досліджуються ученими-метеорологами. Але чіткого визначення блокувальної ситуації в даний час не існує. Можливо, це пов'язано з різними точками зору авторів на існуючу наукову проблему. Багато важливих аспектів самого процесу блокування ще остаточно не вивчено. Тому на сучасному етапі розвитку науки немає чіткого визначення блокування і не сформульовані необхідні і достатні умови його існування. Блокування як великомасштабний стадій процес в атмосфері, є однією з основних причин крупних аномалій погоди, які можуть існувати в часовому масштабі від тижня до сезону. В зимовий період блокувальні процеси, для яких характерні низькі температури та відсутність опадів, спричиняють зменшення запасу вологи в ґрунті, вимерзання посівів і, як наслідок, зменшення врожаю сільськогосподарських культур. В теплий період для блокувальних ситуацій типовими є посухи та суховії, що також призводять до негативних для сільського господарства наслідків. Ці екстремальні умови погоди можуть завдати великого економічного збитку країні. Крім того, такі синоптичні процеси негативно впливають на стан і здоров'я населення. Дослідження таких процесів являє собою великий практичний інтерес для середньострокових і довгострокових прогнозів погоди, моделювання атмосферних процесів і моніторингу клімату. Тому перед дослідниками постає задача попередження та прогнозування блокувальних процесів. Тим більше, що останнім часом кількість таких ситуацій значно збільшилася.

Пояснити велику увагу, яка протягом розвитку фізики атмосфери надавалась дослідженню енергетики атмосферних процесів, можна тим, що енергетика дозволяє розглядати динамічні процеси, які відбуваються в атмосферних системах різного масштабу, в усьому їх різноманітті. Майже єдиним концептуальним припущенням, цілком реальним та неодноразово доведеним експериментально і теоретично, є існування перетворення одних видів енергії на інші і, за рахунок цього, енергетичного "підживлення" атмосферних процесів одного масштабу іншими. Таким чином, проблема, яка розглядалася та розглядається у наш час багатьма дослідниками, полягає у найбільш точному з фізичної точки зору описі зазначених перетворень енергії.

Велика кількість робіт, в яких досліджується енергетика синоптичних вихорів, присвячена циклонічним утворенням. Застосування енергетичного підходу дозволяє докладніше дослідити еволюцію синоптичних вихорів, які, на перший погляд, видаються майже ідентичними. Енергетичні характеристики антициклонів мало досліджувались і вивчені ще недостатньо. Тому основна увага автором роботи звернута на блокувальні антициклини та

антициклональну циркуляцію. Крім того, монографію написано з метою встановлення особливостей енергетичних характеристик блокувальних процесів.

Існує певна кількість робіт, у яких досліджено блокувальні ситуації та індекси блокування. Найцікавішим є підхід, що ґрунтуються на вивченні меридіональних профілів метеорологічних величин. Ця методика була використана в дослідженні блокувальних ситуацій над Європою в період з 1998 по 2008 роки.

Для визначення енергетичних характеристик блокувальних антициклонів буде використано систему рівнянь для бюджетів кінетичної та доступної потенціальної енергії, яка може застосовуватися для відкритих атмосферних систем, якими є циклони і антициклони. У монографії викладаються схеми перетворення енергії в атмосфері, велика увага приділяється при цьому фізичному аналізу окремих складових рівнянь різних видів енергії. Головними аспектами, що розглядаються, є основні форми енергії в атмосфері та фізичні механізми її перетворення, а також застосування енергетичних характеристик для аналізу еволюції баричних утворень.

Детальне дослідження енергетичних параметрів атмосфери під час блокування дозволило виявити істотно нові відомості про енергообмін між блокувальним процесом та циклонічними утвореннями і атмосферними фронтами, визначити стадії енергетичної взаємодії блокувального антициклону з іншими синоптичними об'єктами, про тривимірну структуру перетворення енергії атмосфери, отримати кількісні характеристики балансу різних видів енергії під час блокування атмосфери. Використання статистичних методів обробки та аналізу інформації дало можливість виявити структуру просторово-часового розподілу блокувальних ситуацій над Європою, а саме, визначити регіони з найбільшою повторюваністю блокувальних процесів і сезони їх утворення.

Результати виконаних в монографії досліджень можуть бути використані для вдосконалення методів середньострокових і довгострокових прогнозів баричного й термічного полів, опадів, посух та суховів для території України.

Автор монографії висловлює щиру подяку своєму науковому керівнику доктору географічних наук, професору Хохлову Валерію Миколайовичу за знання та досвід, допомогу і підтримку при роботі над дослідженнями з теми монографії.

# 1 ДИНАМІКА БЛОКУВАЛЬНИХ ПРОЦЕСІВ В АТМОСФЕРІ

## 1.1 Визначення блокувальних антициклонів

Блокувальними антициклонами називаються високі баричні утворення, які порушують стабілізоване загальне західне перенесення в середніх широтах [1]. Блокування зональних течій є великомасштабним процесом, що охоплює декілька синоптичних систем. Найбільш різко це явище виражається у випадках розвитку потужного і малорухливого антициклону в середніх або високих широтах, що перегороджує західне перенесення повітряних мас і відхиляє зональні траєкторії баричних утворень. Нерідко блокування спричиняється високими квазистаціонарними гребенями, в області яких не спостерігається формування центрів високого тиску навіть на нижніх рівнях тропосфери. Блокування звичайно супроводжується глибоким меридіональним перетворенням термобаричного поля, яке призводить до міжширотного перерозподілу повітряних мас і тепла в тропосфері. Оскільки процеси блокування стійкі в часі і мають певну географічну локалізацію, вони істотно впливають на формування середнього режиму атмосферної циркуляції. Це виявляється в розподілі повторюваності меридіональних процесів і в баричному полі на всіх рівнях тропосфери [2]. Порушуючи західне перенесення і перешкоджаючи зональному переміщенню циклонів, блокувальні системи спричиняють різкі аномалії метеорологічних величин на великих територіях. В Східній Європі з ними пов'язані такі явища як посухи і суховії, холодні і малосніжні зими, весняні повернення холоду. Крім того, блокувальні процеси можуть зумовлювати аномальний режим опадів як над територією блокування, так і над районами, де блокуюча ситуація порушує нормальній розвиток циркуляційних процесів [3].

Багато важливих аспектів самого процесу блокування ще остаточно не вивчено. Тому на сучасному етапі розвитку науки немає чіткого визначення блокування і не сформульовані необхідні і достатні умови його існування [4].

Найпоширеніше в синоптичній практиці визначення блокування дано Рексом [5]: основний зональний потік розщеплюється на дві рівні за інтенсивністю гілки; повинна спостерігатися система з двома струменевими течіями; в області розщеплювання, вище по потоку, зональна течія повинна різко переходити в меридіональну; така структура повинна зберігатися не менше десяти днів.

У роботі [3] процес блокування порівняно з хвильовим процесом солітонного типу, який повинен супроводжуватися системою механізмів

перебудов, що призводять до створення відокремленої хвилі тривалої дії. Блокування здійснюється хвильовими процесами різного генезису. Для цього необхідно створити стійке стаціонарне положення хвилі по шляху тракторій циклонів або, що те ж саме – інерційних хвиль Россбі. Таке стаціонарне положення може підтримуватися енергетикою солітона або термічною дією на баричну систему, енергетично змінюючу її стаціонарне положення. Створення блокувальної структури у будь-якому випадку повинне супроводжуватися якимись явищами перебудов в синоптичному процесі. Такого роду механізми перебудов природно пов'язані з енерговитратами, що відбуваються локально і призводять до можливої активізації метеорологічних явищ над обмеженою територією.

У роботі [6] описано механізм формування блокувальних антициклонів. Згідно сучасним уявленням, механізмом утворення блокування є нелінійна нестійкість хвиль Россбі, яке веде до їх перекидання. Як будь-яка нестійкість, вона розвивається за наявності відповідного початкового збурення. Нелінійність нестійкості означає, що велику роль відіграє нелінійний обмін енергією як з великомасштабними хвильами, так і з синоптичними вихорами, які можуть підживлювати блокувальний процес своєю енергією, а можуть і послаблювати його. Відносні внески потоків енергії до блокувального процесу від синоптичних вихорів і планетарних хвиль варіюють залежно від конкретних умов.

Необхідно відзначити, що блокувальні процеси як ситуації, які спричиняють аномалії погоди, активно досліджуються ученими-метеорологами, починаючи з другої половини ХХ сторіччя. Але, не дивлячись на це, чіткого визначення блокувального процесу в даний час не існує. Можливо, це пов'язано з різними точками зору авторів на досліджувану наукову задачу.

## 1.2 Типізація блокувальних процесів

Блокувальний антициклон є окремим випадком високого стаціонарного обширного антициклону [7]. Такі антициклиони простежуються по всій товщі тропосфери і в нижній стратосфері. Фронтальні розділи і висотна фронтальна зона проходять по периферіях цих утворень, які є компонентами висотних деформаційних полів, через що самі визначають характер циркуляції над великими територіями. Стационарні антициклиони можуть розвиватися з фронтальних баричних утворень шляхом їх злиття або регенерації. В інших

випадках вони виникають в результаті відсікання північних частин висотних гребенів при широтних перетвореннях термобаричного поля тропосфери.

У роботі [8] класифіковано квазістационарні антициклони на три типи: ультраполярні, полярні і західні. Ультраполярні антициклиони є високими і формуються насамперед холодними масами повітря. Траєкторія полярних антициклонів спрямована в основному з північного заходу на південний схід. Західні квазістационарні антициклиони мають в основному зсув із заходу на схід.

У статті [9] була запропонована типізація квазістационарних антициклонів за ознакою географічного положення даних баричних утворень. В рамках такої типізації було визначено 10 типів процесів з високими і малорухливими антициклонами. Коротка характеристика типізації: 1-й тип – стационарний антициклон над районом Британських островів, 2-й тип – наявність стаціонарних антициклонів над північно-західними районами ЄЧР, 3-й тип – стаціонарні антициклиони на південному сході ЄЧР, 4-й тип – стаціонарні антициклиони над центральними областями Західного Сибіру, 5-й тип – стаціонарні антициклиони над Скандинавією, 6 -ий тип – стаціонарні антициклиони над центральними областями Північної Атлантики, 7-й тип – стаціонарні антициклиони над районом Норвезького моря, 9-й тип – стаціонарні антициклиони над півостровом Таймир, 10-й – стаціонарні антициклиони над районом Баренцового моря.

Згідно [10, 11], за напрямом траєкторій блокувальні антициклиони можна поділити на три типи: східні, північно-західні (північні) і західні. Типізація була проведена по 150 випадках блокувальних антициклонів, які були виявлені за період 1949-1989 рр. Стисла характеристика даної типізації. Західні блокуючі антициклиони поділяються на два підтипи. Одні з них переміщаються із заходу на південь Уралу, де вони істотно сповільнюються і стаціонують до чотирьох діб, досягаючи по вертикалі поверхні 300 гПа. Інші, переміщаються з Атлантики на територію Східної Європи, стаціонують в районі Карпат до 7 діб, по вертикалі вони дещо нижче і розвиваються до поверхні 500 гПа. Максимум їх повторюваності спостерігається у вересні-жовтні, грудні-лютому, мінімум відмічається з березня по травень. Північно-західні блокувальні антициклиони можна також розділити на два підтипи. 1-й підтип – антициклиони, що дійшли до південної частини Уралу, існують там 7-10 діб. Мають великі вертикальні розміри до 200-100 гПа. 2-й підтип – утворюється над територією Скандинавії, антициклиони переміщаються на незначну відстань і стаціонують з центром над Санкт-Петербургом або Мінськом. Вони мають великі горизонтальні розміри, а по вертикалі менші за попередні (до 300 гПа) і менші за тривалістю існування. Максимум їх повторюваності спостерігається з грудня по березень і в жовтні, мінімум – в квітні і вересні.

Східний блокувальний антициклон, по суті, є Сибірським антициклоном, який змістився далеко на захід. Період існування коливається від 4 до 19 діб, займає антициклон значну площину по горизонталі і вертикалі, досягаючи 200-100 гПа. Цей тип антициклонів практично відсутній з квітня по вересень, а максимальна кількість таких баричних утворень відмічається в січні-лютому і в жовтні-листопаді. Це можна пояснити тим, що джерело східних блокувальних антициклонів Сибірський антициклон є сезонним центром дії.

### 1.3 Кліматичні аспекти та методи ідентифікації блокувальних ситуацій

Блокування, як великомасштабний сталій процес в атмосфері, є однією з основних причин крупних аномалій погоди, які можуть існувати в часовому масштабі від тижня до сезону. Тому дослідження таких процесів являє великий практичний інтерес для середньострокових і довгострокових прогнозів погоди, моделювання атмосферних процесів і моніторингу клімату. В даний час існує велика кількість робіт, в яких розглядається кліматична характеристика ситуацій блокування в атмосфері [7, 12]. Але відмінності в методах виявлення блокувальних процесів і відсутність єдиних методів аналізу, відмінність періодів дослідження утруднюють узагальнення кліматичних досліджень блокування [6, 13].

У роботі [13] запропонований алгоритм ідентифікації блокінга, який ґрунтуються на аналізі часових рядів відхилень геопотенціальної висоти ізобаричної поверхні АТ-500 гПа  $H_{500}$  у вузлах регулярної сітки від середньоширотних значень  $V^lH$ , де  $V$  – оператор відхилення від середнього,  $l$  – довгота,  $H$  – висота поверхні 500 гПа. За один випадок блокування брався відрізок часового ряду  $V^lH$  завдовжки 7 днів і більше, протягом якого позитивні значення  $V^lH$  були не менші від одного стандартного відхилення (допускалася двовидкова перерва). Цей алгоритм фізично відображує тривале існування потужного антициклону або гребеня, що є головною і необхідною ознакою блокувальної ситуації. Для блокувальних антициклонів, виявлених в широтній зоні  $30\text{--}80^\circ$  північної широти, були одержані такі багаторічні значення їх характеристик за сезон: сумарна за сезон тривалість існування в днях, інтенсивність блокування і сумарне число блокувальних ситуацій за весь період. Аналіз полів характеристик показав, що райони з найбільшою повторюваністю блокувальних антициклонів співпадають з районами їх максимальної тривалості і інтенсивності. Результати дослідження не суперечать відомим закономірностям розподілу повторюваності процесів блокування в Північній півкулі [7]. В усі сезони року виділяються дві обширні

зони найвищої активності блокувальних процесів. Перша зона розташована в секторі Східна Атлантика – Європа – Сибір, друга – в секторі схід Тихого океану – захід Північної Америки. Причому в першій з них виділяються два центри: один – на сході Атлантики, другий – в районі меридіана Уральського хребта. В другому секторі також простежуються два центри в усі сезони, окрім осені. Сезонні міграції центрів в обох зонах характеризуються добре вираженим зсувом на схід, в глибину континенту, від зими до літа. По активності блокувального антициклону над різними районами Північної півкулі виділяються такі сезонні особливості. Взимку найактивніша блокувальна діяльність спостерігається в першій зоні. Причому найтриваліші й найінтенсивніші блокуючі антициклони спостерігаються над Атлантикою. Весною таке співвідношення між активністю блокувальної діяльності в двох зонах зберігається. Причому в першій зоні найчастіше найтриваліші блокувальні процеси спостерігаються в районі Уралу – Західного Сибіру. Але за інтенсивністю блокувальні антициклони над Атлантикою і Уралом рівнозначні. Влітку найбільш активний антициклон над Атлантикою в другій області. Восени максимум процесів блокування спостерігається в першій зоні на сході Атлантики. Другий центр в цій зоні розвинений слабо, а в іншій взагалі відсутній.

У роботі [14] сформульовані такі умови, яким повинні задовольняти блокувальні антицикли: критерій блокування повинен виконуватися для антицилонального потоку на поверхні AT–500 гПа мінімум протягом 5 діб. Початком випадку блокування вважається строк через 24 години після першого виконання умови блокування, а кінцем – строк за 24 години до припинення його виконання. Антициклон повинен розташовуватися на північ від  $35^{\circ}$  півн.ш. або на південь від  $30^{\circ}$  півд.ш., а амплітуда гребеня повинна бути не менша за  $5^{\circ}$  широти.

У статті [15] запропоновано чотири типи блокування. Тип 1 – Локальний блокувальний процес в конкретний строк. Це область, в якій індекс блокування  $B$  додатний по розрахунках за конкретний строк на трьох як мінімум широтах при  $\Delta = 4^{\circ}$  широти і на довготному інтервалі  $5^{\circ}$ . Тип 2 – Великомасштабний блокувальний процес. Це область із значенням  $B > 0$  не менше  $15^{\circ}$  по довготі (що дорівнює порядку величини радіусу деформації Россбі на широті  $50^{\circ}$ ) і  $30^{\circ}$  по широті в конкретний термін. Тип 3 – Епізод блокування. Це великомасштабний блокувальний процес, який зберігається не менше 4 діб в інтервалі  $10^{\circ}$  довготи. Тип 4 – Секторний блокінг. Секторне блокування і його епізоди визначаються так само, як для типів 2 і 3 відповідно, але мається на увазі локалізація всередині секторів, оскільки відомо, що блокування має тенденцію виникати в одному і тому ж довготному секторі. Сектор – це інтервал  $65^{\circ}$  по довготі, а секторний блокувальний процес відмічається, якщо

В позитивний на інтервалі не менше за  $15^\circ$  довготи всередині сектора. Епізод секторного блокувального процесу – це секторний процес, який зберігається не менше 4 послідовних діб. В роботі також визначені початок і кінець блокування як перший строк з блокуванням і перший строк без блокування відповідно.

Методи визначення та повторюваність достатньо часто досліджувались в останнє десятиріччя (див., наприклад, [15-22]). Треба відзначити, що розрахована повторюваність блокувальних антициклонів над різними регіонами земної кулі буде залежати від способу, яким визначалося блокування. Наприклад, Шеррер та ін. [23] наводять порівняння частоти виникнення блокувальних антициклонів над Атлантико-Європейським регіоном для індексів блокування, розрахованих двома різними способами. Перший спосіб [24] ґрунтуються на розрахунку різниці геопотенціальних висот вздовж меридіана на АТ-500 гПа, а другий [25] – на вертикально осередненому між поверхнями АТ-500 і АТ-150 гПа потенціальному вихорі. На (рис. 1.1) наведено повторюваності блокування, розраховані за зазначеними індексами.

Частота блокувань, розрахованих за методом [24], на (рис. 1.1) характеризується двома гілками. Перша гілка тягнеться із заходу на схід від протоки Девіса / Лабрадорського моря на Південну Скандинавію, а друга – з південного заходу на північний схід від Азорських островів. Ці гілки збігаються поблизу півдня Скандинавії. Локальні максимуми з повторюваністю приблизно 6% знаходяться над південною Гренландією, над Північним морем і над Азорськими островами. Також має місце вторинний максимум над Північним заходом Росії. Це підтверджується й результатами Барріонедро та ін. [26], які пояснюють наявність максимуму над Європою впливом структури телеконекції Скандинавії.

Повторюваність блокувань, розрахованих за методом [25], має один істотний максимум (~10%) поблизу  $30^\circ$  зах.д. та  $60^\circ$  півн.ш. Тут також існує гілка, витягнута у бік Скандинавії, приблизно з тими ж величинами. Але різниця між двома рисунками є істотною саме над Північною Атлантикою.

У зазначених роботах має місце ряд відмінностей. Але основні висновки добре узгоджуються в якісному відношенні. В Північній півкулі максимум повторюваності блокування був отриманий над Східною Атлантикою і Європою, вторинний максимум спостерігається над центральними і східними районами Тихого океану. Річний хід характеристик блокування є складним, а міжрічна мінливість – високою. Над Європою максимум інтенсивності блокувальних ситуацій отримано взимку і влітку. В Північній півкулі блокувальні антициклиони спостерігаються частіше і є більш інтенсивними, ніж в Південній [27]. Причини відмінностей полягають в динаміці утворення блокувальних ситуацій, в особливостях розподілу суші і моря [28].

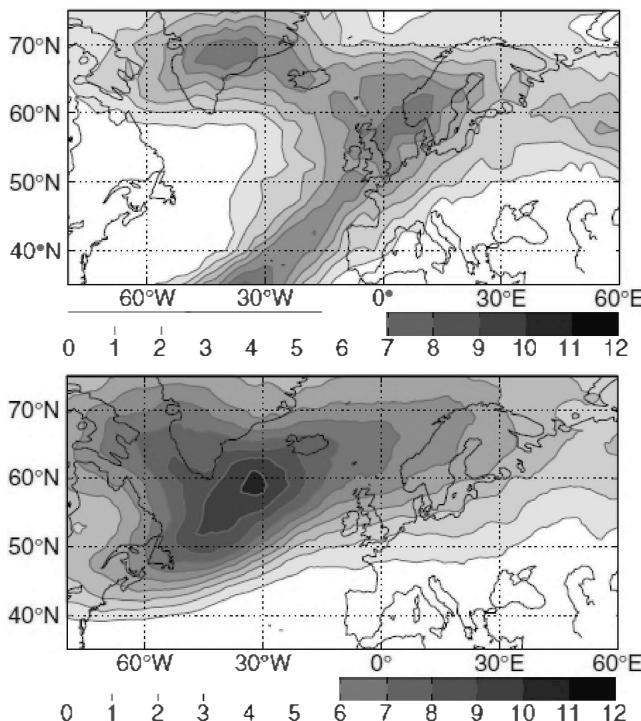


Рисунок 1.1 – Повторюваності (%) блокувань над Атлантико-Європейським регіоном для зимніх місяців 1958-2002 рр., розраховані за двома різними індексами – різниця геопотенціальних висот (уверху), осереднений потенціальний вихор (внизу) [23]

Існують деякі певні роботи, в яких наголошується на зв'язку інтенсивності і локалізації блокувальних антициклонів з сонячною активністю і з такими режимами загальної циркуляції атмосфери, як квазідворічне коливання [29] і Ель-Ніньо [30-32]. Відзначається підвищена повторюваність блокуючих ситуацій в роки з Ла-Нінья порівняно з Ель-Ніньо в Північній півкулі і зворотне співвідношення в Південній. В роботах [33-35] блокування у високих широтах співвідноситься з нелінійним режимом Північної кільцевої моди глобальним режимом, який виявляється в Атлантиці як північноатлантичне коливання.

Певний інтерес становлять роботи, в яких висота тропопаузи і структура блокувальних антициклонів розглядаються в співвідношенні з полем загального вмісту озону [36-38]. В блокувальних антициклах загальний вміст озону менший перш за все через адвекцію тропічного повітря з більш високою тропопаузою. Озонові міні-діри в 25% випадків пов'язані з блокуванням. Райони, найчутливіші до зменшення загального вмісту озону при блокуванні, - це Скандинавія і Аляска. Велика частина озонових міні-дір при блокуванні зумовлена адвекцією бідних на озон повітряних мас до полюса поблизу тропопаузи і до екватора в середній тропосфері; інші – адіабатичним підняттям ізентроп у верхній і середній тропосфері [6].

#### 1.4 Енергетика вихорів синоптичного масштабу

Енергетичні характеристики вихорів синоптичного масштабу аналізуються тривалий період часу. Достатньо згадати монографію Калініна [39], в якій на основі аеросиноптичного матеріалу досліджується енергетика циклонів помірних широт за період з 1984 по 1994 роки. Але тільки в останні приблизно два десятиріччя, після того як були сформовані загальнодоступні бази даних ре-аналізу, виникла можливість розрахунку та аналізу атмосферної енергетики майже для будь-якого синоптичного об'єкту над будь-яким районом земної кулі за будь-який період часу.

Проте треба відзначити, що переважна більшість досліджень енергетики вихорів синоптичного масштабу зосереджувалася на циклонах помірних широт. Можливо першими, хто досліджував вплив блокувального антициклону на енергетичні характеристики загальної циркуляції атмосфери, були Кунг і Бейкер [40], які використали розкладання атмосферної енергетики у просторі зональних хвильових чисел (див., наприклад, [41]). Вони показали, що взимку, коли блокувальний антициклон охоплює велику територію у Північній півкулі, під час процесу блокування кінетична енергія передається по спектру від хвильових чисел  $n = 3 \div 10$  до  $n = 1 \div 2$ , що є причиною виникнення та розвитку антициклону. Запаси кінетичної енергії на  $n = 3 \div 10$  підтримуються інтенсивним бароклінним перетворенням з доступної потенціальної енергії. Влітку, коли розміри антициклону були не такими великими, як взимку, процес блокування існував за рахунок передавання кінетичної енергії до хвильового числа  $n = 4$  та її підживлення за рахунок бароклінного перетворення в усьому спектрі хвильових рухів.

Одним з головних недоліків схеми, використаної Кунгом та Бейкером, є те, що вона може бути застосована тільки для всієї атмосфери. Наприклад, для

хвильового числа  $n = 4$  одержані енергетичні характеристики стосуються усіх гребенів та улоговин, але тільки один гребінь може розглядатися як блокувальний процес. Цікавим продовженням їх роботи є дослідження, виконане Фурньє [42] за допомогою вейвлет-перетворення. Це дозволило йому виявити не тільки передавання вихрової кінетичної енергії від вихорів меншого масштабу до великомасштабного блокувального гребеня, тобто вгору по спектру рухів, але й зворотний процес – підживлення енергією окремих вихорів синоптичного масштабу за рахунок малорухомого, великого за розмірами антициклону.

Батараі та Танака [43] виконали аналіз енергетики для великої кількості випадків блокувальних процесів за формулюванням, що ґрунтуються на поняттях середнього та зсувного потоків. Система рівнянь у цьому випадку містить члени, які описують зв'язок між баротропною та барокліною кінетичною енергією, а також конвергенцію потоку механічної енергії середнього руху. Такий підхід дозволив виявити дві головні відмінності, що мають місце за інтенсивного процесу блокування. По-перше, для випадків блокувального антициклону є характерним приплив механічної енергії середнього руху до зони поблизу гребеня, що не спостерігається за відсутності блокування. По-друге, кінетична енергія середнього потоку у верхній частині атмосфери зменшується для випадків блокувального антициклону внаслідок її перенесення у східному напрямку. Таким чином, конвергенція потоку механічної енергії середнього руху поблизу гребеня може вважатися ознакою виникнення процесу блокування.

Нарешті, Хохлов [44] виявив, що на початкових стадіях розвитку в рухливих антициклах відзначаються істотні перетворення доступної потенціальної енергії у кінетичну разом з припливом останньої через бокові межі вихору. Для стаціонарних антициклонів ці процеси мають місце тільки у верхній атмосфері, тобто над атмосферним вихором. Саме це, з точки зору автора є причиною того, що одні області підвищеного тиску у подальшому розвиваються у блокувальні процеси, а інші залишаються звичайними синоптичними утвореннями.

Набагато більше уваги приділялося енергетиці циклонічних вихорів. Цікавим є те, що, починаючи з роботи Міхалідеса [45], використовувалася схема розрахунку, яка ґрунтуються на рівняннях, запропонованих Лоренцем (див., наприклад, [41]) для глобальної атмосфери. Як відомо, Лоренц запропонував розглядати енергетичний цикл в атмосфері між середньою кінетичною, середньою доступною потенціальною, вихровою кінетичною та вихровою доступною потенціальною енергіями. Міхалідес же вивів рівняння для відкритої системи, якою є циклони та антициклони помірних широт. У своїй роботі [46] для середземноморського циклону він показав, що

розрахована за виведеними ним рівняннями доступна потенціальна енергія окремого вихору синоптичного масштабу може розглядатися як внесок цього об'єму у доступну потенціальну енергію всієї атмосфери. Також цікавим висновком є те [45, 46], що циклонічні утворення помірних широт на початкових стадіях свого розвитку одержують енергію від свого оточення, а у стадії заповнення – віддають її. При цьому, енергія витрачається або на розвиток інших вихорів синоптичного масштабу, або на посилення утворень більшого просторового масштабу. Взагалі ж, циклонічні вихори можуть розглядатися одними з найінтенсивніших компонентів, які визначають перетворення енергії в атмосфері. Нарешті, вихрова кінетична енергія циклонів збільшується за рахунок як середньої кінетичної, так і вихрової доступної потенціальної енергії, а вже середня доступна потенціальна енергія підживлює дві останні зі згаданих.

Висновок Міхалідеса про часовий розподіл енергії у циклоні було підтверджено у роботі Гана і Рао [47] для циклону південної півкулі. Дійсно, циклон розвивався за рахунок бароклінного перетворення, причому максимуми доступної потенціальної та кінетичної енергії спостерігалися поблизу центру циклону. До того ж важливими були й потоки енергії у розрахункову область. Після того, як циклон досягнув стадії максимального розвитку, він почав передавати енергію до свого оточення.

Мішра і Рао [48], застосувавши формулювання Міхалідеса, проаналізували вертикальний розподіл енергетичних характеристик атмосфери і виявили, що найбільш активні процеси перетворення та переносу енергії у циклоні мають місце у верхній тропосфері та нижній стратосфері. За їх результатами, динамічна взаємодія вихору та великомасштабного потоку обмежена шаром 350-100 гПа, що підтверджується вертикальним розподілом перетворення середньої кінетичної та вихрової доступної потенціальної у вихрову кінетичну енергію, а також генерації потенціальної енергії.

Протягом життєвого циклу циклонічного вихору спостерігається стрімке синхронне зменшення середньої кінетичної енергії та збільшення вихрової кінетичної енергії, а також збільшення градієнту перенесення вихрового моменту та баротропного перетворення середньої кінетичної на вихрову кінетичну енергію. Стосовно ж бароклінного перетворення вихрової доступної потенціальної на вихрову кінетичну енергію, Мішра і Рао [48] відзначають його поступове збільшення від незначного джерела на початкових стадіях до істотного механізму підживлення циклону в подальшому його розвитку, але переважає все ж таки баротропний процес перетворення енергії. З іншого боку, Діаш Пінту і да Роша [49] показали, що для деяких циклонів бароклінне перетворення взагалі може не відігравати будь-якої суттєвої ролі в їх еволюції.

Незважаючи на те, що існують певні схожі риси енергетичної еволюції

циклонічних вихорів, вони можуть істотно відрізнятися від випадку до випадку. Цікавий приклад наводять Декер і Мартін [50], коли аналізують енергетику двох інтенсивних циклонів над Сполученими Штатами Америки, що виникли приблизно над одним районом у квітні 2001 року з інтервалом у чотири доби і переміщувалися в одному напрямку – з південного заходу на північний схід. З синоптичної точки зору ці два циклони були дуже подібними один іншому – обидва виникли у передній частині висотної улоговини, тиск у стадії їх максимального розвитку становив приблизно 980 гПа – а як відмінності у синоптичній ситуації автори відзначають різну швидкість вітру на вісі струменевої течії (83 та 52 м/с відповідно) та різну величину вихору у висотній улоговині. Але відмінності в енергетичній еволюції були більш разючими. Вихрова кінетична енергія першого циклону сягала максимуму безпосередньо перед стадією максимального розвитку циклону, а другого – збільшувалася разом з розвитком приземного центру. Все це було причиною того, що тиск нижчий за 1000 гПа у другому циклоні спостерігався у два рази довше, ніж у першому. Таким чином, застосування енергетичного підходу дозволяє докладніше дослідити еволюцію синоптичних вихорів, які, на перший погляд, здаються майже ідентичними.

Кей та ін. [51] аналізували різницю в енергетичних характеристиках між низькочастотними та високочастотними вихорами. З першими, певною мірою, можна асоціювати блокувальні антициклини, а з другими – звичайні вихори синоптичного масштабу. Автори цієї роботи показали, що з енергетичної точки зору низькочастотні вихори, які розташовуються поблизу вісі струменевої течії, є майже ідентичними високочастотним – вони також еволюціонують за рахунок бароклінності через перенесення тепла в напрямку полюса та перетворення вихрової доступної потенціальної енергії на вихрову кінетичну. Якщо ж розглядати перетворення середньої кінетичної енергії на вихрову кінетичну, то існує невелика, але істотна відмінність. Зокрема, низькочастотні вихори підживлюються енергією на боці струменевої течії з циклонічним зсувом, а високочастотні – набагато північніше від цієї зони. Також, на боці струменевої течії з антициклонічним зсувом низькочастотні вихори дістають енергію, а високочастотні – втрачають [51].

Пецца та ін. [52] досліджували енергетику атмосфери для пари «інтенсивний циклон – блокувальний антициклон» над Аляскою і виявили, що саме зона підвищеного тиску відіграє ключову роль безпосередньо перед виникненням циклону, коли має місце істотне бароклінне перенесення енергії від антициклону до його оточення. Треба відзначити, що ця робота є, найвірогідніше, першою, в якій визначається вплив антициклону на сусідній циклонічний вихор. Пецца та ін. [52] також показали, що баротропне перетворення енергії, тобто з середньої кінетичної на вихрову кінетичну

енергію є суттєвим чинником на першій стадії розвитку циклону, після чого основним стає бароклінне перетворення – з вихрової доступної потенціальної на кінетичну енергію. На (рис. 1.2), як приклад, наведено схеми перетворення енергії для випадку, розглянутого авторами. В схемі наведено середньозональна доступна потенціальна енергія  $P_Z$ , вихрова доступна потенціальна енергія  $P_E$ , середньозональна кінетична енергія  $K_Z$ , вихрова кінетична енергія  $K_E$ . Як можна побачити, головна відмінність між циклоном та антициклоном полягає у тому, що цикл енергії в циклоні спрямовано від середньої доступної потенціальної енергії через середню кінетичну у вихрову кінетичну енергію, а для антициклону – у протилежному напрямку, тобто антициклон підживлює циклон.

Відзначимо також, що відмінності у просторовому розподілі та інтенсивності бароклінного перетворення енергії в північних частинах Тихого та Атлантичного океанів приводять до того, що трасекторії переміщення циклонів над цими регіонами земної кулі також є різними. Лі та ін. [53] показали, що різні вихрові властивості над двома океанами призводять до різних внесків баротропного перетворення енергії і, як наслідок, до формування типових шляхів циклонів.

У Північній Атлантиці меридіонально подовжені вихори отримують кінетичну енергію головним чином за рахунок деформації розтягнення середньої течії поблизу входу струменевої течії; у Тихому океані, навпаки, важливим є внесок від деформації зсуву. Підвищена циклонічна активність всередині зими над Атлантикою пов’язана зі збігом положення максимумів спрямованого на північ вихрового потоку тепла та найбільших меридіональних градієнтів температури, а це не спостерігається над Тихим океаном. Таким чином, бароклінне перетворення енергії тут відіграє велику роль.

Нарешті, наведемо усереднені енергетичні характеристики так званих «вибухових» циклонів, які були одержані у роботі Блека та Пецци [54]. З (рис. 1.3) видно, що відбувається перетворення доступної потенціальної енергії на вихрову кінетичну, тобто головним механізмом підживлення циклонів є бароклінне перетворення енергії.

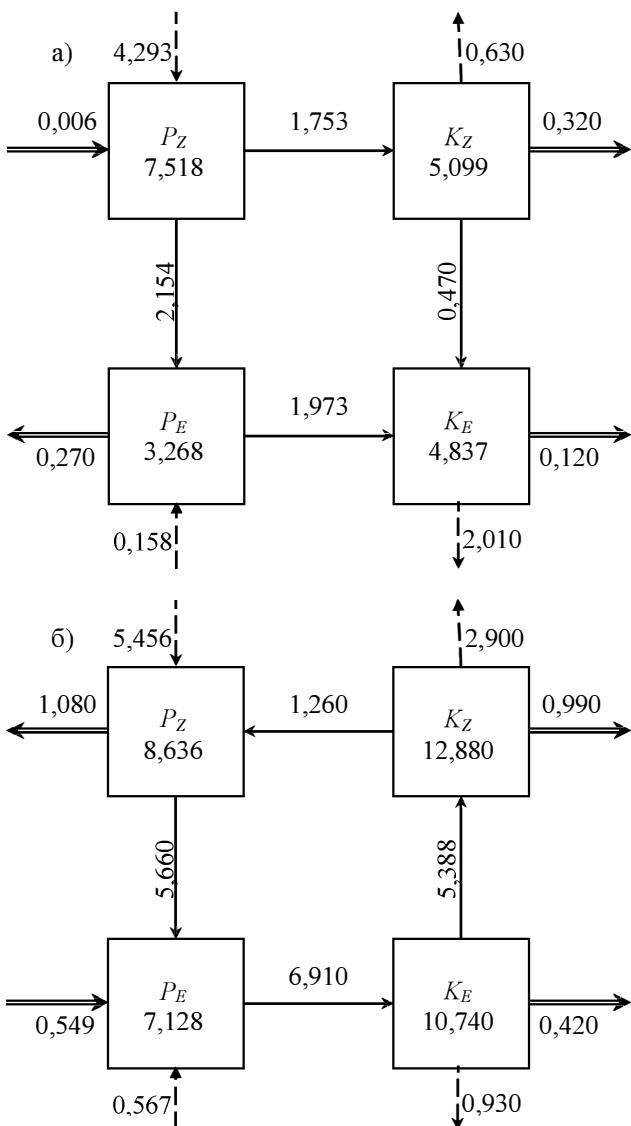


Рисунок 1.2 – Інтегровані енергетичні характеристики (запаси  $10^5$  Дж/м $^2$ , перетворення – Вт/м) для зони інтенсивного циклону (а) та блокуючого антициклону (б) [52]

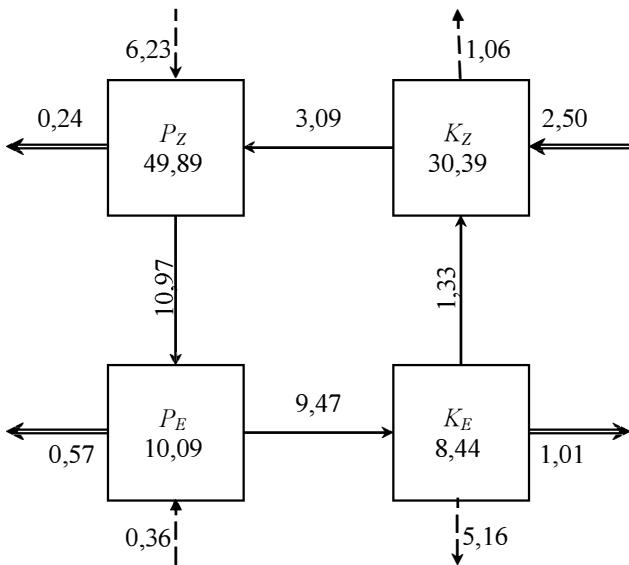


Рисунок 1.3 – Усереднені інтегровані енергетичні характеристики (запаси  $10^5$  Дж/м $^2$ , перетворення – Вт/м $^2$ ) для вибухових циклонів [54]

## 1.5 Висновки до розділу 1

Останнім часом блокувальні процеси активно досліджуються ученими-метеорологами. Але чіткого визначення блокувальної ситуації в даний час не існує. Можливо, це пов'язано з різними точками зору авторів на існуючу наукову проблему. Багато важливих аспектів самого процесу блокування ще остаточно не вивчено. Тому на сучасному етапі розвитку науки немає чіткого визначення блокування і не сформульовані необхідні і достатні умови його існування. Блокування як великомасштабний стабільний процес в атмосфері є однією з основних причин крупних аномалій погоди, які можуть існувати в часовому масштабі від тижня до сезону. Дослідження таких процесів являє собою великий практичний інтерес для середньострокових і довгострокових

прогнозів погоди, моделювання атмосферних процесів і моніторингу клімату. Тому перед дослідниками постає задача попередження та прогнозування блокувальних процесів. Тим більше, що останнім часом кількість таких ситуацій значно збільшилася.

Велика кількість робіт, в яких досліджується енергетика синоптичних вихорів, присвячена циклонічним утворенням. Застосування енергетичного підходу дозволяє докладніше дослідити еволюцію синоптичних вихорів, які, на перший погляд, здаються майже ідентичними. Енергетичні характеристики антициклонів мало досліджувались і вивчені ще недостатньо. Тому основна увага автором роботи звернута на блокувальні антициклиони та антициклональну циркуляцію.

## **2 МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕННЯ БЛОКУЮЧИХ СИТУАЦІЙ І ЕНЕРГЕТИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРИ**

### **2.1 Індекси блокування**

Відомо, що багато аномальних явищ, такі як посухи, тривалі дощі і снігопади, сильні похолодання, весняні повернення холодів, пов'язані з процесами блокування. Тому діагноз і кількісна параметризація блокувальних ситуацій представляють великий інтерес в області їх вивчення і прогнозування. Не дивлячись на велику кількість робіт, присвячених експериментальному дослідженням блокування, кінцеві результати в оцінці таких характеристик блокувальних ситуацій, як місцеположення, частота, тривалість, просторові розміри, у різних авторів виходять з великим розкидом і важко їх співставити або через недовіднеченність, або, через звуження класу цих явищ. З цієї ж причини важко порівнювати і співставляти різні індекси блокування атмосферних процесів [4].

У пошуках об'єктивних критеріїв блокування загальної циркуляції атмосфери з метою виявлення закономірностей і оцінки характеристик блокінгів учени звернулися до вивчення особливостей аномалій метеорологічних полів, що спостерігаються в період блокувальної ситуації, і стали ототожнювати явище блокування з характером цих аномалій. Найбільше поширення набув об'єктивний метод, побудований на виявленні в середніх широтах локальних інтенсивних і тривалих аномалій в полях тиску або геопотенціалу. Але цей метод трудомісткий при практичній реалізації, оскільки він вимагає для аналізу оперативно поточних даних застосування ще і історичної інформації. А використовування такої інформації відображається на характеристиках блокінгів. Недоліком цього методу є ще і його неоднозначність, оскільки локальна аномалія може бути і не пов'язана з явищем блокування.

Найпривабливішим до виявлення блокувальних ситуацій є підхід, що ґрунтуються на аналізі меридіональних профілів метеорологічних величин. Відомо, що при зональному перенесенні меридіональний профіль геопотенціальної поверхні має нахил у бік полюса. Причому найбільша густина ізогіпс, що відображає величину нахилу, зосереджена в 20-градусному широтному поясі з  $40^{\circ}$  по  $60^{\circ}$  північної широти. Меридіональний же профіль зонального вітру на цій ділянці має опуклу форму з максимальною, визначуваною кутом нахилу геопотенціала, швидкістю в середині цього інтервалу. При процесах блокування нахил геопотенціальної поверхні в

середніх широтах міняється на зворотний на тих довготах, де виник блокуючий антициклон. Профіль швидкості вітру на цій ділянці стає увігнутим, з мінімальним значенням в центрі, що припадає на широту розщеплювання струменя, і максимальними значеннями на її бічних периферіях. Вперше особливості меридіонального профілю геопотенціалу для виявлення блокінгів були використані Лейенасом і Окландом [55] і пізніше одержали розвиток в роботі Тібальді і Монтені [24]. Індекс блокування розраховувався за допомогою виразів:

$$GHGS = [Z(\varphi_0) - Z(\varphi_s)] / (\varphi_0 - \varphi_s); \quad (2.1)$$

$$GHGN = [Z(\varphi_N) - Z(\varphi_0)] / (\varphi_N - \varphi_0), \quad (2.2)$$

де

$$\varphi_N = \varphi_{Ni}^{\circ} \text{півн.ш.} + \Delta,$$

$$\varphi_0 = \varphi_i^{\circ} \text{півн.ш.} + \Delta, \quad (2.3)$$

$$\varphi_s = \varphi_{Si}^{\circ} \text{півн.ш.} + \Delta,$$

$$\text{з } \Delta = -5^{\circ}, 0^{\circ}, 5^{\circ}.$$

Довгота  $\lambda$  вважається блокувальною в один строк, якщо хоча б для однієї  $\Delta$  виконуються обидва критерії:

$$\begin{aligned} GHGS &> 0, \\ GHGN &< -10 \text{ гpm}^{\circ} \text{ довготи}. \end{aligned} \quad (2.4)$$

Другий критерій вводиться для того, щоб виключити ситуації, за яких спостерігається зсув зони струминної течії далеко на південь і які, насправді, не описують блокувальний процес.

Існує і інше формульовання критеріїв (2.1) і (2.2), яке описане в роботі Хоскінса [15].

$$Z_{\varphi_0 - \Delta\varphi/2} - Z_{\varphi_0 + \Delta\varphi/2} < 0 \quad (2.5)$$

$$Z_{\varphi_0 + \Delta\varphi/2} - Z_{\varphi_0 + 3\Delta\varphi/2} > A\Delta\varphi \quad (2.6)$$

де  $A = 10 \text{ м}$ ,  $\Delta\varphi = 20^{\circ}$ ,  $\varphi_0 = 50^{\circ}$  півн.ш.

Наступний індекс блокування, який був запропонований в роботах [14, 56], розглядається не тільки як критерій наявності блокувального антициклону, але і як характеристика його інтенсивності. Критерій має такий вигляд:

$$BI = 100[MZ / RC - 1]. \quad (2.7)$$

Тут  $MZ$  – максимум геопотенціальної висоти ізобаричної поверхні АТ- 500 гПа в замкнутому антициклоні або на осі гребеня,  $RC$  – вибрана суб'ективно репрезентативна ізогіпса. Для об'ективності розрахунку використана наступна формула для  $RC$ :

$$RC = \frac{1}{2} \left( \frac{Z_u + Z_d}{2} + MZ \right), \quad (2.8)$$

де  $Z_u, Z_d$  – мінімальні значення геопотенціальної висоти ізобаричної поверхні АТ-500 гПа на осіх улоговин, що лежать вище і нижче по потоку відповідно щодо блокінга на тій же широті, де спостерігається максимум  $MZ$ .

Інший критерій блокування був запропонований в роботах [12, 13]. Блокуючий антициклон визначається як область, в якій відхилення геопотенціалу ізобаричної поверхні АТ-500 гПа від середньоширотного значення було позитивним і не меншим від заданого критичного значення протягом проміжку часу, що береться за тривалість блокування. Якщо ця умова перестає виконуватися на короткий час, 2 діб і менше, а потім знову виконується, то період блокування вважається безперервним, включаючи цей короткий час.

Як кількісну характеристику інтенсивності блокування можна вважати так звану «дію» [5, 18, 30]:

$$S = \int_0^\tau I(t)L^2(t)dt. \quad (2.9)$$

Тут інтегрування виконується в межах від 0 до  $\tau$ , де  $\tau$  – тривалість існування блокінга;  $I$  – перепад тиску між центром і периферією,  $L$  – лінійний розмір блокінга.

Хоскінс в своїй науковій праці [15, 57] запропонував так званий  $PV-\theta$ -індекс блокування для визначення блокувального антициклону, ґрунтуючись на концепції потенційного вихору Ертеля  $PV$  і потенційної температури  $\theta$  як

основних динамічних характеристиках атмосфери. Тут блокувальний антициклон розглядається як явище обігу знаку звичного меридіонального градієнта потенційної температури на динамічній тропопаузі в околиці широти кліматологічного штурм-трека, має горизонтальний масштаб 1500 км і більший і зберігається не менше 5 діб. Як динамічна тропопауза береться ізоповерхня 2  $r_{vH}$  потенційного вихору Ертеля:

$$PV = -g \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f \right) \frac{\partial \theta}{\partial \rho}. \quad (2.10)$$

Тут  $g$  – прискорення сили тяжіння;  $p$  – приземний тиск;  $u$ ,  $v$  – складові швидкості по осіах  $x$ ,  $y$  відповідно;  $f = 2\omega \sin \varphi$  – параметр Коріоліса. Одиниці вимірювання потенційного вихору – 1  $PvH = 10^{-6}$  К/(кг·с).

Звичайний меридіональний градієнт  $\theta$  на динамічній тропопаузі характеризується величими значеннями  $\theta$  на півдні і меншими на півночі.

Індекс блокування представлений у вигляді:

$$B = \frac{2}{\Delta \varphi} \int_{\varphi_0}^{\varphi_0 + \Delta \varphi / 2} \theta d\varphi - \frac{2}{\Delta \varphi} \int_{\varphi_0 - \Delta \varphi / 2}^{\varphi_0} \theta d\varphi. \quad (2.11)$$

Згідно цьому визначенню,  $B < 0$  в західному потоці, а в зоні блокування  $B > 0$ . На довготі  $\lambda$  має місце блокування, якщо там  $B > 0$ , показуючи, що там висока потенційна температура  $\theta$  в більш північних широтах і низька південніше.

## 2.2 Розрахунок енергетичних характеристик атмосфери

Пояснити велику увагу, яка протягом розвитку фізики атмосфери надавалась дослідженню енергетики атмосферних процесів, можна тим, що енергетика дозволяє розглядати динамічні процеси, що відбуваються в атмосферних системах різного масштабу, усьому їх різноманітті. Майже єдиним концептуальним припущенням, цілком реальним та неодноразово доказаним експериментально та теоретично, є існування перетворення одних видів енергії на інші і, за рахунок цього, енергетичного "підживлення" атмосферних процесів одного масштабу іншими. Таким чином, проблема, яка розглядалася та розглядається у теперішній час багатьма дослідниками, полягає у найбільш точному з фізичної точки зору описі зазначених

перетворень енергії.

Є загальноприйнятим, що першоджерелом атмосферної енергії є приплив тепла за рахунок сонячної радіації. Прямим результатом цього є нагрівання підстильної поверхні океану та суші і атмосфери, тобто генерування внутрішньої енергії. При цьому головна частина потоку тепла від Сонця нагріває не атмосферу, а поверхні океанів та материків, які, у свою чергу, й віддають тепло до атмосфери. Можна не розглядати як джерело тепла внутрішні гарячі шари Землі, тому що це тепло є нехтовою малим усюди, за винятком районів інтенсивної вулканічної діяльності, і не впливає істотно на формування осереднених за великий період часу атмосферних циркуляційних систем.

За рахунок того, що зазначений приплив тепла від Сонця надходить на поверхню Землі нерівномірно, в атмосфері спостерігаються великі меридіональні температурні контрасти, які й зумовлюють переважно зональну циркуляцію, що має великі запаси кінетичної енергії, частина якої постійно дисипує за рахунок процесів тертя. Одна з головних проблем теорії загальної циркуляції, на думку Е.Н. Лоренца [58], – відповісти на запитання, яким чином деяка частина внутрішньої енергії, що створюється за рахунок припливу тепла від Сонця, у підсумку перетворюється на кінетичну енергію.

Як частину внутрішньої енергії можна розглядати приховану енергію або, що є тим же самим, енергію фазових перетворень вологи, яка залежить від вологовмісту в атмосфері. Лоренцем [58] було показано, що за умови, коли реалізація прихованої теплоти пароутворення є особливою формою припливу тепла, зумовленого навколошнім середовищем, а не внутрішнім квазіадіабатичним процесом, виявиться, що атмосфера здобуває внутрішню енергію при конденсації води у межах самої атмосфери. Тоді можна розглядати енергетику однієї лише атмосфери. При цьому, за виключенням поверхневого тертя, результуючий вплив навколошнього середовища на атмосферу можна трактувати як збільшення чи зменшення еквівалентної кількості теплової енергії за рахунок нагрівання чи охолодження.

Енергетика глобальної атмосфери досліджується вже протягом 50 років. Взявши за основу зонально симетричну структуру глобальної атмосфери, Лоренц у 1955 р. [59] розділив кінетичну та доступну потенціальну енергії на середньозональні та вихрові компоненти, а також сформулював перетворення одного виду енергії на інший, ґрунтуючись на ейлеровій середній меридіональній циркуляції. Поняття ейлерової середньої (ЕС) припускає визначення середньозональних величин на ізобаричних поверхнях та відхилень від них, що мають назву "вихрових". Як випливає з назв, запаси одних видів енергії в атмосфері визначаються зональними (середніми по

широтному колу) величинами, а інші – відхиленнями від них. Хоч у подальшому були запропоновані інші формулювання (наприклад, [41, 60-62]) членів переходу одного виду енергії в іншій, які відрізняються від оригінального Лоренца, до теперішнього часу при визначені атмосферного енергетичного циклу незмінно використовуються саме ці види енергії.

### 2.2.1 Доступна потенціальна енергія

У наукових працях, присвячених енергетиці атмосфери, повна потенціальна енергія поділяється на доступну та недоступну частини [58, 59]. В оборотних адіабатичних процесах, що спричиняють перетворення повної потенціальної енергії (ППЕ) на кінетичну (КЕ), потенціальна температура ( $\theta$ ) кожної частинки повітря зберігається і, відповідно, зберігається статистичний розподіл потенціальної температури. Серед гіпотетичних станів атмосфери, що мають такий же статистичний розподіл  $\theta$ , як й реальний стан, є один, який має найменшу ППЕ і береться як еталонний. У цьому стані ізобаричні та ізентропічні поверхні є горизонтальними і  $\theta$  ніде не зменшується з висотою.

Згідно з Лоренцем [59], недоступною енергією (НПЕ) вважається ППЕ відповідного еталонного стану, а доступна енергія (ДПЕ) визначається як перевищення повної потенціальної енергії над недоступною. Оскільки оборотні адіабатичні процеси не змінюють еталонного стану, то вони, відповідно, не впливають на величину НПЕ. Тому перетворення повної потенціальної енергії на КЕ є еквівалентом перетворення доступної потенціальної енергії на КЕ.

По суті, доступна потенціальна енергія є мірою частини повної потенціальної енергії, здатної перетворитися на кінетичну енергію. Звідси й виник термін "доступна потенціальна енергія". Точно кажучи, атмосфера не може набути еталонного стану і ДПЕ є вірніше верхньою межею кількості енергії, що є доступною для перетворення на КЕ.

Генерація ДПЕ за рахунок припливу тепла, перетворення ДПЕ на КЕ у випадку оборотних адіабатичних процесів і дисипація КЕ за рахунок тертя можуть розглядатися як три складові основного енергетичного циклу загальної циркуляції атмосфери.

Для того, щоб знайти величину ДПЕ, необхідно визначити еталонний стан, який найлегше описується в ізентропічній системі координат. При цьому не будемо розглядати випадки, коли вертикальний градієнт температури перевищує сухоадіабатичний, і не будемо ураховувати топографічні особливості земної поверхні.

У межах вертикального стовпа повітря з одиничним поперечним перерізом тиск  $p$ , який відповідає певній потенціальній температурі  $\theta$ , дорівнює вазі повітря, потенціальна температура повітря якого перевищує  $\theta$ . Це також є справедливим й для значень  $\theta$ , менших за  $\theta_s$  (за умови, що  $p(\lambda, \varphi, \theta) = p_s(\lambda, \theta)$  при  $\theta < \theta_s$  (тут  $\lambda$  і  $\varphi$  – географічні довгота та широта). Це дозволяє визначити величину  $p_{\uparrow\uparrow}(\theta)$ , значення якої у будь-якій точці атмосфери дорівнює середньому значенню  $p$  на ізентропічній поверхні, що проходить через цю точку:

$$p_{\uparrow\uparrow}(\theta) = \frac{1}{S} \int_S p(\lambda, \varphi, \theta) dS, \quad (2.12)$$

де  $dS = a^2 \cos\varphi d\lambda d\varphi$  – елемент площині, що лежить у горизонтальній площині, а інтеграл береться по області  $S$ , яка охоплює усю Землю;  
 $a$  – радіус Землі.

Якщо виразити у термінах  $p(\lambda, \varphi, \theta)$  якусь величину, що характеризує такий стан, ця ж величина для еталонного стану може бути одержана заміною  $p$  на  $p_{\uparrow\uparrow}$ . Повна потенціальна енергія вертикального стовпа може бути визначена, як

$$\frac{1}{g} \int_0^{p_s} c_p T dp = \frac{c_p}{g(1+\kappa)p_{00}} \int_0^{\infty} p^{1+\kappa} d\theta, \quad (2.13)$$

де  $p_{00} = 1000$  гПа;

$\kappa = R/c_p$ ;

$R$  – газова стала для сухого повітря;

$c_p$  – питома теплоємність повітря за сталого тиску;

$T$  – температура повітря;

$g$  – прискорення вільного падіння.

Тепер НПЕ може бути одержана заміною  $p$  на  $p_{\uparrow\uparrow}$  у виразі (2.13) та інтегруванням по горизонтальній площині, а ДПЕ визначається як різниця НПЕ і НПЕ. Відзначимо, що неможна визначити ДПЕ в окремій точці або, навіть, для окремого стовпа повітря. Точна формула для ДПЕ для атмосфери у цілому має такий вигляд:

$$P = \frac{c_p}{g(1+\kappa)p_{00}} \int_S \int_0^{\infty} (p^{1+\kappa} - p_{\uparrow\uparrow}^{1+\kappa}) d\theta dS. \quad (2.14)$$

Наведемо також наближений вираз для  $P$ , виведений Лоренцем [2]:

$$P = \frac{c_p \gamma_a \overline{\overline{T''^2}}}{2(\gamma_a - \bar{\gamma})\overline{\overline{T}}}, \quad (2.15)$$

де  $\gamma_a$  – сухоадіабатичний градієнт;

$\gamma$  – вертикальний градієнт температури;

Подвійна риска в (2.15) означає осереднення по усій ізобаричній поверхні, а величини з двома штрихами – відхилення від такого середнього.

З виразу (2.15) випливає, що ДПЕ можна наблизко виразити через середню зважену дисперсію температури по горизонталі, причому вагова функція є зворотно пропорційною осередненій по горизонталі статичної стійкості. Ясно, що наближення (2.15) буде задовільним тільки за великих значень параметра статичної стійкості.

Ця апроксимація узгоджується з наблизеним правилом, за яким кінетична енергія генерується, коли на тому ж самому рівні холодне повітря опускається, а тепле – підіймається. Для того, щоб такий процес мав місце, температура не повинна бути сталою на цьому рівні. Якщо стратифікація є стійкою, температура на фіксованій висоті буде збільшуватися при опусканні та зменшуватися при підійманні повітряних мас. Тому такий процес буде зменшувати горизонтальні градієнти температури. Більш того, чим менш стійкою є стратифікація, тим довше холодне повітря повинне опускатися, а тепле підійматися для того, щоб знівелювати градієнти температури. Таким чином, чим більшими є горизонтальні градієнти температури і чим меншою є стійкість, тим більше ДПЕ і, відповідно, більші значення КЕ можуть бути досягнуті [58].

Іншими словами, ДПЕ виробляється за рахунок припливу тепла, якщо, по-перше, існує нагрів тепліших та охолодження холодніших районів, що лежать на одній висоті, у результаті чого збільшуються горизонтальні градієнти температури, і, по-друге, існує нагрів повітряних мас, що лежать на більш низьких рівнях, і вихолодження на більш високих рівнях, що спричиняє зменшення статичної стійкості.

## 2.2.2 Рівняння для бюджетів кінетичної та доступної потенціальної енергії

Розглянемо систему рівнянь для бюджетів кінетичної та доступної потенціальної енергії, яка не дуже відрізняється від оригінального формулювання Лоренца, але може застосовуватися й для відкритих атмосферних систем, якими є циклони і антициклони [46].

Для подальшого чисельного інтегрування вмісту енергії, її перетворень та потоків використаємо об'єм атмосфери, обмежений меридіанами  $\lambda_1$  і  $\lambda_2$ , широтними колами  $\varphi_1$  і  $\varphi_2$  та ізобаричними поверхнями  $p_1$  і  $p_2$ , де  $p_1 < p_2$ . Тоді, середнє зональне значення змінної  $X$  визначається, як

$$[X]_\lambda = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} X d\lambda. \quad (2.16)$$

Вихрова складова  $X$  є відхиленням цього параметра від його середнього зонального значення

$$(X)_\lambda = X - [X]_\lambda. \quad (2.17)$$

Середнє меридіональне значення визначається, як

$$[X]_\varphi = \frac{1}{\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} X \cos \varphi d\varphi. \quad (2.18)$$

Тоді, використовуючи формулі (2.16) і (2.18), середнє значення на ізобаричній поверхні змінної  $X$  визначається через

$$\begin{aligned} [X]_{\lambda\varphi} &= \frac{\int_y \int_x X dx dy}{\int_y \int_x dx dy} = \frac{\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} X a^2 \cos \varphi d\lambda d\varphi}{\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} a^2 \cos \varphi d\lambda d\varphi} = \\ &= \frac{1}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1)} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} X \cos \varphi d\lambda d\varphi. \end{aligned} \quad (2.19)$$

Очевидно, що це середнє значення на ізобаричній поверхні є еквівалентом послідовного осереднення за широтним колом та меридіаном. Використовуючи цю середню величину та припускаючи гідростатичну рівновагу, інтеграл по вертикалі на одиницю площини визначається, як

$$\frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} [X]_{\lambda\varphi} dp. \quad (2.20)$$

Вираз (2.20) використовується для розрахунку енергії та її перетворень. Величина, визначена членами вищезгаданих співвідношень,

$$([X]_{\lambda})_{\varphi} = [X]_{\lambda} - [X]_{\lambda\varphi} \quad (2.21)$$

не змінюється по широтному колу.

Середня на ізобаричній поверхні повна (горизонтальна та вертикальна) дивергенція потоку змінної  $X$  задається через

$$\begin{aligned} BX &= -\frac{1}{g(\lambda_2 - \lambda_1)(\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1)} \int_p \int_{\varphi} \int_{\lambda} \left( \nabla_h \cdot X \mathbf{v}_2 + \frac{\partial X \tau}{\partial p} \right) \cos \varphi d\lambda d\varphi dp = \\ &= \frac{c_1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} (X u)_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\varphi dp + \frac{c_2}{g} \int_{p_1}^{p_2} ([X v \cos \varphi]_{\lambda})_{\varphi_1}^{\varphi_2} dp - \frac{1}{g} ([X \tau]_{\lambda})_{p_1}^{p_2}, \end{aligned} \quad (2.22)$$

де  $\nabla_h$  – оператор горизонтальної дивергенції;

$$\begin{aligned} c_1 &= -\frac{1}{a(\lambda_2 - \lambda_1)(\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1)}; \\ c_2 &= -\frac{1}{a(\sin \varphi_2 - \sin \varphi_1)}. \end{aligned}$$

Для того, щоб розділити ДПЕ на зональну та вихрову складові, застосуємо виведену Лоренцем наближену формулу (2.15). Використовуючи вирази (2.17) і (2.21), відхилення температури можна записати у вигляді

$$(T - [T]_{\lambda\varphi})^2 = ([T]_{\lambda})_{\varphi}^2 + 2([T]_{\lambda})_{\varphi}(T)_{\lambda} + (T)_{\lambda}^2. \quad (2.23)$$

Інтегруючи по масі об'єму атмосфери, що розглядається, та маючи на увазі, що

член, який містить тільки відхилення від середнього зонального значення  $(T)_{\lambda}^2$  прямує до нуля при осередненні за плоскістю, зональна і вихрова ДПЕ задаються виразами:

$$P_Z = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[(T)_{\lambda}]_{\varphi}^2}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} dp, \quad (2.24)$$

$$P_E = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[(T)_{\lambda}^2]_{\varphi}}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} dp, \quad (2.25)$$

де інтеграл стосується об'єму, який визначається горизонтальними розмірами розрахункової сітки (обмеженої меридіанами  $\lambda_1$  і  $\lambda_2$  та широтними колами  $\varphi_1$  і  $\varphi_2$ ) і певними ізобаричними поверхнями ( $p_1$  і  $p_2$ ,  $p_1 < p_2$ ) по вертикалі. Зональна ДПЕ відповідає зонально осередненому полю, а вихрова – кількості ДПЕ, що залишилася.

У виразах (2.24) і (2.25) для розрахунку ДПЕ та у подальших формулах для перетворень та переносу ДПЕ застосовується параметр статичної стійкості

$$[\sigma]_{\lambda\varphi} = \left[ \frac{gT}{c_p} - \frac{pg}{R} \frac{\partial T}{\partial p} \right]_{\lambda\varphi}. \quad (2.26)$$

Цей вираз для статичної стійкості відповідає оригінальному формулюванню Лоренца і надає можливість прямого застосування полів метеорологічних величин для розрахунків.

Під час виведення наблизених формул (2.24) і (2.25) для ДПЕ було зроблено неявно два основних припущення. По-перше, локальні зміни статичної стійкості на ізобаричних поверхнях придушуються використанням осереднення на кожній ізобаричній поверхні, тобто  $[\sigma]_{\lambda\varphi}$ . По-друге, локальна швидкість зміни члена статичної стійкості у часі дорівнює нулю, тобто  $\partial[\sigma]_{\lambda\varphi}/\partial t = 0$ .

Залучення фактору статичної стійкості, осередненого по ізобаричній поверхні, до досліджень атмосферної енергетики синоптичного масштабу є практичним рішенням, тому що має істотну перевагу над параметром стійкості, який змінюється у просторі. Ця перевага полягає у тому, що можна здолати труднощі при розрахунку ДПЕ у районах з вертикальним градієнтом температури, який наближається до величини сухоадіабатичного градієнта.

Проблема застосування осередненого за площею параметра статичної стійкості в діагностичних дослідженнях критикувалась Даттоном і Джонсоном

[63]. Вони аргументували, що значущість статичної стійкості, яка змінюється, не може ігноруватися, тому що внески у ДПЕ від рівнів, які стратифіковані майже нейтрально (стосовно сухоадіабатичного градієнта), можуть бути набагато більшими, ніж внески у ДПЕ, визначені за допомогою осередненого по площі параметра статичної стійкості. Дійсно, в локальних вертикальних профілях температури простежуються такі нейтрально стратифіковані шари біля земної поверхні, на середньому рівні та у верхній тропосфері, пов'язані зазвичай з тривалим низхідним потоком. Але такі шари обмежені по товщині  $i$ , як правило, не проявляються у полі температури низького розділення по вертикалі. Також, якщо прогрів має місце у менш стійкому повітрі, що часто має місце у циклонах, генерація вихрової ДПЕ буде збільшуватися.

Згідно з розділенням ДПЕ, кінетична енергія також розділяється на зональну та вихрову складові використанням (2.17), тобто

$$u^2 + v^2 = [u]_{\lambda\varphi}^2 + [v]_{\lambda\varphi}^2 + 2\{[u]_\lambda(u)_\lambda + [v]_\lambda(v)_\lambda\} + (u)_\lambda^2 + (v)_\lambda^2. \quad (2.27)$$

Інтегруючи по масі об'єму, який розглядається, та беручи до уваги, що члени, які містять тільки відхилення від середнього зонального значення  $(u)_\lambda$  і  $(v)_\lambda$ , прямують до нуля при осередненні по площі, зональна та вихрова кінетична енергія можуть бути виражені формулами:

$$K_Z = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[[u]_\lambda^2 + [v]_\lambda^2]_{\lambda\varphi}}{2g} dp, \quad (2.28)$$

$$K_E = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[(u)_\lambda^2 + (v)_\lambda^2]_{\lambda\varphi}}{2g} dp. \quad (2.29)$$

Зональна КЕ відповідає зонально осередненому рухові, а вихрова КЕ – кількості кінетичної енергії, що залишилася. При цьому, як було пояснено Лоренцем, зональна КЕ, що виражена формулою (2.28), не належить ні до зонального руху, ні до зонально осередненої КЕ.

### 2.2.3 Перетворення різних видів енергії

Перетворення між  $P_Z$  і  $K_Z$  відбуваються через середню меридіональну циркуляцію, спричинену неоднорідністю поля температури. Цей процес

ідентифікується як взаємодія теплого повітря, що підімається у низьких широтах, та холодного повітря, що опускається у високих. Перетворення між  $P_Z$  і  $K_Z$  здійснюється внаслідок тих циркуляцій, які взаємодіють у меридіональному напрямку. В атмосферних збуреннях це досягається, коли тепле повітря підімається, а холодне – опускається, на тій же самій широті. Ця частина вихрового перетворення ДПЕ на КЕ розглядається як міра циклогенезу.

Одне з суперечливих питань, яке виникає при розрахунку перетворень енергії для обмеженої території, полягає у можливості застосування деяких неявних припущень, зроблених в оригінальних визначеннях для глобального масштабу. Наприклад, у великий розрахунковій області можна припустити, що осереднений на ізобаричній поверхні аналог вертикальної швидкості  $\tau$  дорівнює нулю. Внаслідок цього припущення можна одержати вирази для перетворення ДПЕ у КЕ, а саме  $\langle P_Z - K_Z \rangle$  і  $\langle P_E - K_E \rangle$ , в яких відсутня ізобарична вертикальна швидкість. Але член перетворення ДПЕ на КЕ можна розділити на три складові, ґрунтуючись на наступному співвідношенні та використовуючи (2.17) і (2.21),

$$[T\tau]_{\lambda\varphi} = [T]_{\lambda\varphi}[\tau]_{\lambda\varphi} + [(T)]_{\lambda}([\tau]_{\lambda})_{\varphi}]_{\varphi} + [(T)_{\lambda}(\tau)_{\lambda}]_{\lambda\varphi}. \quad (2.30)$$

Перший та другий члени правої частини (2.30) можна ідентифікувати як внески у середню меридіональну циркуляцію і, відповідно, як такі, що належать до перетворення між  $P_Z$  і  $K_Z$ . Також можна розрізнати два випадки, які стосуються середньої меридіональної циркуляції: коли  $[\tau]_{\lambda\varphi} = 0$ , перший член прямує до нуля, а якщо  $[\tau]_{\lambda\varphi} \neq 0$ , можна знехтувати другим членом. Третій доданок правої частини (2.30) описує можливі кореляції між відхиленнями від зональних середніх у полях температури та вертикальних рухів і, відповідно, належить до перетворення між  $P_E$  і  $K_E$ . Тут зробимо припущення, що  $[\tau]_{\lambda\varphi} = 0$ , і тоді залишаються тільки другий та третій доданки. Маючи на увазі викладене вище, математичні вирази для перетворень  $\langle P_Z - K_Z \rangle$  і  $\langle P_E - K_E \rangle$  записуються у вигляді:

$$\langle P_Z - K_Z \rangle = - \int_{p_1}^{p_2} [(T)]_{\lambda}([\tau]_{\lambda})_{\varphi}]_{\varphi} \frac{R}{gp} dp, \quad (2.31)$$

$$\langle P_E - K_E \rangle = - \int_{p_1}^{p_2} [(T)_{\lambda}(\tau)_{\lambda}]_{\lambda\varphi} \frac{R}{gp} dp. \quad (2.32)$$

Вихровий перенос відчутного тепла є процесом, що відповідає за

перетворення між формами ДПЕ:  $\langle P_Z - P_E \rangle$ . Він спричиняється через кореляцію між меридіональною компонентою швидкості та збуреннями зональної температури, що мають місце у меридіональному градієнти температури. Зокрема це відбувається, коли збурення розташовані у меридіональному градієнти з теплим повітрям, що переноситься до полюсу, і холодним – до екватора. Перетворення між формами ДПЕ задається, як

$$\begin{aligned} & \langle P_Z - P_E \rangle = \\ & = - \int_{p_1}^{p_2} \left[ \left[ \frac{(T)_\lambda(v)_\lambda}{a[\sigma]_{\lambda\varphi}} \frac{\partial([T]_\lambda)_\varphi}{\partial\varphi} \right]_{\lambda\varphi} + \left[ \frac{(T)_\lambda(\tau)_\lambda}{p^{R/c_p}} \frac{\partial}{\partial p} \left\{ \frac{([T]_\lambda)_\varphi p^{R/c_p}}{[\sigma]_{\lambda\varphi}} \right\} \right]_{\lambda\varphi} \right] dp. \end{aligned} \quad (2.33)$$

Нарешті, перетворення між формами КЕ спричиняється вихровим переносом кількості руху. Перетворення  $\langle K_Z - K_E \rangle$  спричиняється збуреннями, головним чином, у верхній тропосфері біля рівня струминної течії.  $K_Z$  передається до або з вихорів, коли вихрові компоненті вітру зкорельовані та розташовані у градієнти швидкості зонального вітру. Переход з  $K_Z$  на  $K_E$  передбачає баротропну підтримку зональних західних вітрів та струминної течії, незважаючи на внутрішні втрати внаслідок турбулентної дисипації. Зворотне перетворення, а саме, з  $K_E$  на  $K_Z$  в середніх широтах  $\epsilon$ , імовірніше, рідкісним явищем, пов'язаним з так званої баротропною нестійкістю, коли відносно зональний потік з меридіональним зсувом раптом розділяється на серію хвиль з великою амплітудою. Баротропна нестійкість уявляється важливою у середніх широтах для початкового зростання хвиль, коли зональний потік  $\epsilon$  інтенсивним та існує значний широтний зсув вітру. Вираз для члена баротропного перетворення  $\langle K_Z - K_E \rangle$  має вигляд

$$\begin{aligned} & \langle K_Z - K_E \rangle = - \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \left[ (u)_\lambda(v)_\lambda \frac{\cos\varphi}{a} \frac{\partial}{\partial\varphi} \left( \frac{[u]_\lambda}{\cos\varphi} \right) \right]_{\lambda\varphi} dp - \\ & - \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \left[ \frac{(v)_\lambda^2}{a} \frac{\partial[v]_\lambda}{\partial\varphi} \right]_{\lambda\varphi} dp - \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \left[ \frac{\tan\varphi}{a} (u)_\lambda^2 [v]_\lambda \right]_{\lambda\varphi} dp - \\ & - \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \left[ (u)_\lambda(\tau)_\lambda \frac{\partial[u]_\lambda}{\partial p} \right]_{\lambda\varphi} dp - \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \left[ (v)_\lambda(\tau)_\lambda \frac{\partial[v]_\lambda}{\partial p} \right]_{\lambda\varphi} dp. \end{aligned} \quad (2.34)$$

Члени генерації ДПЕ ( $GZ$  і  $GE$ ) та дисипації КЕ ( $DZ$  і  $DE$ ) записуються у

вигляді:

$$GZ = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[(Q)_{\lambda}]_{\varphi} ([T]_{\lambda})_{\varphi}]_{\lambda\varphi}}{c_p [\sigma]_{\lambda\varphi}} dp, \quad (2.35)$$

$$GE = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[(Q)_{\lambda} (T)_{\lambda}]_{\lambda\varphi}}{c_p [\sigma]_{\lambda\varphi}} dp, \quad (2.36)$$

$$DZ = \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{g} ([(u)_{\lambda} [L_{\lambda}]_{\lambda} + [v]_{\lambda} [L_{\varphi}]_{\lambda}]_{\lambda\varphi}) dp, \quad (2.37)$$

$$DE = \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{g} ([(u)_{\lambda} (L_{\lambda})_{\lambda} + (v)_{\lambda} (L_{\varphi})_{\lambda}]_{\lambda\varphi}) dp. \quad (2.38)$$

## 2.2.4 Інтегровані переноси енергії

Згадані вище чотири форми енергії та їх перетворення, два члени генерації ДПЕ та два члени дисипації КЕ визначають потік енергії, який є достатнім для опису енергетики атмосфери у замкненій системі, в якій не розглядаються зовнішні межі, а вертикальні швидкості на вершині та унизу системи дорівнюють нулю. У відкритій атмосферній системі визначення бокових меж припускає, що потрібно брати до уваги перенос енергії повз межу. Ці процеси переносу для  $P_Z$ ,  $P_E$ ,  $K_Z$  і  $K_E$  позначимо через  $BZ$ ,  $BPE$ ,  $BKZ$  і  $BKE$  відповідно.

Перенос повз межу ДПЕ визначається інтегралом повної дивергенції потоку ДПЕ (див. рівняння (2.22)). Беручи до уваги, що ДПЕ визначається у членах зміни поля температури і що ці зміни можна розкласти, як було показано в (2.23), перенос повз межу зональної та вихрової складових ДПЕ можна записати у вигляді:

$$\begin{aligned}
BPZ = & c_1 \int_{p_1}^{p_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left( u \{ ([T]_\lambda)_\varphi^2 + 2([T]_\lambda)_\varphi (T)_\lambda \} \right)_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\varphi dp + \\
& + c_2 \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left( [v \cos \varphi \{ ([T]_\lambda)_\varphi^2 + 2([T]_\lambda)_\varphi (T)_\lambda \}]_\lambda \right)_{\varphi_1}^{\varphi_2} dp - \quad (2.39) \\
& - \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left( [\tau \{ ([T]_\lambda)_\varphi^2 + 2([T]_\lambda)_\varphi (T)_\lambda \}]_{\lambda\varphi} \right)_{p_1}^{p_2}, \\
BPE = & c_1 \int_{p_1}^{p_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left( u (T)_\lambda^2 \right)_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\varphi dp + \\
& + c_2 \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left( [v \cos \varphi (T)_\lambda^2]_\lambda \right)_{\varphi_1}^{\varphi_2} dp - \frac{1}{2[\sigma]_{\lambda\varphi}} \left( [\tau (T)_\lambda^2]_{\lambda\varphi} \right)_{p_1}^{p_2}. \quad (2.40)
\end{aligned}$$

Незважаючи на те, що член, який містить тільки  $(T)_\lambda$ , прямує до нуля в області осереднення і розділення ДПЕ має вигляд рівнянь (2.24) і (2.25), він повинен бути залишений при визначенні переносу ДПЕ повз межу. Відповідна величина переносу енергії, таким чином, повністю приписується  $BPE$ , хоч він не представляє виключно перенос повз межу  $P_Z$ .

Аналогічно, перенос повз межу КЕ визначається інтегралом повної дивергенції потоку КЕ. Розкладаючи горизонтальну швидкість, як це зроблено в (2.27), переноси повз межу зонального та вихрового компонентів КЕ можна записати, як

$$\begin{aligned}
BKZ = & c_1 \int_{p_1}^{p_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{1}{2g} \left( u \{ [u]_{\lambda\varphi}^2 + [v]_{\lambda\varphi}^2 + 2\{[u]_\lambda (u)_\lambda + [v]_\lambda (v)_\lambda\} \} \right)_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\varphi dp + \\
& + c_2 \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{2g} \left( [v \cos \varphi \{ [u]_{\lambda\varphi}^2 + [v]_{\lambda\varphi}^2 + 2\{[u]_\lambda (u)_\lambda + [v]_\lambda (v)_\lambda\} \}]_\lambda \right)_{\varphi_1}^{\varphi_2} dp - \quad (2.41) \\
& - \frac{1}{2g} \left( [\tau \{ [u]_{\lambda\varphi}^2 + [v]_{\lambda\varphi}^2 + 2\{[u]_\lambda (u)_\lambda + [v]_\lambda (v)_\lambda\} \}]_{\lambda\varphi} \right)_{p_1}^{p_2},
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 BKE = & c_1 \int_{p_1}^{p_2} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{1}{2g} \left( u \{(u)_\lambda^2 + (v)_\lambda^2\} \right)_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\varphi dp + \\
 & + c_2 \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{2g} \left( [v \cos \varphi \{(u)_\lambda^2 + (v)_\lambda^2\}]_\lambda \right)_{\varphi_1}^{\varphi_2} dp - \\
 & - \frac{1}{2g} \left( [\tau \{(u)_\lambda^2 + (v)_\lambda^2\}]_{\lambda\varphi} \right)_{p_1}^{p_2}.
 \end{aligned} \tag{2.42}$$

Як пояснюється в обговоренні рівняння (2.27), члени, які містять тільки  $(u)_\lambda$  і  $(v)_\lambda$ , прямують до нуля при осередненні по площині і розділення КЕ на частини набуває вигляд рівнянь (2.28) і (2.29). Але при визначенні переносу КЕ повз межу ці члени потрібно залишити. Відповідна величина переносу енергії, таким чином, повністю описується  $BKZ$ , хоч вони й не мають відношення виключно до переносу повз межу  $K_Z$ .

### 2.3 Висновки до розділу 2

Існує певна кількість робіт, у яких досліджено блокувальні ситуації та індекси блокування. Найцікавішим є підхід, що ґрунтуються на вивченні меридіональних профілів метеорологічних величин. Ця методика була використана в дослідженнях блокувальних процесів над Європою в період з 1998 по 2008 роки.

Для визначення енергетичних характеристик блокувальних антициклонів буде використано систему рівнянь для бюджетів кінетичної та доступної потенціальної енергії, яка може застосовуватися для відкритих атмосферних систем, якими є циклони і антициклони. Ця методика дозволяє більш поглиблено дослідити енергетику блокувальних ситуацій.

### **3 ПРОСТОРОВО-ЧАСОВИЙ РОЗПОДІЛ БЛОКУВАЛЬНИХ АНТИЦІКЛОНІВ НАД ТЕРИТОРІЄЮ ЄВРОПИ**

Блокування є аномальним атмосферним процесом, який може привести до екстремальних погодних умов над територією, що охоплена блокувальною ситуацією [64].

У сучасній метеорології немає загальноприйнятого визначення процесу блокування. Найпоширеніше визначення Рекса [5] засновано на суб'єктивному критерії, який припускає мінімальну тривалість процесу блокування 10 днів, що простежується на картах AT-500 гПа. Ліу [65] в своїх дослідженнях показав, що критерій Рекса не є адекватним. Остін [66] припустив, що типовий блокувальний процес пов'язаний з областю високого тиску на широті  $60^{\circ}$  півн.ш. і низького тиску на широті  $40^{\circ}$  півн.ш. Лейенас і Окленд [55], використовуючи цю залежність, застосували різницю геопотенціальних висот між вказаними широтами для створення довготного індексу блокування. При цьому довгота використовувалася як блокувальна, якщо індекс блокування був менше нуля незалежно від тривалості блокувального процесу. Тібальді і Монтені [24], досліджуючи можливість відображати початок і тривалість ситуацій блокування, дещо змінили формулювання для індексу блокування. Методика Тібальді і Монтені була застосована в даному дослідженні. Необхідно звернути увагу, що велика частина чисельних моделей переоцінює частоту і тривалість блокувальних процесів. Але, не дивлячись на це, використовування індексів блокування дозволило одержати цікаві результати, пов'язані з часовою мінливістю блокувальних процесів [67, 68].

Вихідними даними в дослідженні були дані об'єктивного аналізу NCEP-NCAR з 1 січня 1998 по 31 грудня 2008 року для області  $40^{\circ}\text{--}70^{\circ}$  півн.ш. і  $0^{\circ}\text{--}70^{\circ}$  сх.д. Поле геопотенціальних висот має горизонтальне розділення  $2,5^{\circ}$  по широті і довготі. Інтервал між строками складав 24 години.

Для кожної точки сітки з координатами  $\varphi_i, \lambda_i$  за методикою Тібальді і Монтені [24] розраховувався індекс блокування.

Отримані величини індексу блокування в кожній точці вказаної вище області потім аналізувалися для відбору випадків, коли в одній і тій же точці індекс блокування спостерігався протягом як мінімум 5 діб. Саме ці випадки і розглядаються в даному дослідженні як блокувальні ситуації.

У ході досліджень була визначена повторюваність блокувальних процесів над визначеною територією. При цьому досліджувана територія була поділена на всім регіонів, як це показано на (рис. 3.1), і для кожного регіону визначалася кількість випадків окремо.

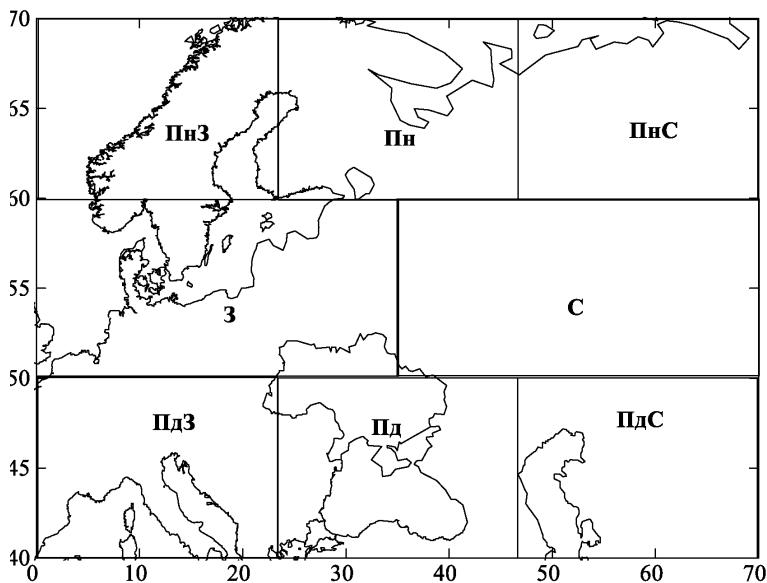


Рисунок 3.1 – Зони, для яких розраховувались повторюваності блокувальних антициклонів за період 1998–2008 рр.

Результати дослідження повторюваності наведені в табл. 3.1. З таблиці видно, що за розглянутий період над цією територією спостерігалось 119 блокувальних ситуацій. Під час виконання роботи було побудовано просторовий розподіл блокувальних ситуацій за період з 1.01.1998 по 31.12.2008 р.р. (табл. 3.1). Найчастіше блокувальні процеси спостерігаються в північній (43) і північно-західній (30) частинах досліджуваної території, найменша їх кількість має місце в південно-західному секторі. Часто блокувальні ситуації виникають в північно-східній (14) і в східній (14) частинах досліджуваної області. Аналіз повторюваності блокувальних ситуацій дає можливість визначити часове розподілення досліджуваних ситуацій над даною областю. З таблиці видно, що максимальна кількість блокувальних ситуацій спостерігається в 2003 і 2006 роках – 15 і 13 випадків відповідно. Треба відмітити, що в 2003 році (липень-серпень) спостерігався найтриваліший за весь період дослідження блокувальний процес, тривалість якого складала 28 діб.

Таблиця 3.1 – Повторюваність (кількість випадків) блокувальних процесів за період з 1.01.1998 по 31.12.2008 рр.

Рік	Пн	ПнС	С	ПдС	Пд	ПдЗ	З	ПнЗ	Всього
1998	3	1	1	3	0	0	1	2	<b>11</b>
1999	5	2	2	0	0	0	1	1	<b>11</b>
2000	8	0	1	1	0	0	0	1	<b>11</b>
2001	2	1	1	0	1	1	0	3	<b>9</b>
2002	3	2	0	0	0	1	0	5	<b>11</b>
2003	6	0	4	0	2	0	0	3	<b>15</b>
2004	1	2	2	0	0	0	0	4	<b>9</b>
2005	4	1	1	0	0	0	1	2	<b>9</b>
2006	3	1	0	3	0	0	1	5	<b>13</b>
2007	2	2	2	1	0	0	0	2	<b>9</b>
2008	6	2	0	1	0	0	0	2	<b>11</b>
Всього	<b>43</b>	<b>14</b>	<b>14</b>	<b>9</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>4</b>	<b>30</b>	<b>119</b>

Аналіз вихідних даних дозволяє визначити кількість блокувань. Кількісний і просторовий розподіл блокувань представлено на (рис. 3.2).

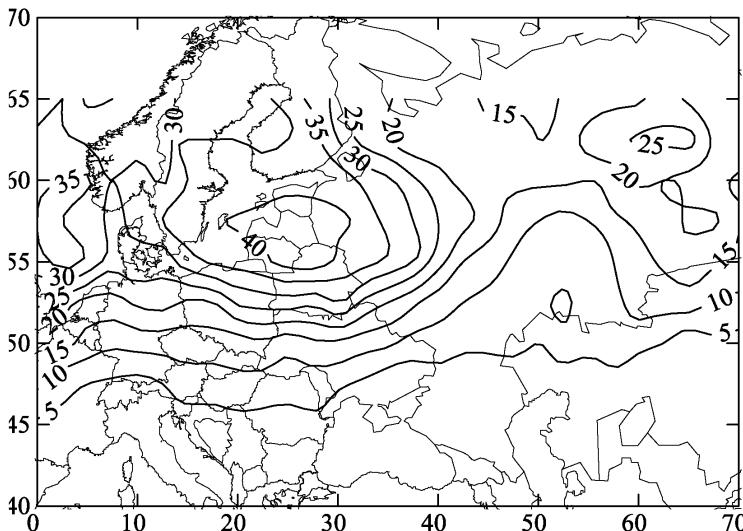


Рисунок 3.2 – Кількість блокувань за період з 1.01.1998 по 31.12.2008 рр.

З рисунку видно, що максимальна кількість блокувальних ситуацій за даний період – 40 і осередок їх розташовано в північно-західній частині досліджуваної області, тобто над Прибалтикою. Другий максимум кількості блокувальних ситуацій спостерігається на північному сході регіону дослідження – над Уралом. Такий просторовий розподіл кількості блокувань добре співпадає з дослідженнями у наукових працях інших авторів [69–71].

Далі, досліджуючи масив вихідних даних, було визначено кількість днів з блокуванням (рис. 3.3). З рисунку виходить, що максимальна кількість днів з блокуванням за весь даний період складало близько 300 днів і їх осередок співпадає за місцеположенням з осередком максимуму кількості блокувань – північно-західний район досліджуваної території (Прибалтика). Слід звернути увагу, що і в північно-східній частині даної області (Урал) знаходиться осередки і по кількості блокувань – 25 (рис. 3.2), і по числу днів з блокуванням – 150 (рис. 3.3).

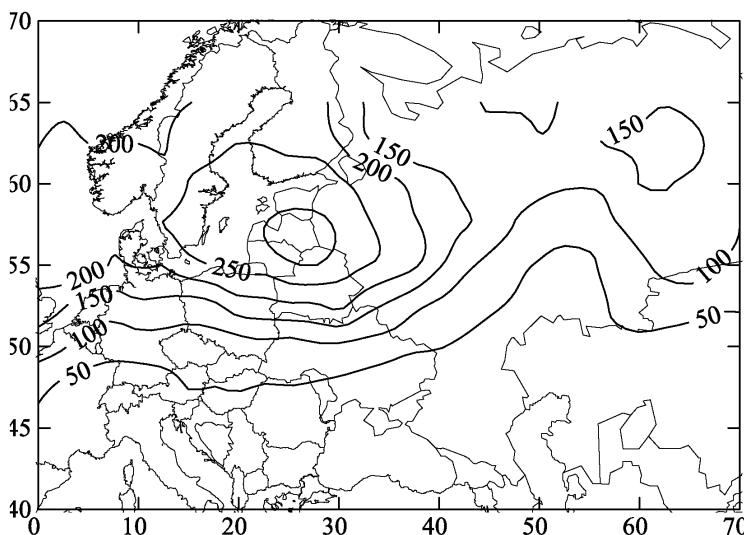


Рисунок 3.3 – Число днів з блокуванням за період з 1.01.1998 по 31.12.2008 pp.

Те, що основні максимуми в просторовому розподілі показаних на (рисунках 3.2 і 3.3) характеристик спостерігаються над прибалтійськими державами, виглядає дещо дивним. Проте тут потрібно брати до уваги

факт, що в цілому над Атлантико-Європейським сектором найбільша повторюваність блокувальних ситуацій дещо західніше або на північний захід від Британських островів [17, 19, 72], а «гребінь» від цього максимуму розповсюджується саме на Прибалтику. Крім того, за даними [17] влітку максимум повторюваності блокувань спостерігається вже над Балтійським морем. На (рисунках 3.2 і 3.3) наведено дані тільки на схід від гринвічського меридіана і в цілому для року і тому максимум над Прибалтикою простежується як основний.

Результатом дослідження є також визначення максимальної тривалості блокувальних ситуацій (рис. 3.4). Максимальна тривалість блокування складає 28 діб, причому її осередок зсунуто на схід відносно даних осередків на (рис. 3.2 і 3.3).

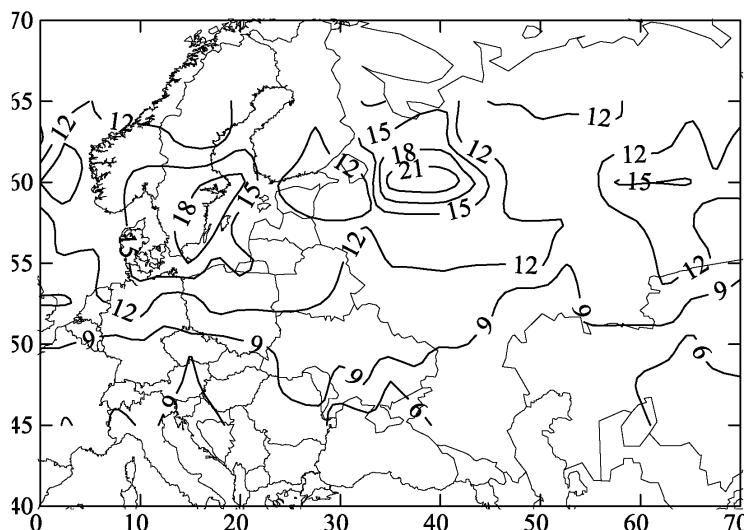


Рисунок 3.4 – Максимальна тривалість блокування, д.

Середню тривалість блокування представлено на (рис. 3.5). Вона становить 6 – 7 діб на всій досліджуваній області, окрім східного сектора, де вона більша і складає майже 8 діб.

Цікавим питанням є просторовий розподіл блокувальних ситуацій у зоні дослідження по сезонах року. У ході дослідження була визначена кількість блокувальних процесів у теплий та холодний періоди року. Результати

наведено в табл. 3.2. З таблиці видно, що найбільша кількість блокувальних процесів відбувається влітку, а найменша – взимку (36 і 25 випадків відповідно). В перехідні сезони року блокування відбувається весною 31 випадок, восени – 27 ситуацій.

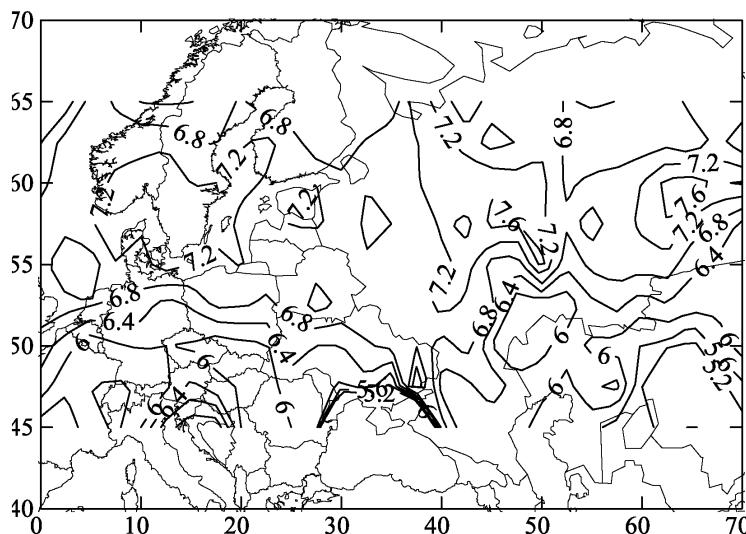


Рисунок 3.5 – Середня тривалість блокування, д.

Таблиця 3.2 – Повторюваність (кількість випадків) блокувальних процесів за період з 1.01.1998 по 31.12.2008 рр. по сезонах року

Сезон	Пн	ПнС	С	ПдС	Пд	ПдЗ	З	ПнЗ	Всього
Зима	8	1	4	2	0	0	0	10	<b>25</b>
Весна	9	2	3	2	0	1	1	13	<b>31</b>
Літо	13	10	2	4	2	1	1	3	<b>36</b>
Осінь	13	1	5	1	1	0	2	4	<b>27</b>
Всього	<b>43</b>	<b>14</b>	<b>14</b>	<b>9</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>4</b>	<b>30</b>	<b>119</b>

Основною характеристикою блокування вважається така зміна звичайної ситуації, коли (потенційно) тепле повітря виявляється у високих широтах [19].

Додаткові характеристики, необхідні для блокування, є більші горизонтальні розміри та тривалість, ніж для звичайного синоптичного процесу. Часто вимогою для виникнення блокування є наявність перекидання великомасштабної хвилі на рівні тропопаузи (рис. 3.6).

Якщо розглядати наведену на (рис. 3.6) еволюцію хвиль Росбі як типову для виникнення блокувального антициклону у тропосфері, то на АТ-500 гПа вісь баричного гребеня для випадку антициклонічного зсуву вітру буде орієнтовано з південного заходу на північний схід, а для випадку циклонічного зсуву – з південного сходу на північний захід. За обох конфігурацій розрахунок індексу блокування дасть наявність блокувального антициклону над територією, що розглядається.

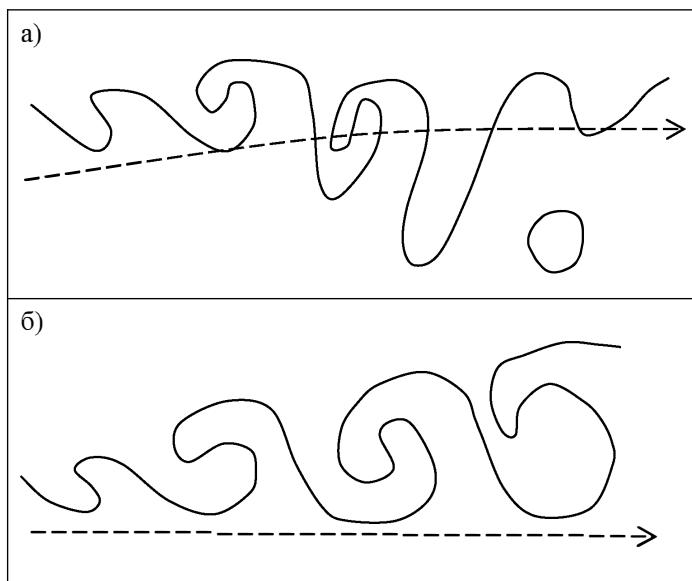


Рисунок 3.6 – Схематичне подання двох типів перекидання хвилі, що показує деформацію відповідної ізолінії потенціальної температури поблизу тропопаузи: витискання в напрямку екватора повітря з низькими значеннями потенціальної температури в межах зони з антициклонічним (а) та циклонічним зсувом вітру (б) [73].  
Стрілка показує напрямок еволюції

Дослідження проводилися по 119 випадках блокування, які були виявлені за період дослідження з 1998 по 2008 роки над територією Європи. Усі блокувальні ситуації було класифіковано на три категорії: безпосередньо блокувальний антициклон (І), гребінь з циклонічним зсувом вітру, вісь якого має напрямок з південного сходу на північний захід (ІІ) та гребінь з антициклональним зсувом вітру, який має орієнтацію з південного заходу на північний схід (ІІІ).

ІІ категорії визначалися на карті абсолютної баричної топографії АТ-500 гПа. Зрозуміло, що виявити процес, показаний на (рис. 3.6), можна краще на карті АТ-300 гПа або АТ-200 гПа, які розташовані більше до тропопаузи. Але у цій роботі використовувався індекс блокування, розрахований за даними на АТ-500 гПа і тому на цьому рівні баричне поле є трохи іншим від наведеного на (рис. 3.6), а саме на АТ-500 гПа можна побачити сформований центр антициклонального вихору. Саме тому з'явилася третя категорія – блокувальний антициклон. Прикладом гребеня з циклонічним зсувом вітру може бути синоптична ситуація, наведена в додатку А на (рис. А.1), блокувального антициклону – на (рис. А.5), та гребеня з антициклональним зсувом вітру – на (рис. А.6).

За описаною класифікацією було визначено повторюваність категорій блокувальних ситуацій над територією дослідження за період з 1998 по 2008 рр. Результати наведено в табл. 3.3. Неважко бачити, що найбільшу повторюваність мають блокувальні процеси категорії І, тобто безпосередньо блокувальний антициклон.

Таблиця 3.3 – Повторюваність (кількість випадків) блокувальних ситуацій за категоріями

Категорія І (Az)	Категорія ІІ (ПдС)	Категорія ІІІ (ПдЗ)
64	23	32

Аналіз просторово-часового розподілу блокувальних ситуацій дозволяє зробити такі висновки.

1. Протягом одинадцяти років, з 1998 р. по 2008 р., кількість блокувальних процесів над досліджуваним регіоном становила 119, тобто приблизно 10 ситуацій на рік. Найбільша кількість блокувальних антициклонів мала місце у 2003 році (15 випадків); найчастіше такі антициклини реєструвалися влітку (36 випадків), а найменша їх кількість була зафіксована взимку (25 випадків).

2. Регіонами з найбільшою кількістю блокувальних процесів є північно-західні області Росії та Балтійське море, причому їх максимум (більше 40 випадків) розташовується над Прибалтикою. Над Північною Україною повторюваність блокувальних процесів є достатньо великою, але різко зменшується у південному напрямку. Такий просторовий розподіл підтверджує дослідження інших вчених і може використовуватися як діагностичний засіб для визначення можливості виникнення блокувальних антициклонів над тим чим іншим регіоном Європи.

3. Утворення блокувального антициклону найчастіше (64 випадки; більше 50%) характеризується наявністю окремого антициклонального вихору над тим же регіоном на поверхні АТ-500 гПа. Кількість баричних гребенів, що розповсюджуються з південного заходу на північний схід у два рази менша. Ще менша кількість випадків, коли процес блокування утворюється з гребеня з циклонічним зсувом вітру, вісь якого має напрямок з південного сходу на північний захід.

## 4 ЕНЕРГЕТИКА БЛОКУВАЛЬНИХ ПРОЦЕСІВ

За формулами, наведеними у пункті 2.2.2, було проведено розрахунки енергетичних ресурсів атмосфери при формуванні в ній блокувальних ситуацій. Як вихідні у цьому дослідженні використовувалися дані про метеорологічні величини у вузлах регулярної широтно-довготної сітки на ізобаричних поверхнях від АТ<sub>1000</sub> до АТ<sub>100</sub> для області, яка в горизонтальній площині обмежена 40° і 70° півн.ш. та 0° і 70° сх.д. Ці дані отримані з сервера NCEP-NCAR, їх горизонтальне розділення становить 2,5° по широті та довготі. Через те, що вони використовуються для вивчення процесів синоптичного масштабу, їх репрезентативність може вважатися цілком задовільною. Метеорологічні величини, що використовуються у дослідженнях, це зональна та меридіональна складові вектору швидкості вітру  $u$  і  $v$ , аналог вертикальної швидкості в ізобаричній системі координат  $\tau$  та температури повітря  $T$ . Період дослідження складає 11 років – з 1 січня 1998 по 31 грудня 2008 року.

Для опису енергетики досліджуваної області використовувалися наступні енергетичні характеристики: середньозональна доступна потенціальна енергія  $P_Z$ , вихрова доступна потенціальна енергія  $P_E$ , середньозональна кінетична енергія  $K_Z$ , вихрова кінетична енергія  $K_E$ , а також перетворення цих енергій ( $K_Z - K_E$ ), ( $P_Z - P_E$ ), ( $P_Z - K_Z$ ), ( $P_E - K_E$ ) і інтегральні перенесення даних видів енергії  $BPZ$ ,  $BPE$ ,  $BKZ$ ,  $BKE$ . Розрахунки проводилися по 119 випадках блокування, які були виявлені за період дослідження над територією Європи. Усі блокуючі ситуації було класифіковано на три категорії (див. розділ 3): безпосередньо блокуючий антициклон (I), гребінь з циклонічним зсувом вітру, вісь якого має напрямок з південного сходу на північний захід (II) та гребінь з антициклональним зсувом вітру, який має орієнтацію з південного заходу на північний схід (III) [74, 75]. Наступним кроком було формування отриманих результатів у часові ряди та отримання по них деяких статистичних параметрів: максимальне ( $X_{max}$ ), мінімальне ( $X_{min}$ ), середнє арифметичне ( $\bar{X}$ ) значення та дисперсія ( $S_x^2$ ) [76, 77, 78]. Отримані результати представлено в таблицях 4.1-4.3.

В таблиці 4.1 наведено статистичні параметри запасів енергії: середньозональної доступної потенціальної енергії  $P_Z$ , вихрової доступної потенціальної енергії  $P_E$ , середньозональної кінетичної енергії  $K_Z$ , вихрової кінетичної енергії  $K_E$ . Неважко бачити, що найбільші значення середньозональної доступної потенціальної енергії  $P_Z$  та вихрової доступної потенціальної енергії  $P_E$  ( $14,28 \cdot 10^5$  Дж/м<sup>2</sup> і  $2,01 \cdot 10^5$  Дж/м<sup>2</sup> відповідно) спостерігаються у гребені, який має циклонічний зсув вітру (II). Напевно, це пов'язано з інтенсивними потоками тепла у меридіональному напрямку, що

збільшує контрасти температур північ-південь. Також ця категорія блокувальних процесів має найбільшу дисперсію  $S_x^2$ , тобто розкид випадкової величини. Середньозональна кінетична енергія  $K_Z$  і вихрова кінетична енергія  $K_E$  найбільші значення мають у категорії I – категорія блокувальних антициклон, де має місце найбільша деформація середнього потоку.

Таблиця 4.1 – Статистичні параметри запасів енергії ( $10^5$  Дж/м $^2$ ) у блокувальних ситуаціях

Енергетичні характеристики	Статистичні параметри	Категорія I (Az)	Категорія II (ПдС)	Категорія III (ПдЗ)
$P_Z$	$X_{max}$	6,84	14,28	9,13
	$X_{min}$	1,37	1,08	0,78
	$\bar{X}$	3,56	5,12	4,84
	$S_x^2$	0,83	3,72	2,92
$P_E$	$X_{max}$	1,52	2,01	1,76
	$X_{min}$	0,38	0,21	0,45
	$\bar{X}$	0,91	1,07	1,01
	$S_x^2$	0,04	0,15	0,04
$K_Z$	$X_{max}$	19,34	14,42	16,76
	$X_{min}$	8,27	3,74	3,01
	$\bar{X}$	13,09	8,67	11,46
	$S_x^2$	4,12	5,52	6,00
$K_E$	$X_{max}$	5,23	4,26	4,78
	$X_{min}$	0,89	0,64	0,75
	$\bar{X}$	3,07	2,11	2,34
	$S_x^2$	0,56	0,38	0,48

У таблиці 4.2 представлено статистичні параметри перетворень різних видів енергії ( $K_Z - K_E$ ), ( $P_Z - P_E$ ), ( $P_Z - K_Z$ ), ( $P_E - K_E$ ). З таблиці 4.2 видно, що найбільші екстремальні значення всіх перетворень енергії мають місце у процесах II і III категорій. Це свідчить про істотне баротропне перетворення різних видів енергії. Велике значення дисперсії мають перетворення ( $K_Z - K_E$ ). Бароклінні перетворення ( $P_E - K_E$ ) мають найбільші значення ( $3,64$  Вт/м $^2$  і  $2,41$  Вт/м $^2$ ) також у гребенях II і III категорій відповідно.

Таблиця 4.2 – Статистичні параметри перетворень різних видів енергії ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) у блокувальних процесах

Енергетичні характеристики	Статистичні параметри	Категорія I (Az)	Категорія II (Пд-Сх)	Категорія III (Пд-Зах)
$(K_Z - K_E)$	$X_{max}$	2,56	15,64	11,79
	$X_{min}$	-8,23	-19,27	-7,06
	$\bar{X}$	-2,23	2,84	3,49
	$S_x^2$	3,8	8,82	4,04
$(P_Z - P_E)$	$X_{max}$	0,62	1,48	1,61
	$X_{min}$	-0,60	-0,92	-0,48
	$\bar{X}$	-0,02	0,27	0,21
	$S_x^2$	0,12	0,17	0,18
$(P_Z - K_Z)$	$X_{max}$	3,45	11,17	6,72
	$X_{min}$	-3,87	-2,78	-2,37
	$\bar{X}$	-0,82	3,14	2,43
	$S_x^2$	3,46	4,37	1,85
$(P_E - K_E)$	$X_{max}$	0,71	3,64	2,41
	$X_{min}$	-1,65	-1,83	-1,42
	$\bar{X}$	-0,14	0,64	0,41
	$S_x^2$	0,20	0,50	0,31

Статистичні параметри інтегральних переносів енергії у блокувальних ситуаціях наведено в таблиці 4.3. З таблиці видно, що всі категорії блокувальних процесів можуть як отримувати різні види енергії, так і віддавати. Винятком з цього є тільки інтегральний перенос середньозональної потенціальної енергії  $BZP$  в категорії III. Цей гребінь свою енергію завжди віddaє оточуючому середовищу.

Як приклад розрахунків та аналізу енергетичних характеристик розглянемо антициклон, що спостерігався з 9 липня до 5 серпня 2003 року над Східною Європою. Південно-західна периферія антициклону знаходилася над територією північної та північно-східної України. На сході України в Донецькій області на ст. Дебальцеве 22 липня зафіксовано СГЯ – сильний дощ [74, 75]. Синоптичні карти – приземна та АТ-500 гПа за вказаний період наведено в Додатку А. Ця ситуація була поділена на два процеси. Перша ситуація – це взаємодія блокуючого антициклону з циклоном і серією фронтів, пов'язаних з ним. Даний процес спостерігався з 9.07 по 13.07.2003 р. Другий процес – це блокуючий антициклон, який спостерігався над досліджуваною

територією з 14.07 по 5.08.2003 р. По північній і південній периферії антициклону переміщаються циклони і пов'язані з ними фронти.

Таблиця 4.3 – Статистичні параметри інтегральних переносів енергії ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) у блокувальних ситуаціях

Енергетичні характеристики	Статистичні параметри	Категорія I (Az)	Категорія II (Пд-Сх)	Категорія III (Пд-Зах)
BPZ	$X_{max}$	1,08	0,86	-0,64
	$X_{min}$	-4,37	-7,84	-17,33
	$\bar{X}$	-0,61	-2,89	-5,64
	$S_x^2$	1,19	2,66	5,81
BPE	$X_{max}$	0,25	0,17	0,38
	$X_{min}$	-0,37	-2,48	-1,96
	$\bar{X}$	-0,09	-0,91	-0,78
	$S_x^2$	0,02	0,14	0,10
BKZ	$X_{max}$	3,01	4,17	1,56
	$X_{min}$	-3,12	-2,64	-5,68
	$\bar{X}$	-0,37	-0,51	-2,47
	$S_x^2$	0,74	0,86	1,85
BKE	$X_{max}$	1,85	2,17	2,86
	$X_{min}$	-1,76	-1,88	-3,42
	$\bar{X}$	-0,31	0,18	-0,17
	$S_x^2$	0,52	0,19	0,86

Розглянемо перший процес і короткий опис синоптичної ситуації (Додаток А). Над досліджуваною областю 9 липня 2003 р. спостерігається антициклон з центром над Мурманськом. Антициклон має одну замкнуту ізобару 1020,0 гПа, максимальний тиск в центрі 1022,3 гПа. По південній периферії антициклону проходить теплий фронт, який пов'язаний з циклоном, що знаходиться за межею досліджуваної області. На АТ-500 гПа спостерігається гребінь, який орієнтований з півдня на північ досліджуваної області, а з півночі на південь розповсюджується улоговина. Ці баричні утворення мають добре сформовану меридіональність. 10 липня на карті абсолютної топографії в гребені утворився висотний антициклон, який відповідає антициклону біля землі. В області улоговини спостерігається висотний циклон, якому біля землі відповідає улоговина. 11 липня циклон біля землі змістився в область дослідження. Його центр розташований на північ від Харкова, має одну замкнуту ізобару 1005,0 гПа. Мінімальний тиск в центрі

циклону становить 1004,3 гПа. В досліджувану область змістилися фронти, пов'язані з цим циклоном. До кінця розглянутого періоду в північній частині області спостерігається антициклон з однією замкнутою ізобарою і максимальним значенням тиску 1022,2 гПа, над центром і півднем – область зниженого тиску з мінімальним тиском на південь від Москви 1007,4 гПа. Через досліджуваний район проходять теплі і холодні фронти. На висотних картах абсолютної топографії спостерігаються гребінь, який відповідає антициклону біля землі, і циклон з квазівертикальною віссю.

Розглянемо другий процес, який відбувався з 14 липня по 5 серпня 2003 р. (Додаток А). 14 липня спостерігається перебудова висотного баричного поля. З північно-східної частини Атлантичного океану на Заходній Європу зміщується гребінь, який в області Скандинавії міняє свою орієнтацію з меридіональною на зональну. Ця зонально-орієнтована частина гребеня знаходиться в області даного дослідження. В районі Заходнього Сибіру утворився потужний висотний циклон, який має три центри: над Карським морем, над Заходнім Сибіром і над Україною і Східною Європою. Третій центр висотного циклону потрапляє в район даного дослідження. В результаті над досліджуваною територією в її північній частині має місце висотний гребінь, що розповсюджується з Східної Атлантики. В південній частині спостерігається висотний циклон, який є відрогом від могутнього циклону над Заходнім Сибіром. І гребінь, і циклон над досліджуваною територією орієнтовані зонально. На приземній карті в даному районі знаходиться циклон над Баренцевим морем з однією замкнутою ізобарою 1015,0 гПа, з мінімальним тиском в центрі 1014,9 гПа. З циклоном пов'язані теплий і холодний фронти. В південно-західній частині досліджуваної області спостерігається циклон з однією замкнутою ізобарою 1010,0 гПа, з мінімальним тиском в центрі 1009,9 гПа. З циклоном також зв'язана система фронтів. 15 липня над територією, що вивчається, з'являється приземний антициклон з трьома замкнутими ізобарами 1015,0, 1020,0 і 1025,0 гПа. В центрі баричного утворення спостерігається максимальний тиск 1025,8 гПа. До кінця досліджуваного періоду в цій області стаціонує антициклон.

#### 4.1 Запаси енергетичних ресурсів блокувальної ситуації

Зональна потенціальна енергія  $P_z$  даної області на початку досліджуваного періоду 9 липня максимальна і складає  $11,67 \cdot 10^5$  Дж/м<sup>2</sup> (рис. 4.1). При цьому на приземній карті має місце холодний антициклон, по його південній периферії проходить теплий фронт, що пов'язаний з циклоном, центр

якого знаходиться над Києвом. За теплим фронтом утворився теплий сектор, який займає всю центральну і південну частини досліджуваного району. Ця синоптична ситуація посилює меридіональний градієнт температури біля землі. В центрі антициклону над Мурманськом температура повітря становить  $4,4^{\circ}\text{C}$ . В тепловому секторі на північ від Москви температура дорівнює  $18,1^{\circ}\text{C}$ . На карті AT-500 гПа при цьому спостерігається адвекція холоду з півночі в передню частину гребеня, а з півдня – адвекція тепла. Різниця температур на північній периферії гребеня в районі Архангельська і в його центральній частині над Актюбінськом складає  $9,0^{\circ}\text{C}$ . Потім значення  $P_z$  різко зменшується і до кінця досліджуваного періоду 13 липня дорівнює  $2,49 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$ . Це пов'язано з появою в даній області циклону біля землі і перебудовою висотного баричного поля. Крім того, відбуваються локальні зміни температури повітря. Вона різко збільшується у передній частині блокуючого антициклону в період з 12 до 13 липня, що добре видно на карті AT-850 гПа.

Зональна потенціальна енергія  $P_z$  досліджуваної області 14 липня при перебудові висотного баричного поля мала мінімальне значення  $1,93 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$ . 18 липня  $P_z$  збільшується, оскільки на ізобаричній поверхні AT-500 гПа має місце адвекція холоду від висотного циклону над Західним Сибіром в досліджувану область, а також адвекція тепла від висотного гребеня з центром над північчю Європи. Перепад температур північ-південь в області дослідження складає  $7,0^{\circ}\text{C}$ . Збільшення середньозональної потенціальної енергії пов'язано із локальними змінами температури повітря. На карті AT-850 гПа простежується зменшення температури на узбережжі Баренцевого моря з 17 по 18 липня на  $4,0^{\circ}\text{C}$ . На приземній карті спостерігається антициклон з однією замкнutoю ізобарою 1020,0 гПа і максимальним тиском 1022,8 гПа. Антициклон знаходиться на стадії регенерації. В передній частині баричного утворення спостерігається адвекція холоду. Тому в області антициклону має місце перепад температур від  $7,5^{\circ}\text{C}$  до  $15,2^{\circ}\text{C}$ . До 21 липня значення  $P_z$  зменшується до  $2,35 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$ . Це пов'язано з адвекцією тепла, яке перемістив в досліджувану область гребінь зі Східної Атлантики. На AT-500 гПа спостерігається заповнення висотного циклону і 21 липня його центру відповідає висотна улоговина, яка розповсюджується із Західного Сибіру. Мінімум зональної потенціальної енергії за весь період дослідження має місце 24 липня  $0,78 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$ , коли велика область теплого повітря витіснила холодне повітря, що видно на карті AT-500 гПа. На висотній карті AT-850 гПа простежується локальне збільшення температури повітря на узбережжі Баренцевого моря від  $3,0^{\circ}\text{C}$  23 липня до  $8,0^{\circ}\text{C}$  24 липня. Біля землі в цей час антициклон послаблюється і зміщується на південь досліджуваної області. Центральна і північна частині даної території знаходяться під впливом теплого фронту від циклону над Норвегією і значного теплого сектора, що утворився в

результаті проходження цього фронту. З серпня зменшення  $P_Z$  і подальше її зростання можна пояснити черговою перебудовою баричного поля.

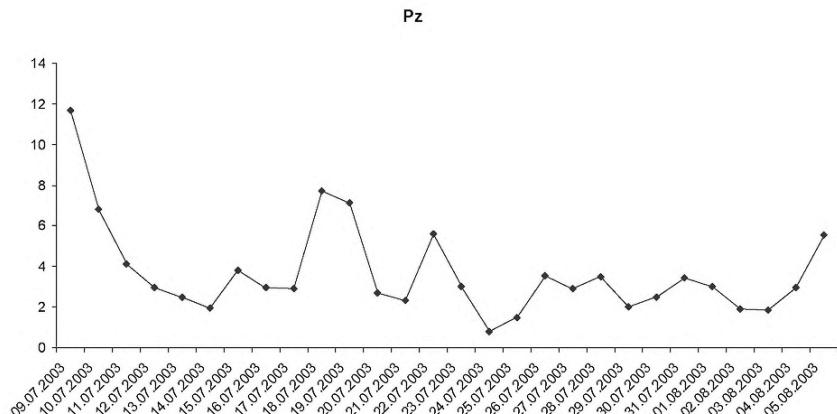


Рисунок 4.1 – Запаси зональної потенціальної енергії  $P_Z$  ( $10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$ )

Вихрова потенціальна енергія  $P_E$  в середньому повторює хід зональної і змінюється від  $1,55 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  9 липня до  $0,84 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  11 липня (рис. 4.2). Такому зниженню  $P_E$  відповідають локальні зміни температури повітря в області дослідження, що простежуються на висотній карті АТ-850 гПа. Вона поступово збільшується від  $2,0^\circ\text{C}$  до  $6,0^\circ\text{C}$ , чим зменшує зональні контрасти температури над північчю Східної Європи. Невелике збільшення  $P_E$  до значення  $1,20 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  13 липня пов'язано з підвищенням температури в циклоні біля поверхні землі. Збільшення вихрової потенціальної енергії  $P_E$  16 липня до значення  $1,49 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  пов'язано з пониженням температури в передній частині приземного і висотного антициклонів. На карті АТ-850 гПа з 15 до 16 липня спостерігається зменшення температури повітря з  $15,0^\circ\text{C}$  до  $5,0^\circ\text{C}$  на північ від Москви, що відбувається при адвекції від осередку холоду над Західним Сибіром. При цьому значення тиску біля землі і геопотенціалу на карті АТ-500 гПа збільшується. Максимум вихрової потенціальної енергії  $P_E$  спостерігається 29 липня  $1,85 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$ , коли антициклон біля землі знаходитьться на максимальній стадії розвитку і тиск в його центрі дорівнює 1030,3 гПа. Мінімум  $P_E$   $0,33 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  спостерігається, коли антициклон біля землі послаблюється і стає більш теплим.

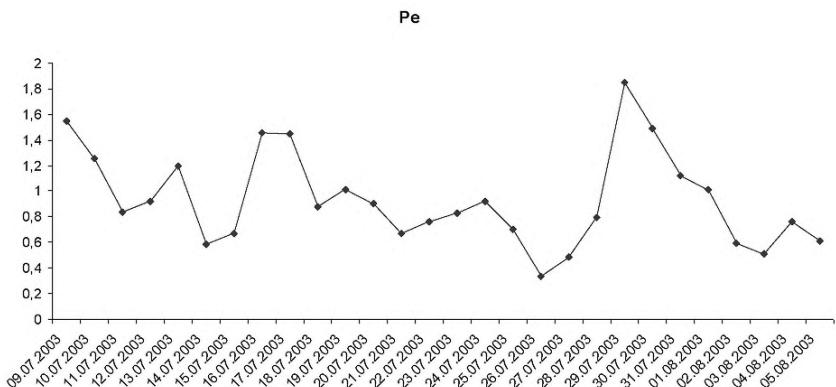


Рисунок 4.2 – Запаси вихрової потенціальної енергії  $P_E$  ( $10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$ )

Зональна кінетична енергія  $K_Z$  першого процесу збільшується при посиленні антициклону біля землі і гребеня на карті АТ-500 гПа. Її значення змінюється від  $9,71 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  до  $10,78 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  (рис. 4.3). Зменшення  $K_Z$  спостерігається на стадії максимального розвитку антициклону біля землі і на висоті, а також при максимальному поглибленні і заповненні висотного і приземного циклону. Зональна кінетична енергія  $K_Z$  зменшується і при перебудові барического поля на АТ-500 гПа. Результати розрахунку зональної кінетичної енергії  $K_Z$  другого процесу показали, що її значення збільшується при переміщенні в досліджувану область струменевої течії, як це відбувається 15, 18, 21, 31 липня. Значення  $K_Z$  в ці дні можуть збільшуватися від  $12,45 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  до  $15,68 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$ . Коли над даним районом відсутня струменева течія значення  $K_Z$  різко зменшується. Зональна кінетична енергія може збільшуватися на стадії посилення і стадії максимального розвитку антициклону, а також на стадії поглиблення і стадії максимального розвитку циклону. На стадії руйнування антициклону або заповнення циклону зональна кінетична енергія зменшується.

Вихрова кінетична енергія  $K_E$  досліджуваного першого процесу (рис. 4.4) збільшується при посиленні антициклону як біля землі, так і на висотах. Значення  $K_E$  змінюються від  $1,59 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  до  $3,38 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$ . Максимуму  $K_E$  відповідає однакове просторове положення приземного і висотного циклону. Зменшення вихровий  $K_E$  відбувається при заповненні циклону і при перебудові висотного барического поля. Вихрова кінетична енергія  $K_E$  другого процесу збільшується при посиленні і на стадії максимального розвитку приземного і висотного антициклонів, а також при переміщенні в досліджувану область

циклону, що знаходиться у стадії максимального розвитку. Збільшення  $K_E$  також відбувається при посиленні фронтальної діяльності на північній і південній периферіях приземного антициклону. Зменшується вихрова кінетична енергія  $K_E$  при зменшенні тиску в антициклоні і при заповненні антициклону.

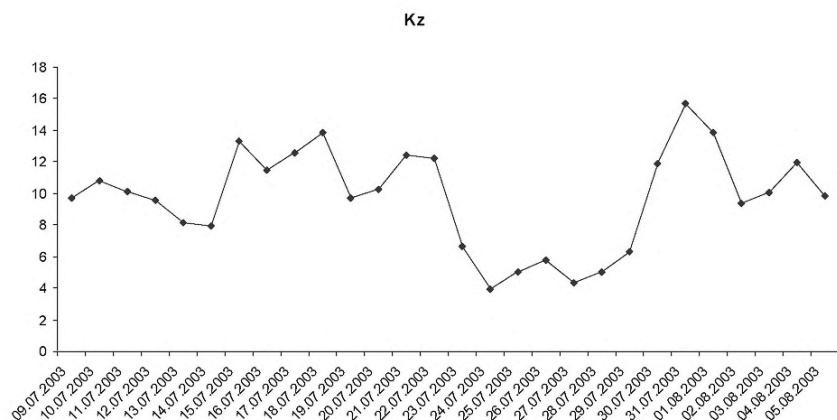


Рисунок 4.3 – Запаси зональної кінетичної енергії  $K_Z$  ( $10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$ )

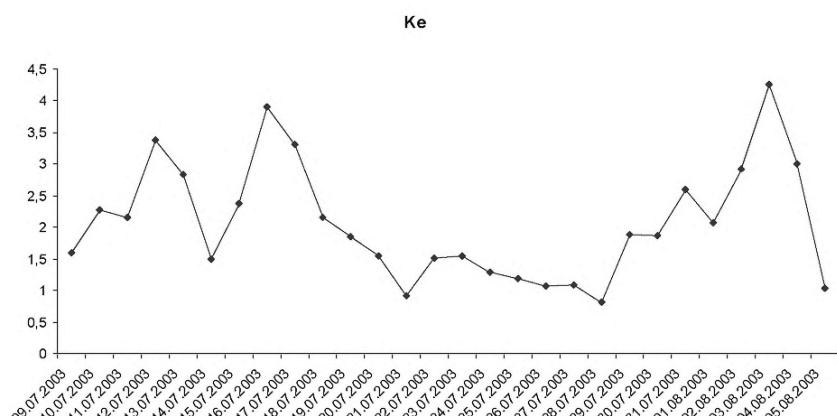


Рисунок 4.4 – Запаси вихрової кінетичної енергії  $K_E$  ( $10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$ )

## 4.2 Перетворення різних видів енергії в умовах блокувальної ситуації

Додатні значення перетворення  $K_Z$  в  $K_E$  говорять про те, що вихрова кінетична енергія  $K_E$  підживлюється за рахунок зональної  $K_Z$  (рис. 4.5). Максимальне значення даного перетворення складає  $12,08 \text{ Вт}/\text{м}^2$  і спостерігається, коли в досліджувану область 10 липня перемістився циклон. Далі перехід  $K_Z$  в  $K_E$  зменшується, що відповідає заповненню приземного і висотного циклону. Перетворення ( $K_Z - K_E$ ) має додатні значення в періоди появи струменевої течії в області дослідження в період другого процесу. Це говорить про те, що зональна кінетична енергія передає кількість руху вихровим складовим вітру. Також дані перетворення додатні і максимальні в періоди виникнення, посилення барических утворень, як біля землі, так і на висотах. Від'ємні значення перетворення ( $K_Z - K_E$ ) характерні для послаблення антициклонів і заповнення циклонів.

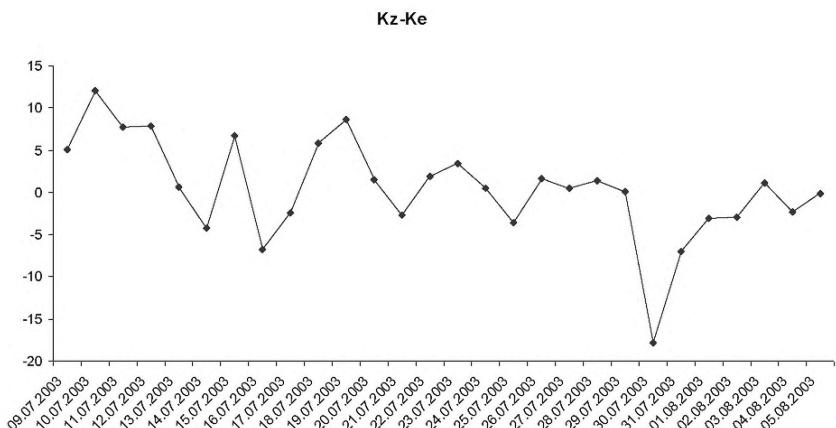


Рисунок 4.5 – Перетворення ( $K_Z - K_E$ ),  $\text{Вт}/\text{м}^2$

Значення перетворення  $P_Z$  в  $P_E$  додатні впродовж всього першого періоду (рис. 4.6). Максимум  $1,22 \text{ Вт}/\text{м}^2$  спостерігається 10 липня, коли яскраво виражена меридіональність висотного термобаричного поля: далеко на північ розташовано гребінь, який транспортує до полюсів більш тепле повітря, і улоговина, яка спрямована на південь і несе з собою холодне повітря до низьких широт. 13 липня даний меридіональний розподіл висотного термобаричного поля зникає і перетворення ( $P_Z - P_E$ ) різко зменшується до

значення  $0,40 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . Перехід ( $P_Z - P_E$ ) в другому процесі максимальне і додатне, коли посилюється адвекція холоду з півночі і улоговина від висотного циклону над Західним Сибіром поглибується і розповсюджується далеко на південь, при цьому посилюється холодний антициклон біля землі і збільшується його площа. Теплий висотний гребінь із Східної Атлантики орієнтовано до полюсів і приносить в полярні райони тепло. Від'ємні значення даного перетворення характерні для посилення фронтальної діяльності і послаблення приземного антициклону.

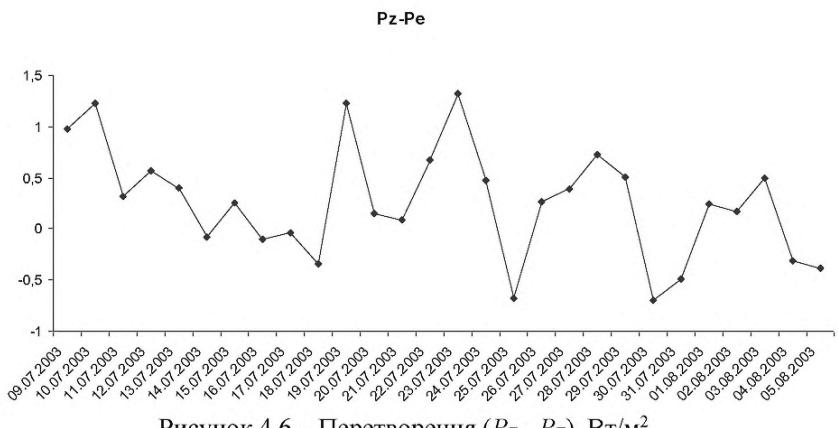


Рисунок 4.6 – Перетворення ( $P_Z - P_E$ ),  $\text{Вт}/\text{м}^2$

Перетворення ( $P_Z - K_Z$ ) виникають при меридіональній циркуляції, коли спостерігається неоднорідність поля температури. В результаті цього відбувається підйом теплого повітря і опускання холодного на одній широті. В цьому дослідженні перехід  $P_Z$  в  $K_Z$  максимальний 10 липня (рис. 4.7), коли висотний антициклон і циклон співпали з відповідними приземними баричними утвореннями. Це означає, що посилилися вертикальні рухи в атмосфері: в антициклоні – низхідні, в циклоні – висхідні. Перетворення ( $P_Z - K_Z$ ) зменшуються при заповненні циклону і послабленні антициклону. Перехід ( $P_Z - K_Z$ ) другого процесу збільшуються при збільшенні температури біля поверхні землі і на АТ-500 гПа, зменшуються при зменшенні температури на вказаних поверхнях. Цей опис переходу ( $P_Z - K_Z$ ) підкреслює неоднорідність поля температури. Також перетворення ( $P_Z - K_Z$ ) яскраво виражені в тих випадках, коли приземні баричні утворення територіально співпадають з висотними. Це посилює вертикальну структуру баричного утворення, і, отже,

сприяє посиленню вертикальних низхідних в антициклонах і висхідних в циклонах рухів.



Рисунок 4.7 – Перетворення ( $P_z - K_z$ ),  $\text{Bt}/\text{m}^2$

Перетворення ( $P_E - K_E$ ) за перший дослідженний період зменшуються і мають додатні значення (рис. 4.8).

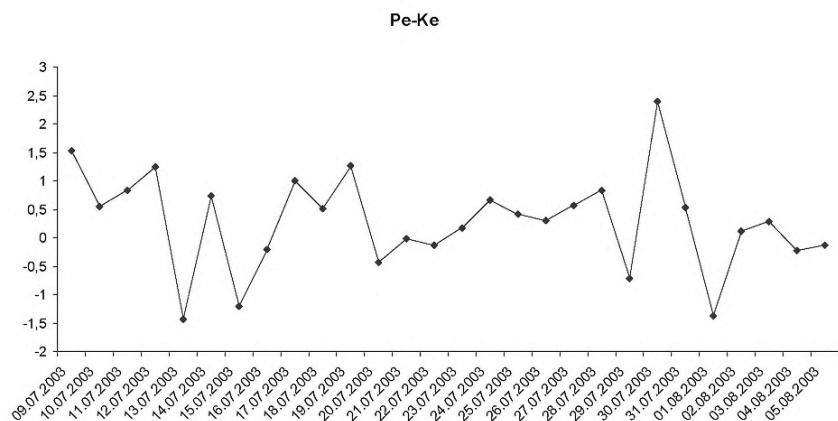


Рисунок 4.8 – Перетворення ( $P_E - K_E$ ),  $\text{Bt}/\text{m}^2$

Це свідчить про те, що кінетична вихрова енергія підтримується за рахунок вихрової потенціальної енергії. Перехід ( $P_E - K_E$ ) другого періоду позитивний при підвищенні температури біля землі і на АТ-500 гПа, а також при посиленні антициклону біля землі. Від'ємні перетворення ( $P_E - K_E$ ) при зменшенні температури і тиску в області дослідження.

#### 4.3 Інтегральні переноси різних видів енергії через область дослідження

Інтегральний потік  $BPZ$  в середньому має від'ємні значення в перший період дослідження (рис. 4.9). Це свідчить про те, що досліджувана область віддає зональну потенціальну енергію, що накопичилася в ній. 10 липня потік  $BPZ$  має найбільше від'ємне значення  $-6,41 \text{ Вт}/\text{м}^2$  за перший період дослідження. На карті АТ-850 гПа у цей час спостерігається адвекція холоду зі Скандинавії й адвекція тепла з Середньої Азії у досліджувану область. Такий просторовий розподіл термічної улоговини та термічного гребеня сприяє збільшенню меридіонального термічного градієнта. Різниця між температурами складає  $8^\circ\text{C}$ . На приземній карті висотному циклону на АТ-500 гПа відповідає приземний циклон з потужним теплим сектором і фронтами. Такий просторовий розподіл баричного поля збільшує меридіональний термічний градієнт. Перепад температур у тепловому секторі та перед фронтом біля поверхні землі складає  $8,1^\circ\text{C}$ . І лише 11 липня  $BPZ$  має додатне значення  $0,68 \text{ Вт}/\text{м}^2$ , коли висотний антициклон знаходитьться на початковій стадії свого існування, а в області висотного циклону тиск починає зростати, що відповідає стадії його заповнення. Крім того, область блокуючого процесу отримує енергію від процесів, які відбуваються на його південній периферії. Там спостерігається адвекція тепла з Іранського нагір'я, що збільшує контрасти температур між цим термічним гребенем та південною частиною блокувального антициклону. Тут різниця температур може досягати  $10^\circ\text{C}$ . Інтегральний потік  $BPZ$  в другий період в основному має від'ємні значення, що говорить про відтік енергії з області дослідження. 18 липня у часовому розподілі  $BPZ$  має місце перший мінімум енергії у другому періоді дослідження, який дорівнює  $-13,88 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . На карті АТ-850 гПа цьому мінімуму  $BPZ$  відповідає потужна адвекція холоду з півночі Західного Сибіру, що сягає Білорусі і має осередок холоду над Мінськом і адвекція тепла зі Східної Атлантики, що має осередок тепла над Скандинавією. Такий розподіл термічного поля утворює більший контраст температур в області блокувального процесу. Різниця температур уздовж меридіана складає  $5^\circ\text{C}$ . Біля поверхні землі 18 липня на північно-східній периферії антициклону

спостерігається система фронтів, що формує великий меридіональний термічний градієнт. Різниця температур складає  $8,4^{\circ}\text{C}$ . Другий мінімум значень інтегрального потоку  $BPZ$  дорівнює  $-15,88 \text{ Вт}/\text{м}^2$  і спостерігається 22 липня. На карті абсолютної топографії AT-500 гПа другому мінімуму  $BPZ$  відповідає адвекція холоду з північного сходу й адвекція тепла південного заходу, що утворює меридіональний контраст температур в області блокувального процесу. Різниця температур складає  $5^{\circ}\text{C}$ . На приземній карті у цей період на південній периферії антициклону проходить фронт, який збільшує меридіональний термічний градієнт. Різниця температур між зоною блокування і за фронтом складає  $11,5^{\circ}\text{C}$ .

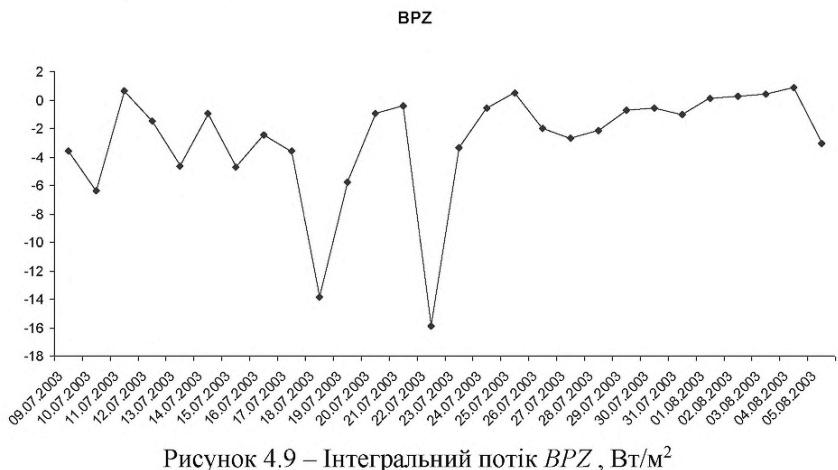


Рисунок 4.9 – Інтегральний потік  $BPZ$ ,  $\text{Вт}/\text{м}^2$

25 липня область блокуючого процесу має додатне значення інтегрального потоку  $BPZ$   $0,49 \text{ Вт}/\text{м}^2$ , що свідчить про отримання енергії антициклоном від оточуючого середовища. Такий перерозподіл енергії в зону блокувальної ситуації пов’язано з потужною адвекцією тепла з півдня, яка спричиняє збільшення контрасту температур у південному оточенні блокувального антициклону. Різниця температур сягає  $13,8^{\circ}\text{C}$ . У висотному термічному полі також спостерігається адвекція тепла з півдня, що збільшує меридіональні термічні градієнти у південному оточенні блокінга, з якого антициклон і отримує енергію 25 липня. Контраст температур складає  $6^{\circ}\text{C}$ . Після 25 липня гребінь тепла розповсюджується в область блокування, що збільшує меридіональні контрасти температури. При цьому інтегральний потік  $BPZ$  має від’ємні значення, що свідчить про відтік енергії з антициклону до оточення. З 1 серпня інтегральний потік  $BPZ$  стає додатним і 4 серпня досягає

максимального значення  $0,85 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . Це пов'язано з висотною потужною адвекцією холоду, що простягається з північного сходу по передній частині, південній периферії та досягає тилової частини блокувального антициклону. Такий просторовий розподіл термічної улоговини створює значні меридіональні термічні контрасти в оточенні блокінга. І тому блокувальна ситуація може отримувати енергію з навколошнього середовища. Крім того, біля поверхні землі по тиловій частині антициклону проходять фронти, які також збільшують меридіональні градієнти температури. Контрасти температур біля поверхні землі в оточенні антициклону досягають  $11,3^\circ\text{C}$ .

5 серпня інтегральний потік  $BPE$  має знову від'ємні значення, тобто енергія від блокінга передається до оточення. При цьому у висотному термічному полі має місце адвекція тепла з півдня, яка розповсюджується у зону блокувального процесу, тим самим, збільшуєчи там меридіональні термічні градієнти. Контраст температур складає  $5^\circ\text{C}$ .

Інтегральний потік  $BPE$  має в середньому від'ємні значення в перший розглянутий період (рис. 4.10). Отже, відбувається відтік вихрової потенціальної енергії з району дослідження. Найменше значення  $BPE$  за весь період існування блокувального процесу спостерігається 9 липня і дорівнює  $1,99 \text{ Вт}/\text{м}^2$  з від'ємним знаком. Це пов'язано з великими горизонтальними градієнтами температури біля поверхні землі, які утворилися внаслідок приближення циклону і фронтів до зони блокуючого антициклону. Контраст температур між блокінгом та його південною периферією при цьому дорівнює  $6,9-7,4^\circ\text{C}$ . На карті висотного термобаричного поля також має місце достатньо великий горизонтальний термічний градієнт, що утворюється за рахунок адвекції холоду з північного заходу й адвекції тепла з південного сходу у досліджувану область. Різниця температур між центрами термічних улоговини та гребеня складає  $8^\circ\text{C}$ . Далі значення інтегрального потоку  $BPE$  різко змінюються і 11 липня дорівнює  $-0,33 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . Така зміна інтегрального потоку вихрової потенціальної енергії відбувається при зменшенні горизонтальних термічних градієнтів як біля поверхні землі, так і у висотному термічному полі. 13 липня по південній периферії блокуючого процесу зміщується система фронтів, що збільшує горизонтальні термічні градієнти біля землі, і як наслідок, збільшуються від'ємні значення потоку  $BPE$ . У висотному полі 13 липня має місце термічний гребінь, який розповсюджується з півдня далеко на північ, тим самим, збільшуєчи горизонтальний контраст термічного поля.

Інтегральний потік  $BPE$  в другий період дослідження основному має від'ємні значення, що говорить про відтік енергії з області дослідження. 16 липня значення потоку вихрової потенціальної енергії зменшується до позначки  $-2,44 \text{ Вт}/\text{м}^2$ , що є другим мінімальним значенням за весь період дослідження. Другий мінімум  $BPE$  пов'язано з потужною адвекцією холоду з

північного сходу у передню частину блокувального антициклону, яка збільшує горизонтальний термічний контраст у зоні дослідження як на висотах, так і біля землі. Крім того, на приземній карті має місце холодний фронт. Різниця температур на карті АТ-500 гПа дорівнює  $6^{\circ}\text{C}$ , а на приземній –  $-8,6^{\circ}\text{C}$ .

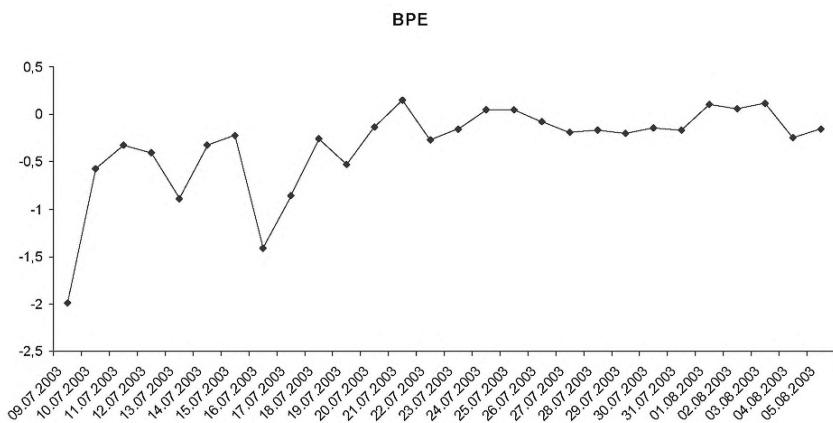


Рисунок 4.10 – Інтегральний потік  $BPE$ ,  $\text{Вт}/\text{м}^2$

Найбільше додатне значення інтегрального потоку  $BPE$  за весь період дослідження спостерігається 21 липня і дорівнює  $0,15 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . Додатні значення потоку вихрової потенціальної енергії свідчать про отримання енергії з оточення антициклону. Дійсно, на південній периферії антициклону біля землі має місце система фронтів, де спостерігається зміна температури по горизонталі з  $16,2$  до  $23,0^{\circ}\text{C}$ . 24-25 липня потік  $BPE$  також має додатні значення, що є наслідком збільшення горизонтальних термічних градієнтів у оточенні антициклону за рахунок адвекції тепла з південного заходу та південного сходу. Контраст температур становить  $10-14^{\circ}\text{C}$ . Додатні значення інтегрального потоку  $BPE$  1-3 серпня можна пояснити потужною адвекцією холоду з північного сходу, яка збільшує горизонтальні термічні градієнти в оточенні антициклону, з якого він і отримує вихрову потенціальну енергію.

Інтегральний потік  $BKZ$  на початку періоду дослідження має від'ємні значення (рис. 4.11), що свідчить про відтік зональної кінетичної енергії з області блокування до оточення блокуючого антициклону. Це пов'язано з посиленням 10 липня струменевої течії в районі блокінга. Додатний потік  $BKZ$  спостерігається 11-12 липня і досягає максимального значення  $2,68 \text{ Вт}/\text{м}^2$  за весь період дослідження, що відповідає отриманню даного виду енергії

антициклоном із свого оточення. Причиною такого розподілу  $BKZ$  є посилення струменевої течії та зонального потоку на південній периферії блокувального антициклону, в наслідок чого збільшується градієнт швидкості вітру між оточенням та блокінгом. В середній тропосфері у цей час посилюється висотний антициклон, для чого необхідна додаткова енергія, яку досліджувана область забирає з оточення.

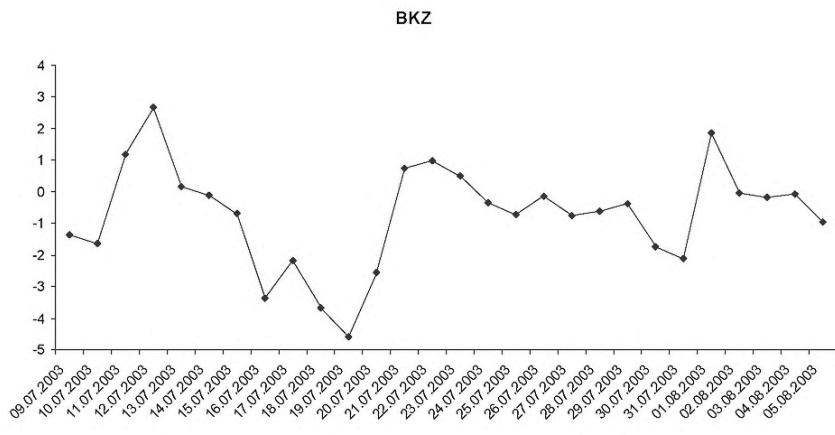


Рисунок 4.11 – Інтегральний потік  $BKZ$ ,  $\text{Bt}/\text{m}^2$

Інтегральний потік  $BKZ$  в другий період в основному має від'ємні значення, що дозволяє стверджувати про відтік зональної кінетичної енергії з району дослідження. Після 12 липня  $BKZ$  різко зменшується і 19 липня має найменше значення  $-4,59 \text{ Bt}/\text{m}^2$  за весь період існування блокувальної ситуації. У цей час в області блокування посилюється струменева течія, що спричиняє зростання градієнта швидкості вітру у районі дослідження. З 20 липня значення інтегрального потоку  $BKZ$  збільшується. Додатні значення  $BKZ$  мають місце 21-23 липня. Цей період характеризується посиленням приземного і висотного антициклону, для чого необхідна додаткова енергія, яку досліджувана область забирає з оточення. Після 22 липня інтегральний потік  $BKZ$  зменшується, стає від'ємним і 31 липня дорівнює  $-2,11 \text{ Bt}/\text{m}^2$ . У цей час блокувальний антициклон знаходиться на стадії максимального розвитку і відбувається відтік зональної кінетичної енергії із області блокування. 1 серпня інтегральний потік  $BKZ$  має додатне значення, що свідчить про отримання блокінгом середньої кінетичної енергії від оточення. Такі зміні  $BKZ$  відповідає руйнування блокувального процесу і формування в області

дослідження висотного циклону. З 5 серпня відбувається перебудова висотного баричного поля.

Інтегральний потік  $BKE$  має додатні значення і тільки 12 липня потік вихрової кінетичної енергії від'ємний у перший період дослідження (рис. 4.12). Додатний  $BKE$  свідчить про отримання антициклоном даного виду енергії від оточення. У цей час навколо блокувального процесу спостерігається серія циклонів з дуже розвиненою системою фронтів біля землі. Ймовірно, ця система і підживлює область блокування. 12 липня відбувається заповнення циклону біля землі та послаблення фронтальної діяльності у оточенні блокінга. 13-14 липня фронтогенез знову набирає силу в оточенні блокувального процесу. В середньому  $BKE$  додатний в перший період дослідження, отже, область забирає вихрову кінетичну енергію з оточення.

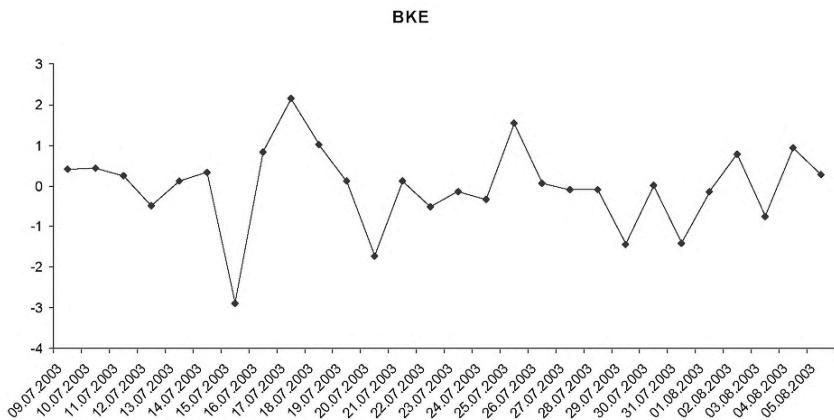


Рисунок 4.12 – Інтегральний потік  $BKE$ , Вт/м<sup>2</sup>

Інтегральний потік  $BKE$  в другий період дослідження має як додатні, так і від'ємні значення. 15 липня інтегральний потік вихрової кінетичної енергії має мінімальне від'ємне значення  $-2,88 \text{ Вт}/\text{м}^2$ . У цей час циклогенез та фронтогенез в оточенні антициклону практично відсутні, а сам блокінг посилюється і віддає енергію. 16-17 липня в оточенні блокувального процесу знову посилюється циклонічна і фронтальна діяльність, яка підживлює антициклон і інтегральний потік  $BKE$  має додатні значення, які досягають  $2,16 \text{ Вт}/\text{м}^2$  і є максимальними за весь період дослідження. З 18 до 20 липня відбувається регенерація і посилення блокувального процесу, в оточенні

антициклону має місце антициклональне баричне поле, тим самим збільшуєчи потужність блокінга і формуючи від'ємні значення *BKE*.

21 та 25 липня інтегральний потік *BKE* має додатні значення, що, напевно, пов'язано з посиленням у ці дати циклональної та фронтальної діяльності у оточенні блокувального процесу. В період з 29 до 31 липня блокувальний антициклон знаходився на стадії максимального розвитку і віддавав вихрову кінетичну енергію у своє оточення. 1, 2 та 4 серпня на півночі та півдні блокувальний антициклон оточували циклони зі своїми системами фронтів, і таким чином підтримували блокінг своєю енергетикою. З серпня значення інтегрального потоку *BKE* від'ємні, чому відповідає потужне антициклональне поле навколо блокувальної ситуації. У цей час блокувальний процес віddaє вихрову кінетичну енергію. Додатні значення характерні для процесів формування і посилення циклонічних утворень, а також під час інтенсивної фронтальної діяльності. Від'ємні – для періодів регенерації та стадії максимального розвитку блокувальної ситуації [79, 80, 81].

Результати дослідження інтегральної кінетичної енергії блокувальних антициклонів добре узгоджуються з матеріалами у наукових працях інших авторів, наприклад [82].

#### 4.4 Зміни у часі різних видів енергії в області блокування

Для визначення балансу різних видів енергії було побудовано схеми, що ґрунтуються на використанні ейлерової середньої (Додаток Б).

Зі схем видно, що середньозональна потенціальна енергія  $P_Z$  протягом практично усього періоду дослідження віддає енергію в оточуюче середовище та для підтримки інших видів енергії. Отримує  $P_Z$  енергію від оточення і середньозональної кінетичної енергії у період зменшення контрасту температур на ізобаричній поверхні АТ-500 гПа та біля поверхні землі (11.07.2003 р.), а також при перебудові висотного баричного поля (14.07, 25.07, 04.08.2003 р.).

Перерозподіл середньозональної кінетичної енергії  $K_Z$  у циклі енергії видно зі схем у Додатку Б. Віддає  $K_Z$  свою енергію на початку та в кінці формування блокуючої ситуації, під час появи струменевої течії у районі дослідження (15.07, 18.07.2003 р.), а також при заповненні висотного циклону (26.07, 28.07.2003 р.). Отримує енергію  $K_Z$  від інших видів енергії та оточуючого середовища при перебудові висотного баричного поля (13-14.07.2003 р.), при утворенні циклону біля поверхні землі (16-17.07.2003 р.), а також при поглибленні висотного циклону на АТ - 500 гПа та посиленні

фронтальної діяльності (25.07.2003 р.).  $K_Z$  отримує енергію за умови посилення антициклону біля поверхні землі (21-22.07, 27.07.2003 р.), а також у період його максимального розвитку як біля землі, так і на висоті АТ - 500 гПа (29.07-02.08.2003 р.).

Аналіз схем (Додаток Б) дає можливість переконатися, що вихрова кінетична енергія  $K_E$  майже у весь період дослідження отримує енергію від оточуючого середовища та від інших видів енергії: на початку формування блокувальної ситуації (09-12.07.2003 р.), у період після перебудови висотного баричного поля (15.07.2003 р.) та у період руйнування блокувальної ситуації (03-05.08.2003 р.). Також  $K_E$  отримує енергію під час формування циклону біля поверхні землі (17-19.07.2003 р.) і при збільшенні тиску в приземному антициклоні (22-24.07, 26-28.07.2003 р.).

Зі схем видно, що  $K_E$  може і віддавати енергію іншим видам енергії та оточуючому середовищу. І відбувається це у період максимального розвитку блокувального процесу (29.07-02.08.2003 р.), а також при послабленні приземного антициклону (20-21.07.2003 р.).

Вихрова потенціальна енергія  $P_E$  віддає енергію у періоди формування блокувальної ситуації, коли посилюється адвекція холоду з півночі у передню частину антициклону і адвекція тепла з півдня досліджуваної області (09.07, 14.07.2003 р.), що збільшує температурні градієнти, а також у періоди посилення та на максимальній стадії розвитку приземного антициклону (24-28.07, 30-31.07.2003 р.). Отримує  $P_E$  енергію під час зменшення контрасту температури біля землі (13.07, 115.07.2003 р.) і під час заключної стадії існування блокувального антициклону.

На основі побудованих схем було розраховано локальні зміни різних видів енергії для досліджуваного періоду (таблиця 4.4).

Аналіз змін  $P_Z$  у часі дає змогу стверджувати, що зміни середньозональної потенціальної енергії в цілому для досліджуваного процесу мають від'ємні значення, а мінімальні – мають місце при наявності поширеної адвекції холоду з півночі та адвекції тепла з півдня (09-10.07.2003 р.) чи адвекції тепла з Західної Європи і адвекції холоду з Західного Сибіру (18.07, 22.07.2003 р.) на АТ - 500 гПа. Аналіз схем показує, що середньозональна потенціальна енергія  $P_Z$  отримує енергію від середньозональної кінетичної енергії  $K_Z$  на початку й наприкінці процесу блокування, а також у періоди підвищення тиску та під час максимального розвитку блокувального антициклону. Вихрова потенціальна енергія  $P_E$  віддає свою енергетику  $P_Z$  при перебудові висотного баричного поля (14.07, 04-05.08.2003 р.) і на стадії посилення й максимального розвитку процесу (25.07, 30-31.08.2003 р.). Від оточуючого середовища середньозональна потенціальна енергія  $P_Z$  отримує енергію на початковій та заключній стадіях розвитку блокувальної ситуації.

Таблиця 4.4 – Зміни у часі різних видів енергії (Вт/м<sup>2</sup>)

Дата	$\partial P_Z / \partial t$	$\partial K_Z / \partial t$	$\partial K_E / \partial t$	$\partial P_E / \partial t$
09.07.03	-10,08	-0,91	6,97	-2,55
10.07.03	-16,15	-5,21	13,05	0,10
11.07.03	0,45	-6,72	8,89	-0,84
12.07.03	-3,35	-3,87	8,64	-1,08
13.07.03	-6,34	0,83	-0,70	0,95
14.07.03	0,36	2,93	-3,22	-1,13
15.07.03	-6,72	-5,66	2,59	1,26
16.07.03	-5,84	6,85	-6,08	-1,30
17.07.03	-4,42	1,16	0,70	-1,90
18.07.03	-17,66	-5,41	7,39	-1,12
19.07.03	-7,82	-12,42	10,05	-0,57
20.07.03	-1,99	-3,20	-0,59	0,45
21.07.03	-1,55	4,46	-2,61	0,25
22.07.03	-19,29	1,80	1,26	0,54
23.07.03	-2,59	-4,98	3,43	1,01
24.07.03	-1,18	-0,72	0,84	-0,13
25.07.03	1,57	2,46	-1,65	-1,03
26.07.03	-3,38	-0,66	1,99	-0,11
27.07.03	-4,96	0,65	1,00	-0,38
28.07.03	-4,36	-0,46	2,07	-0,26
29.07.03	-4,62	2,89	-2,03	1,02
30.07.03	2,42	13,76	-15,38	-3,24
31.07.03	2,35	2,05	-7,93	-1,18
01.08.03	-3,01	7,76	-4,56	1,73
02.08.03	-0,44	3,42	-2,01	0,11
03.08.03	-0,16	-1,25	0,64	0,34
04.08.03	4,08	-0,72	-1,58	-0,33
05.08.03	-0,79	-2,78	0,05	-0,39

Локальні зміни середньозональної кінетичної енергії  $K_Z$  мають мінімальне значення -12,42 Вт/м<sup>2</sup> 19 липня 2003 року у період посилення струменевої течії у районі дослідження, максимальне значення змінення  $K_Z$  у часі дорівнює 13,76 Вт/м<sup>2</sup> і спостерігається 30 липня 2003 року, що відповідає стадії максимального розвитку блокувального процесу. Середньозональна кінетична енергія  $K_Z$  на протязі практично всього періоду дослідження отримує енергію від середньозональної потенціальної енергії  $P_Z$ . При перебудові

баричного поля  $K_Z$  поповнює свої запаси за допомогою кінетичної вихрової енергії  $K_E$ . Також на початку блокувального процесу  $K_Z$  отримує енергію від оточення.

Зміни у часі кінетичної вихрової енергії  $K_E$  мають максимальні значення 13,05 Вт/м<sup>2</sup> 10 липня 2003 року у період посилення фронтальної діяльності, а мінімальні значення дорівнюють -15,38 Вт/м<sup>2</sup> і спостерігаються 30 липня 2003 року. Це відповідає максимальній стадії розвитку досліджуваної ситуації. Кінетична вихрова енергія  $K_E$  протягом всього періоду дослідження отримує енергію від кінетичної середньозональної енергії  $K_Z$ , вихрової потенціальної енергії  $P_E$  і від оточуючого середовища.

Локальні зміни вихрової потенціальної енергії  $P_E$  мають мінімальні значення -2,55 Вт/м<sup>2</sup> (09.07.2003 р.) і -3,24 Вт/м<sup>2</sup> (30.07.2003 р.) у періоди формування та максимального розвитку блокувального процесу. Максимальне значення 1,73 Вт/м<sup>2</sup> відповідає заключній стадії розвитку антициклону (01.08.2003 р.). Вихрова потенціальна енергія  $P_E$  практично у весь період дослідження отримує енергію від середньозональної потенціальної енергії  $P_Z$ . Перед та після перебудови висотного баричного поля підтримується запасами кінетичної вихрової енергії  $K_E$ . Під час руйнування блокувального антициклону отримує енергію від оточення.

#### 4.5 Взаємодія блокувального антициклону з навколошнім оточенням

Під час дослідження запасів різних видів енергії для 119 випадків блокувальних антициклонів можна звернути увагу на певні закономірності передачі того чи іншого виду енергії від блокувального антициклону до оточуючих його процесів циклогенезу та фронтогенезу. Узагальнюючи такі закономірності передачі енергії, доцільно запропонувати визначити деякі стадії енергетичної взаємодії блокувальної ситуації з процесами, які відбуваються в оточенні блокінга. Крім того, було визначено типові схеми перетворення різних видів енергії для кожної стадії [83, 84].

Перша стадія – початкова стадія, на якій відбувається утворення блокувального антициклону. Друга – стадія взаємодії блокінга з процесами цикло- та фронтогенезу в його оточенні. Третя стадія – стадія максимального розвитку блокувального процесу. Четверта – стадія руйнування блокувальної ситуації.

В роботі досліджено запаси потенціальної середньозональної  $P_Z$  і вихрової  $P_E$ , кінетичної середньозональної  $K_Z$  та вихрової  $K_E$  енергій під час

блокування. Розглянемо стадії енергетичної взаємодії блокувального антициклону з оточенням для перелічених вище енергетичних запасів.

На початковій стадії – стадії утворення блокувального антициклону потенціальна середньозональна енергія  $P_Z$  практично для всіх досліджених блокувальних процесів має максимальні значення (рис. 4.13).

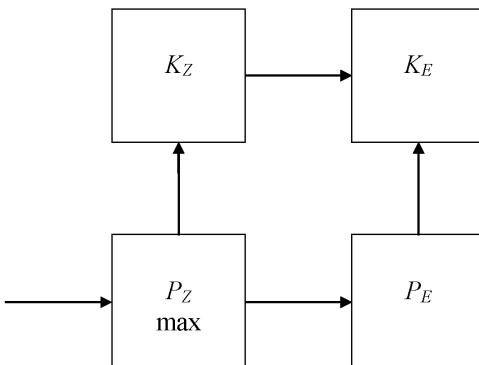


Рисунок 4.13 – Схема перетворення енергії в антициклоні. Початкова стадія

Це свідчить про те, що перед блокуванням в атмосфері сконцентрована велика кількість середньої потенціальної енергії. На стадії утворення блокувального антициклону запаси потенціальної вихрової енергії  $P_E$  мають великі значення, але не є максимальними. На початковій стадії розвитку блокування вихрова компонента потенціальної енергії отримує запаси від середньозональної  $P_Z$ . Ймовірно, такої потужності вихрової енергії достатньо для початку утворення в атмосфері блокувального процесу. Початкова стадія існування блокувального процесу характеризується середніми значеннями запасів середньозональної кінетичної енергії  $K_Z$  і перетвореннями запасів потенціальної зональної енергії  $P_Z$  на середньозональну кінетичну. На першій стадії утворення блокувального процесу запаси кінетичної вихрової енергії  $K_E$  невеликі, але не є мінімальними, завдячуячи перетворенням зональних енергетичних запасів (рис. 4.13).

Під час взаємодії блокувальної ситуації з процесами в її оточенні – друга стадія – запаси середньозональної потенціальної енергії ( $P_Z$ ) блокінга

починають зменшуватися і іноді можуть досягти своїх мінімальних значень (рис. 4.14). Ймовірно, під час взаємодії блокувального процесу з оточуючими його циклонами та фронтами відбувається потужна передача даного виду енергії від одного баричного утворення до іншого. Крім того, запаси  $P_Z$  перетворюються на інші види енергії: на потенціальну вихрову  $P_E$ , середньозональну кінетичну  $K_Z$  та вихрову  $K_E$  енергії. При взаємодії з циклонами запаси  $P_E$  блокінгу розподіляються неоднозначно. Якщо тиск у блокувальному антициклоні збільшується, тобто відбувається посилення блокінгу, то вихрова потенціальна енергія також збільшується. Крім того, у цей час  $P_E$  отримує енергію від середньозональної потенціальної  $P_Z$  та вихрової кінетичної  $K_E$  енергій. Коли спостерігається послаблення блокувальної ситуації, то запаси вихрової енергії зменшуються навіть у періоди взаємодії з оточенням для всіх розглянутих процесів і їх запаси витрачаються на вихрову кінетичну енергію  $K_E$ . У періоди взаємодії антициклону з процесами циклогенезу середньозональна кінетична енергія ( $K_Z$ ) стрімко зменшується і може навіть досягти своїх мінімальних значень.

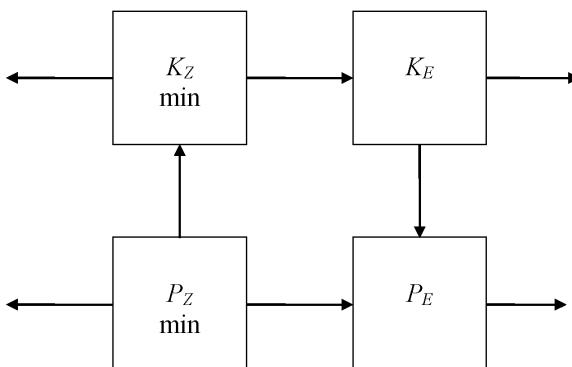


Рисунок 4.14 – Схема перетворення енергії в антициклоні.  
Друга стадія – стадія взаємодії антициклону з оточенням

Такий розподіл  $K_Z$  свідчить про передачу цього виду енергії від області блокінга до зони цикло- та фронтогенезу для підтримки циклонічної та фронтальної діяльності. Крім того,  $K_Z$  віддає частину своїх запасів на підтримку кінетичної вихрової енергії  $K_E$ . При активній циклонічній і фронтальній діяльності в оточенні блокінга вихрова кінетична енергія як області блокування, так і в оточуючих районах збільшується, продовжуючи

отримувати енергію від кінетичної зональної  $K_Z$  та середньозональної потенціальної  $P_Z$  енергій.

На стадії максимального розвитку блокувального антициклону – третя стадія – запаси середньозональної потенціальної енергії  $P_Z$  мають достатньо невеликі значення, хоча отримують енергію від інших видів енергетичних запасів (рис. 4.15). На третьій стадії – стадії максимального розвитку – запаси вихрової потенціальної енергії  $P_E$  збільшуються і стають максимальними за весь період існування блокувального процесу. Частина вихрової потенціальної енергії перетворюється на середньозональну  $P_Z$ . На стадії максимального розвитку блокування запаси середньозональної кінетичної енергії  $K_Z$  зростають до максимальних значень, отримуючи при цьому частину запасів вихрової енергії  $K_E$ . Блокувальний антициклон стає однорідним по висоті, збільшується кривизна ізоліній і середньозональна кінетична енергія концентрується в області блокінга. Зростання запасів  $K_E$  спостерігається і під час максимального розвитку блокувального антициклону, але ці величини не є максимальними. Частину енергетичних запасів  $K_E$  отримує від вихрової потенціальної енергії  $P_E$ .

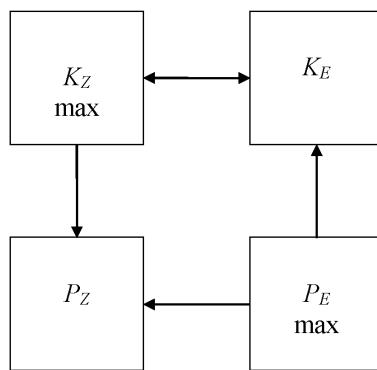


Рисунок 4.15 – Схема перетворення енергії в антициклоні.  
Стадія максимального розвитку

На четвертій стадії – стадія руйнування блокінга – запаси  $P_Z$  стрімко збільшуються у всіх досліджених ситуаціях (4.16). Очевидно, вихрова компонента потенціальних енергетичних запасів стає мінімальною, а середня – потужною. Під час руйнування антициклону вихрова потенціальна енергія

$P_E$  зменшується. На стадії руйнування блокувальної ситуації запаси середньозональної кінетичної енергії  $K_Z$  зменшуються і перетворюються у потенціальну середньозональну енергію  $P_Z$ . Максимальні значення вихрової кінетичної енергії  $K_E$  мають місце у період, коли вісь антициклону набуває квазівертикальності, що відбувається на стадії руйнування блокування. В цей період  $K_E$  підтримується іншими енергетичними запасами. Потім запаси кінетичної вихрової енергії  $K_E$  стрімко зменшуються, перетворюючись на інші види енергії.

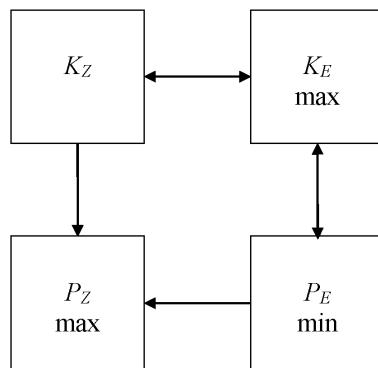
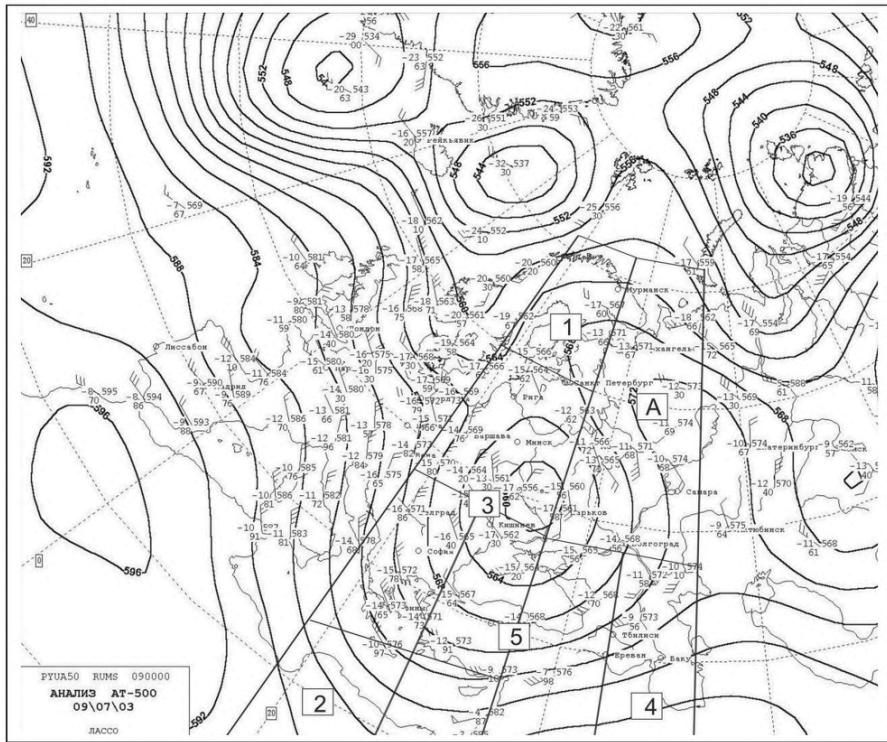


Рисунок 4.16 – Схема перетворення енергії в антициклоні.  
Стадія руйнування

Для аналізу взаємодії області блокувального процесу з оточенням район дослідження було поділено на п'ять рівних частин, кожна з яких має розміри області блокування (рис. 4.17). Область блокування відмічено літерою А і має координати  $47,5^\circ$  й  $72,5^\circ$  півн.ш. і  $35,0^\circ$  й  $52,5^\circ$  сх.д. Координати інших областей: область 1 –  $47,5^\circ$  й  $72,5^\circ$  півн.ш. і  $17,5^\circ$  й  $35,0^\circ$  сх.д. – західна периферія блокувального антициклону; область 2 –  $22,5^\circ$  й  $47,5^\circ$  півн.ш. і  $17,5^\circ$  й  $35,0^\circ$  сх.д. – південно-західна периферія блокуючої ситуації; область 3 –  $35,0^\circ$  й  $60,0^\circ$  півн.ш. і  $17,5^\circ$  й  $35,0^\circ$  сх.д.; область 4 –  $22,5^\circ$  й  $47,5^\circ$  півн.ш. і  $35,0^\circ$  й  $52,5^\circ$  сх.д. – південна периферія блокувального процесу; область 5 –  $22,5^\circ$  й  $47,5^\circ$  півн.ш. і  $26,3^\circ$  й  $43,8^\circ$  сх.д. Області 3 і 5 було обрано, щоб врахувати різні траєкторії переміщення циклонів по відношенню до блокувального антициклону.



блокувального антициклону. Над цим районом спостерігається висока мінливість синоптичних процесів: утворення і заповнення циклонів і інтенсивна фронтальна діяльність [77].

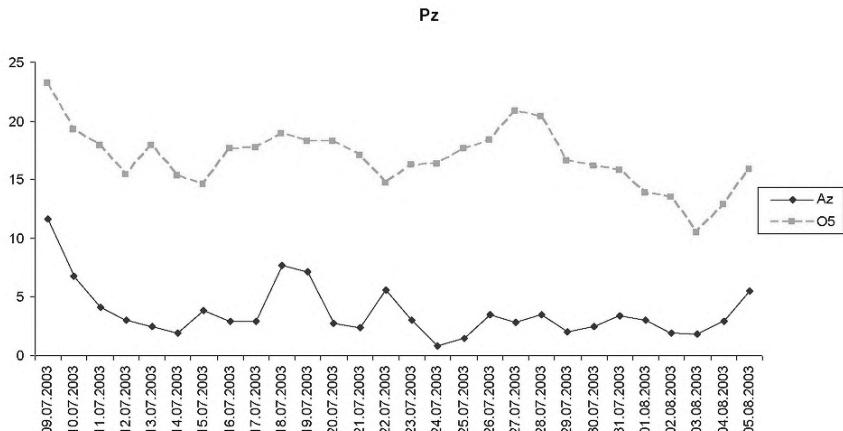


Рисунок 4.18 – Запаси  $P_Z \cdot 10^5$  Дж/м<sup>2</sup> за досліджуваний період

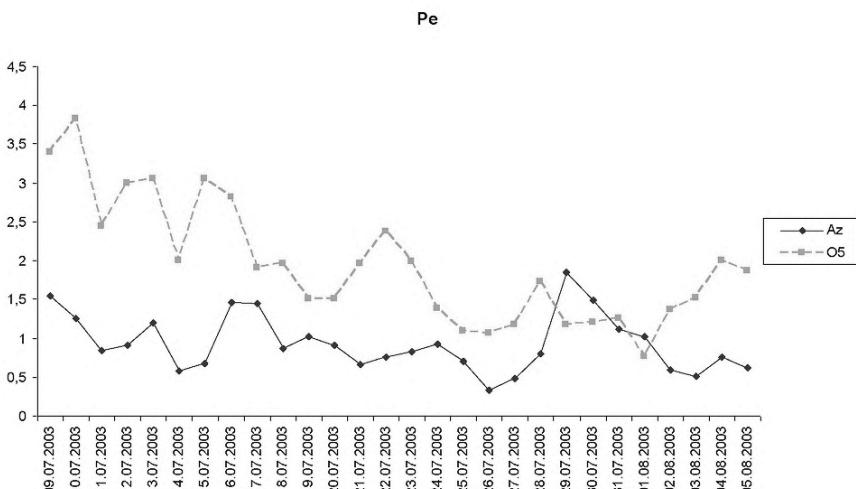


Рисунок 4.19 – Запаси  $P_E \cdot 10^5$  Дж/м<sup>2</sup> за досліджуваний період

На (рис. 4.18) представлено запаси середньозональної доступної потенціальної енергії  $P_Z$  для області блокування і області 5. З рисунка видно, що максимум  $P_Z$  спостерігається на початку блокування і значення зональної потенціальної енергії області 5 в 2 рази більше, ніж в області антициклону.

Запаси вихрової доступної потенціальної енергії  $P_E$  в області 5 в 2 рази більші, ніж в районі блокування (рис. 4.19). На відміну від середньозональної, вихрова енергія має максимальні відмінності в першому синоптичному процесі, який спостерігається з 9 по 13 липня. Після перебудови висотного баричного поля відмінності в  $P_E$  між двома областями невеликі.

Середньозональна кінетична енергія  $K_Z$  двох досліджуваних областей показана на (рисунку 4.20). Видно, що запаси  $K_Z$  в області 5 перевищують в 3 рази значення зональної кінетичної енергії в районі антициклону. Відмінності в  $K_Z$  великі впродовж першого синоптичного періоду.

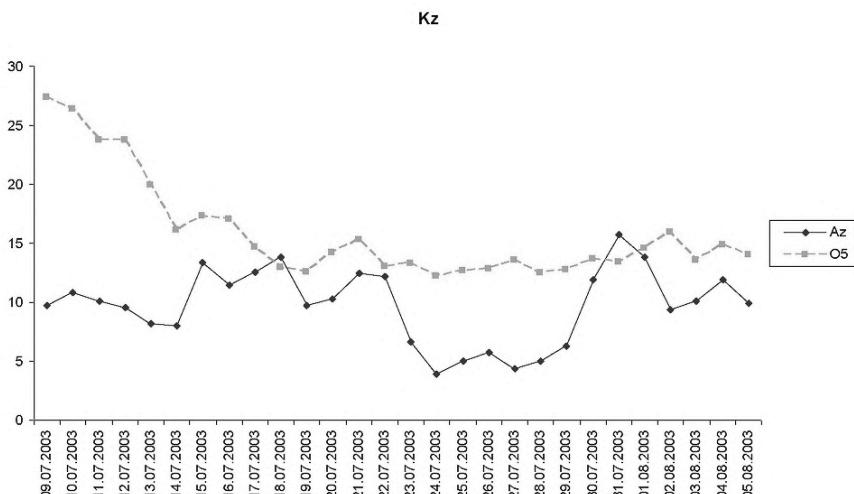


Рисунок 4.20 – Запаси  $K_Z \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  за дослідженій період

На (рис. 4.21) представлено запаси вихрової кінетичної енергії  $K_E$ . В області 5 запаси  $K_E$  мають осередкову структуру. Це пов'язано з появою в цій області циклонів і посиленням чи послабленням фронтальної діяльності.

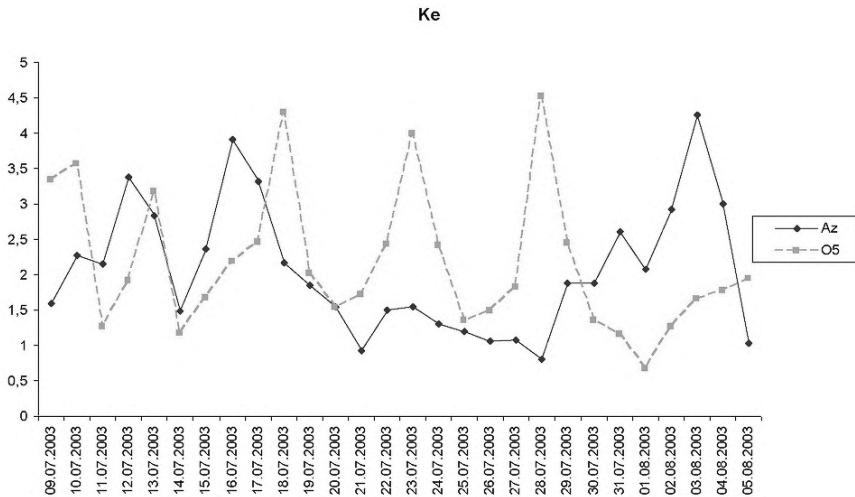


Рисунок 4.21 – Запаси  $K_E \cdot 10^5$  Дж/м<sup>2</sup> за дослідженій період

Перетворення  $K_Z$  в  $K_E$  наведено на рис. 4.22.

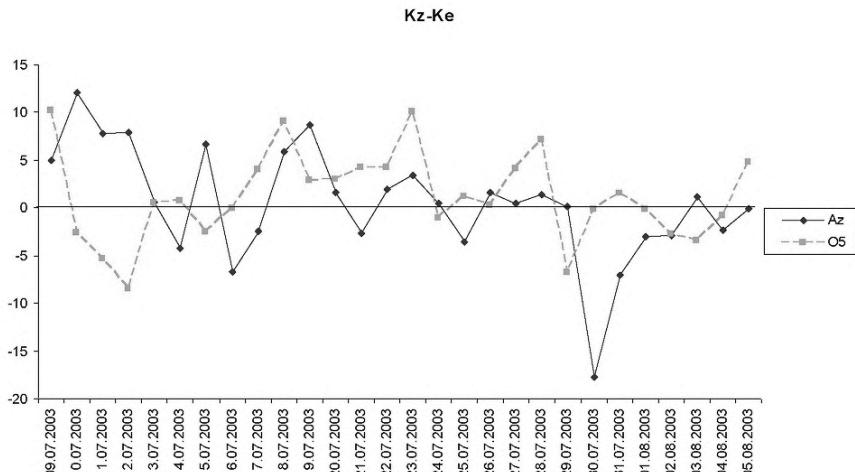


Рисунок 4.22 – Перетворення ( $K_Z - K_E$ ) Вт/м<sup>2</sup> за дослідженій період

Значення такого переходу істотно відрізняються тільки в період утворення процесу блокування до перебудови висотного баричного поля 13-14 липня. Часто спостерігаються відмінності щодо знака переходу середньозональної кінетичної енергії у вихрову.

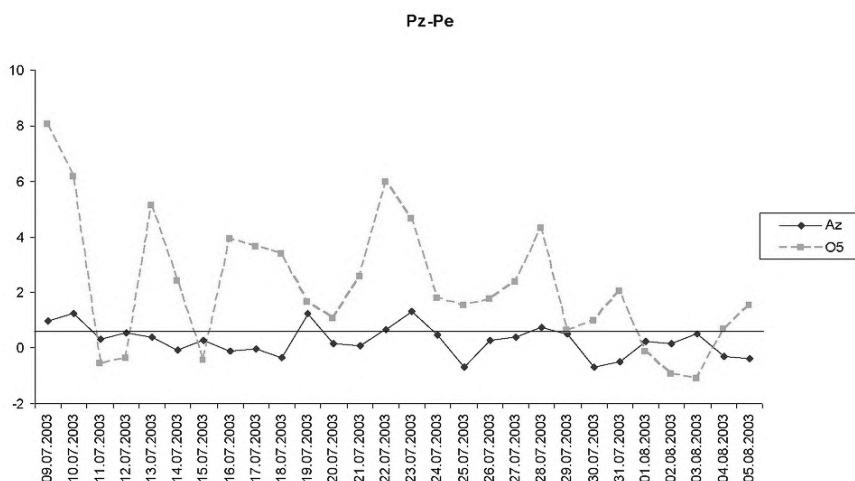


Рисунок 4.23 – Перетворення ( $P_Z - P_E$ ) Вт/м<sup>2</sup> за досліджуваний період

Перетворення ( $P_Z - P_E$ ) вказані на (рис. 4.23). Добре виражена осередкова структура і значні кількісні відмінності даного переходу в області 5 в порівнянні з районом блокувального антициклону.

Перетворення середньозональної потенціальної енергії  $P_Z$  на середньозональну кінетичну енергію  $K_Z$  представлено на (рис. 4.24). Як видно з рисунка, істотних відмінностей при цьому переході енергій не спостерігається.

Pz-Kz

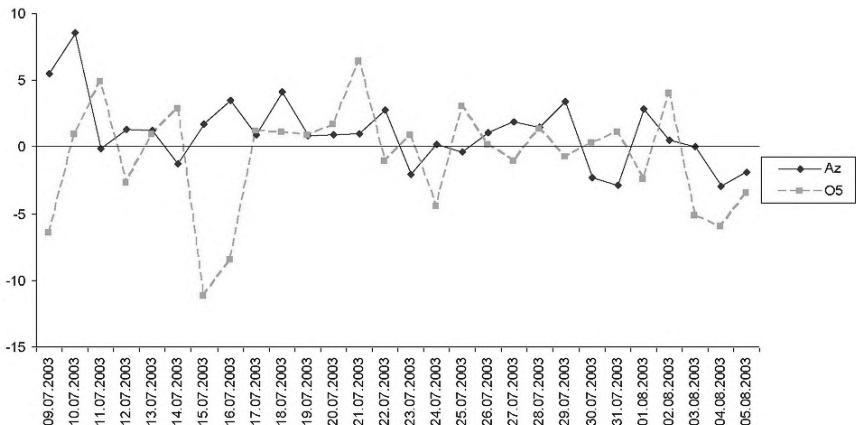


Рисунок 4.24 – Перетворення ( $P_z - K_z$ )  $\text{Bt}/\text{m}^2$  за досліджуваний період

На (рис. 4.25) показано перетворення вихрової доступної потенціальної енергії  $P_E$  на кінетичну вихрову  $K_E$ . З рисунка видно, що перехід ( $P_E - K_E$ ) області 5 має декілька піків і кількісно значущо відрізняється від перетворення  $P_E$  в  $K_E$  району блокування.

Pe-Ke

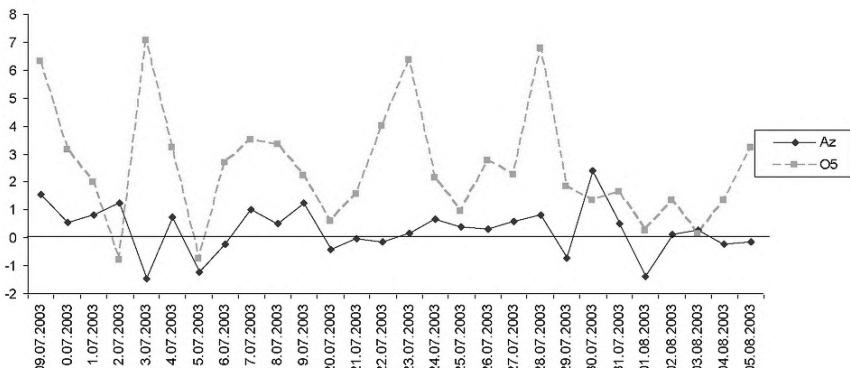


Рисунок 4.25 – Перетворення ( $P_E - K_E$ )  $\text{Bt}/\text{m}^2$  за досліджуваний період

Інтегральні потоки цих видів енергії  $BPZ$ ,  $BPE$ ,  $BKZ$ ,  $BKE$  представлено на (рис. 4.26- 4.29).

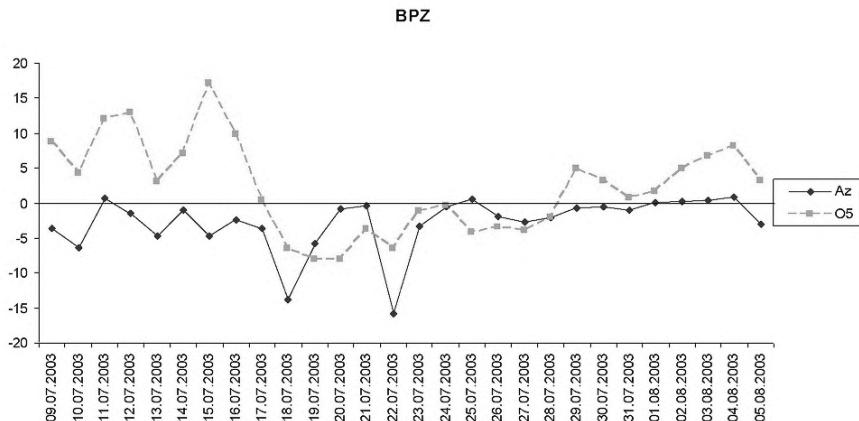


Рисунок 4.26 – Потоки  $BPZ$   $\text{Bt}/\text{m}^2$  за досліджуваний період

Інтегральні потоки  $BPZ$ ,  $BPE$ ,  $BKZ$ ,  $BKE$  в області 5 мають, як правило, протилежні за знаком значення з областю антициклону (рис. 4.26-4.29).

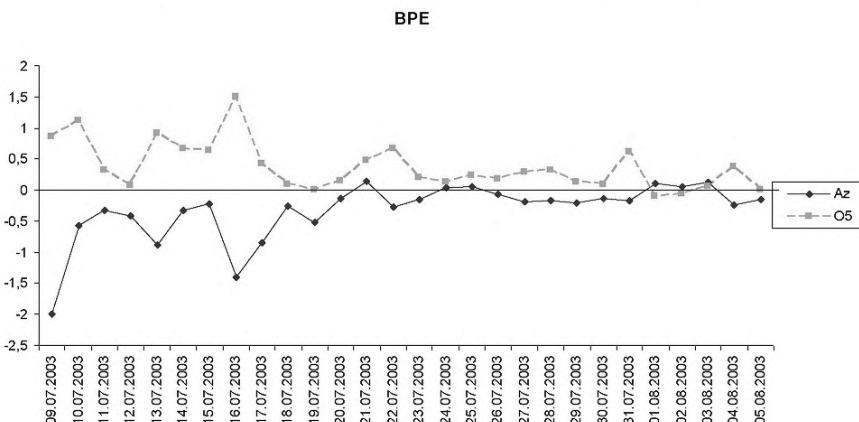
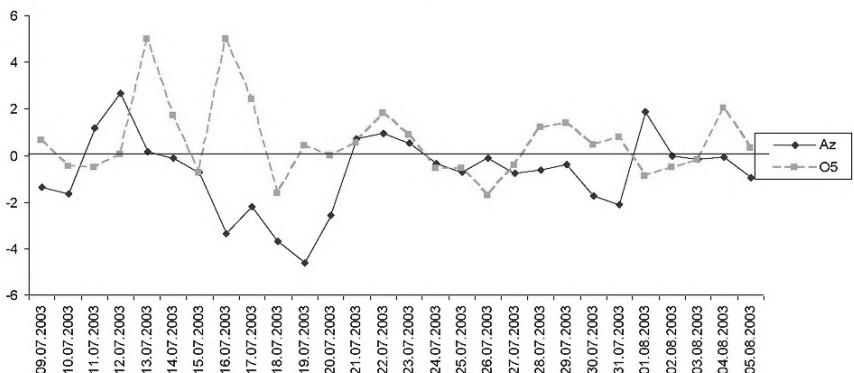


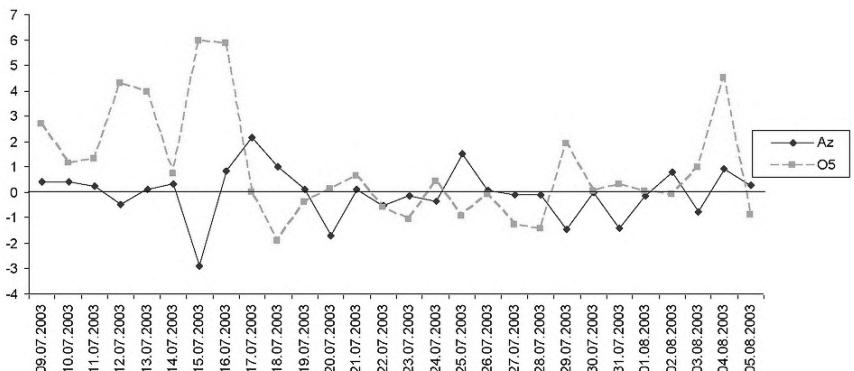
Рисунок 4.27 – Потоки  $BPE$   $\text{Bt}/\text{m}^2$  за досліджуваний період

BKZ

Рисунок 4.28 – Потоки BKZ  $\text{Bt}/\text{m}^2$  за досліджуваний період

Також легко бачити, що істотні кількісні відмінності мають місце на початку досліджуваного періоду, коли баричне поле має яскраво виражену меридіональну складову.

BKE

Рисунок 4.29 – Потоки BKE  $\text{Bt}/\text{m}^2$  за досліджуваний період.

#### 4.6 Висновки до розділу 4

1. Кінетична середньозональна енергія  $K_Z$  збільшується при: посиленні блокувального антициклону біля землі, посиленні висотного гребеня, на стадії максимального розвитку приземного й висотного антициклону, появі в області дослідження струменевої течії. Зменшується  $K_Z$  при: появі в даній області циклону біля землі, утворення висотних антициклону і циклону, перебудові висотного баричного поля, наявності квазівертикальної осі в антициклоні, відсутності струменевої течії.

2. Кінетична вихрова енергія  $K_E$  збільшується при: посиленні фронтальної діяльності, наявності квазівертикальної осі в циклоні; посиленні приземного та висотного антициклону, на стадії максимального розвитку приземного й висотного антициклону.  $K_E$  зменшується при: заповненні циклону біля землі, перебудові висотного баричного поля, регенерації блокувального антициклону.

3. Середньозональна потенціальна енергія  $P_Z$  збільшується при: адвекції холоду і тепла в область дослідження (дисперсія температури складає  $8,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), при цьому біля землі температурний контраст дорівнює  $10,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  і подальше просторове збільшення температурних градієнтів.  $P_Z$  зменшується при: появі в даній області циклону біля землі, перебудові висотного баричного поля, утворенні теплого сектора біля землі.

4. Вихрова потенціальна енергія  $P_E$  збільшується при: утворенні теплого сектора, зменшенні температури біля землі і на висотах, наявності квазівертикальної осі в антициклоні, наявності фронтів.  $P_E$  зменшується при: посиленні фронтальної діяльності (збільшуються контрасти температур), перебудові висотного баричного поля, збільшенні температури біля землі, регенерації блокувального антициклону.

5. Перетворення ( $K_Z - K_E$ ) збільшується і має додатні значення при: появі в області дослідження циклону біля землі, поглибленні висотного циклону, пониженні тиску в висотному антициклоні. Перехід ( $K_Z - K_E$ ) зменшується при: заповненні приземного циклону (додатні значення перетворення), перебудові висотного баричного поля, на максимальній стадії розвитку блокувального процесу і посиленні висотного антициклону (від'ємні значення перетворення).

6. Перетворення ( $P_Z - P_E$ ) збільшується і має додатні значення при: висотній адвекції холоду або тепла, наявності холодного фронту, посиленні і збільшенні горизонтальної протяжності приземного антициклону, утворенні висотного антициклону, збільшенні меридіональних градієнтів температури. Перетворення ( $P_Z - P_E$ ) зменшується при: посиленні фронтальної діяльності, збільшенні контрасту температури, наявності теплого сектора (додатні

значення перетворення), перебудові висотного баричного поля, послабленні антициклону біля землі (від'ємні значення).

7. Перехід ( $P_Z - K_Z$ ) збільшується і має додатні значення при: появі в області дослідження приземного циклону, посиленні антициклону біля землі, збільшенні контрасту температур біля землі і на мапах абсолютної топографії, наявності фронтів. Перетворення ( $P_Z - K_Z$ ) зменшується і має від'ємні значення при: посиленні висотного антициклону, перебудові висотного баричного поля, на максимальній стадії розвитку антициклону біля землі.

8. Перетворення ( $P_E - K_E$ ) збільшується і має додатні значення при: на початковій стадії розвитку і на стадії руйнування антициклону біля землі, утворенні висотних гребеня та улоговини, утворенні висотних антициклону і циклону, перебудові висотного баричного поля, посиленні антициклону біля землі, на начальній стадії утворення висотного циклону. Перехід ( $P_E - K_E$ ) зменшується і має від'ємні значення при: на стадії заповнення циклону біля землі, зменшенні тиску в приземному антициклоні.

9. Інтегральний потік  $BKZ$  збільшується і має додатні значення при: утворенні висотних антициклону і циклону, посиленні фронтальної діяльності.  $BKZ$  зменшується і має від'ємні значення при: переміщення в область дослідження приземного циклону, перебудові висотного баричного поля, на стадії максимального розвитку антициклону біля землі.

10. Інтегральний потік  $BKE$  збільшується і має додатні значення при: перебудові висотного баричного поля, утворенні висотних антициклону і циклону, послабленні антициклону біля землі, наявності фронтів.  $BKE$  зменшується і має від'ємні значення при: на стадії заповнення циклону біля землі, руйнуванні висотного антициклону, на стадії максимального розвитку антициклону біля землі.

11. Інтегральний потік  $BPZ$  збільшується і має додатні значення при: утворенні висотних антициклону і циклону, наявності висотної адвекції тепла і адвекції холоду.  $BPZ$  зменшується і має від'ємні значення при: переміщення в область дослідження приземного циклону, відсутності великих контрастів температури.

12. Інтегральний потік  $BPE$  збільшується і має від'ємні значення при: переміщення в область дослідження приземного циклону, перебудові висотного баричного поля.  $BPE$  зменшується і має від'ємні значення при: збільшенні висотної дисперсії температури.

13. Всі розглянуті енергетичні характеристики південної периферії блокувального антициклону перевищують в 2-3 рази значення енергетики в районі процесу блокування. Найістотніші кількісні відмінності в значеннях енергетичних характеристик мають місце впродовж процесу, який

спостерігається на початку дослідженого періоду і коли баричне поле мас яскраво виражену меридіональну складову.

## 5 ВЕРТИКАЛЬНІ ПРОФІЛІ ЕНЕРГЕТИЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРИ

### 5.1 Вертикальні профілі енергетичних характеристик блокувального антициклону

Вертикальні профілі енергетичних характеристик дають змогу визначити, як поводиться той чи інший вид енергії в атмосфері [85]. З вертикального розрізу атмосфери можна бачити, як підтримується та чи інша енергетична характеристика і на що витрачаються її запаси. В процесі вивчення даного питання було з'ясовано вертикальний енергетичний ресурс всієї атмосфери над районом дослідження в указаний період.

Досліджувану блокувальну ситуацію було поділено на два процеси. Перший – взаємодія блокувального антициклону з циклоном, період існування – з 9.07 по 13.07.2003 р.; другий спостерігається з 14.07 по 5.08.2003 р. – це блокувальний антициклон та переміщення по його північній і південній периферіях циклонів і фронтів.

Цим двом процесам відповідає два максимуми середньозональної доступної потенціальної енергії  $P_Z$  в нижній тропосфері (рис 5.1).

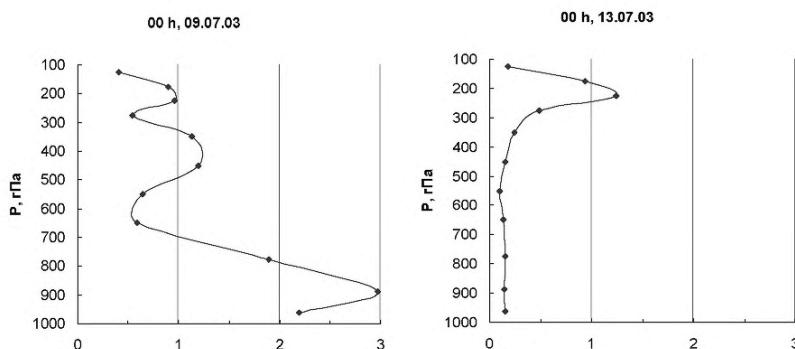


Рисунок 5.1 – Вертикальний розподіл середньозональної доступної потенціальної енергії  $P_Z$  ( $10^5$  Дж/м $^2$ )

На початковій стадії розвитку антициклону 9 липня 2003 року у нижній тропосфері  $P_Z$  мала максимальне значення  $2,97 \cdot 10^5$  Дж/м $^2$ . У цей час на півночі

досліджуваного району спостерігається термічна улоговина, а на півдні – термічний гребінь. Отже, над даною територією мав місце максимальний термічний градієнт у напрямку з півночі на південь. У середній та верхній тропосфері значення зональної ДПЕ були меншими майже втричі. У нижній стратосфері протягом першого досліджуваного періоду спостерігається ще один максимум  $P_Z - 1,25 \cdot 10^5$  Дж/м<sup>2</sup> 13 липня 2003 року. Друге збільшення зональної доступної потенціальної енергії у нижній тропосфері відбувається з 15 липня і досягає максимального значення 19 липня 2003 року ( $2,00 \cdot 10^5$  Дж/м<sup>2</sup>), коли над розглянутим районом мав місце максимальний термічний градієнт у напрямку з півночі на південь (рис. 5.2).

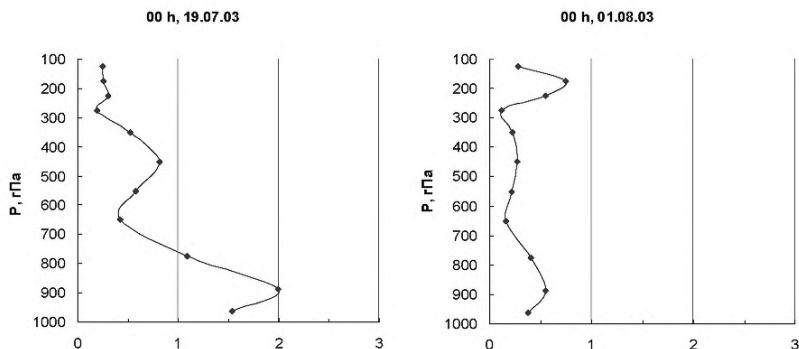


Рисунок 5.2 – Вертикальний розподіл середньозональної доступної потенціальної енергії  $P_Z (10^5 \text{ Дж/м}^2)$

У нижній стратосфері протягом другого періоду також спостерігається максимум  $P_Z$ , але він менший, ніж у першому випадку і дорівнює  $0,75 \cdot 10^5$  Дж/м<sup>2</sup> 1 серпня 2003 року. Взагалі, в період з 15 липня по 5 серпня 2003 року в нижній тропосфері відбувається неодноразове збільшення зональної ДПЕ, що відповідає збільшенню дисперсії температури повітря з півночі на південь у досліджуваному районі (Додаток Г).

З вертикального розподілу вихрової ДПЕ видно, що протягом всього періоду дослідження у шарі 450-350 гПа має місце максимум  $P_E$  (рис. 5.3). Запаси вихрової потенціальної енергії в усіх шарах менші за запаси зональної енергії. Винятком є тільки шар 450-350 гПа, де 24 липня значення  $P_E$  більше ніж значення  $P_Z$  утрічі. В нижній тропосфері відбуваються часті збільшення вихрової ДПЕ, що відповідає наявності теплого сектора у циклонах, які

рухаються по південній периферії антициклону, тим самим спричиняючи контрасти температур між західною та східною межами області дослідження.

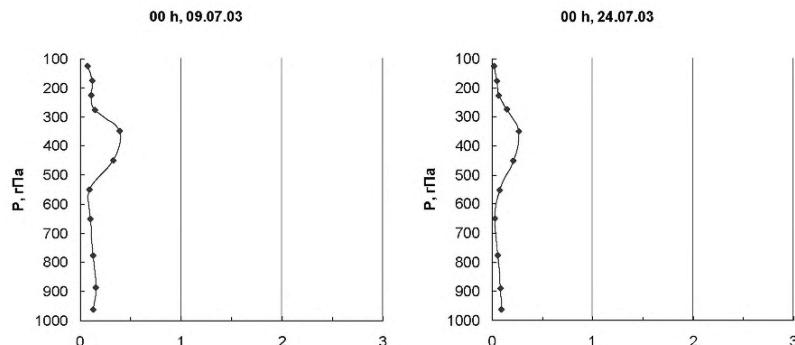


Рисунок 5.3 – Вертикальний розподіл вихрової доступної потенціальної енергії  $P_E (10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2)$

Запаси середньозональної кінетичної енергії мають найбільші значення у порівнянні з іншими видами енергії (рис. 5.4). Максимум  $K_Z$  у верхній тропосфері та нижній стратосфері простежується у весь період дослідження, найбільші значення 10 липня ( $3,43 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  у шарі 250-200 гПа) і 31 липня ( $5,44 \cdot 10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2$  у шарі 300-250 гПа).

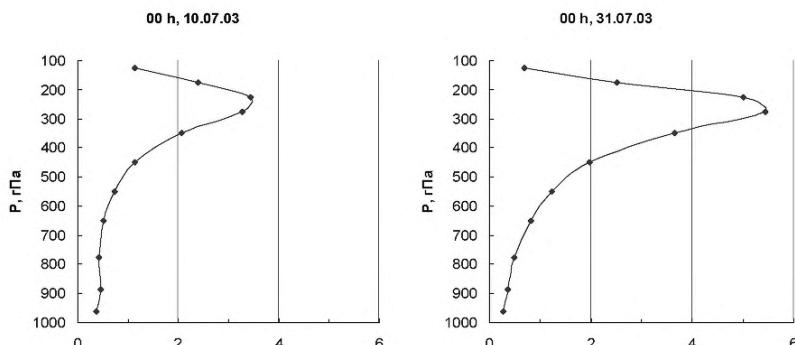


Рисунок 5.4 – Вертикальний розподіл середньозональної кінетичної енергії  $K_Z (10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2)$

Це свідчить про те, що головним чинником підтримки середнього зонального потоку є струменева течія верхньої тропосфери. Наслідком збільшення  $K_Z$  є зменшення амплітуди хвилі у верхній тропосфері над районом дослідження в указаний період. Збільшення  $K_Z$  у середній та верхній тропосфері також відбувається при перебудові висотного баричного поля. З вертикального розподілу зональної кінетичної енергії видно, що 10-11 липня в нижній тропосфері спостерігається ще один максимум  $K_Z$ , що відповідає збільшенню тиску й посиленню блокувального антициклону біля поверхні землі (рис. 5.5). Необхідно зазначити, що 24 та 29 липня також має місце невелике збільшення зональної кінетичної енергії у нижній тропосфері (рис. 5.5). З аналізу приземних карт витікає, що в ці дати відбувається посилення антициклонального баричного поля і блокувальний процес набуває максимальної стадії свого розвитку.

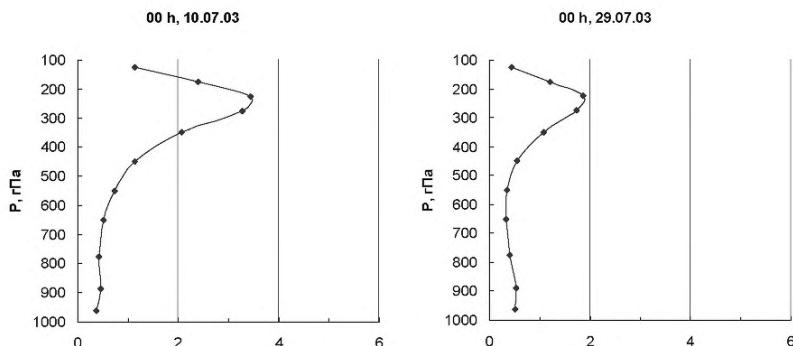


Рисунок 5.5 – Вертикальний розподіл середньозональної кінетичної енергії  $K_Z$  ( $10^5$  Дж/ $m^2$ )

Значення  $K_E$  значно менші за запаси  $K_Z$ , але збільшення вихрової кінетичної енергії відбувається також у верхній тропосфері та нижній стратосфері, де спостерігається струменева течія (рис. 5.6). Максимальні значення  $K_E$  мають місце 12 липня ( $1,04 \cdot 10^5$  Дж/ $m^2$ ) та 3 серпня ( $1,14 \cdot 10^5$  Дж/ $m^2$ ). Збільшення вихрової КЕ відбувається також під час зміни баричного висотного поля. В нижній тропосфері іноді відбувається збільшення  $K_E$ . Це спостерігається на стадії заповнення циклонів біля поверхні землі.

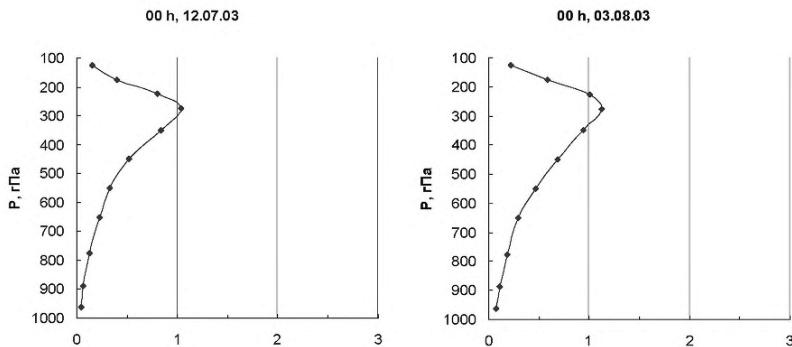


Рисунок 5.6 – Вертикальний розподіл вихревої кінетичної енергії  $K_E (10^5 \text{ Дж}/\text{м}^2)$

Перетворення ( $K_Z - K_E$ ) змінюється у верхній тропосфері та нижній стратосфері, в нижній тропосфері – майже незмінні і мають дуже малі значення (Додаток Г). Збільшення додатних значень цього переходу відбувається при утворенні висотного антициклону та посиленні блокувальної ситуації біля поверхні землі, а також при великих зональних градієнтах геопотенціалу на АТ-500 гПа. Додатні значення перетворення  $K_Z$  в  $K_E$  зменшуються при зниженні тиску в антициклоні у поверхні землі. Від'ємні значення переходу ( $K_Z - K_E$ ) спостерігаються при перебудові висотного баричного поля на АТ - 500 гПа, прияві в зоні дослідження циклону біля поверхні землі, а також – на максимальній стадії розвитку приземного і висотного антициклону, коли має місце квазивертикальна вісь цього баричного утворення. Від'ємні значення цього перетворення відповідають великим меридіональним градієнтам геопотенціалу на АТ - 500 гПа.

Перетворення ( $P_Z - P_E$ ) мало змінюється (Додаток Г). В першому процесі відбувається переход  $P_E$  в  $P_Z$  у всьому шарі тропосфери. В другому випадку додатні значення ( $P_Z - P_E$ ) відповідають великим зональним градієнтам температури біля поверхні землі в досліджуваному районі, а від'ємні – великим меридіональним градієнтам температури.

На початковій стадії розвитку антициклону перетворення ( $P_Z - K_Z$ ) мають додатні значення у всьому вертикальному розрізі тропосфери і збільшуються до максимальної стадії еволюції баричного утворення (Додаток Г). Коли тиск в антициклоні зменшується, переход  $P_Z$  в  $K_Z$  має від'ємні значення і тільки в нижній стратосфері зберігаються додатні значення цього перетворення. Після

перебудови термобаричного поля на АТ-500 гПа перехід ( $P_Z - K_Z$ ) має знову додатні значення, що сприяє збільшенню кінетичної енергії у всій тропосфері. Далі до стадії максимального розвитку антициклону перетворення ( $P_Z - K_Z$ ) має два піки додатних значень (нижня та верхня тропосфера) і один від'ємний – у середній тропосфері. Після стадії максимального розвитку еволюції антициклону майже у всій тропосфері перехід  $P_Z$  в  $K_Z$  – від'ємний. При виникненні біля поверхні землі циклонів перетворення ( $P_Z - K_Z$ ) у нижній і середній тропосфері мають від'ємні значення.

Перетворення ( $P_E - K_E$ ) має малі значення у всій тропосфері і тільки на стадії утворення та максимального розвитку антициклону  $K_E$  збільшується за рахунок  $P_E$ . При перебудові висотного баричного поля цей процес має зворотний знак (Додаток Г).

Перенос  $BPZ$  у всій товщі атмосфери в період блокувальної ситуації має від'ємні значення, що свідчить про відтік зональної потенціальної енергії до оточення антициклону (Додаток Г). Винятком є тільки ті періоди, коли біля поверхні землі спостерігаються циклони – в цей період  $BPZ$  має додатні значення в нижній тропосфері, що відповідає притоку енергії в область антициклону.

Інтегральний перенос  $BPE$  має від'ємні значення у середній і верхній тропосфері на початковій стадії еволюції антициклону, які перевищують значення  $BPZ$  (Додаток Г). Від'ємні значення вихрової потенціальної енергії відповідають відтоку  $BPE$  з області антициклону. Далі значення  $BPE$  є малими і ними можна занехтувати.

Як додатні, так і від'ємні значення  $BKZ$  спостерігаються у шарі 350-250 гПа, що відповідає тропосферній струменевій течії (Додаток Г). На початковій стадії та стадії максимального розвитку антициклону має місце відтік зональної кінетичної енергії з області блокувального процесу, про що свідчать від'ємні значення  $BKZ$ . На стадії руйнування антициклону та при появі циклонів біля поверхні землі  $BKZ$  має додатні значення у нижній стратосфері. Коли відбувається перебудова висотного баричного поля на АТ-500 гПа, то у верхній тропосфері та нижній стратосфері спостерігається два піки  $BKZ$  – від'ємний (шар 350-250 гПа) і додатний (250-150 гПа). Взагалі, значення  $BKZ$  менші, ніж значення  $BPZ$ .

При посиленні антициклону збільшуються від'ємні значення  $BKE$  у шарі 350-250 гПа – має місце відтік вихрової кінетичної енергії з області блокувальної ситуації (Додаток Г). При появі циклону біля землі  $BKE$  збільшується і має додатні значення у верхній тропосфері та нижній стратосфері, що відповідає притоку даного виду енергії до антициклону.

## 5.2 Вертикальні профілі енергетичних характеристик атмосфери над районами, що оточують блокувальний антициклон

Нагадаємо, що для аналізу взаємодії області блокувального процесу з оточенням, район дослідження було поділено на п'ять рівних частин, кожна з яких має розміри області блокування (рис. 4.17). Для дослідження енергетичних ресурсів атмосфери над розглянутим районом та визначення їх впливу на блокувальний процес було побудовано порівнювальні графіки вертикальних профілів різних видів атмосферної енергії. Ці графіки наведено в Додатку Г.

Порівнювальний аналіз енергетичних характеристик цих областей надає можливість зробити такі висновки.

Області 3-5 у порівнянні з областю антициклону мають більші значення потенціальної зональної енергії  $P_Z$ . Указані області мають три максимуми  $P_Z$  на початку утворення блокувальної ситуації: в нижній (шар 800-700 гПа) та верхній (шар 450-350 гПа) тропосфері, а також в нижній стратосфері (шар 200-100 гПа). На АТ-500 гПа в областях 3-5 спостерігається висотний циклон з центром над Києвом та двома замкненими ізогіпсами з мінімальним значенням геопотенціальної висоти 556 гпм. З 11 липня 2003 р. значення зональної доступної потенціальної енергії  $P_Z$  у другій області також збільшується і має три максимуми. В цей час в південно-західній частині області 2 з'являється приземний антициклон, а на карті АТ-500 гПа збільшилися температурні градієнти з півночі на південь. Після перебудови висотного баричного поля на АТ-500 гПа (початок другого процесу) в нижній тропосфері  $P_Z$  в області антициклону збільшується і дорівнює зональній потенціальній енергії в третій та четвертій областях. 25 липня та 4 серпня 2003 р. збільшується  $P_Z$  у першій області у верхній тропосфері, що відповідає збільшенню температурних контрастів з півночі на південь в цій області на АТ-500 гПа.

В період першого процесу, який спостерігається з 9 по 13 липня 2003 р., значення вихрової потенціальної енергії  $P_E$  в області 4 і 5, які розташовані на південній периферії антициклону, має максимум у нижній тропосфері на відміні від областей 1-3, де максимум  $P_E$  спостерігається в нижній стратосфері. Області 1-3 розташовані у тиловій частині блокувального процесу. На початку другого процесу значення  $P_E$  найбільші в нижній та середній тропосфері. Це відбувається до 20 липня, коли в області 2 і 3 з'являється висотний антициклон. Вихрова потенціальна енергія збільшується в різних шарах атмосфери, коли має місце суттєва дисперсія температур на західній та східній межах різних областей, а також  $P_E$  збільшується при поглибленні висотного циклону.

Середньозональна кінетична енергія  $K_Z$  протягом усього досліджуваного періоду має один максимум у всіх розглянутих областях – шар 250-150 гПа, що пов’язано із струменевою течією верхньої тропосфери та нижньої стратосфери. Найбільші значення  $K_Z$  спостерігаються на початку виникнення блокувальної ситуації.

Кінетична вихрова енергія  $K_E$  збільшується в області 1 – при перебудові висотного баричного поля, в областях 2 і 3 – при посиленні струменевої течії, на стадії максимального розвитку висотного циклону, при зниженні тиску в області висотного антициклону, а також при наявності осередків високого та низького тиску в дослідженій області.

Перетворення ( $K_Z-K_E$ ) має великі додатні значення (крім області 4, де значення від’ємні) на початку утворення блокувальної ситуації у всіх областях (крім області 1) у верхній тропосфері та нижній стратосфері. Особливо виділяється область 2, де значення переходу  $K_Z$  в  $K_E$  сягають до 16,41 Вт/м<sup>2</sup> 12 липня 2003 року. На карті АТ-500 гПа цій ситуації відповідає глибока улоговина, а біля землі – система фронтів. Значення перетворення ( $K_Z-K_E$ ) додатні в областях 2 і 3 та в зоні антициклону, тобто вихрова кінетична енергія збільшується за рахунок зональної; в областях 4 і 5 – від’ємні, тут спостерігається зворотній процес – кінетична енергія зонального потоку збільшується за рахунок вихрової. В областях 2, 3, 5 на синоптичних картах розташовано циклон від поверхні землі до поверхні АТ-500 гПа, який має квазівертикальну вісь. В областях 4 і 5, які є південною периферією блокувального процесу, активною є фронтальна діяльність біля поверхні землі. Переход ( $K_Z-K_E$ ) в областях 1 і 2 збільшується і має додатні значення під час перебудови висотного баричного поля. Також додатні значення спостерігаються, коли на карті АТ-500 гПа розташована висотна улоговина і при заповненні висотного циклона, а від’ємні – на максимальній стадії розвитку блокувального антициклону біля поверхні землі. Переход  $K_Z$  в  $K_E$  в області 1 має великі від’ємні значення, коли біля землі спостерігається циклон і з ним пов’язана система фронтів, а на АТ - 500 гПа розташовується висотний антициклон.

Максимальні значення перетворення ( $P_Z-P_E$ ) спостерігаються на початку процесу у шарі 350-250 гПа у областях 2, 3 і 5 у верхній тропосфері. Переход  $P_Z$  в  $P_E$  має у цей період додатні значення, що свідчить про збільшення вихрової потенціальної енергії за рахунок зональної. На карті АТ-500 гПа в цей період спостерігається висотний циклон на стадії максимального розвитку. Також в областях 2 і 5 має місце глибока улоговина, яка, в свою чергу, приносить потужну адвекцію холоду з півночі, що збільшує меридіональний (з півночі на південь) термічний градієнт. Аналогічну картину можна спостерігати 5 серпня 2003 року в області 1.

На початковій стадії розвитку блокувальної ситуації в нижній тропосфері в зонах 1, 3, 4 і 5 та в області антициклону перетворення ( $P_Z-K_Z$ ) мають додатні значення, що відповідає генерації кінетичної енергії  $K_Z$  за рахунок потенціальної  $P_Z$ . Тільки в області 2 перехід  $P_Z$  в  $K_Z$  має від'ємні значення протягом всієї атмосфери. Це означає, що відбувається збільшення потенціальної енергії за рахунок кінетичної. В областях 4 і 5 в середній та верхній тропосфері також відбувається генерація  $P_Z$  за рахунок  $K_Z$ . В нижній стратосфері перетворення ( $P_Z-K_Z$ ) має додатні значення у всіх розглянутих областях, що свідчить про збільшення кінетичної зональної енергії у зв'язку з наявністю на цій висоті струменевої течії.

У перетворенні ( $P_E-K_E$ ) переважає вихрова кінетична енергія  $K_E$  майже у всій тропосфері і у всіх областях. Тільки на стадії руйнування антициклону у зонах 2 і 3 в нижній стратосфері  $P_E$  збільшується за рахунок  $K_E$ .

Перенос  $BPE$  в областях 1, 4 і 5 з 9 до 17 липня має додатні значення, з 18 до 30 липня – від'ємні і з 31 липня до 5 серпня – знову додатні значення. В області 2  $BPE$  має значення протилежні значенням 1, 4 і 5 областей. А область 3 має від'ємні значення  $BPE$  у всій атмосфері, крім нижньої тропосфери. Зона антициклону має майже скрізь від'ємні значення. Від'ємні значення  $BPE$  свідчать про відтік зональної потенціальної енергії, а додатні – відповідають притоку енергії.

Значення інтегрального переносу  $BPE$  менші, ніж  $BPZ$  майже на порядок. В області 1 в першу половину інтегральний потік  $BPE$  від'ємний у нижній та середній тропосфері. Далі він стає додатним скрізь, крім нижньої тропосфери. В області 2  $BPE$  має велику мінливість. Область 3 на початку процесу отримує енергію у всьому шарі атмосфери, крім нижньої стратосфери; потім – віддає, а в нижній тропосфері і нижній стратосфері – отримує приток енергії. В області 4 відбувається відтік вихрової потенціальної енергії у всій тропосфері, у нижній стратосфері – приток. Область 5 має додатні значення  $BPE$  в нижній та середній тропосфері.

Значення інтегрального переносу кінетичної зональної енергії  $BKZ$  менші, ніж значення  $BPZ$ . Області 1, 2, 4 і 5 в нижній та середній тропосфері отримують приток енергії. Області 1 і 2 на останній стадії розвитку процесу отримують великі значення  $BKZ$  у верхній тропосфері та нижній стратосфері. Область 3 віддає кінетичну зональну енергію і тільки іноді у верхній і нижній стратосфері отримує приток.

Області 1, 3 і 4 в нижній та середній тропосфері віддають кінетичну вихрову енергію  $BKE$  оточенню, а в верхній тропосфері та нижній стратосфері – отримують. Область 2 у всьому шарі атмосфери має додатні значення  $BKE$ , а максимальні – у верхній тропосфері та нижній стратосфері. Область 5 в першу

половину дослідженого періоду має приток енергії в верхній тропосфері та нижній стратосфері, а в другій половині – відтік.

### 5.3 Висновки до розділу 5

Аналіз вертикальних профілів енергетичних характеристик атмосфери під час формування блокувального процесу дозволяє зробити такі висновки.

1. Збільшення зональної доступної потенціальної енергії  $P_Z$  відбувається в нижній тропосфері в період адвекції тепла і адвекції холоду в область дослідження, що надає можливість формування максимальних термічних градієнтів в шарі атмосфери над розглянутим районом.

2. Запаси вихрової доступної потенціальної енергії  $P_E$  менші, ніж запаси зональної ДПЕ у всьому розглянутому шарі атмосфери. Максимальні значення  $P_E$  спостерігаються у шарі 400-300 гПа. Збільшення вихрової ДПЕ в нижній тропосфері відбувається під час просторового збільшення теплого сектору в циклоні біля землі, що, в свою чергу, збільшує дисперсію температури між західною і східною межами областей дослідження. Збільшення  $P_E$  в нижній і середній тропосфері відмічається в період утворення блокувального антициклону. Також  $P_E$  набуває збільшених значень у різних шарах атмосфери під час поглиблення висотного циклону.

3. Значення зональної кінетичної енергії  $K_Z$  більші, ніж інші види енергії. Максимум  $K_Z$  має місце у верхній тропосфері та нижній стратосфері у весь період дослідження. Це свідчить про те, що головним чинником підтримки середнього зонального потоку є струменева течія. В середній тропосфері збільшення  $K_Z$  відбувається під час перебудови висотного баричного поля. В нижній тропосфері  $K_Z$  збільшується під час посилення та на максимальній стадії розвитку блокувального процесу.

4. Величина вихрової кінетичної енергії  $K_E$  менша від величини зональної кінетичної енергії  $K_Z$ . Збільшення  $K_E$  у верхній тропосфері та нижній стратосфері відбувається під впливом струменевої течії, що має місце на цій висоті. В середній тропосфері значення  $K_E$  зростають під час перебудови висотного баричного поля. Вихрова кінетична енергія нижньої тропосфери збільшується під час заповнення циклону біля землі та зниження тиску в антициклоні.

5. Перетворення ( $K_Z - K_E$ ) має як додатні, так і від'ємні значення і змінюється у верхній та нижній стратосфері. Додатні значення цього переходу відповідають формуванню висотної улоговини і циклону з квазівертикальною віссю, а також утворенню і посиленню антициклону біля землі й висотного

антициклону. Від'ємні значення перетворення характеризуються максимальною стадією розвитку антициклону (квазівертикальна вісь), утворенням циклону біля поверхні землі та перебудовою висотного баричного поля. В нижній тропосфері значення переходу ( $K_Z - K_E$ ) практично незмінні і малі.

6. Перетворення ( $P_Z - P_E$ ) мало змінюється. Максимальні значення переходу спостерігаються на початку процесу у верхній тропосфері. В першому процесі відбувається перехід  $P_E$  в  $P_Z$  у всьому шарі тропосфери. В другому випадку додатні значення ( $P_Z - P_E$ ) відповідають величим зональним, а від'ємні – великим меридіональним градієнтам температури.

7. Перетворення ( $P_Z - K_Z$ ) мають додатні значення і збільшуються в нижній стратосфері, де має місце струменева течія. Також перехід ( $P_Z - K_Z$ ) додатний в нижній і верхній тропосфері на початковій та максимальній стадії розвитку блокувального антициклону і після перебудови висотного баричного поля. Від'ємні значення це перетворення має на стадії руйнування ситуації блокування. В нижній та середній тропосфері від'ємні значення перетворення відповідають виникненню циклону біля поверхні землі.

8. У перетворення ( $P_E - K_E$ ) переважає вихрова кінетична енергія  $K_E$  майже у всій тропосфері і у всіх областях. Тільки на стадії руйнування антициклону в нижній стратосфері  $P_E$  збільшується за рахунок  $K_E$ . Перетворення ( $P_E - K_E$ ) має малі значення у всій тропосфері і тільки на стадії утворення та максимального розвитку антициклону  $K_E$  збільшується за рахунок  $P_E$ .

9. Інтегральний перенос  $BPE$  в області блокувальної ситуації майже у всій атмосфері від'ємний, що свідчить про відтік енергії з області блокування. Винятком є нижня та верхня тропосфера в період утворення циклонів біля поверхні землі.

10. Інтегральний перенос  $BPE$  має від'ємні значення практично у весь період дослідження в області антициклону у всій атмосфері. В областях, де спостерігаються інтенсивні процеси циклогенезу та фронтогенезу, в верхній тропосфері і нижній стратосфері перенос  $BPE$  має додатні значення.

11. Значення інтегрального переносу кінетичної зональної енергії  $BKZ$  менші, ніж значення  $BPZ$ . Інтегральний перенос  $BKZ$  має від'ємні значення майже у всій атмосфері в області блокування. Додатний  $BKZ$  спостерігається в верхній тропосфері та нижній стратосфері перед перебудовою висотного баричного поля та під час циклогенезу і фронтогенезу.

12. Значення інтегрального переносу кінетичної вихрової енергії  $BKE$  в верхній тропосфері та нижній стратосфері мають додатні значення, що свідчить про підтримку цього виду переносу струменевою течією. Області, що

характеризуються інтенсивним циклогенезом і фронтогенезом, можуть віддавати цей вид енергії оточенню.

## ВИСНОВКИ

Під дослідженням енергетичних характеристик атмосфери взагалі, та вихорів синоптичного масштабу зокрема, розуміють дослідження переносів та перетворень енергії різних форм між полями, які визначають стан атмосфери. Діагностичне дослідження, проведене у цій роботі, фокусується на комплексному характеру блокувальних антициклонів. Для останніх, на відміну від циклонів помірних широт, майже зовсім не проводився аналіз атмосферної енергетики, хоча вплив цього типу антициклонів на формування екстремальних погодних умов, таких як посухи, хвили тепла, суховій тощо, є суттєвим. Внаслідок того, що енергетика атмосфери дозволяє розглядати динамічні процеси, які відбуваються в блокувальних антициклах, в усьому їх різноманітті, представлене дослідження ретельніше виявило певні особливості еволюції процесу блокування та блокувальної взаємодії антициклону з його оточенням, зокрема циклонами помірних широт. Зроблений в роботі аналіз дозволив зробити такі висновки.

1. Посилення блокувального антициклону поблизу земної поверхні до стадії максимального розвитку або посилення висотного баричного гребеня супроводжується збільшенням середньозональної та вихрової кінетичної енергії; підвищені запаси  $K_Z$  мають місце, також, після посилення струменевої течії, що виникає як результат взаємодії блокувального антициклону та циклону помірних широт. Після того, як синоптичне утворення переходить у заключну стадію своєї еволюції, запаси кінетичної енергії починають зменшуватися.

2. Доступна потенціальна енергія зростає за рахунок процесів, які збільшують горизонтальний градієнт температури: у меридіональному напрямку для середньозональної складової та у зональному – для вихрової. Такими процесами можуть бути адвекція тепла чи холоду.

3. З енергетичної точки зору еволюцію блокувального антициклону можна розділити на чотири етапи. Перший – початкова стадія, на якій відбувається утворення блокувального антициклону. Другий – стадія взаємодії блокінга з процесами цикло- та фронтогенезу в його оточенні. Третій – стадія максимального розвитку блокувального процесу. Четвертий – стадія руйнування блокувальної ситуації.

- На стадії утворення блокувального антициклону середньозональна доступна потенціальна енергія  $P_Z$  практично для всіх досліджених блокувальних процесів має максимальні значення. Запаси вихрової доступної потенціальної енергії  $P_E$  мають великі значення, але не є максимальними. Вихрова компонента доступної потенціальної енергії отримує запаси від

середньозональної доступної потенціальної енергії  $P_Z$ . Початкова стадія існування блокувального процесу характеризується середніми значеннями запасів середньозональної кінетичної енергії  $K_Z$  і перетвореннями запасів середньозональної доступної потенціальної енергії  $P_Z$  на середньозональну кінетичну. Запаси кінетичної вихрової енергії  $K_E$  невеликі, але не є є мінімальними, завдячуючи перетворенням зональних енергетичних запасів.

- Під час взаємодії блокувальної ситуації з процесами в її оточенні запаси середньозональної доступної потенціальної енергії блокувального антициклону зменшуються і інколи можуть досягти своїх мінімальних значень. Запаси  $P_Z$  перетворюються на інші види енергії. При взаємодії з циклонами запаси  $P_E$  блокувального процесу розподіляються неоднозначно і залежать від зміни тиску в антициклоні. У періоди взаємодії антициклона з процесами циклогенезу середньозональна кінетична енергія стрімко зменшується і досягає своїх мінімальних значень.  $K_Z$  віддає частину своїх запасів на підтримку кінетичної вихрової енергії  $K_E$ . Вихрова кінетична енергія області блокування і в оточуючих районах збільшується, отримуючи енергію від середньозональної кінетичної  $K_Z$  та середньозональної доступної потенціальної  $P_Z$  енергій.

- На стадії максимального розвитку блокувального антициклону запаси середньозональної доступної потенціальної енергії  $P_Z$  мають невеликі значення, хоча отримують енергію від інших видів енергетичних запасів. Запаси вихрової доступної потенціальної енергії  $P_E$  збільшуються і стають максимальними за весь період існування блокувального процесу. Частина вихрової доступної потенціальної енергії перетворюється на середньозональну доступну потенціальну енергію  $P_Z$ . Запаси середньозональної кінетичної енергії  $K_Z$  зростають до максимальних значень, отримуючи частину запасів вихрової енергії  $K_E$ , яка отримує енергію від  $P_E$ .

- На четвертій стадії запаси  $P_Z$  стрімко збільшуються. Під час руйнування антициклону вихрова доступна потенціальна енергія  $P_E$  зменшується. Запаси середньозональної кінетичної енергії  $K_Z$  зменшуються і перетворюються на середньозональну доступну потенціальну енергію  $P_Z$ . Максимальні значення вихрової кінетичної енергії  $K_E$  мають місце у період, коли вісь антициклону набуває квазівертикальності, що відбувається на стадії руйнування блокування. В цей період  $K_E$  підтримується іншими енергетичними запасами. Потім запаси кінетичної вихрової енергії  $K_E$  стрімко зменшуються, перетворюючись на інші види енергії.

4. Коли антициклон взаємодіє з циклонічним вихором, який він заблокував, відбувається передача енергії, особливо вихрової її складової, від антициклону до циклону за рахунок потоків енергії через бокові межі вихорів. Цей процес в деякій мірі підживлює циклонічний вихор і може розглядатися

як чинник, що підтримує подальший розвиток циклону. Інтенсивність цього процесу є максимальною у верхній тропосфері.

5. Енергетичні характеристики периферії блокуючого антициклону, яка взаємодіє з циклонічними вихорами, перевищують в декілька разів величини енергетики над самим районом блокування. Найістотніші кількісні відмінності в значеннях енергетичних характеристик мають місце впродовж процесу, який спостерігається на початку еволюції блокувального антициклону.

6. Баротропне перетворення енергії (від середньозональної кінетичної енергії на вихрову) в блокувальному антициклоні є найбільшим у верхній тропосфері – нижній стратосфері, тобто поблизу осі струменевої течії. Це перетворення підживлює антициклон протягом його еволюції за винятком періоду максимального розвитку антициклону. Бароклінне перетворення (від вихрової доступної потенціальної до вихрової кінетичної енергії) у вертикальній площині у більшості випадків має декілька екстремумів різного знаку, причому інтенсивність цих екстремумів збільшується з висотою.

Одержані у роботі результати ґрунтуються на використанні традиційних і сучасних методик дослідження енергетичних властивостей вихорів синоптичного масштабу на основі загальновживаних баз даних гідрометеорологічної інформації. Все це дозволило, насамперед, покращити наукове розуміння щодо динамічних процесів, які відбуваються під час взаємодії блокувального антициклону та циклону. З іншого боку, зважаючи на відносно тривалий період еволюції блокувального антициклону, це розуміння може дозволити удосконалити методи середньострокового і довгострокового прогнозу погоди, особливо, що стосується екстремальних її проявів, пов’язаних з процесом блокування – посухи, хвилі тепла, зливи на периферії антициклону тощо.

## ЛІТЕРАТУРА

1. Хромов С.П. Метеорологический словарь / С.П. Хромов, Л.И. Мамонтова. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 568 с.
2. Хандожко Л.А. Региональные синоптические процессы / Л.А. Хандожко. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 103 с.
3. Ивус Г.П., Ефимов В.А. Физика антициклогенеза: монография / Г.П. Ивус, В.А. Ефимов. Киев: КНТ, 2005. 208 с.
4. Шаповалова Н.С. Блокирующие образования в атмосфере / Н.С. Шаповалова // Труды ГМЦ СССР. 1991. Вып. 316. С. 68-73.
5. Rex D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effect on regional climate. II. The climatology of blocking action / Daniel F. Rex // Tellus. 1950. Vol. 3. P. 275-301.
6. Шакина Н.П., Иванова А.Р. Блокирующие антициклины: современное состояние исследований и прогнозирования / Н.П. Шакина, А.Р. Иванова // Метеорология и гидрология. 2010. № 11. С. 5-18.
7. Коровкина Л.В. Синоптико-климатическая характеристика процессов блокирования в атмосфере: Обзорная информация. Метеорология / Л.В. Коровкина. Обнинск, 1988. 50 с.
8. Аристов Н.А. Исследование квазистационарных антициклонов, характерных для естественных синоптических периодов / Н.А. Аристов // Труды ЦИП. 1949. Вып. 19(46). С. 3-81.
9. Борисова Е.И., Хазова О.Н. Повторяемость некоторых типов стационарных антициклонов / Е.И. Борисова, О.Н. Хазова // Труды ЦИП. 1957. Вып. 56. С. 31-70.
10. Кивганов А.Ф., Голощак О.П. Антициклины восточной Европы / А.Ф. Кивганов, О.П. Голощак // Метеорология, климатология и гидрология. 1998. Вып. 35. С. 81-89.
11. Голощак О.П. Блокирующие процессы Восточной Европы / О.П. Голощак // Метеорология, климатология и гидрология. 1998. Вып. 35. С. 90-98.
12. Груда Г.В., Коровкина Л.В. Климатический мониторинг процессов блокирования западного переноса в Северном полушарии / Г.В. Груда, Л.В. Коровкина // Метеорология и гидрология. 1991. № 8. С. 11-17.
13. Груда Г.В., Коровкина Л.В. Сезонные особенности пространственного распределения индексов блокирования в Северном полушарии / Г.В. Груда, Л.В. Коровкина // Метеорология и гидрология. 1991. № 3. С. 108-110.
14. Lupo A.R. and Smith P.J. Climatological features of blocking anticyclones in the Northern Hemisphere / Anthony R. Lupo and Phillip J. Smith // Tellus. 1995. Vol. 47a. P. 439-456.

15. Pelly J.L. and Hoskins B.J. A new perspective on blocking / J.L. Pelly and Brian J. Hoskins // *J. Atmos. Sci.* 2003. Vol. 60, № 3. P. 743-755.
16. Doblas-Reyes F.J. Sensitivity of the Northern Hemisphere blocking frequency to the detection index / F.J. Doblas-Reyes, M.J. Casado, M.A. Pastor // *Journal of Geophysical Research*. 2002. Vol. 107, No. D2. 0290.
17. Diao Y. A new blocking index and its application: Blocking action in the Northern Hemisphere / Yina Diao, Jianping Li, Dehai Luo // *Journal of Climate*. 2006. Vol. 19, No. 19. P. 4819-4839.
18. Tyrlis E. Aspects of a Northern Hemisphere atmospheric blocking climatology / E. Tyrlis, B.J. Hoskins // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2008. Vol. 65, No. 5. P. 1638-1652.
19. Tyrlis E. The morphology of Northern Hemisphere blocking / E. Tyrlis, B.J. Hoskins // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2008. Vol. 65, No. 5. P. 1653-1662.
20. Barriopedro D. Application of blocking diagnosis methods to General Circulation Models. Part I: a novel detection scheme / D. Barriopedro, R. García-Herrera, R.M. Trigo // *Climate Dynamics*. 2010. Vol. 35, No. 7-8. P. 1373-1391.
21. Barnes E.A. A methodology for the comparison of blocking climatologies across indices, models and climate scenarios / Elizabeth A. Barnes, Julia Slingo, Tim Woollings // *Climate Dynamics*. 2012. Vol. 38, No. 11-12. P. 2467-2481.
22. Weijenborg C. On the direction of Rossby wave breaking in blocking / Chris Weijenborg, Hylke de Vries, Reindert J. Haarsma // *Climate Dynamics*. 2012. Vol. 39, No. 12. P. 2823-2831.
23. Scherrer S.C. Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region / Simon C. Scherrer, Mischa Croci-Maspoli, Cornelia Schwierz, Christof Appenzeller // *International Journal of Climatology*. 2006. Vol. 26, No. 2. P. 233-249.
24. Tibaldi S. On the operational predictability of blocking / Stefano Tibaldi, Franco Molteni // *Tellus*. 1990. Vol. 42A, No. 3. P. 343-365.
25. Schwierz C. Perspicacious indicators of atmospheric blocking / C. Schwierz, M. Croci-Maspoli, H.C. Davies // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31. L06125.
26. Barriopedro D. A climatology of Northern Hemisphere blocking / David Barriopedro, Ricardo García-Herrera, Anthony R. Lupo, Emiliano Hernández // *Journal of Climate*. 2006. Vol. 19, No. 6. P. 1042-1063.
27. Marques R.F.C. and Rao V.B. Interannual variations of blockings in the Southern Hemisphere and their energetics / Rosa de Fátima Cruz Marques, V. Brahmananda Rao // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105. P. 4625-4636.
28. Burkhardt J.P. and Lupo A.R. The planetary- and synoptic-scale interactions in a Southern Pacific blocking episode using PV diagnostics / John P. Burkhardt and

Anthony R. Lupo // J. Atmos. Sci. 2005. Vol. 62. № 6. P. 1901-1916.

29. Barriopedro D., Garcia-Herrera R., and Huth R. Solar modulation of Northern Hemisphere winter blocking / David Barriopedro, Ricardo Garcia-Herrera, and Radan Huth // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 118. D14118. Doi: 10.1029/2008JD009789.

30. Мохов И.И. Действие как интегральная характеристика климатических структур: оценки для атмосферных блокингов / И.И. Мохов // Доклады РАН. 2006. Т. 409. № 3. С. 403-406.

31. Renwick J.A. and Wallace J.M. Relationships between North Pacific wintertime blocking, El Nino, and PNA pattern / James A. Renwick and John M. Wallace // Mon. Wea. Rev. 1996. Vol. 124. P. 2071-2076.

32. Wiedenmann J.M., Lupo A.R., Mokhov I.I., and Tikhonova E.A. The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern hemispheres: Block intensity as a diagnostic / J.M. Wiedenmann, A.R. Lupo, I.I. Mokhov, and E.A. Tikhonova // J. Climate. 2002. Vol. 15. № 12. P. 3459-3473.

33. Woollings T. and Hoskins B. Simultaneous Atlantic-Pacific blocking and the Northern Annular Mode / Tim Woollings and Brian Hoskins // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2008. Vol. 134. P. 1635-1646.

34. Shabbar A., Huang J., and Higuchi K. The relationship between the wintertime North Atlantic Oscillation and blocking episodes in the North Atlantic / Amir Shabbar, Jianping Huang and Kaz Higuchi // Int. J. Climatol. 2001. Vol. 21. P. 355-369.

35. Tachibana Y., Nakamura T., Komiya H., and Takahashi M. Abrupt evolution of the summer Northern Hemisphere annual mode and its association with blocking / Yoshihiro Tachibana, Tetsu Nakamura, Hideki Komiya, Masanori Takahashi // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. D12125. Doi: 10.1029/2009JD012894.

36. Barriopedro D., Anton M., and Garcia J.A. Atmospheric blocking signatures in total ozone and ozone miniholes / David Barriopedro, Manuel Anton, Jose Agustin Garcia // J. Climate. 2010. Vol. 21. № 7. P. 3967-3983.

37. Canziani P.O., Compagnucci R.H., Bischoff S.A., and Legnani W.E. A study of impacts of tropospheric synoptic processes on the genesis and evolution of extreme total ozone anomalies over South America / Pablo O. Canziani, Rosa H. Compagnucci, Susana A. Bischoff, and Walter E. Legnani // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107, 4741. Doi: 10.1029/2001JD000965.

38. Engelen R. The effect of planetary waves on the total ozone zonal deviations in the presence of a persistent blocking anticyclone systems / Richard J. Engelen // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. № D22. P. 28775-28784.

39. Калинин Н.А. Энергетика циклонов умеренных широт / Н.А. Калинин. П.: ПерГУ, 1999. 190 с.

40. Kung E.C. Spectral energetics of the observed and simulated Northern

Hemisphere general circulation during blocking episodes / Ernest C. Kung, Wayman E. Baker // Journal of the Atmospheric Sciences. 1986. Vol. 43, No. 13. P. 2792-2812.

41. Хохлов В.Н. Энергетика общей циркуляции атмосферы / В.Н. Хохлов. О.: «ТЭС», 2004. 132 с.
42. Fournier A. Instantaneous wavelet energetic transfers between atmospheric blocking and local eddies / Aimé Fournier // Journal of Climate. 2005. Vol. 18, No. 13. P. 2151-2171.
43. Watarai Y. Local energetics analysis of blocking formation in the North Pacific decomposed in vertical mean and sheared flows / Yasushi Watarai, H.L. Tanaka // Journal of the Meteorological Society of Japan. 2004. Vol. 82, No. 5. P. 1447-1458.
44. Хохлов В.Н. Энергетический бюджет антициклонов в процессе их эволюции / Хохлов В.Н. // Метеорология, климатология и гидрология. 1999. Вып. 38. С. 47-53.
45. Michaelides S.C. Limited area energetics of Genoa cyclogenesis / Silas Chr. Michaelides // Monthly Weather Review. – 1987. – Vol. 115, No. 1. – P. 13-26.
46. Michaelides S.C. Quasi-Lagrangian energetics of an intense Mediterranean cyclone / Silas Chr. Michaelides, Nicholas G. Prezerakos, Helena A. Flocas // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1999. Vol. 125. P. 139-168.
47. Gan M.A. Energetics of the high frequency disturbances over South America / M.A. Gan and V.B. Rao // Revista Brasileira de Geofísica. 1999. Vol. 17, No. 1. P. 21-28.
48. Mishra S.K. The energetics of an upper tropospheric cyclonic vortex over north-east Brazil / Mishra S.K., V.B. Rao // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2001. Vol. 127. P. 2329-2351.
49. Dias Pinto J.R. The energy cycle and structural evolution of cyclones over southeastern South America in three case studies // João Rafael Dias Pinto, Rosmeri Porfirio da Rocha // Journal of Geophysical Research. 2011. Vol. 116. D14112.
50. Decker S.G. A local energetics analysis of the life cycle differences between consecutive, explosively deepening, continental cyclones / Steven G. Decker, Jonathan E. Martin // Monthly Weather Review. 2005. Vol. 133, No. 1. P. 295-316.
51. Cai M. Dynamical implications of the orientation of atmospheric eddies: a local energetics perspective / M. Cai, S. Yang, H.M. van den Dool, V.E. Kousky // Tellus. 2007. Vol. 59A, No. 1. P. 127-140.
52. Pezza A.B. Environmental energetics of an exceptional high-latitude storm / Alexandre Bernardes Pezza, José Augusto Paixão Veiga, Ian Simmonds, Kevin Keay, Michel dos Santos Mesquita // Atmospheric Science Letters. 2010. Vol. 11, No. 1. P. 39-45.
53. Lee S.-S. A comparison of climatological subseasonal variations in the

wintertime storm track activity between the North Pacific and Atlantic: local energetics and moisture effect / Sun-Seon Lee, June-Yi Lee, Bin Wang, Fei-Fei Jin, Woo-Jin Lee, Kyung-Ja Ha // Climate Dynamics. 2011. Vol. 37, No. 11-12. P. 2455-2469.

54. Black M.T. A universal, broad-environment energy conversion signature of explosive cyclones / Mitchell Timothy Black, Alexandre Bernardes Pezza // Geophysical Research Letters. 2013. Vol. 40, No. 2. P. 452-457.

55. Lejenas H. and Okland H. Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data / Harald Lejenäs and Hans Okland// Tellus. 1983. Vol. 35A. P. 350-362.

56. WMO. Definition of the tropopause // WMO Bull. 1957. Vol. 6. P. 136.

57. Hoskins B.J., McIntyre M.E., and Robinson A.W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps / B.J. Hoskins, M.E. McIntyre, and A.W. Robinson // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1985. Vol. 111. № 470. P. 877-946.

58. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы: пер. с англ. / Э.Н. Лоренц. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 259 с.

59. Lorenz E.N. Available potential energy and the maintenance of the general circulation / Edward N. Lorenz // Tellus. 1955. Vol. 7. P. 157-167.

60. Plumb R.A. A new look at the energy cycle / R. Alan Plumb // J. Atmos. Sci. 1983. Vol. 40. P. 1669-1688.

61. Hayashi Y. A modification of the atmospheric energy cycle / Yoshikazu Hayashi // J. Atmos. Sci. 1987. Vol. 44. P. 2006-2017.

62. Iwasaki T. Atmospheric energy cycle viewed from wave-mean-flow interaction and Lagrangian mean circulation / Toshiki Iwasaki // J. Atmos. Sci. 2001. Vol. 58. P. 3036-3052.

63. Dutton J.A., Johnson D.R. The theory of available potential energy and a variational approach to atmospheric energetics / J.A. Dutton, D.R. Johnson // Advances in geophysics / H.E. Landsberg, J.V. Miegheem (Eds.). N.-Y.: Academic Press., 1967. P. 333-436.

64. Недострелова Л.В., Хохлов В.Н. Пространственно-временное распределение блокирующих антициклонов / Л.В. Недострелова, В.Н. Хохлов // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2010. Вип. 51. С. 36-42.

65. Liu Q. On the definition and persistence of blocking / Qing Liu // Tellus. 1994. Vol. 46A. P. 286-298.

66. Austin J.F. The blocking of middle latitude westerly winds by planetary scale waves / J.F. Austin // Q.J.R. Meteorol. Soc. 1980. Vol. 106. P. 327-350.

67. Хохлов В.Н., Романова А.В. Повторяемость блокирующих ситуаций над Европой в начале 21-го века / В.Н. Хохлов, А.В. Романова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2005. Вип. 49. С. 82-87.

68. Stein O. The variability of Atlantic-European blocking as derived from long

SLP time series / Olaf Stein // Tellus. 2000. Vol. 52A. P.225-236.

69. Бардин М.Ю. Антициклоническая квазистационарная циркуляция и ее влияние на аномалии и экстремумы температуры воздуха в западных областях России / М.Ю. Бардин // Метеорология и гидрология. 2007. № 2. С. 5-18.

70. Plaut G. and Vautard R. Spells of lowfrequency oscillations and weather regimes in the Northern Hemisphere / Guy Plaut and Robert Vautard // J. Atmos. Sci. 1994. Vol. 51. № 2. P. 210-236.

71. Vautard R. Multiple weather regimes over the north Atlantic: Analysis of precursors and successors / Robert Vautard // Mon. Wea. Rev. 1990. Vol. 118. P. 2056-2081.

72. Croci-Maspoli M., Schwierz C., and Davies H.C. A multifaceted climatology of atmospheric blocking and its recent linear trend / M. Croci-Maspoli, C. Schwierz, and H.C. Davies // J. Climate. 2007. Vol. 20. P. 633-649.

73. Thorncroft C.D. Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour / C.D. Thorncroft, B.J. Hoskins, M.E. McIntyre // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1993. Vol. 119. P. 17-55.

74. Недострелова Л.В. Огляд сучасних підходів до типізації блокуючих процесів / Л.В. Недострелова // Вісник ОДЕКУ. 2015. Вип. 19. С. 69-75.

75. Недострелова Л.В. Класифікація блокируючих антициклонов / Л.В. Недострелова // Символ науки. Міжнародний науковий журнал. 2015. № 8. С. 315-316.

76. Недострелова Л.В. Статистична структура енергетичних перетворень в атмосфері під час блокування / Л.В. Недострелова // Фізична географія та геоморфологія. Науковий збірник. 2015. Вип. 4 (80). Ч. II. С. 117-121.

77. Недострелова Л.В. Статистичні параметри енергетичних характеристик блокуючих антициклонів / Л.В. Недострелова // Вісник ХНУ ім. В.Н. Каразіна. 2015. Вип. 43. С. 135-139.

78. Недострелова Л.В. Дослідження статистичних характеристик інтегральних переносів енергії в блокуючих процесах / Л.В. Недострелова // Фізична географія та геоморфологія. Науковий збірник. 2016. Вип. 2 (82) С. 77-83.

79. Недострелова Л.В., Хохлов В.М. Енергетичні характеристики антициклону / Л.В. Недострелова, В.М. Хохлов // Вісник ОДЕКУ. 2009. Вип. 8. С. 140-149.

80. Недострелова Л.В. Энергетика блокирующего процесса / Л.В. Недострелова // Український гідрометеорологічний журнал. 2011. № 8. С. 74-83.

81. Недострелова Л.В., Антоненко В.С. Інтегральні переноси різних видів енергії під час блокування атмосферних процесів / Л.В. Недострелова, В.С. Антоненко // Український гідрометеорологічний журнал. 2014. № 14.

С. 68-78.

82. Капитанова Т.П. Некоторые особенности структуры блокирующего антициклона / Т.П. Капитанова // Труды ЦАО. Физика облаков. 1991. № 178. С. 102-112.

83. Недострелова Л.В. Энергетические аспекты блокирующего антициклона, взаимодействующего с циклоном / Л.В. Недострелова // Вісник ОДЕКУ. 2011. Вип. 12. С. 104-112.

84. Недострелова Л.В., Хохлов В.М., Семенова І.Г. Схеми перетворень енергії в блокуючому антициклоні / Л.В. Недострелова, В.М. Хохлов, І.Г. Семенова// Український гідрометеорологічний журнал. 2014. № 15. С. 152-160.

85. Недострелова Л.В. Вертикальний розподіл енергетичних ресурсів атмосфери в період блокування / Л.В. Недострелова // Український гідрометеорологічний журнал. 2012. № 11. С. 119-127.

## ДОДАТКИ

**ДОДАТОК А**  
**Приземні карти погоди та карти АТ-500 гПа за різні дати**

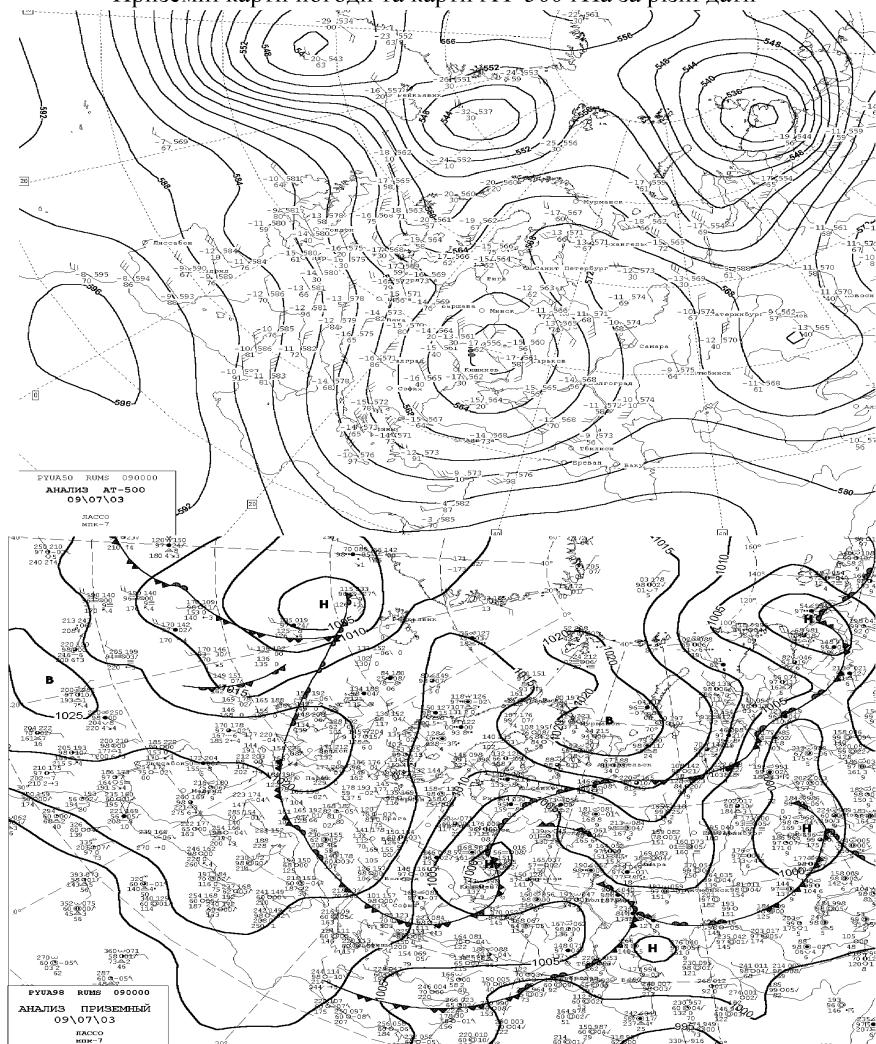


Рисунок А.1 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГЧ 09.07.03

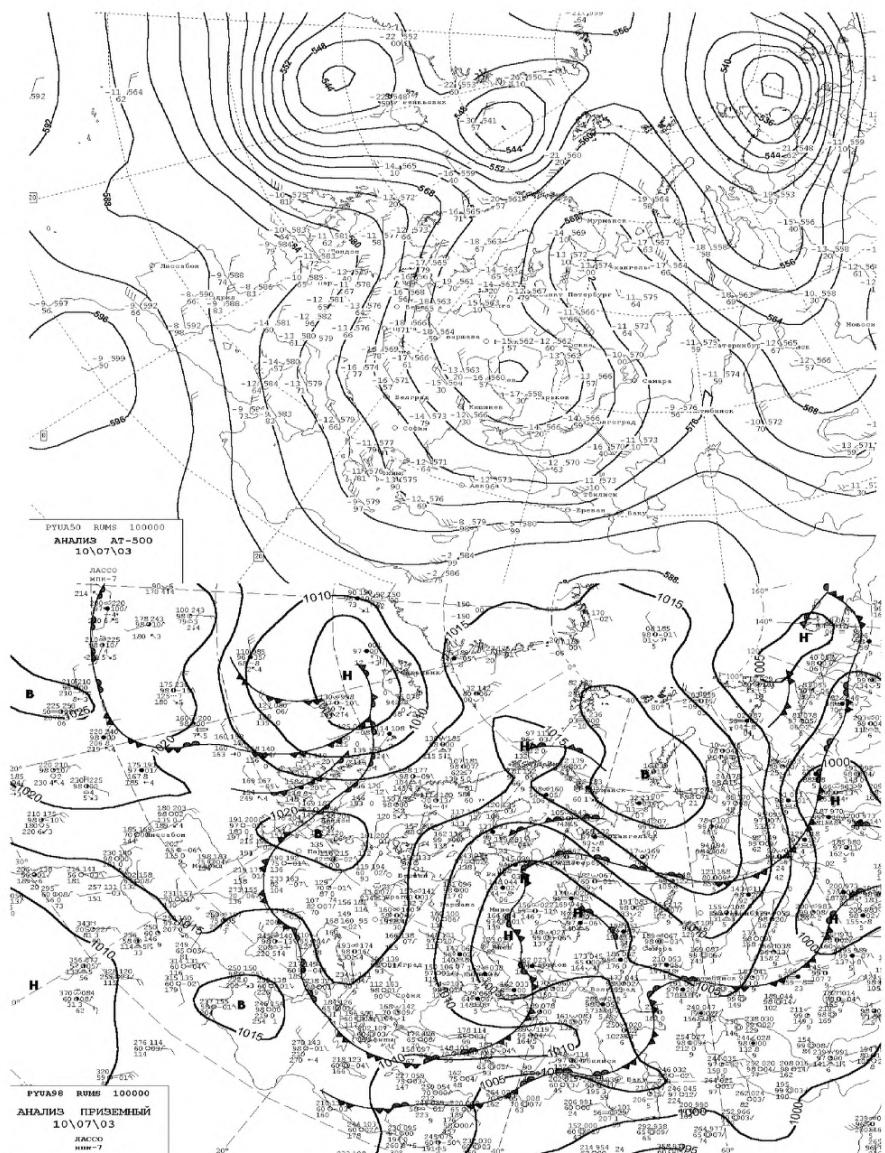


Рисунок А.2 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГЧ 10.07.03

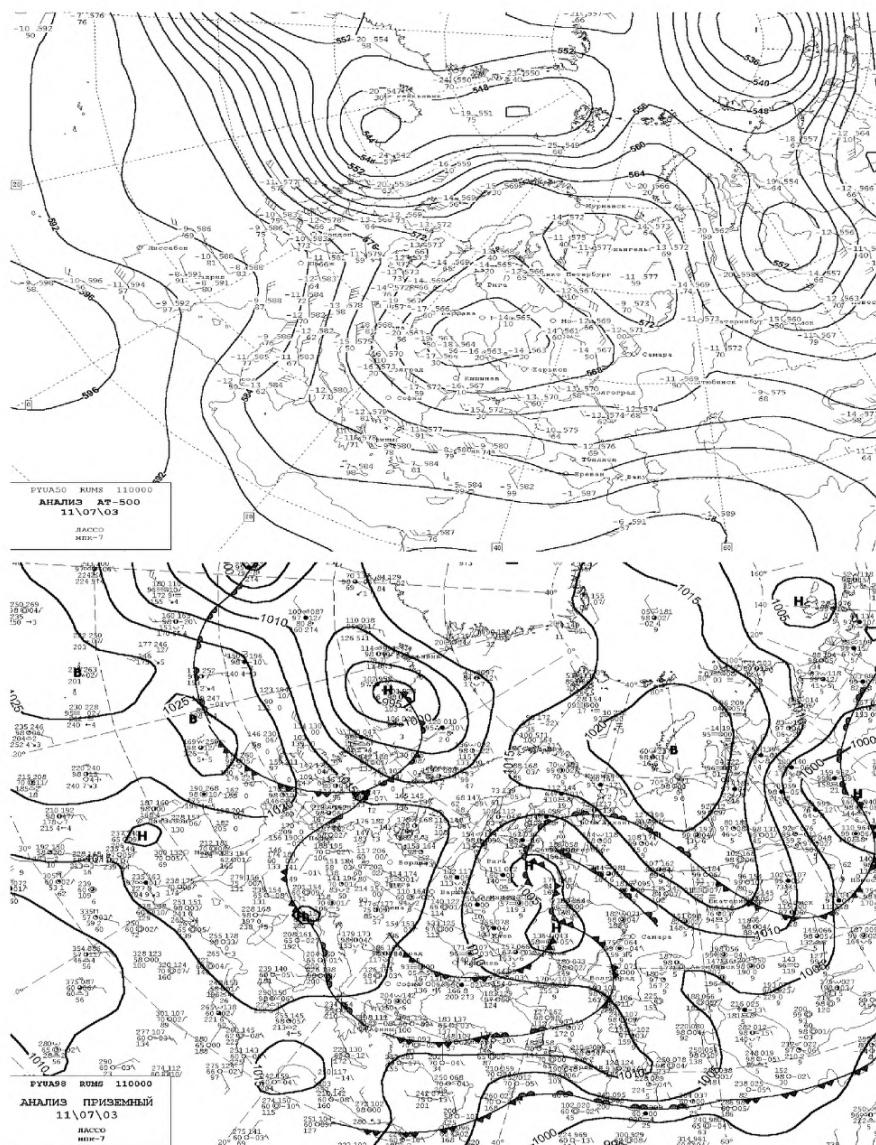


Рисунок А.3 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 11.07.03

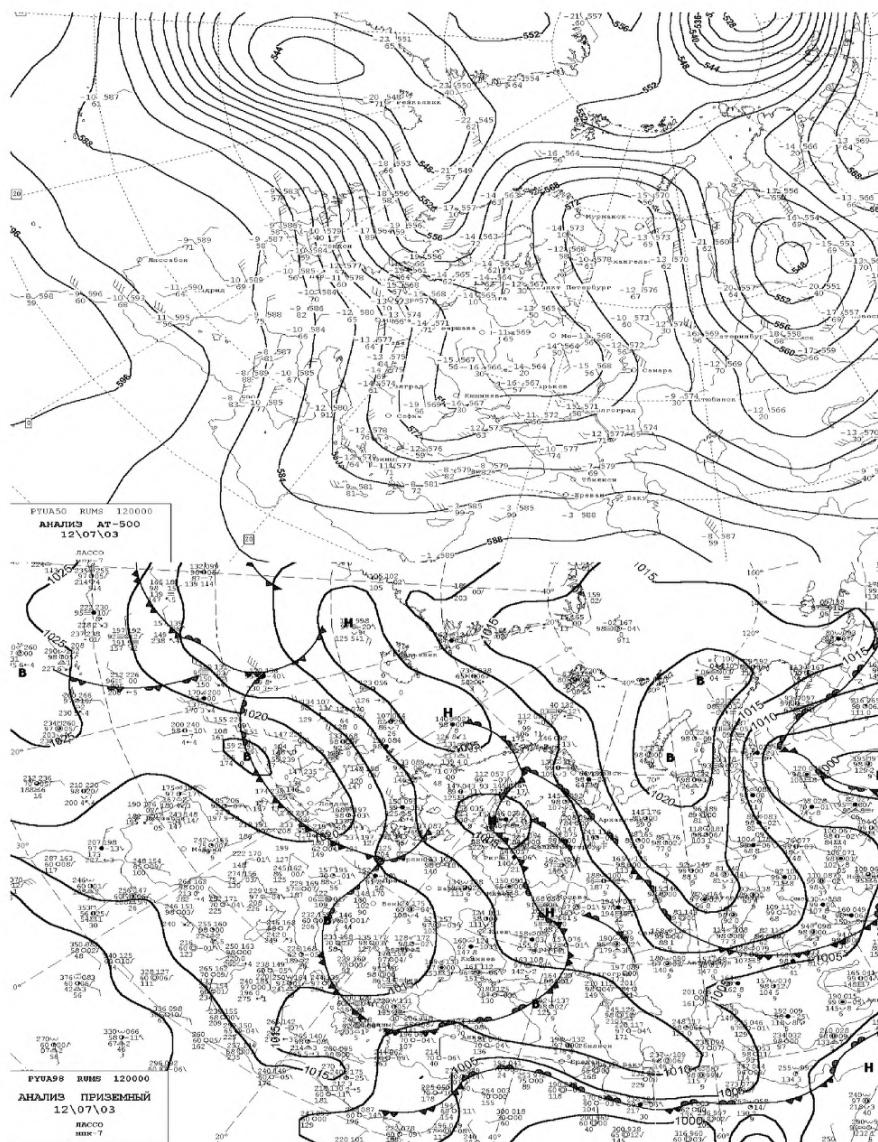


Рисунок А.4 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 12.07.03

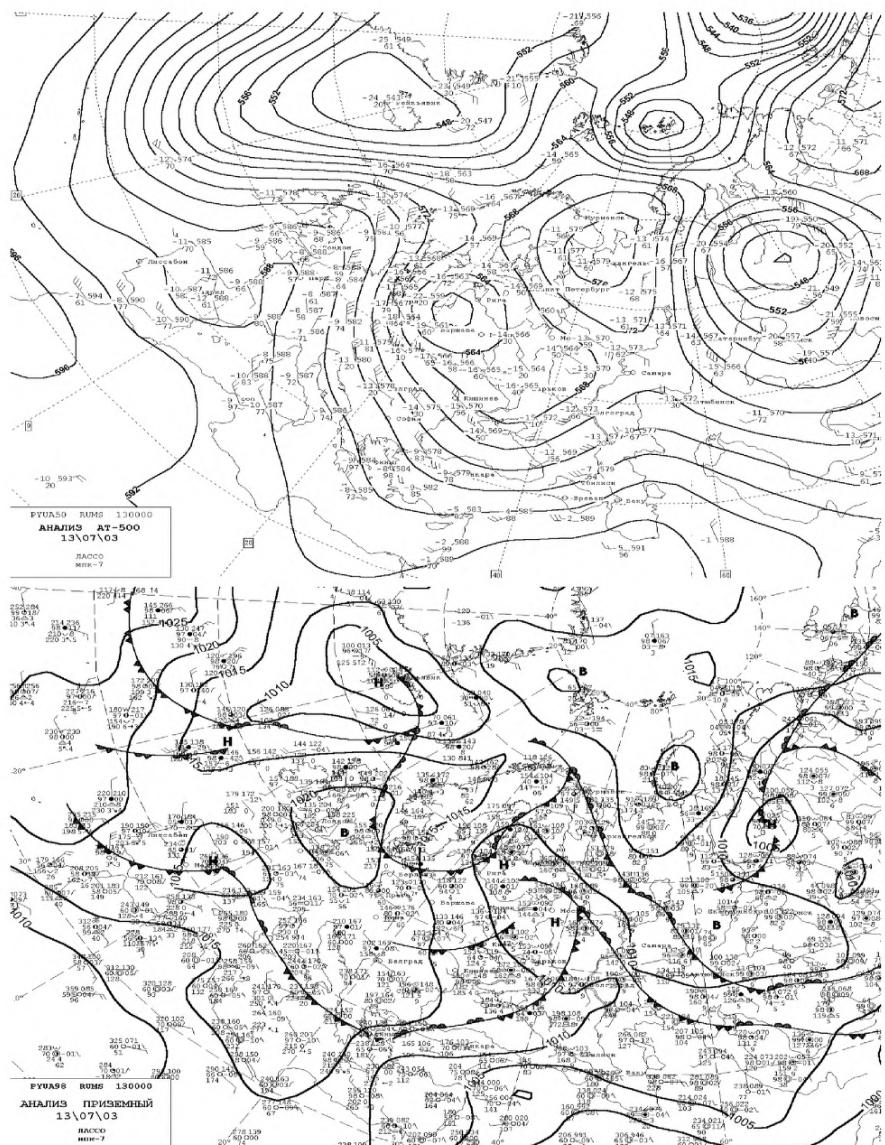


Рисунок А.5 – Приземна карта (внизу) та карта AT-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 14.07.03

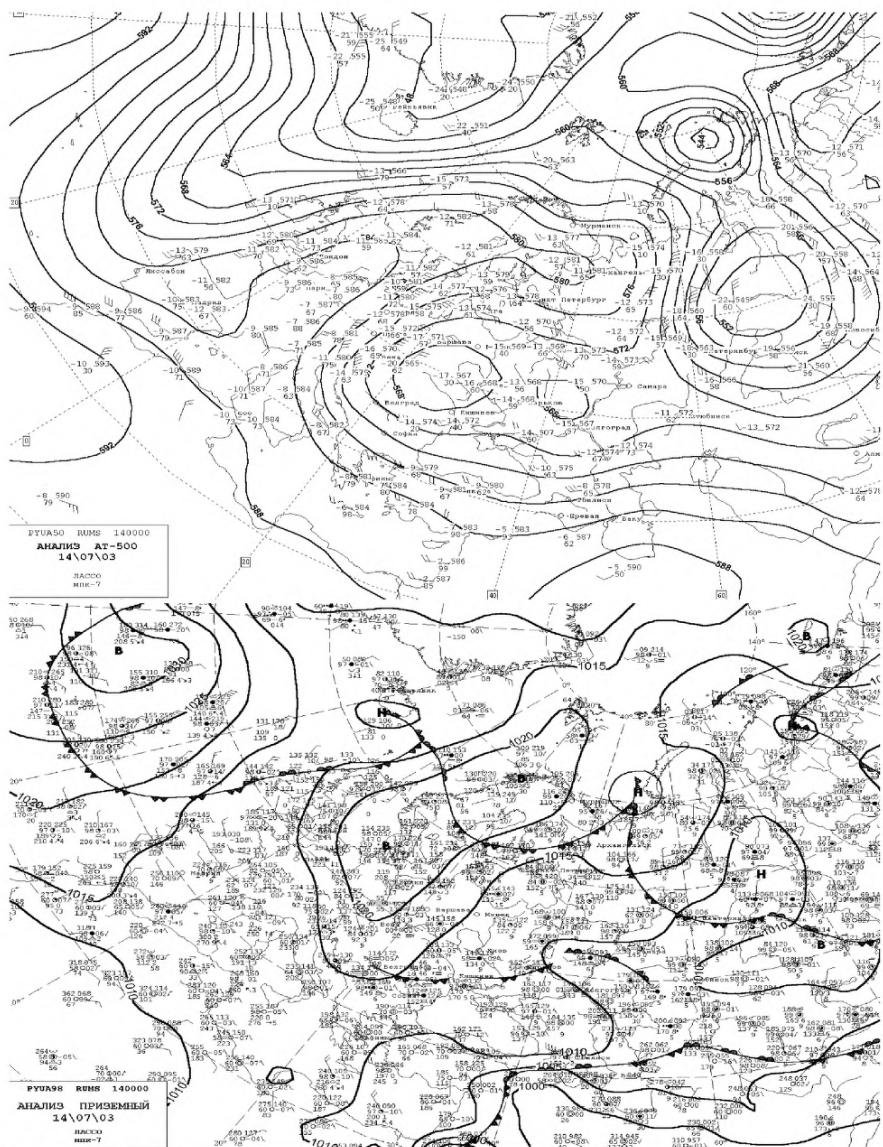


Рисунок А.6 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 14.07.03

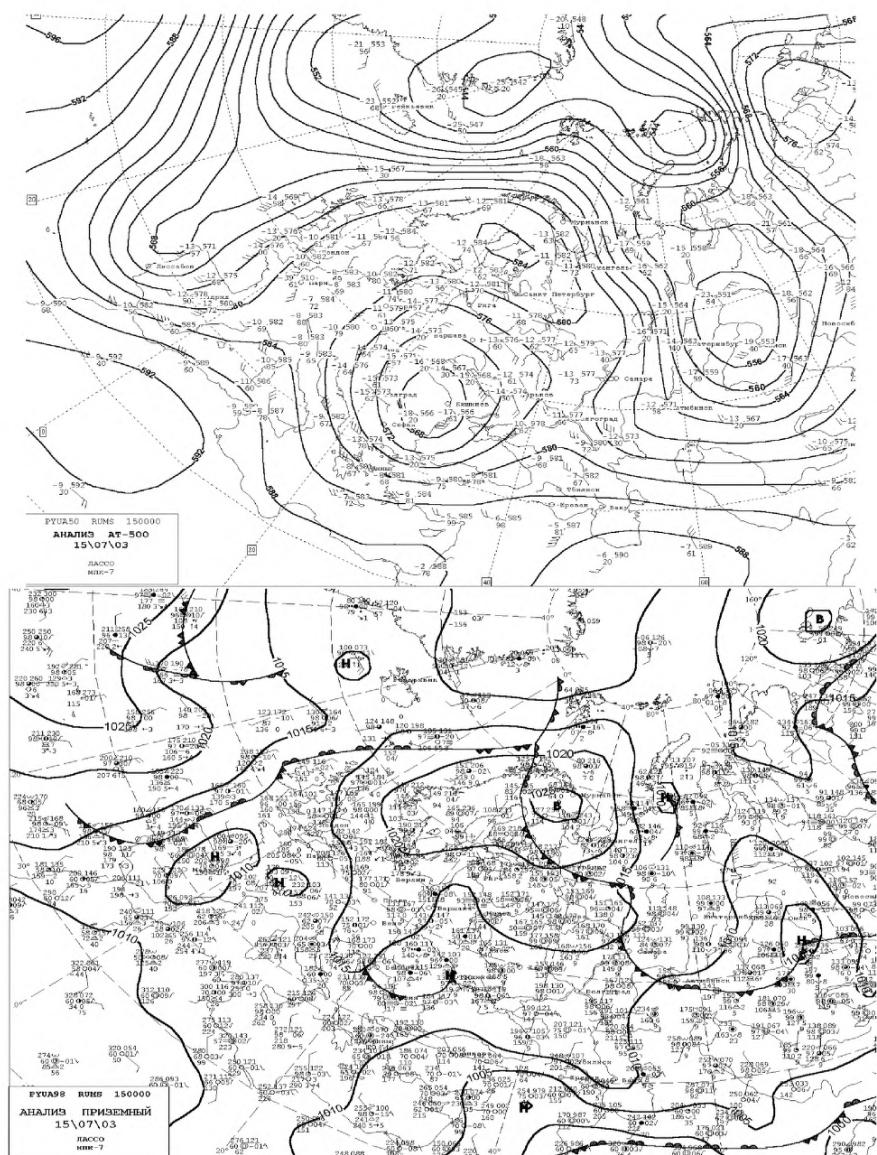


Рисунок А.7 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 15.07.03

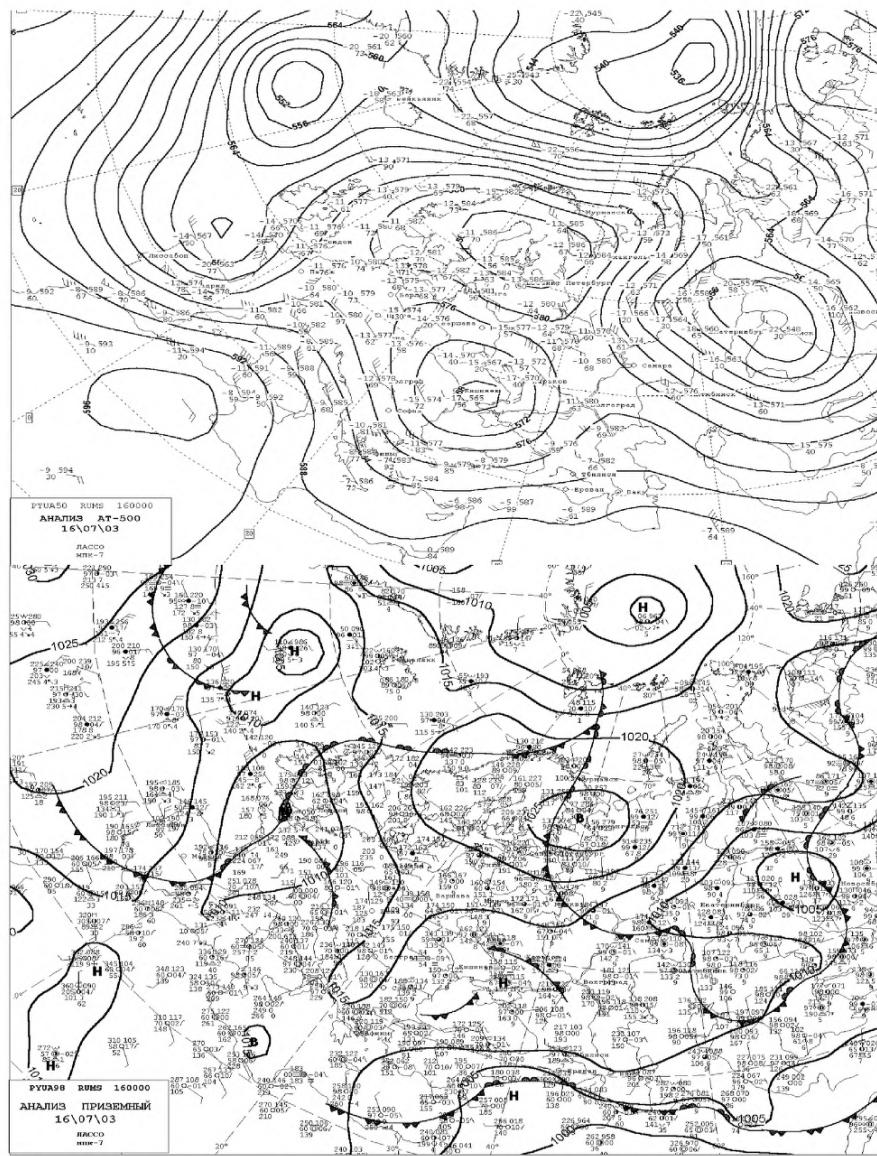


Рисунок А.8 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 16.07.03

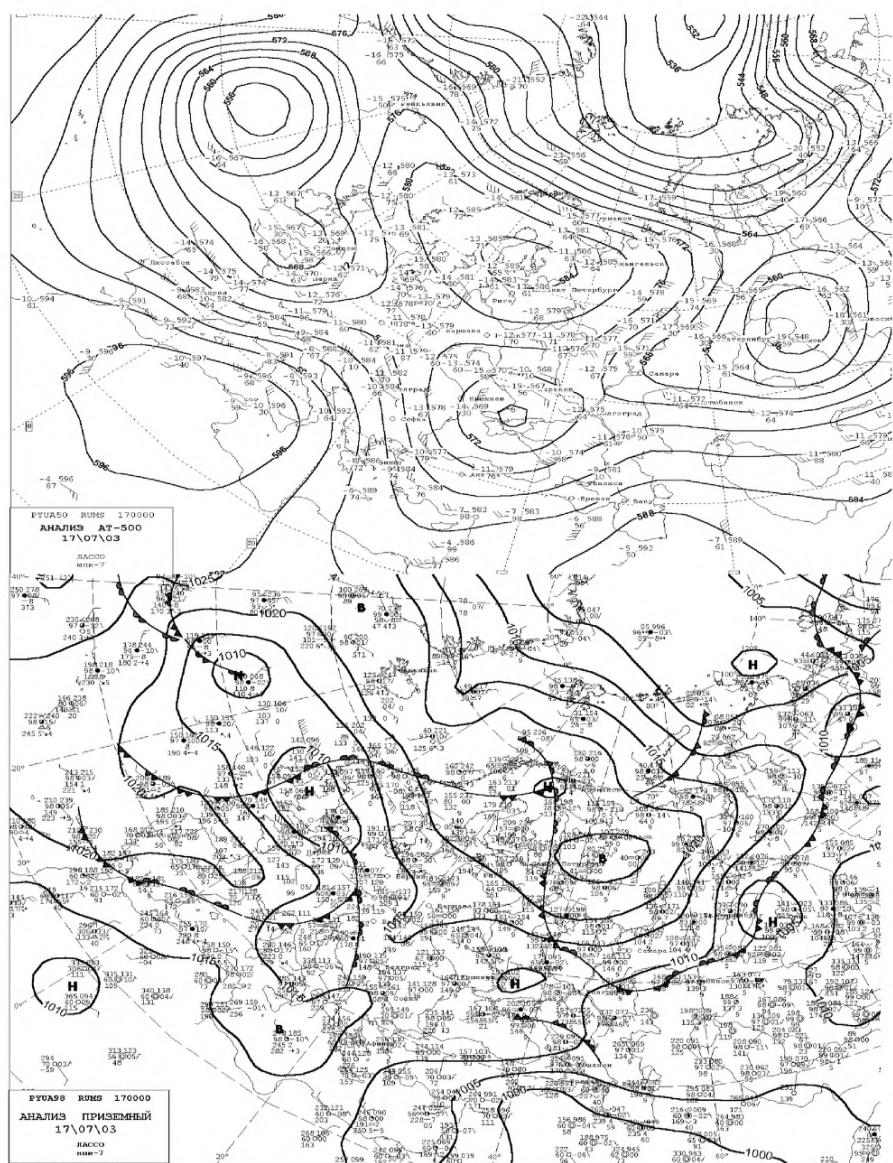


Рисунок А. 9 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 17.07.03

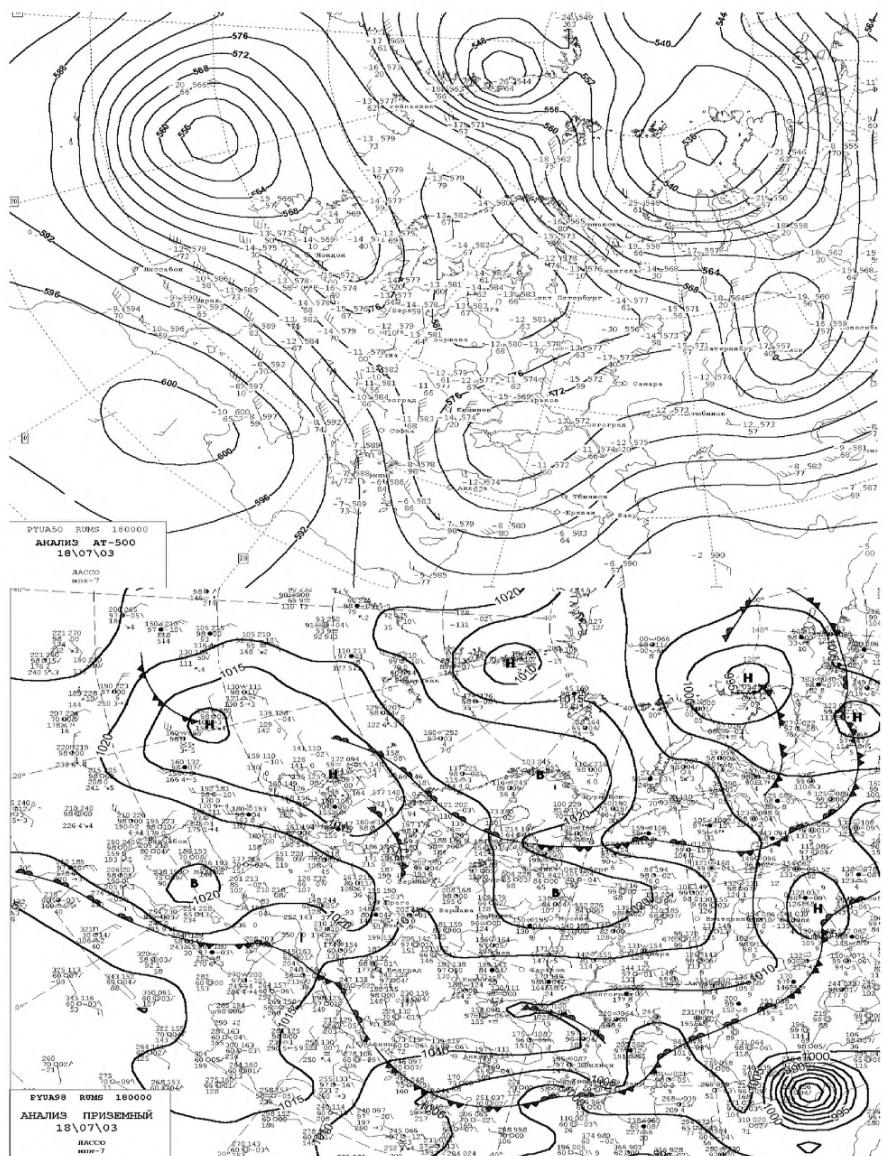


Рисунок А.10 – Приземна карта (внизу) та карта AT-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 17.07.03

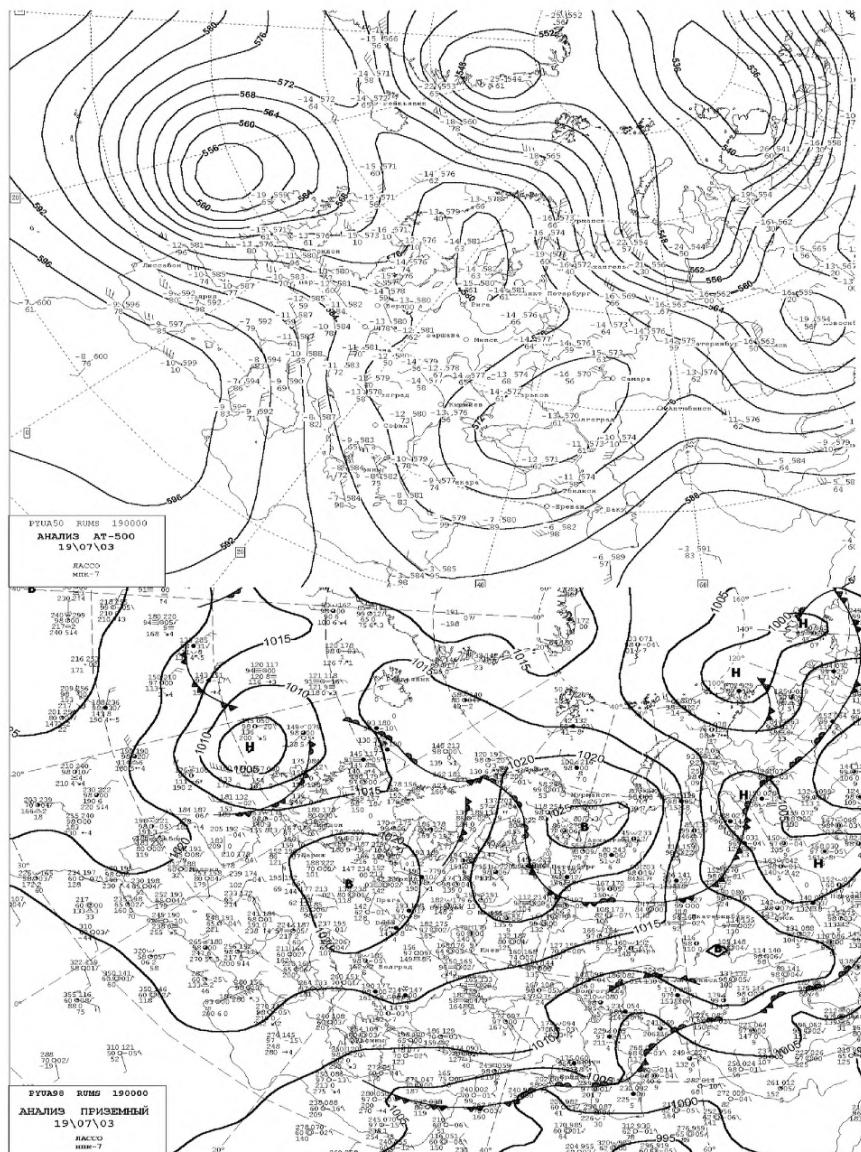


Рисунок А.11 – Приземна карта (внизу) та карта AT-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 19.07.03

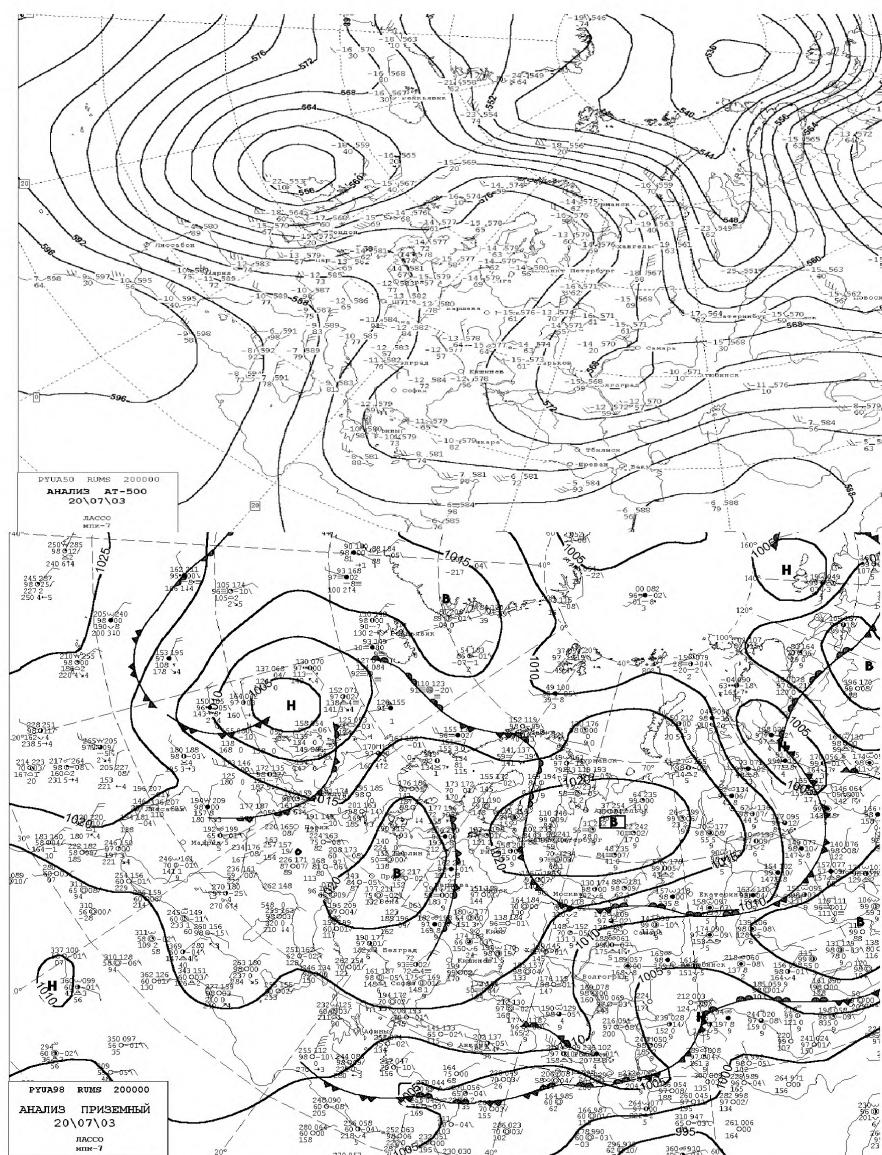


Рисунок А.12 – Приземна карта (внизу) та карта AT-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 20.07.03

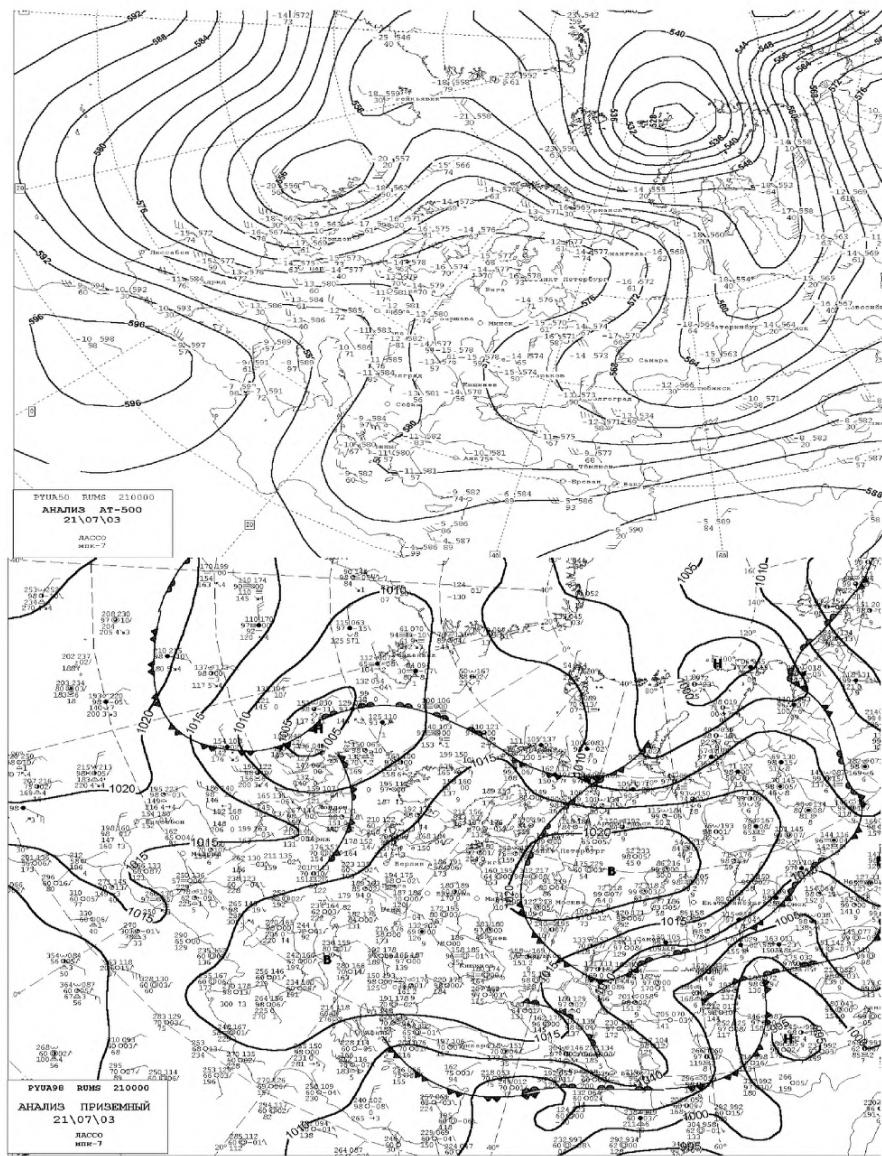


Рисунок А.13 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 21.07.03

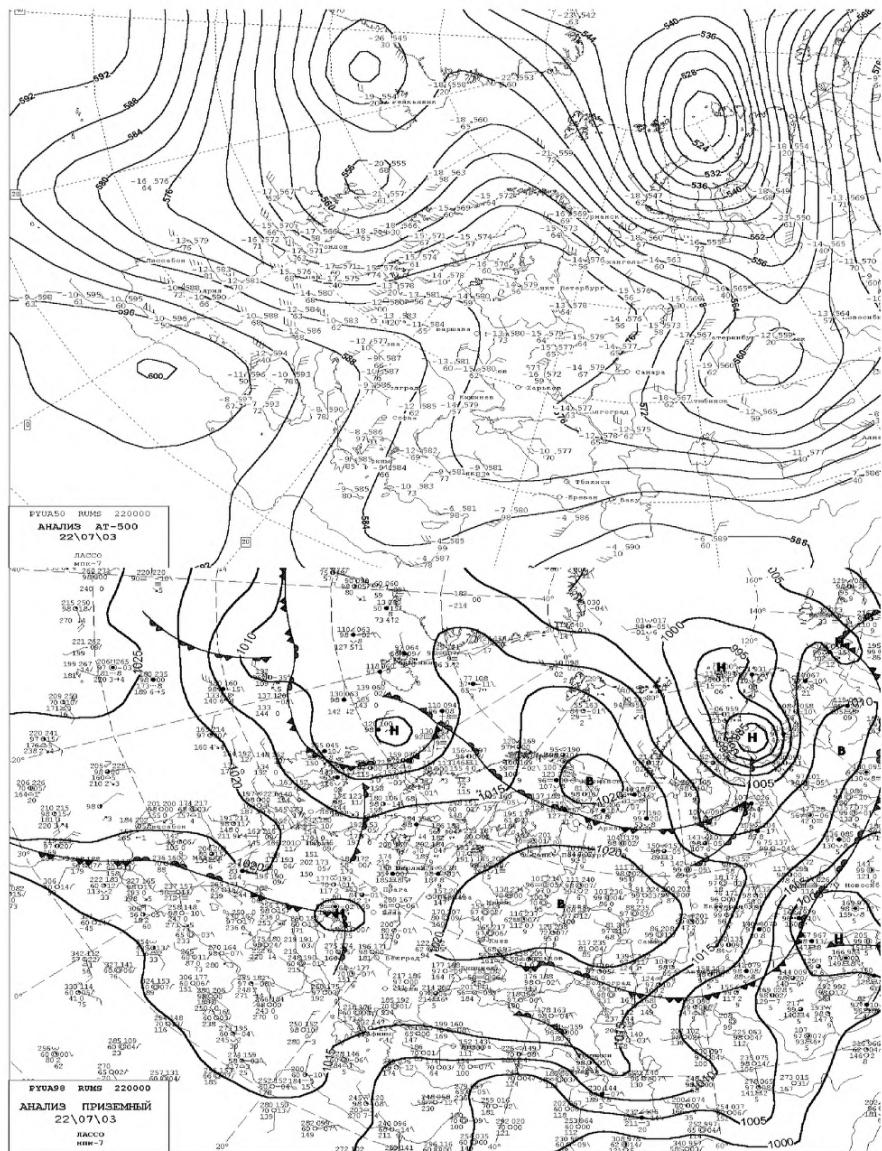


Рисунок А.14 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 22.07.03

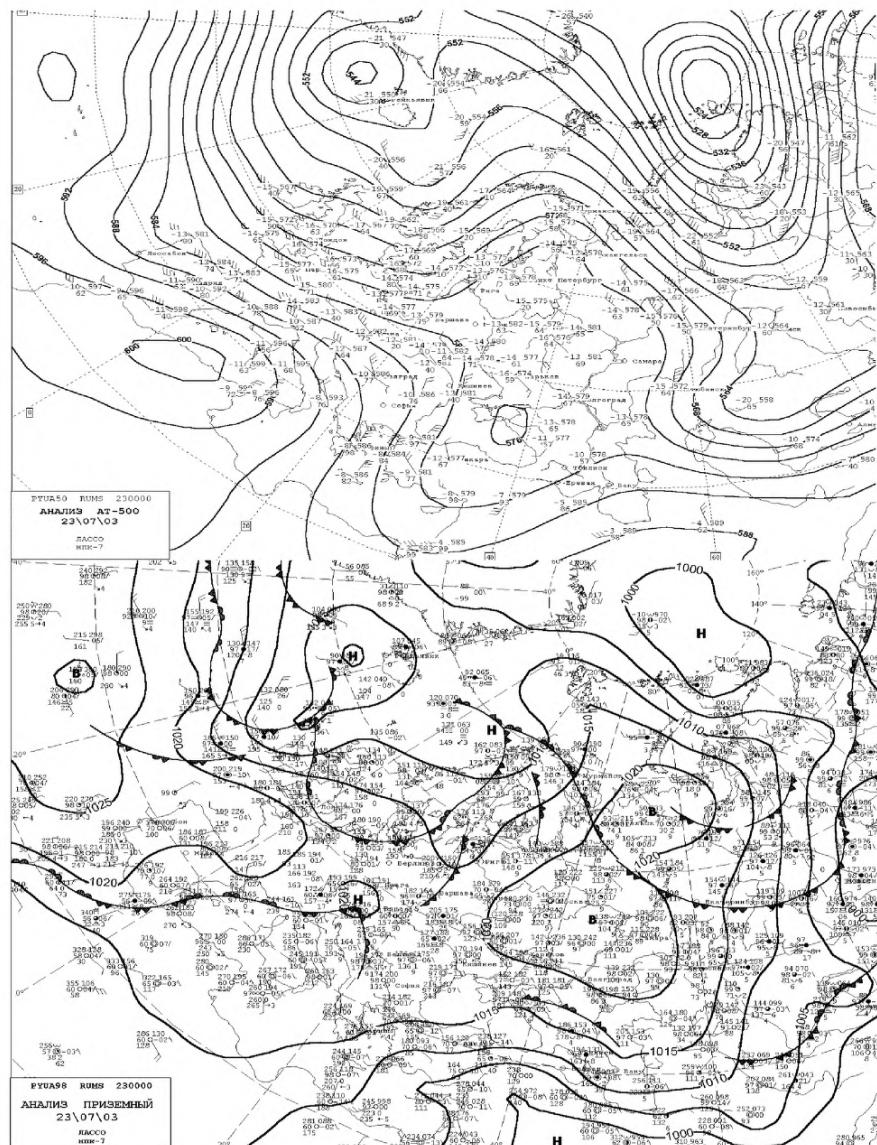


Рисунок А.15 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 23.07.03

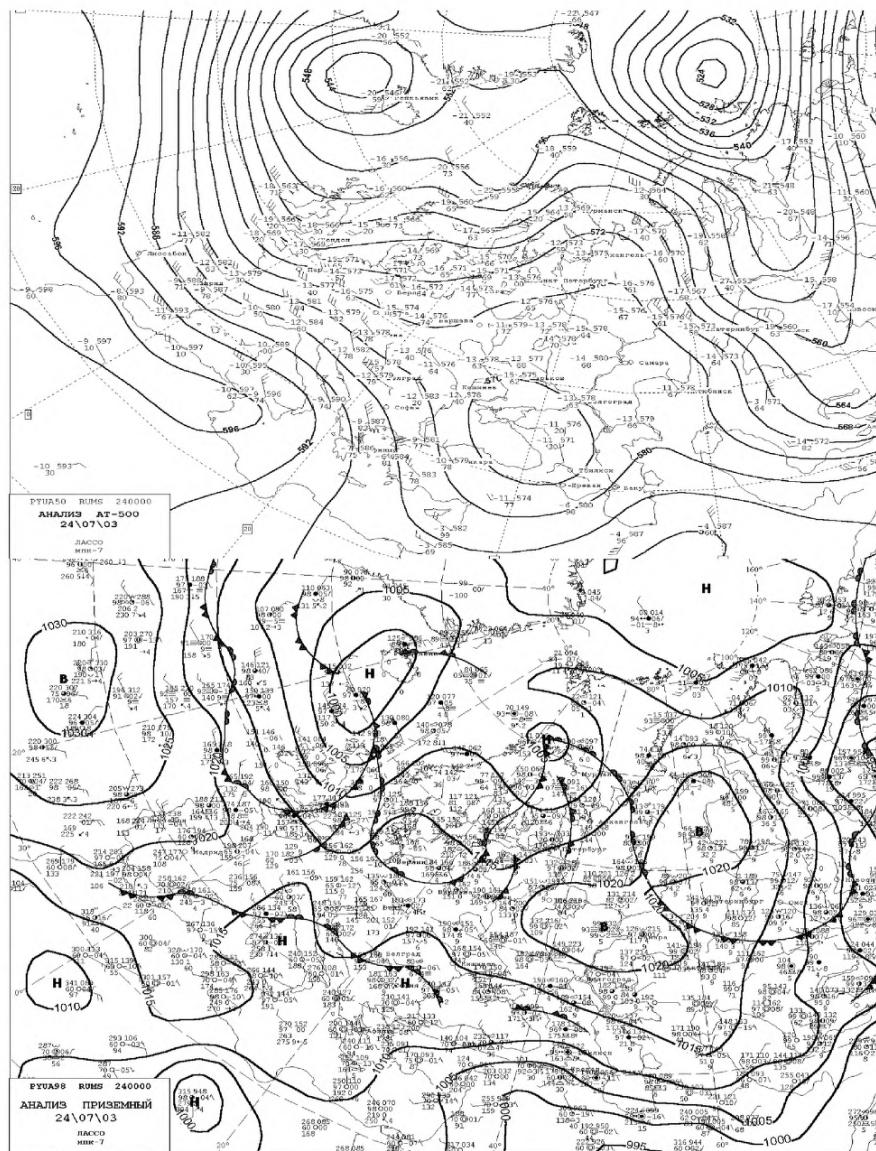


Рисунок А.16 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 24.07.03

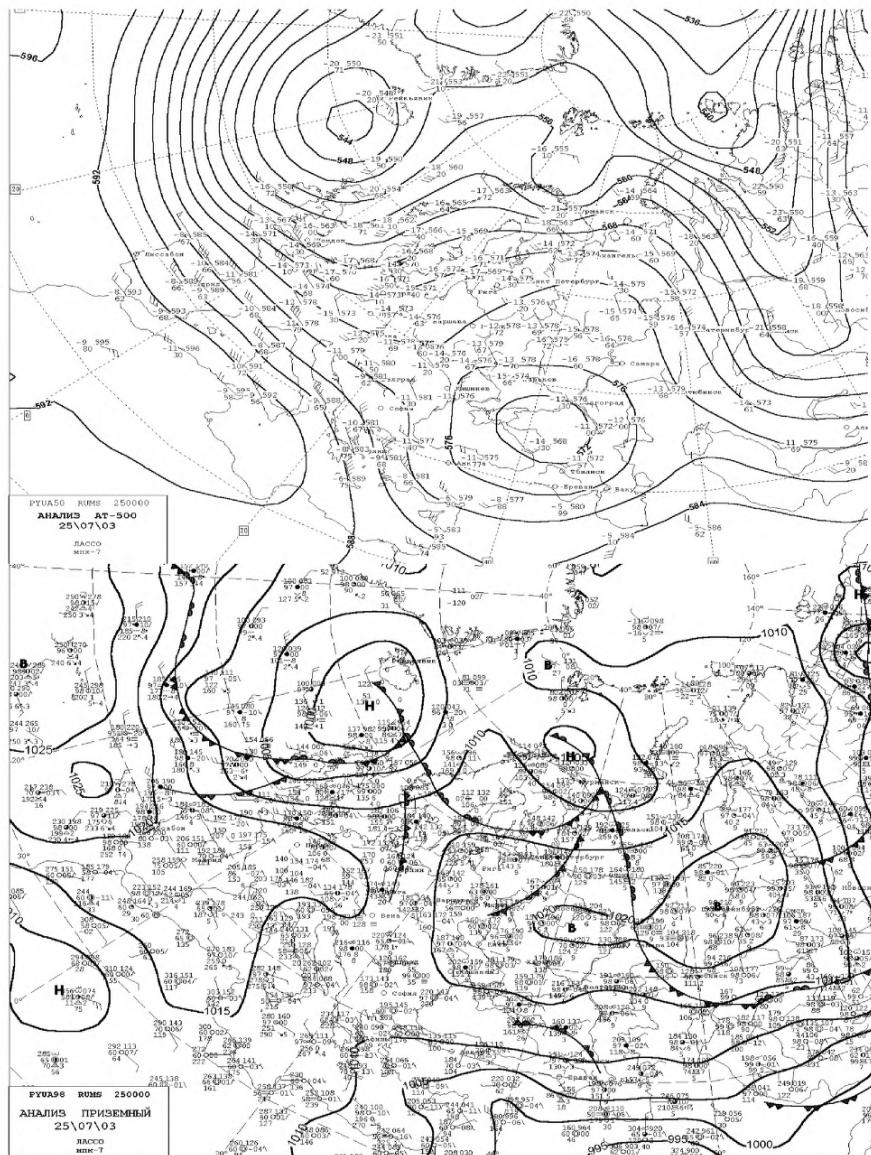


Рисунок А.17 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 25.07.03

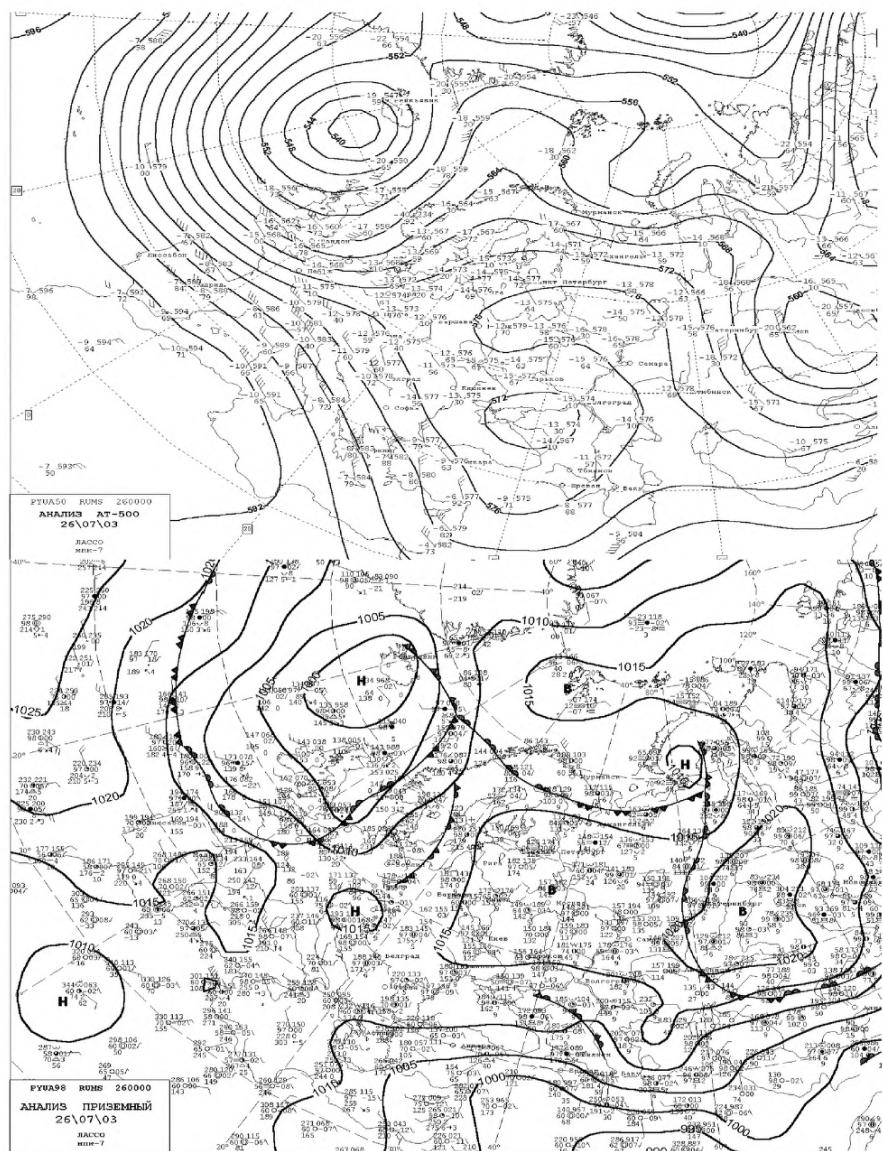


Рисунок А.18 – Приземна карта (внизу) та карта AT-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 26.07.03

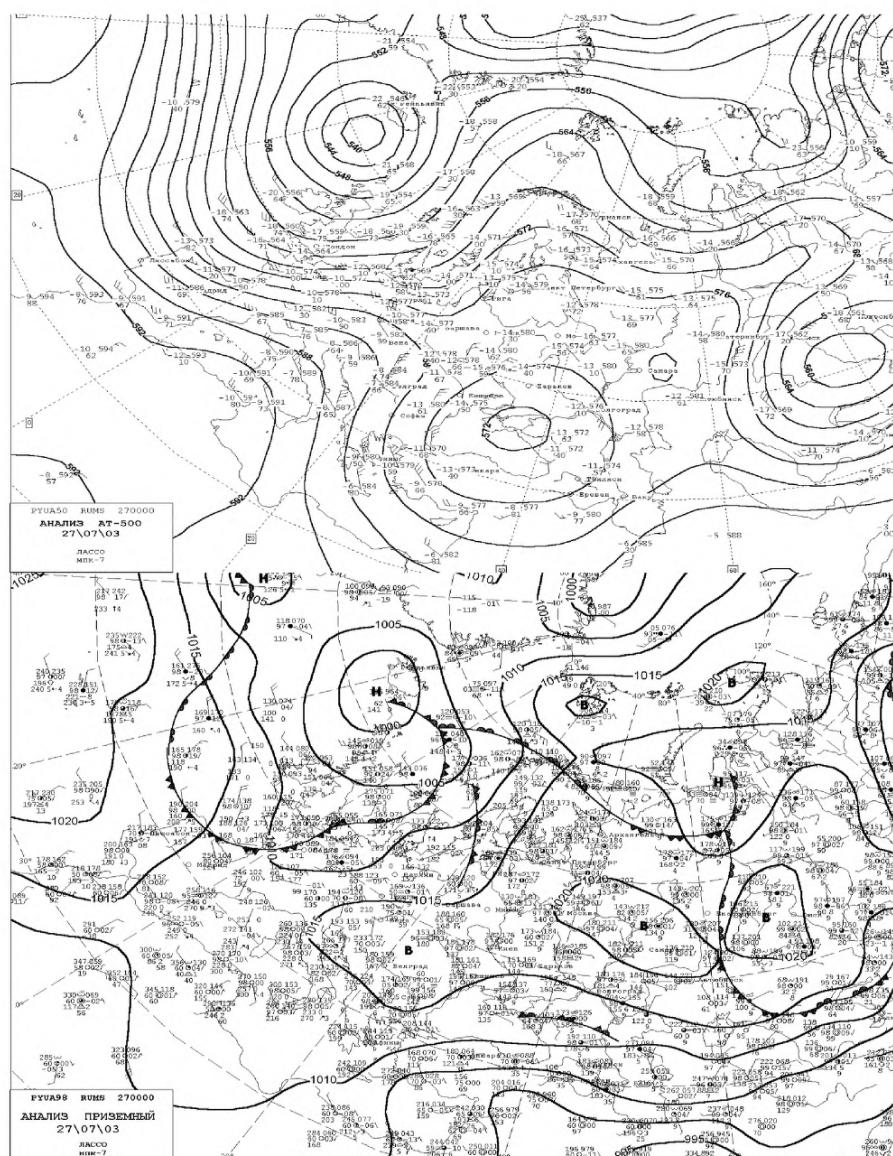


Рисунок А.19 – Приземна карта (внизу) та карта AT-500 гПа(уверху) за 00 СГВ 27.07.03

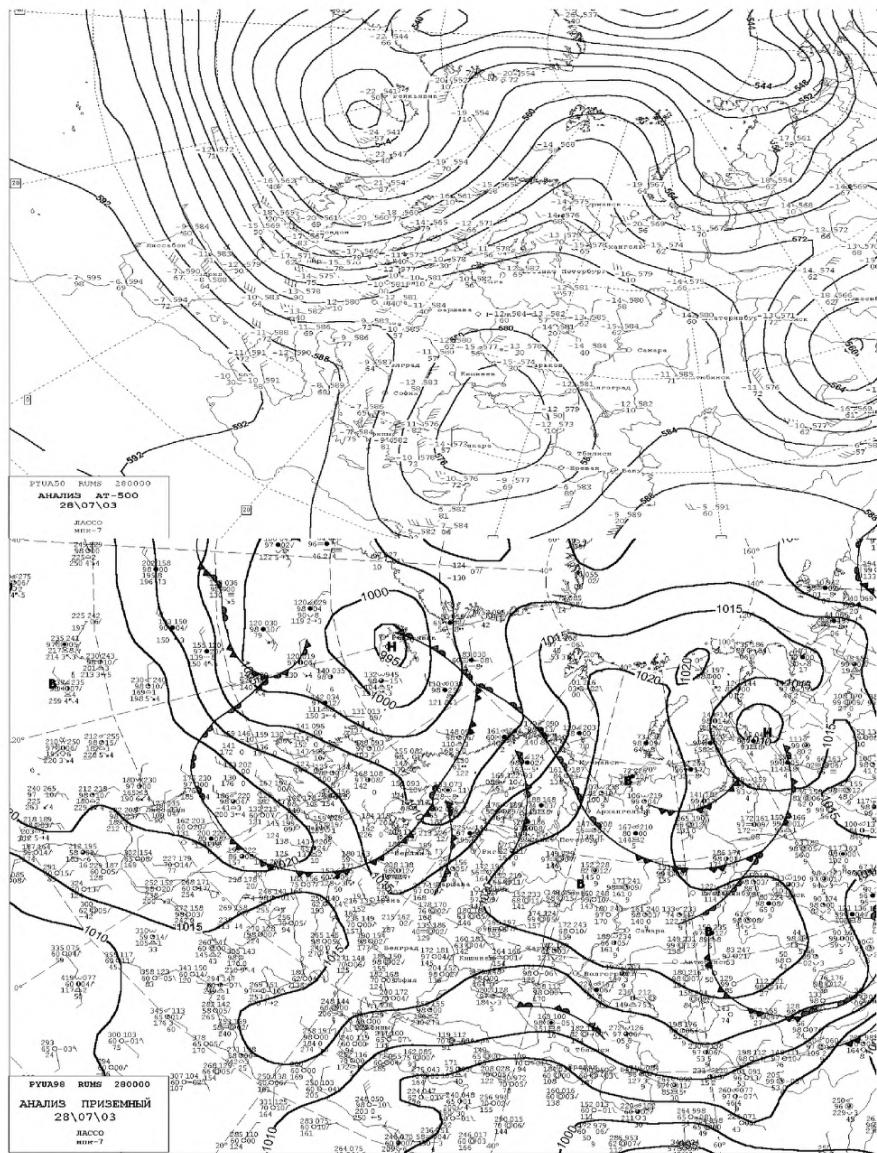


Рисунок А.20 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 28.07.03

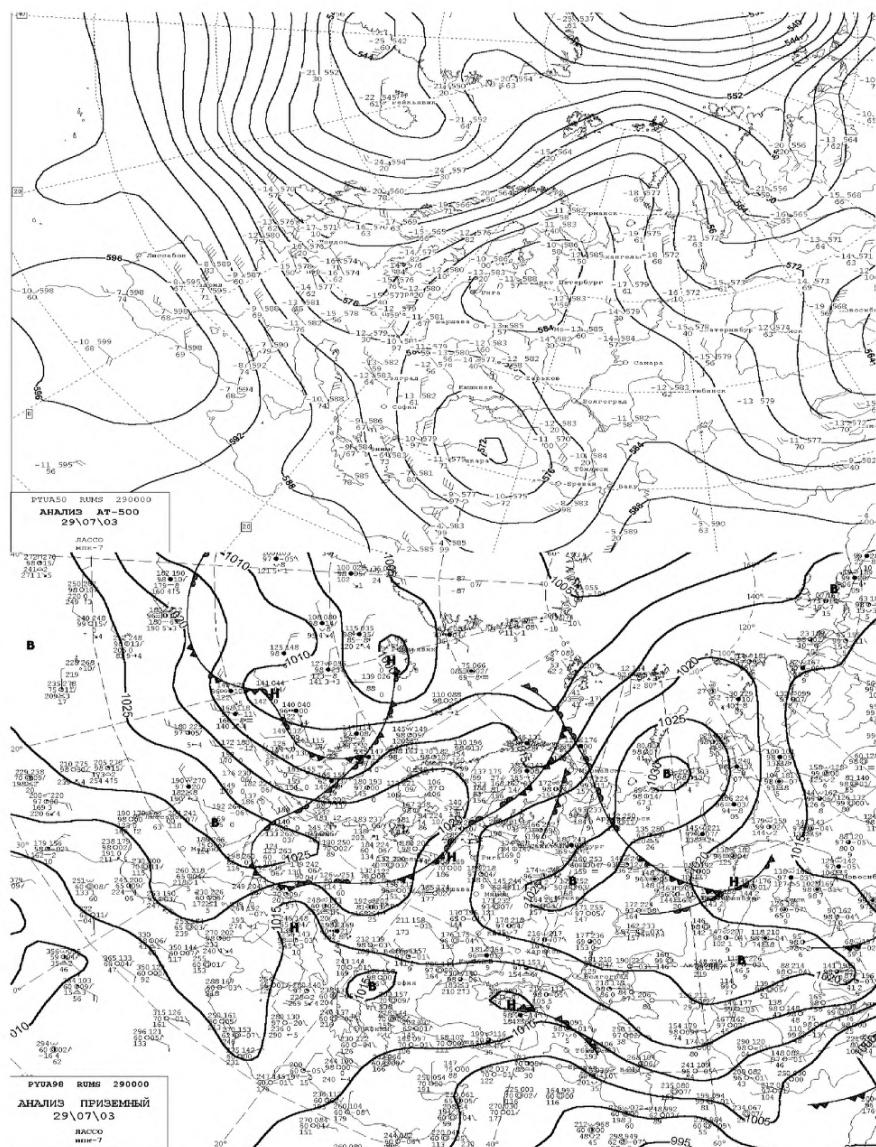


Рисунок А.21 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 29.07.03

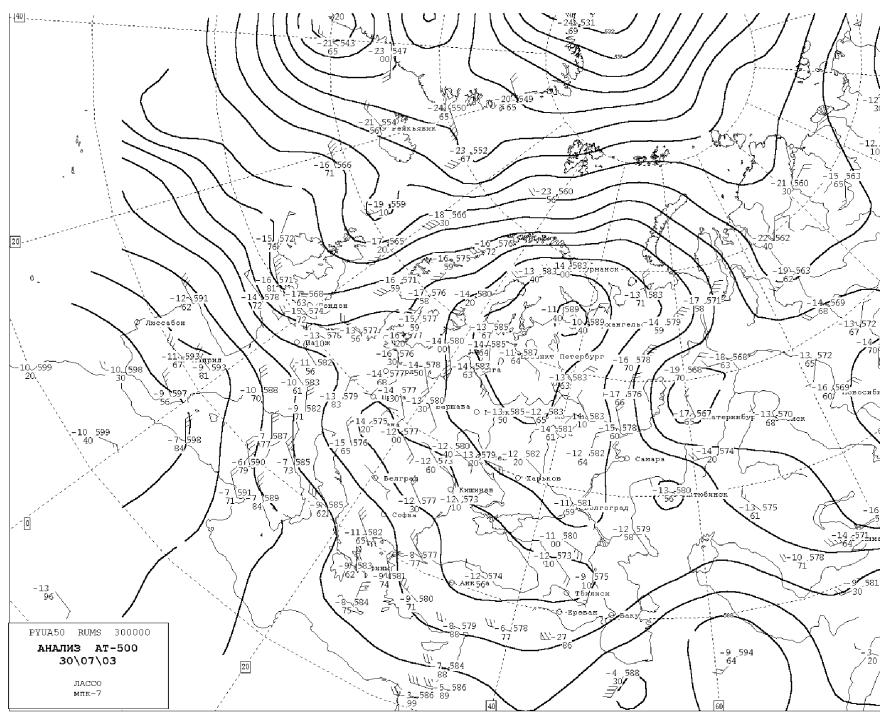


Рисунок А.22 – Карта АТ-500 гПа за 00 СГВ 30.07.03

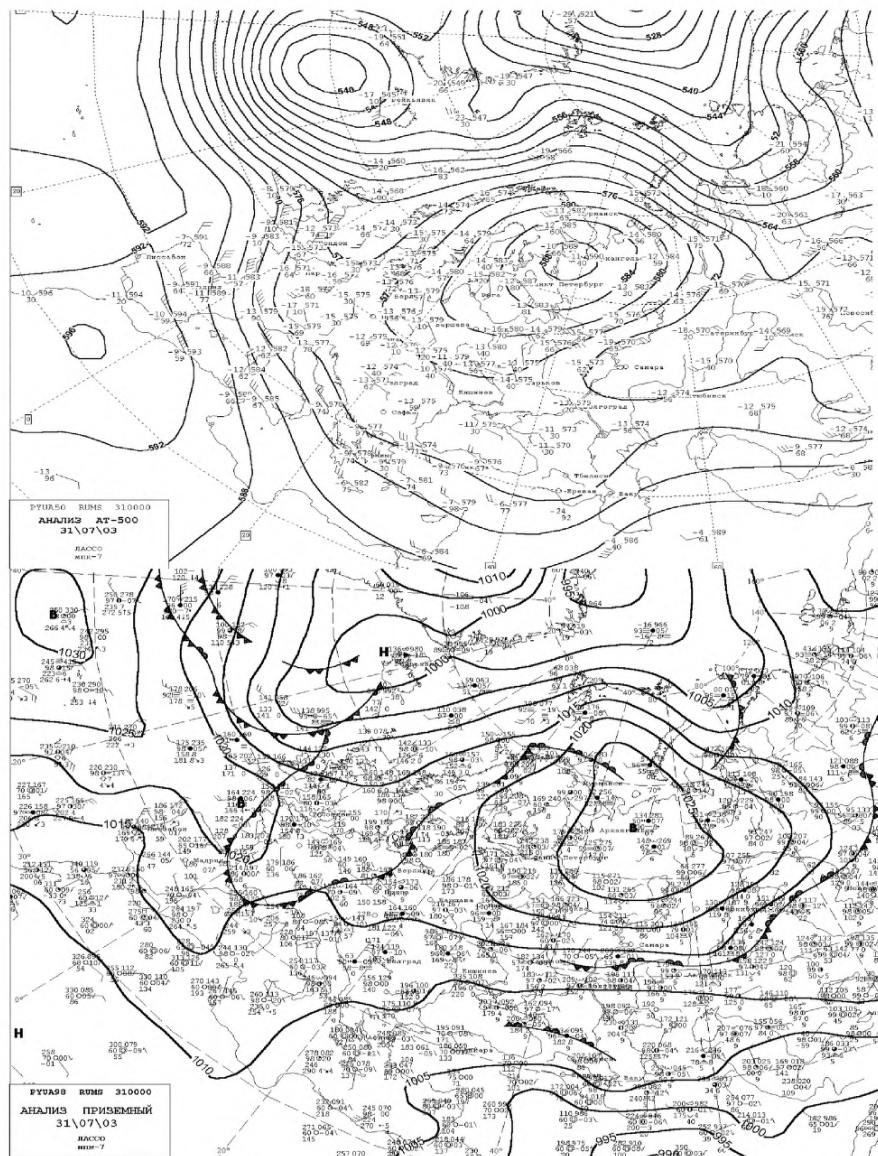


Рисунок А.23 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 31.07.03

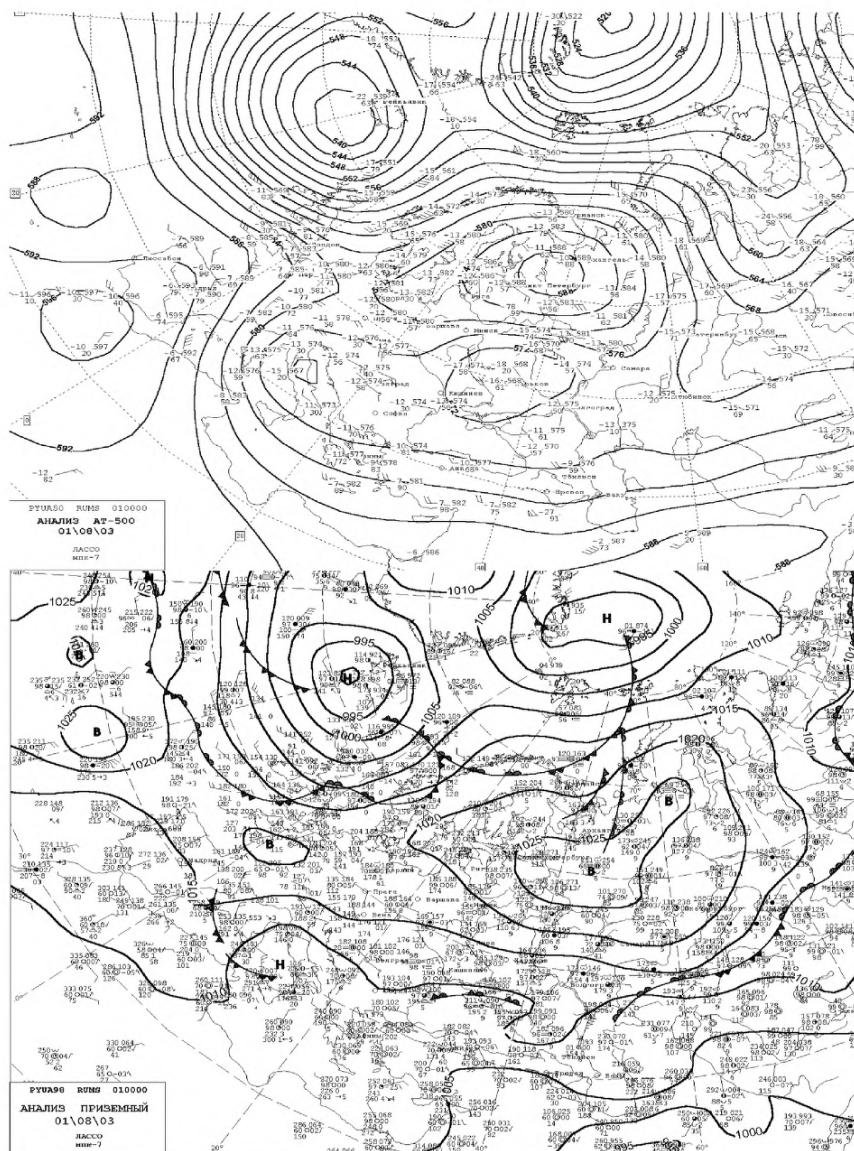


Рисунок А.24 – Приземна карта (внизу) та карта AT-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 01.08.03

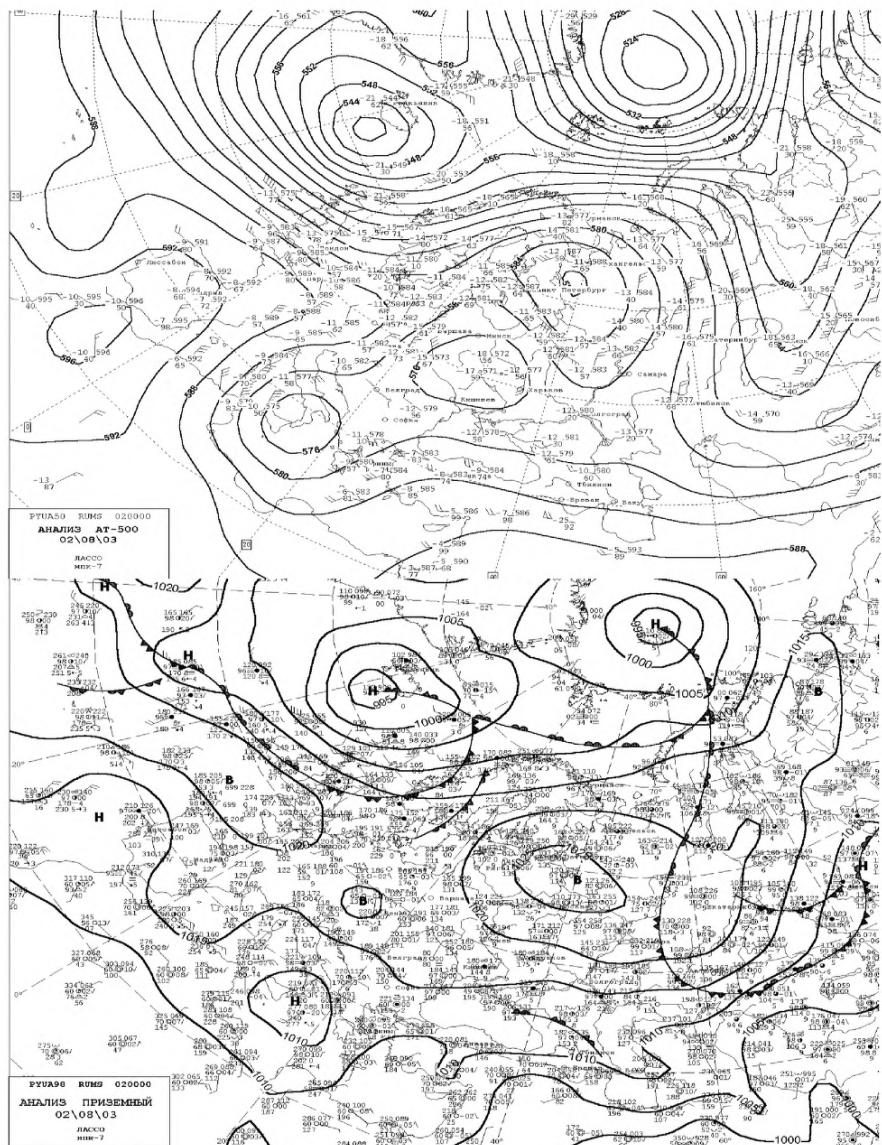


Рисунок А.25 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 02.08.03

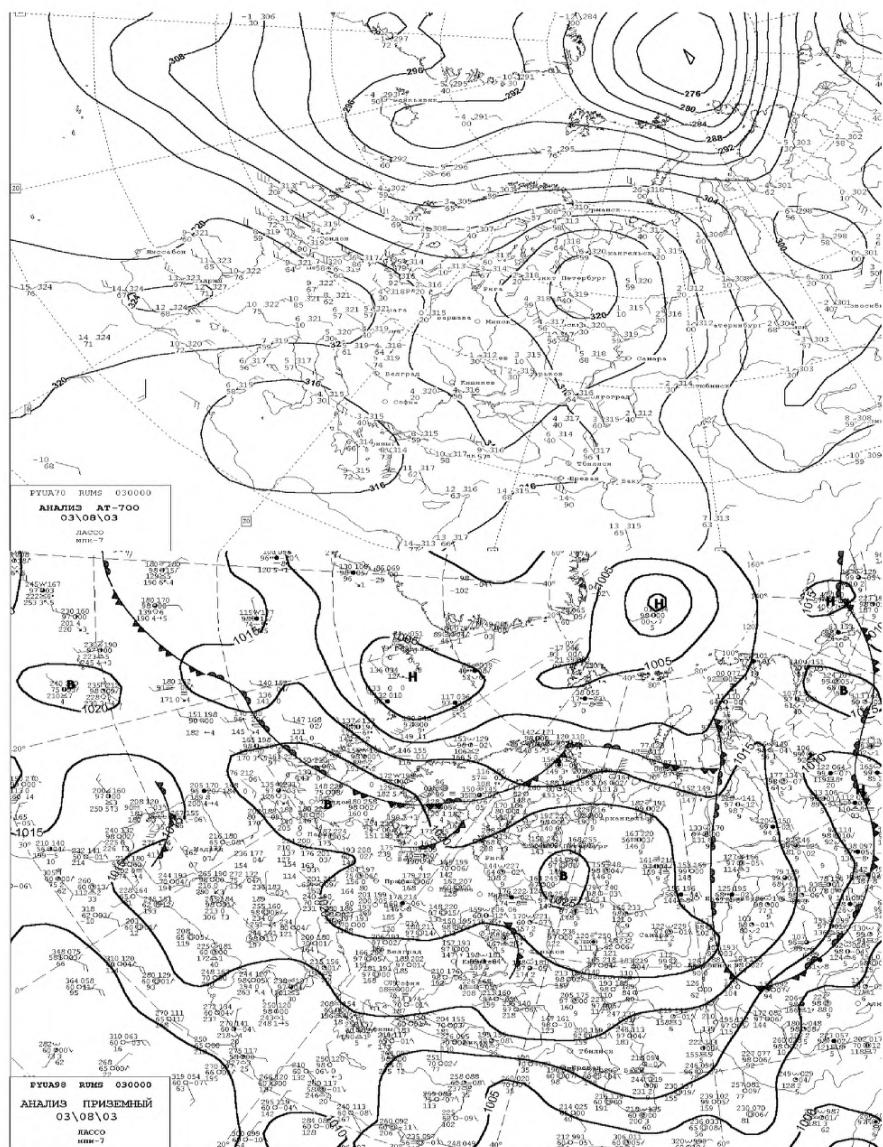


Рисунок А.26 – Приземна карта (внизу) та карта AT-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 03.08.03

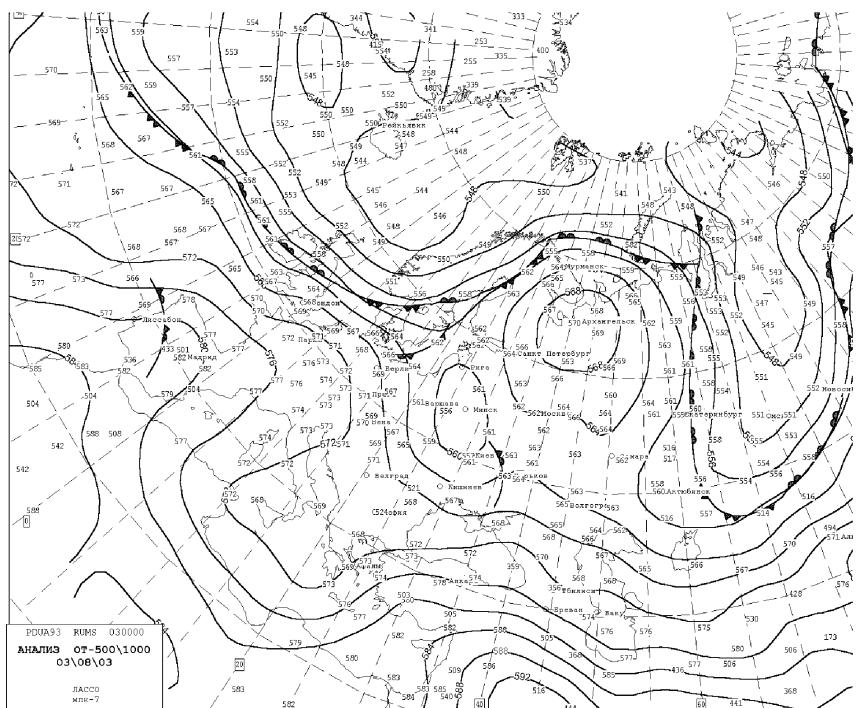


Рисунок А.27 – Карта ОТ-500/1000 гПа за 00 СГВ 03.08.03

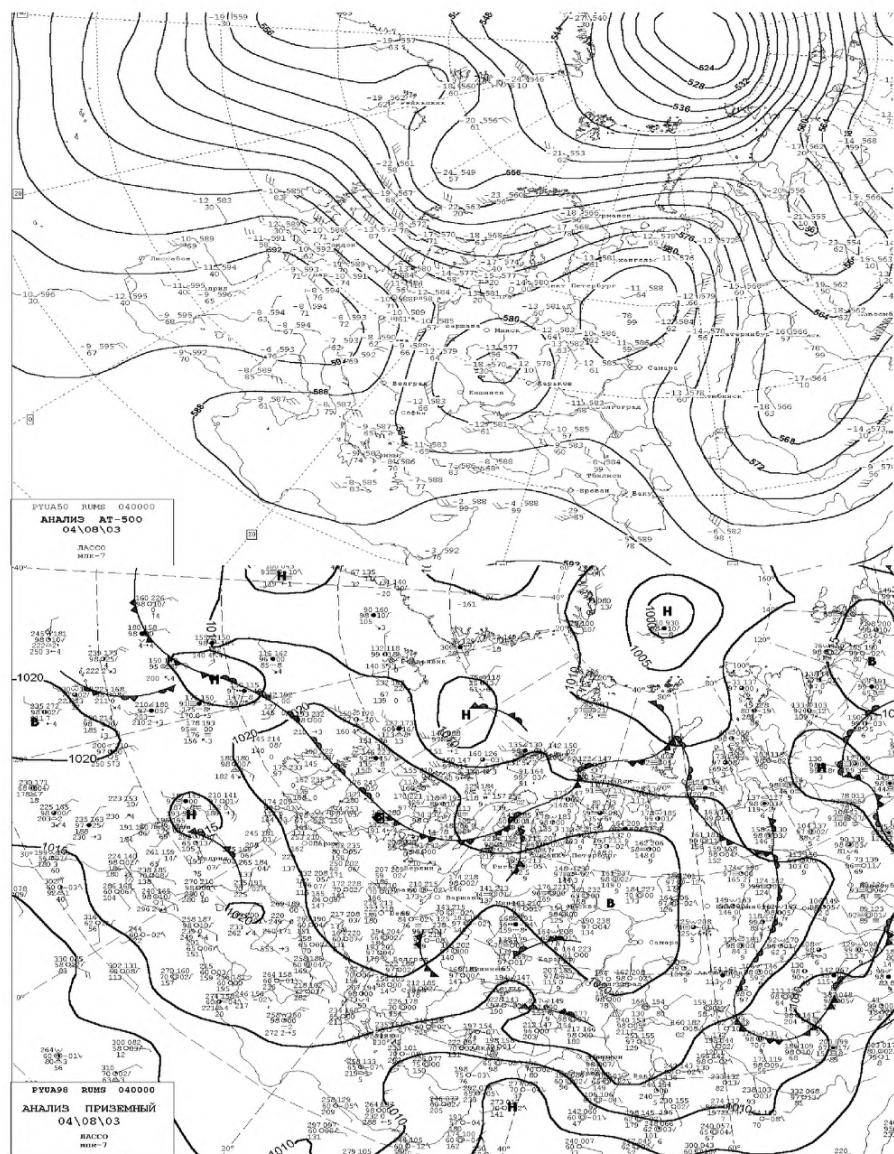


Рисунок А.28 – Приземна карта (внизу) та карта AT-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 04.08.03

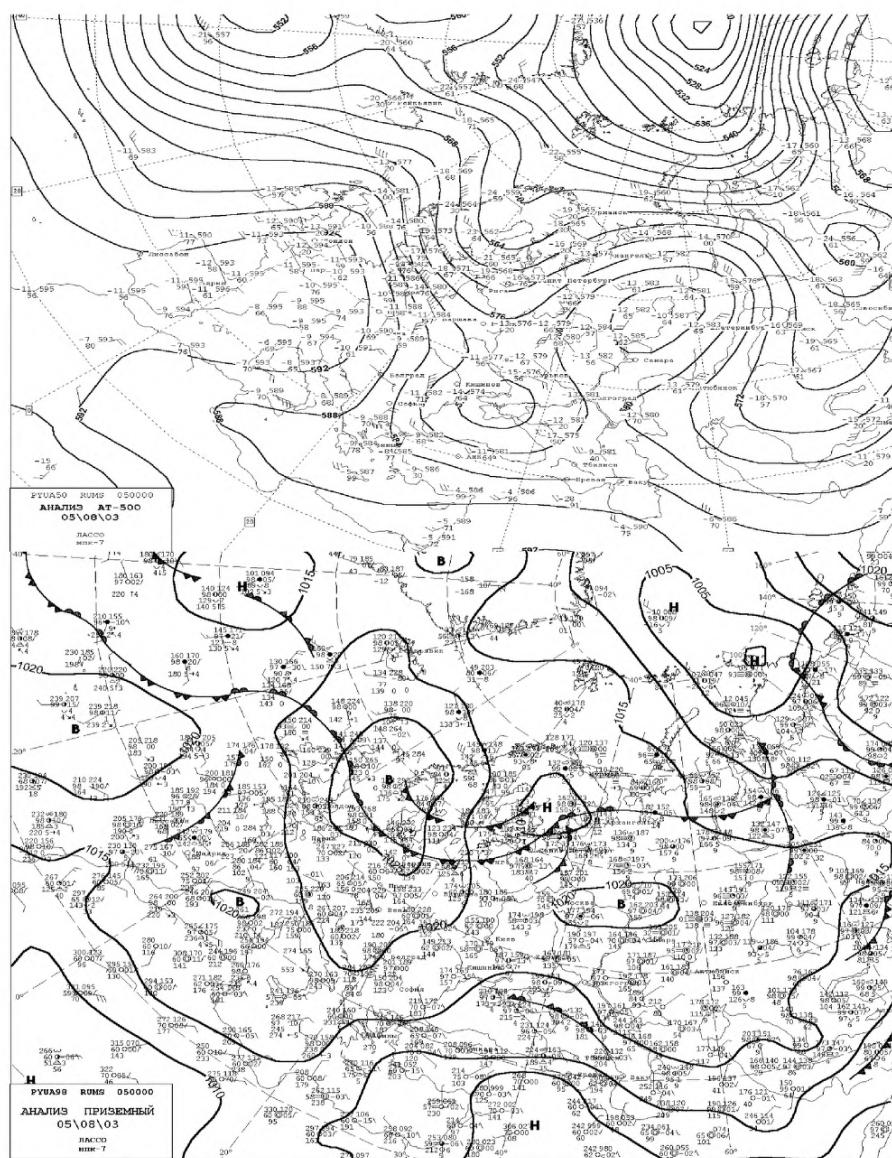
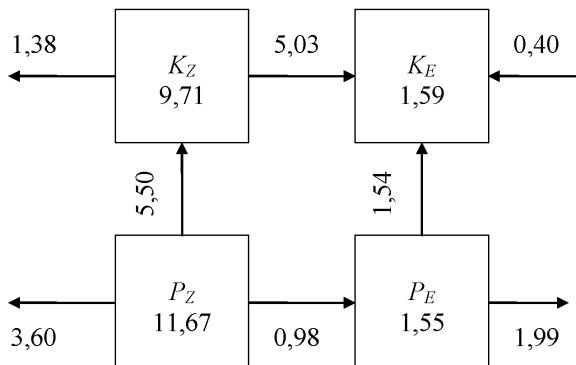


Рисунок А.29 – Приземна карта (внизу) та карта АТ-500 гПа (уверху) за 00 СГВ 05.08.03

## ДОДАТОК Б

Схеми перетворення енергії в антициклоні за різні дати

09.07.03



10.07.03

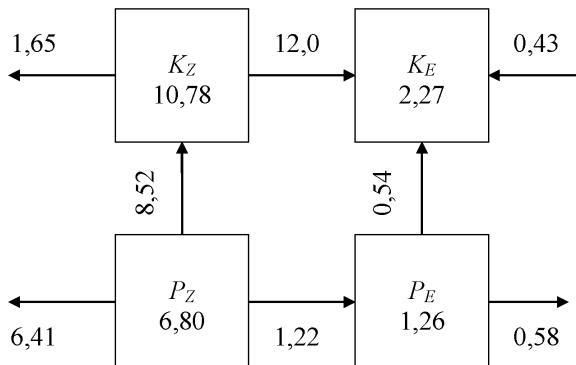
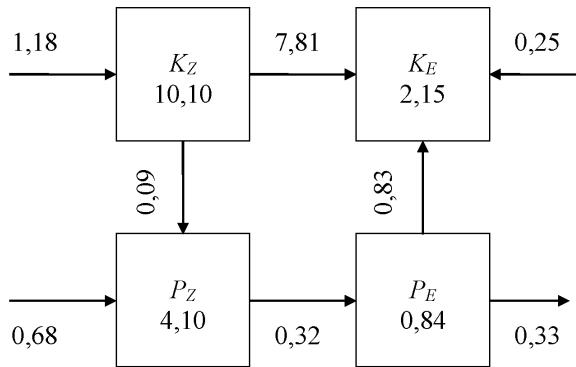


Рисунок Б.1 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 09.07.03 (уверху) і 10.07.03 (внизу)

11.07.03



12.07.03

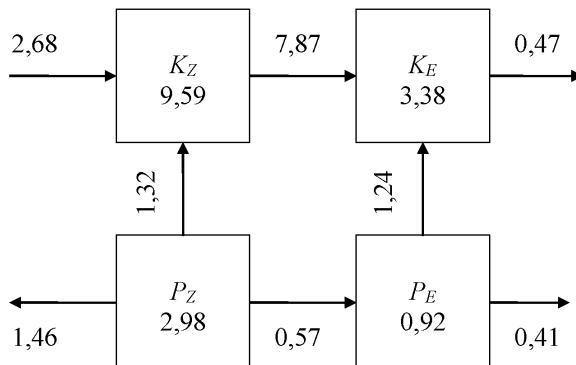
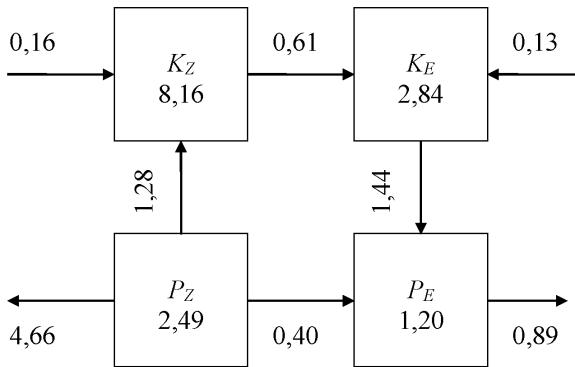


Рисунок Б.2 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 11.07.03 (уверху) і 12.07.03 (внизу)

13.07.03



14.07.03

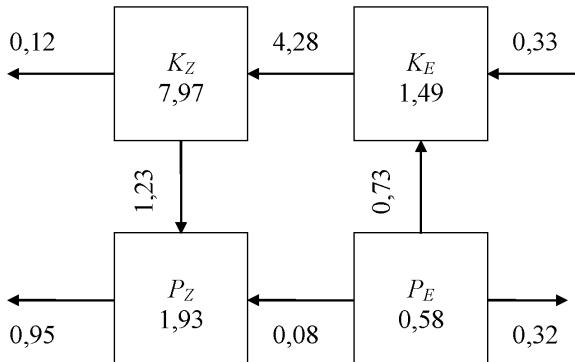
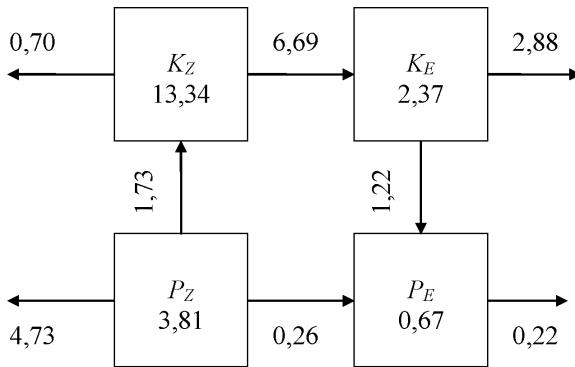


Рисунок Б.3 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 13.07.03 (уверху) і 14.07.03 (внизу)

15.07.03



16.07.03

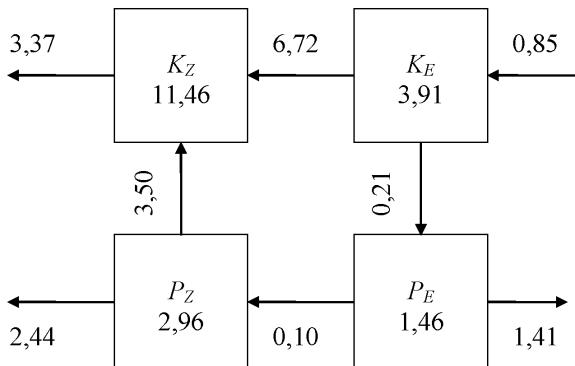
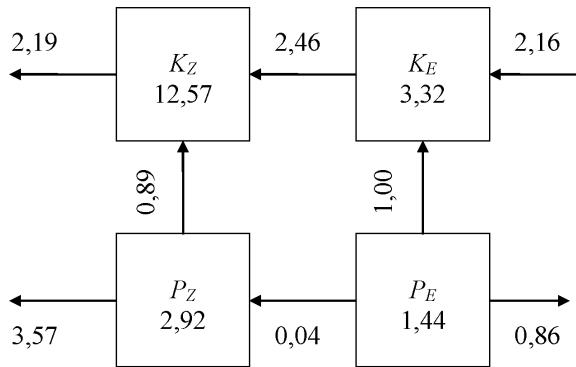


Рисунок Б.4 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 15.07.03 (уверху)  
і 16.07.03 (внизу)

17.07.03



18.07.03

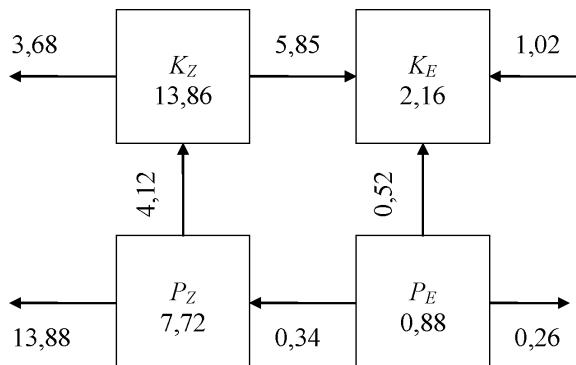
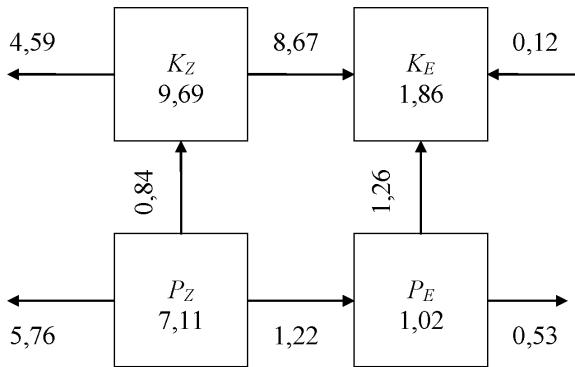


Рисунок Б.5 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 17.07.03 (уверху)  
і 18.07.03 (внизу)

19.07.03



20.07.03

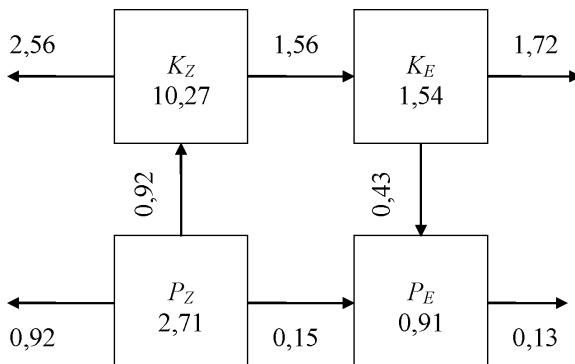
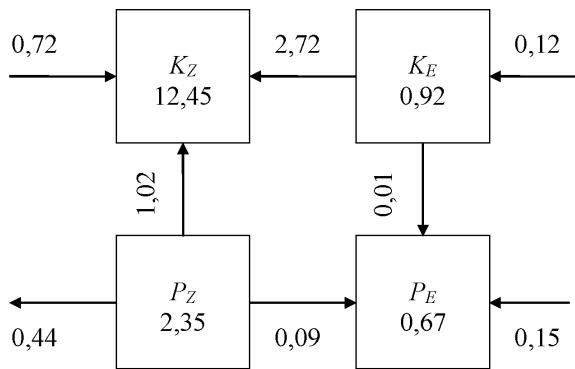


Рисунок Б.6 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 19.07.03 (уверху)  
і 20.07.03 (внизу)

21.07.03



22.07.03

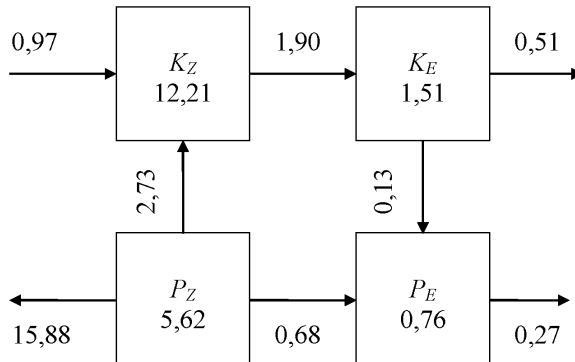
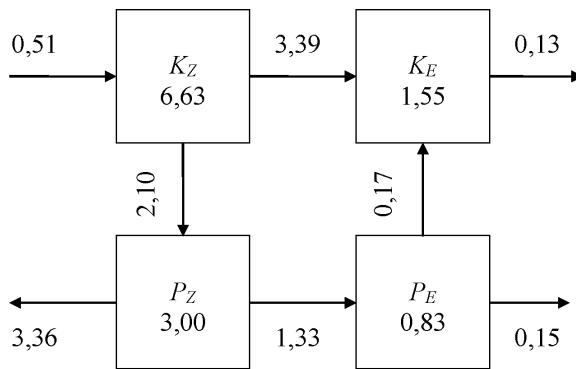


Рисунок Б.7 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 21.07.03 (уверху)  
і 22.07.03 (внизу)

23.07.03



24.07.03

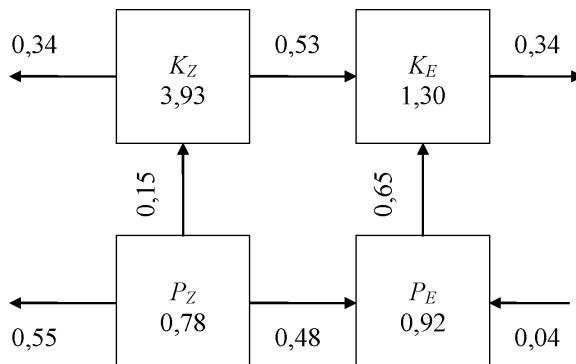
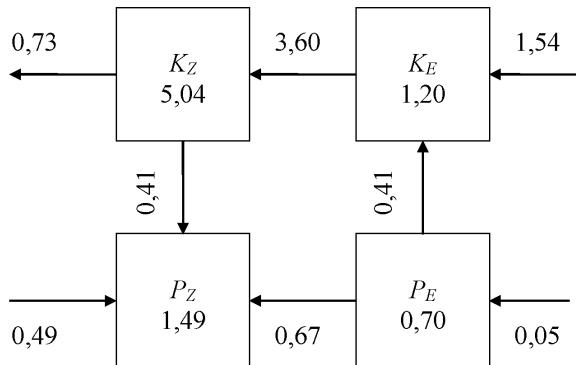


Рисунок Б.8 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 23.07.03 (уверху) і 24.07.03 (внизу)

25.07.03



26.07.03

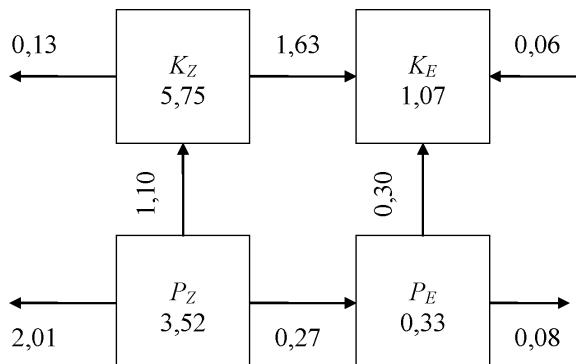
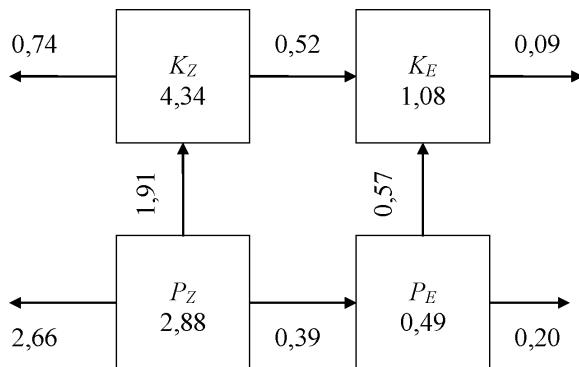


Рисунок Б.9 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 25.07.03 (уверху)  
і 26.07.03 (внизу)

27.07.03



28.07.03

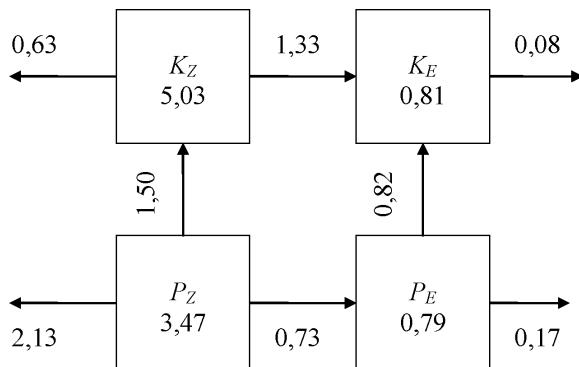
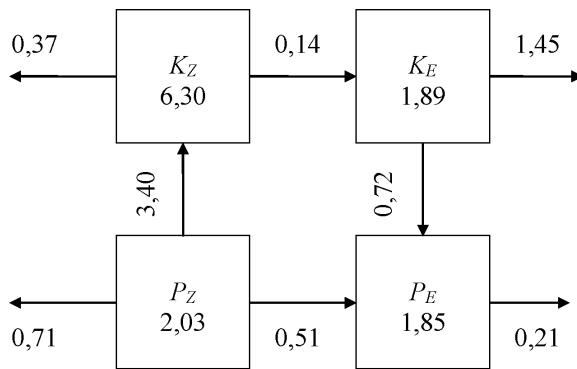


Рисунок Б.10 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 29.07.03 (уверху)  
і 30.07.03 (внизу)

29.07.03



30.07.03

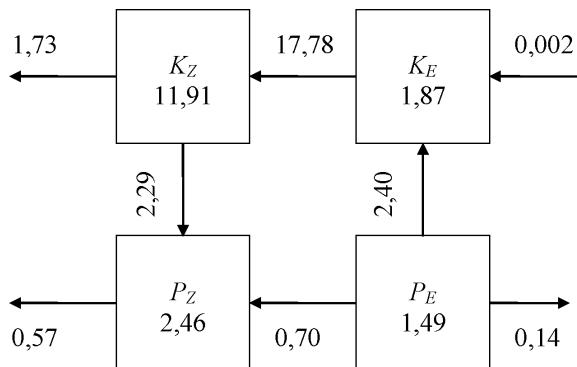
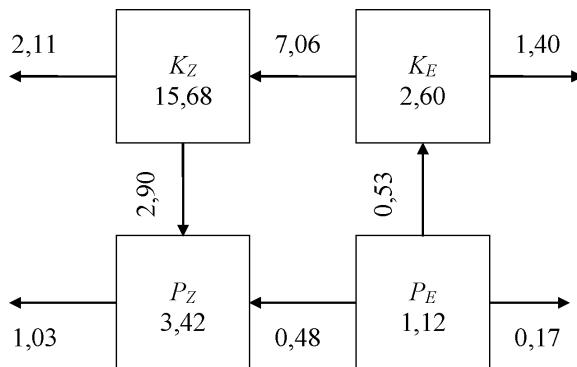


Рисунок Б.11 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 29.07.03 (уверху) і 30.07.03 (внизу)

31.07.03



01.08.03

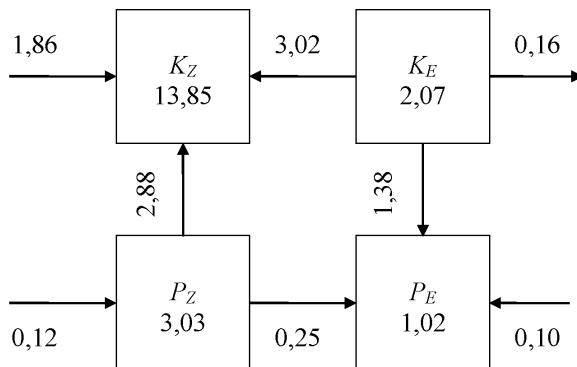
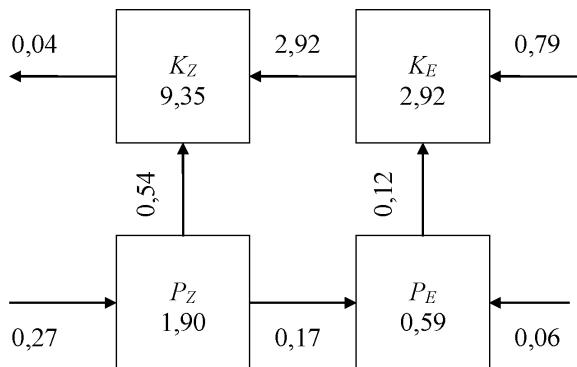


Рисунок Б.12 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 31.07.03 (уверху)  
i 01.08.03 (внизу)

02.08.03



03.08.03

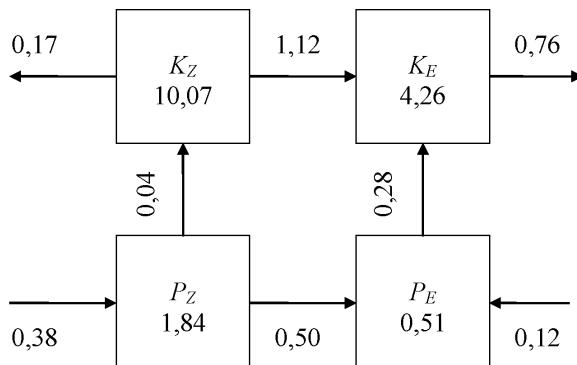
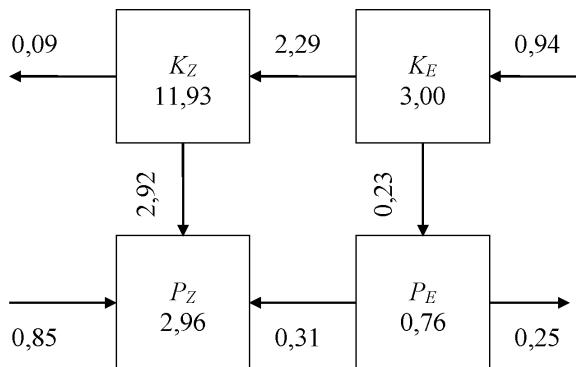


Рисунок Б.13 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 02.08.03 (уверху)  
i 03.08.03 (внизу)

04.08.03



05.08.03

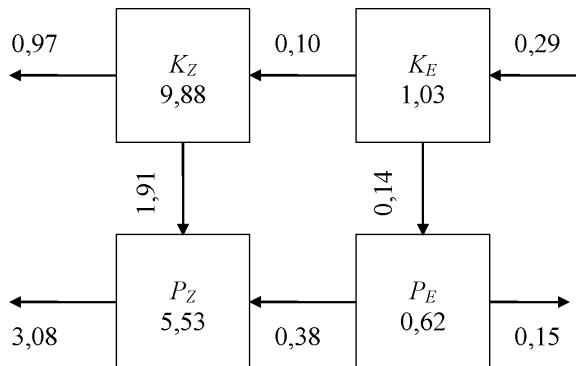


Рисунок Б.14 – Схеми перетворення енергії в антициклоні за 04.08.03 (уверху)  
і 05.08.03 (внизу)

## ДОДАТОК В

Енергетичні характеристики атмосфери при взаємодії блокуючого процесу з оточенням за різні дати

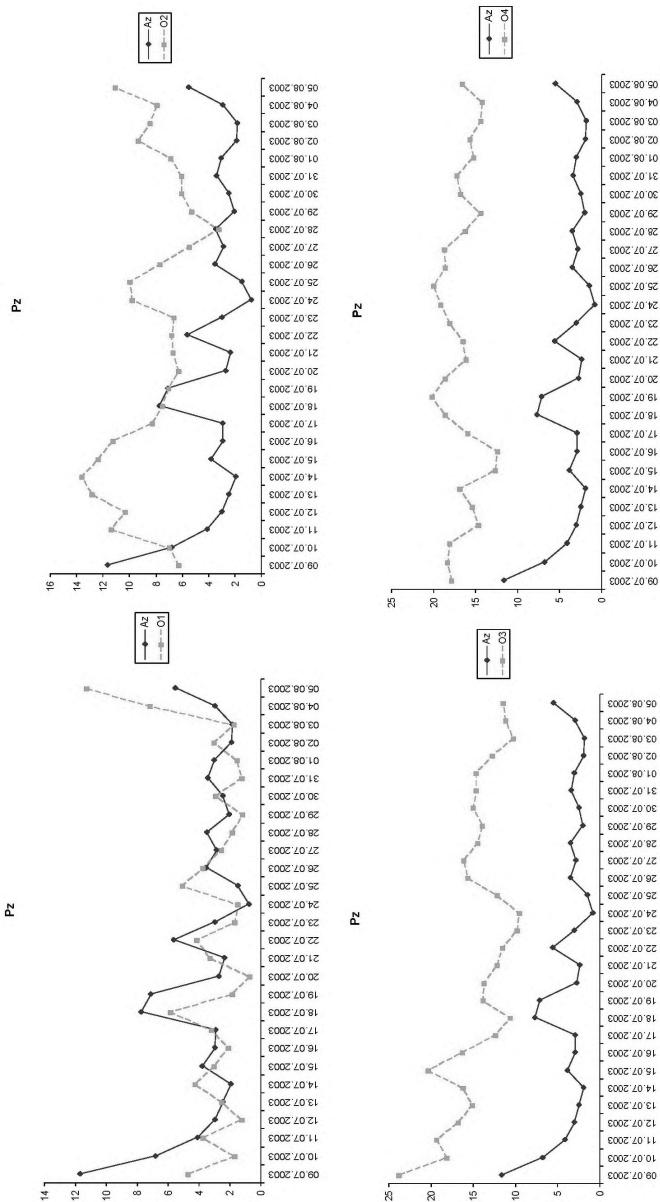


Рисунок В.1 – Середньозональна потенціальна енергія для областей 1-4

Рисунок В.2 – Вихрова потенціальна енергія для областей 1–4

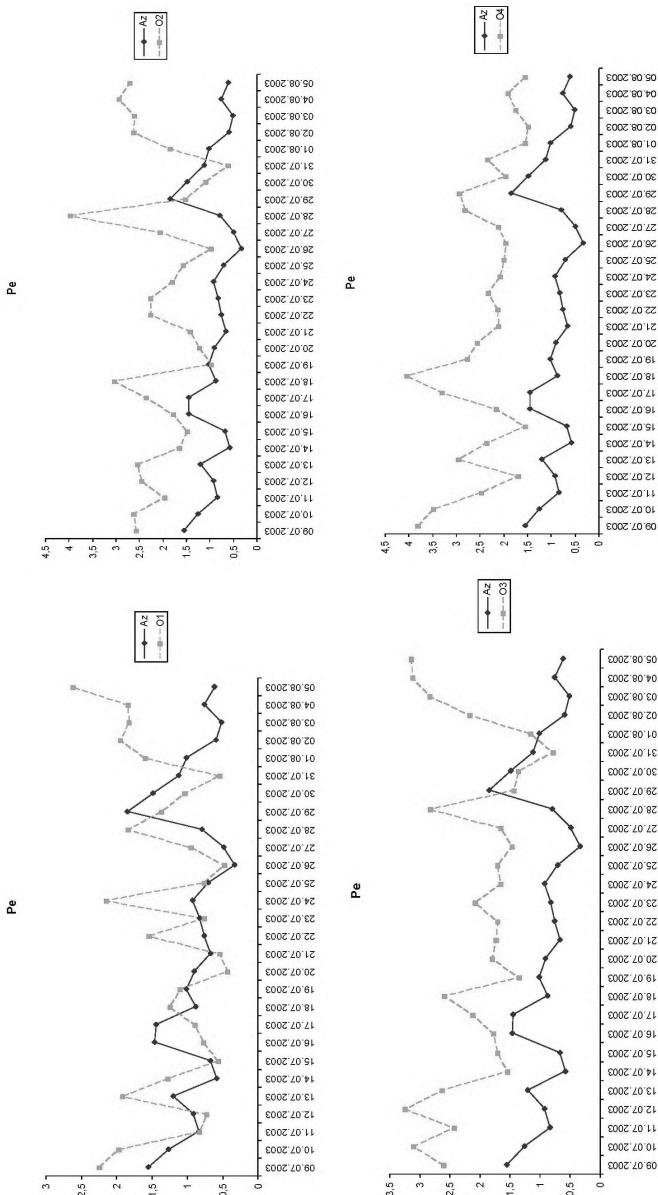


Рисунок В.3 – Середньозональна кінетична енергія для областей 1-4

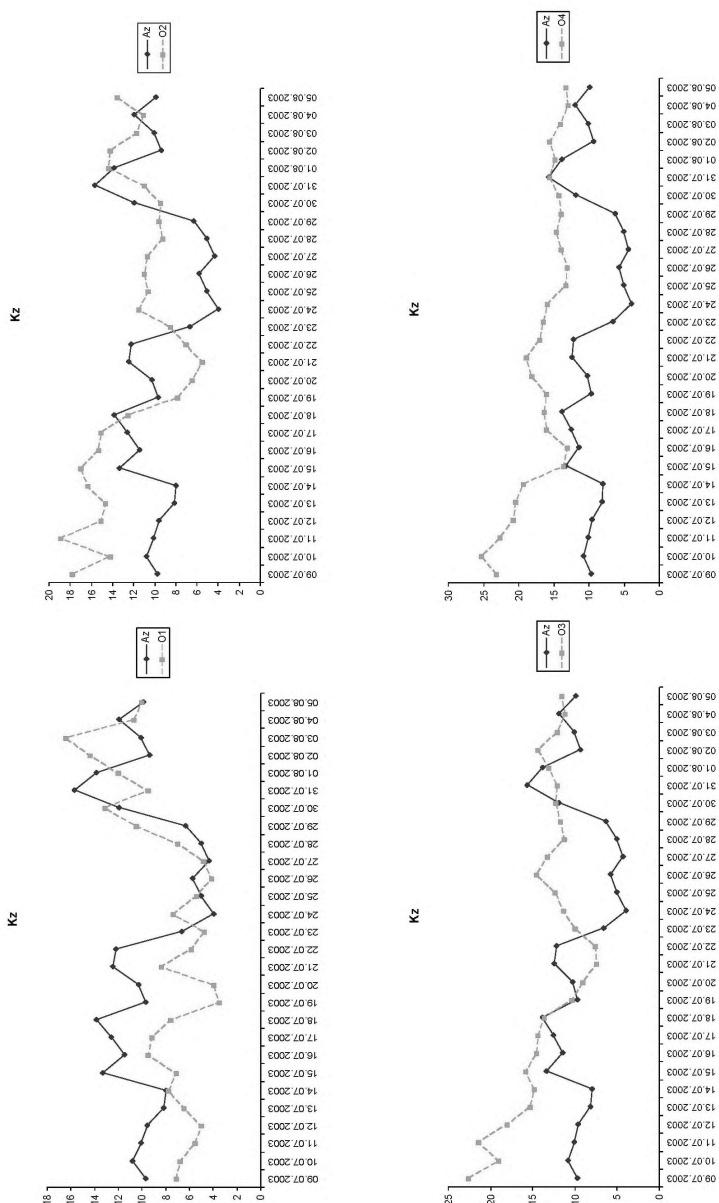


Рисунок В.4 – Вихрова кінетична енергія для областей 1-4

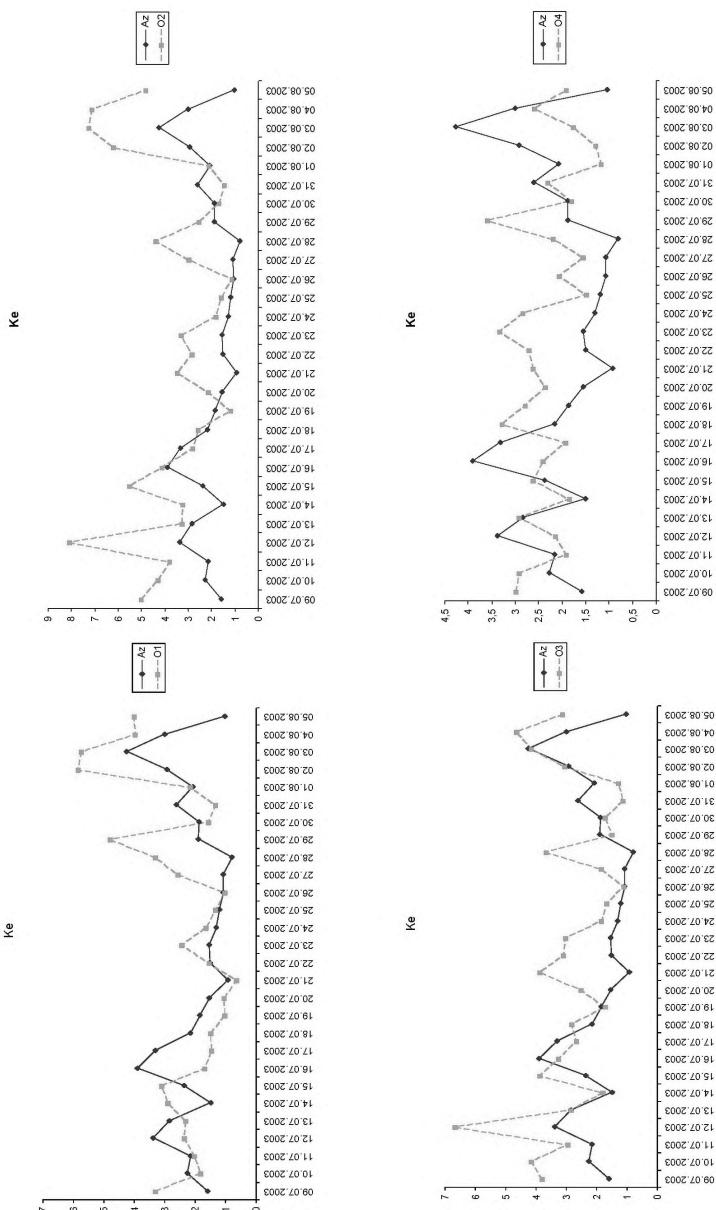


Рисунок В.5 – Перетворення ( $Kz$ - $Ke$ ) для областей 1-4

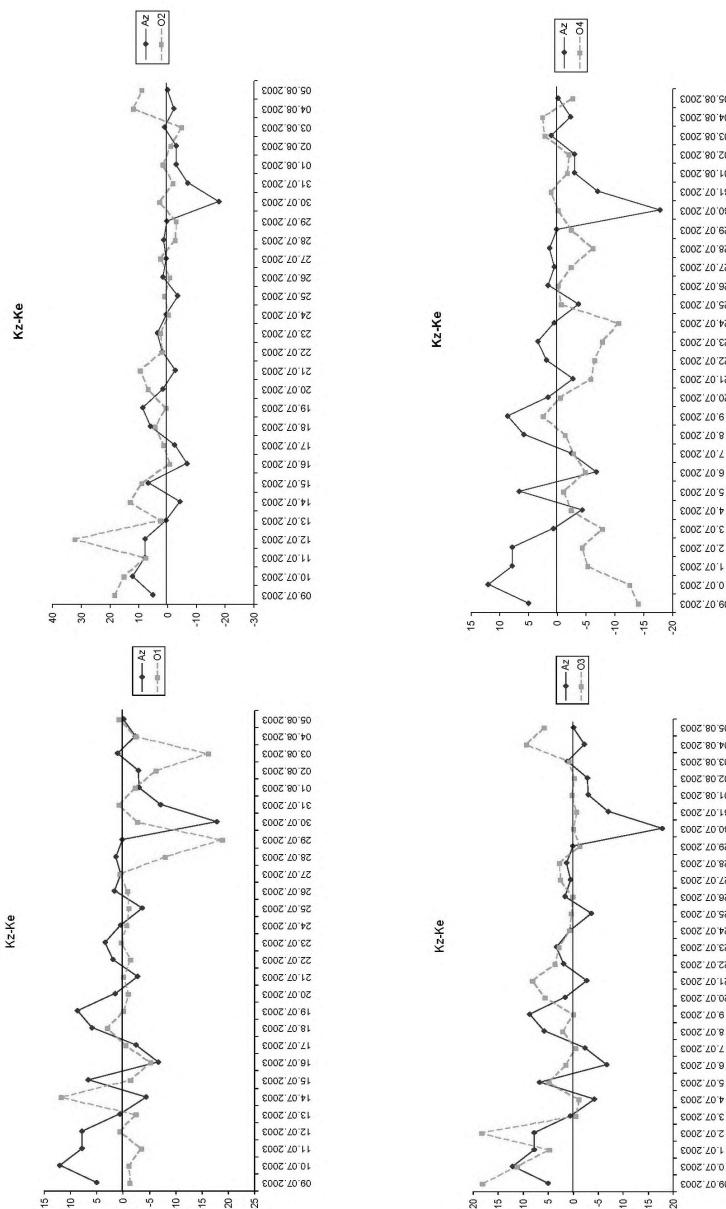


Рисунок В.6 – Перетворення ( $Pz-Pe$ ) для областей 1-4

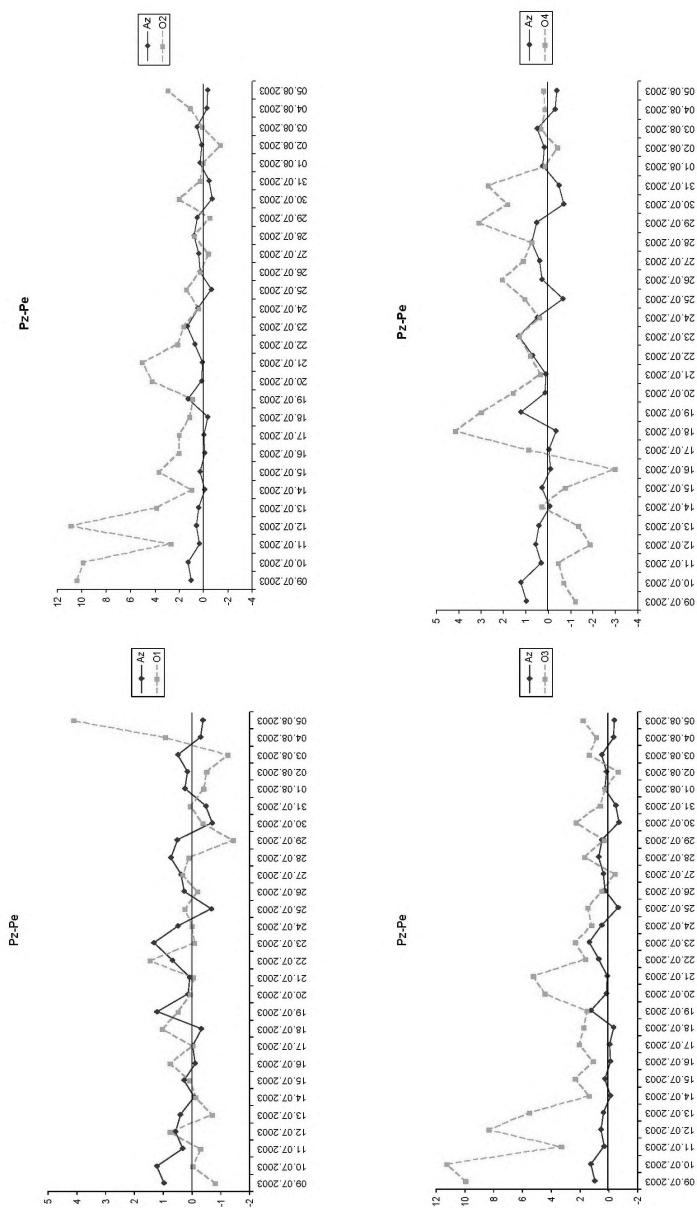


Рисунок В.7 – Перетворення ( $Pz-Kz$ ) для областей 1-4

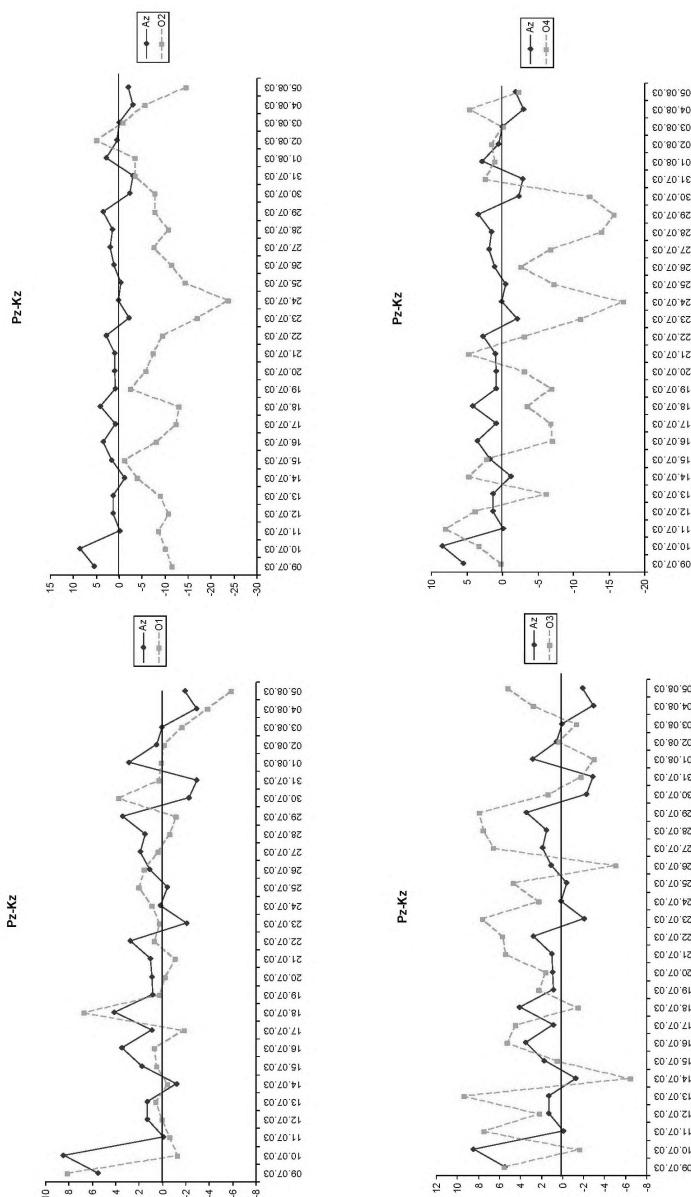
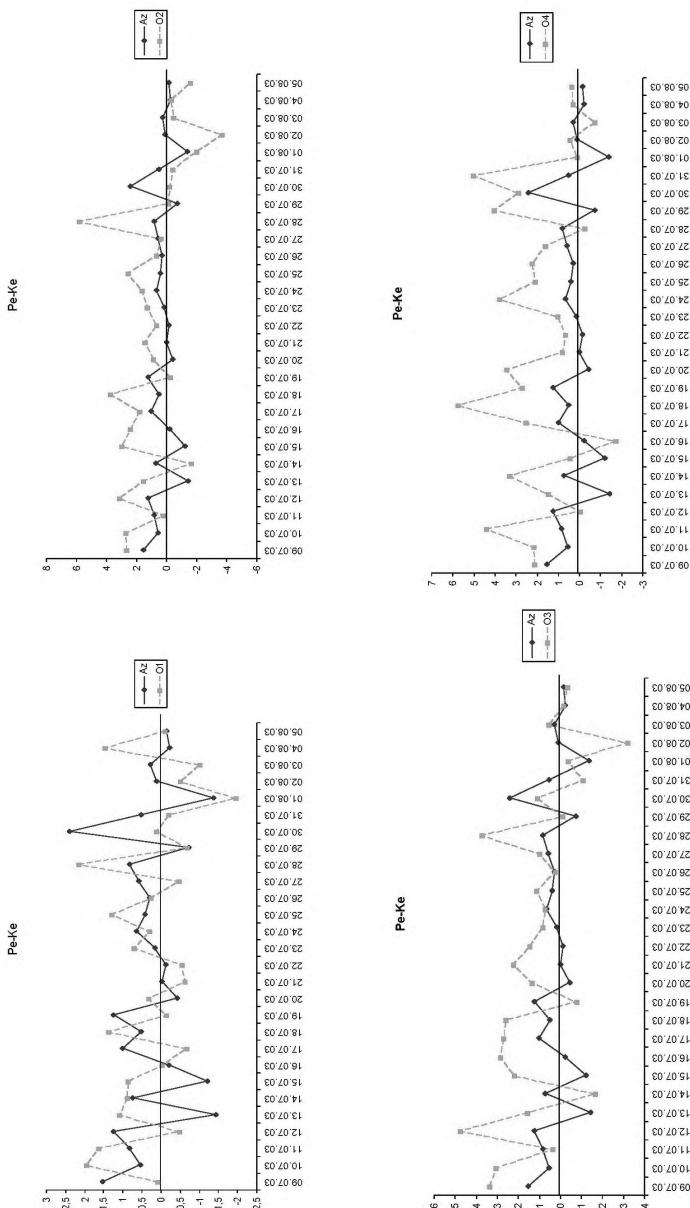


Рисунок В.8 – Преворення ( $Pe-Ke$ ) для областей 1-4



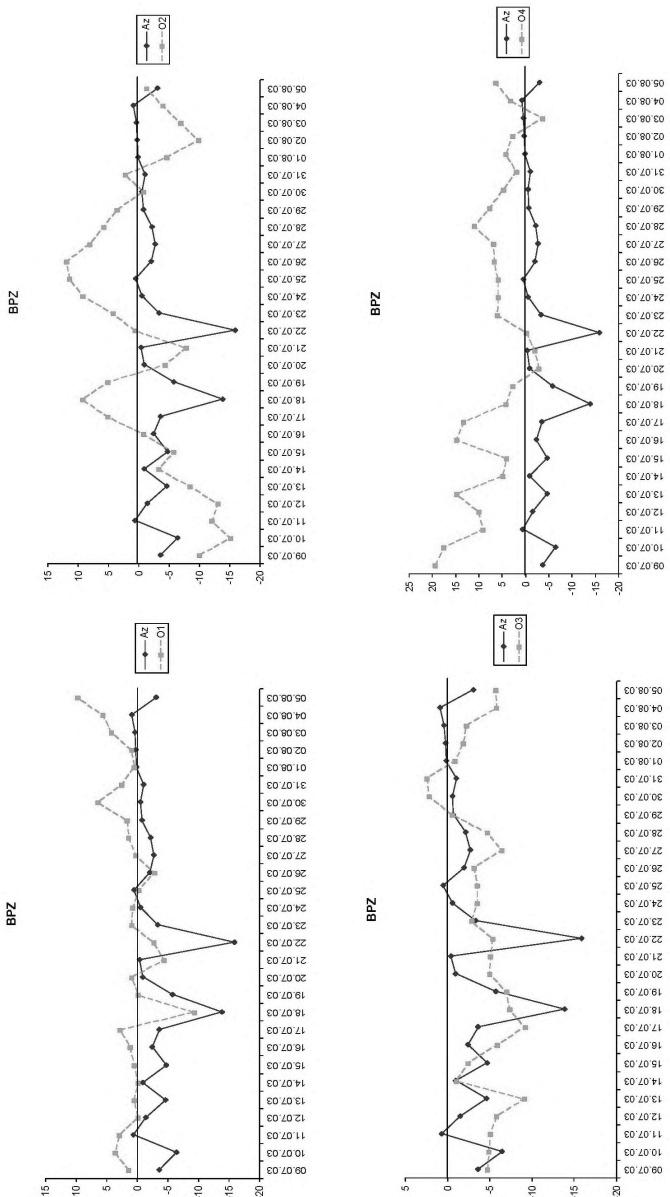


Рисунок В.9 – Інтегровані переноси  $BPZ$  для областей 1-4

Рисунок В.10 – Інтегровані переноси  $BPE$  для областей 1-4

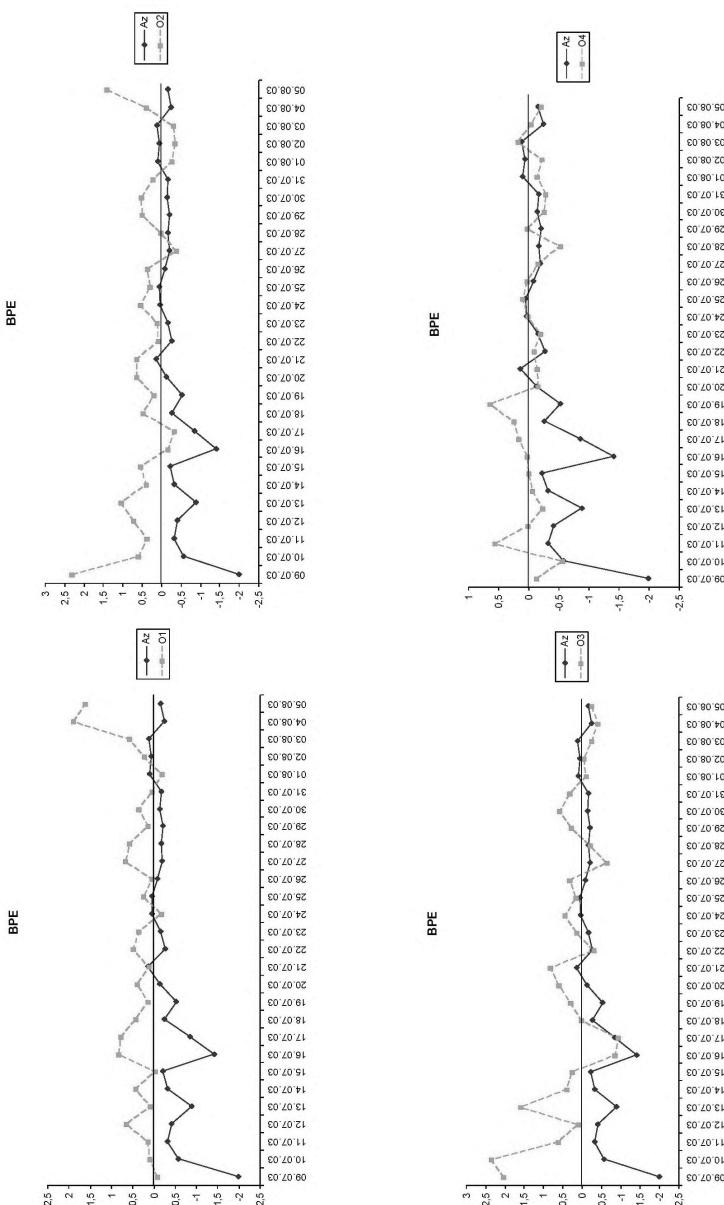
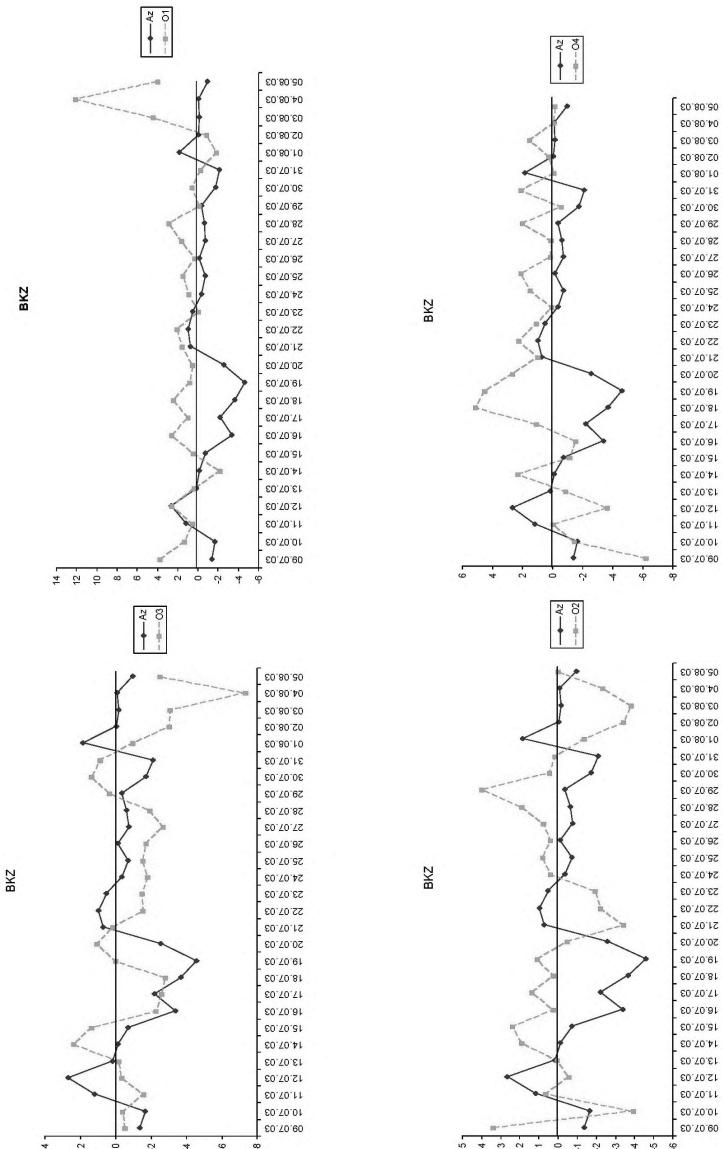


Рисунок В.11 – Інтегровані переноси  $BKZ$  для областей 1-4



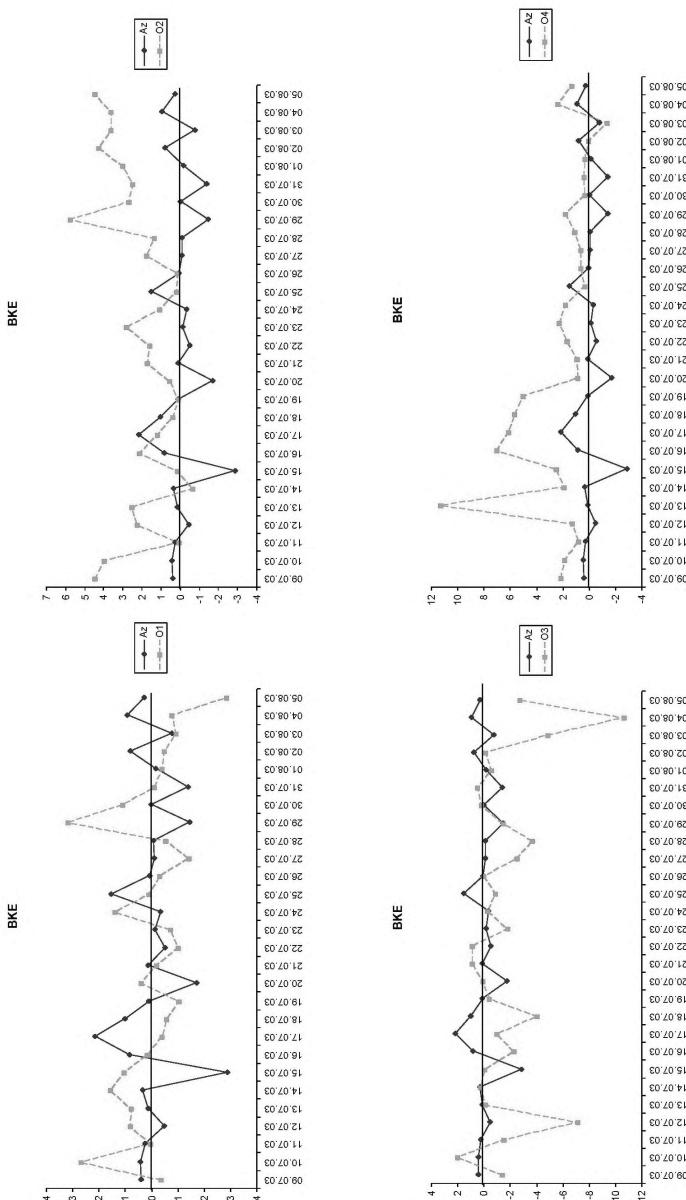


Рисунок В.12 – Інтегровані переноси  $BKE$  для областей 1-4

## ДОДАТОК Г

Вертикальний розподіл енергетичних характеристик атмосфери за різні дати і для різних областей

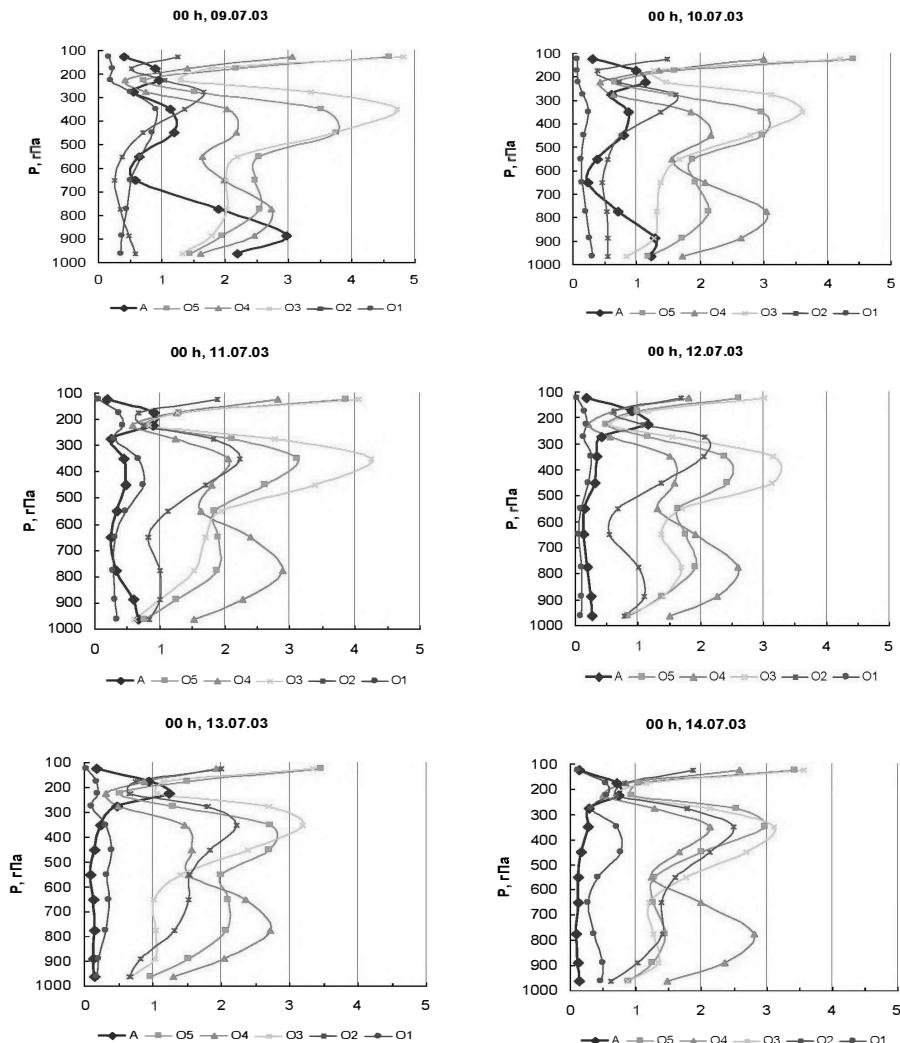


Рисунок Г.1 – Середньозональна потенціальна енергія за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

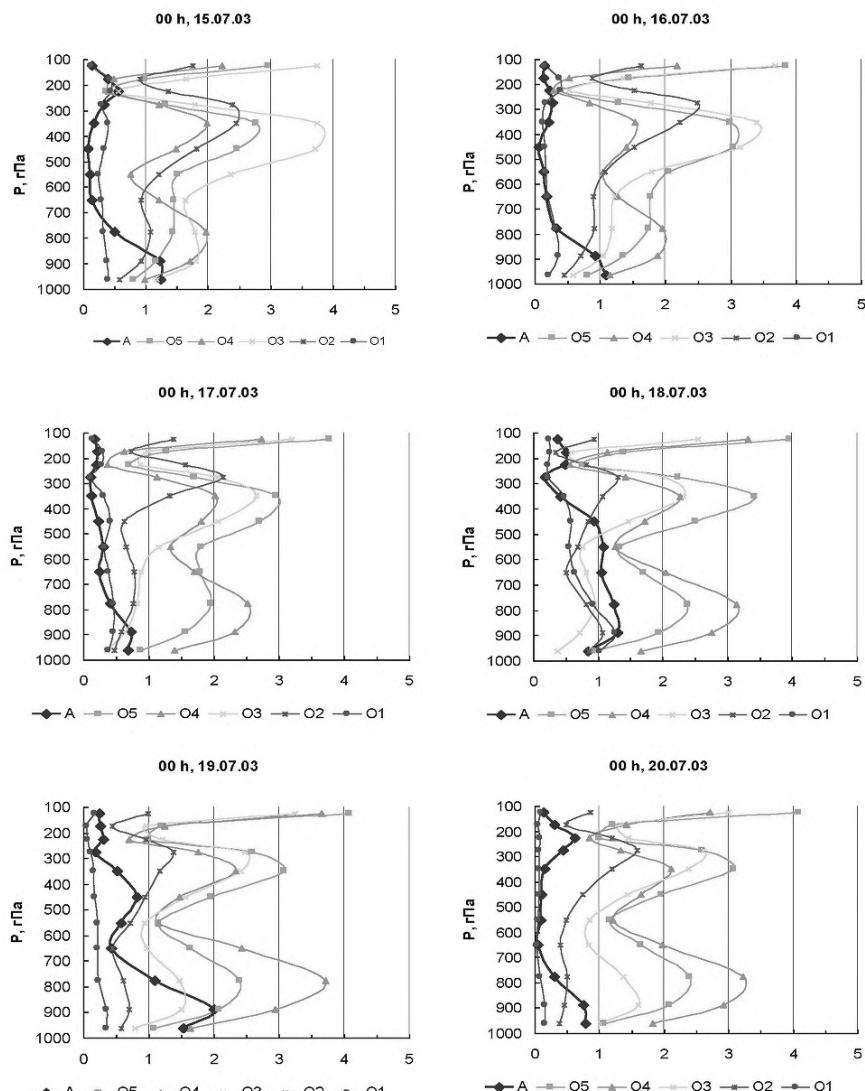


Рисунок Г.2 – Середньозональна потенціальна енергія за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

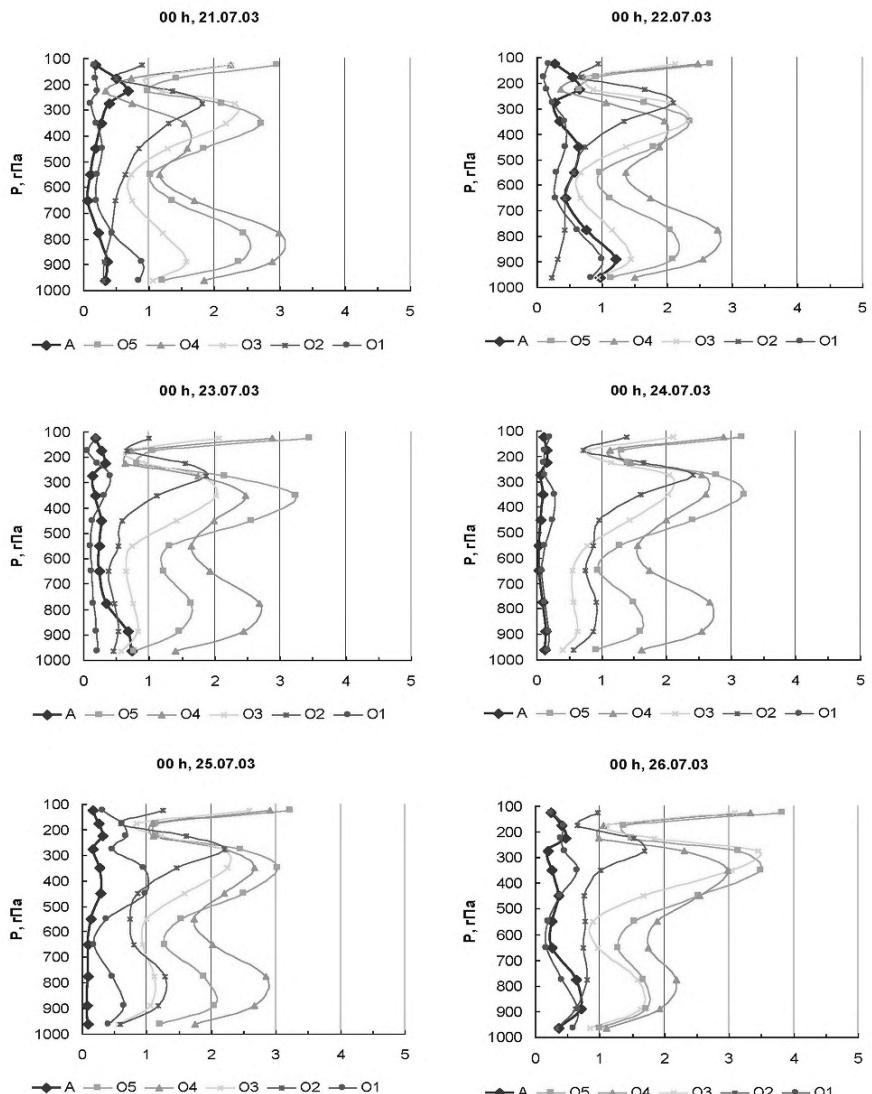


Рисунок Г.3 – Середньозональна потенціальна енергія за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

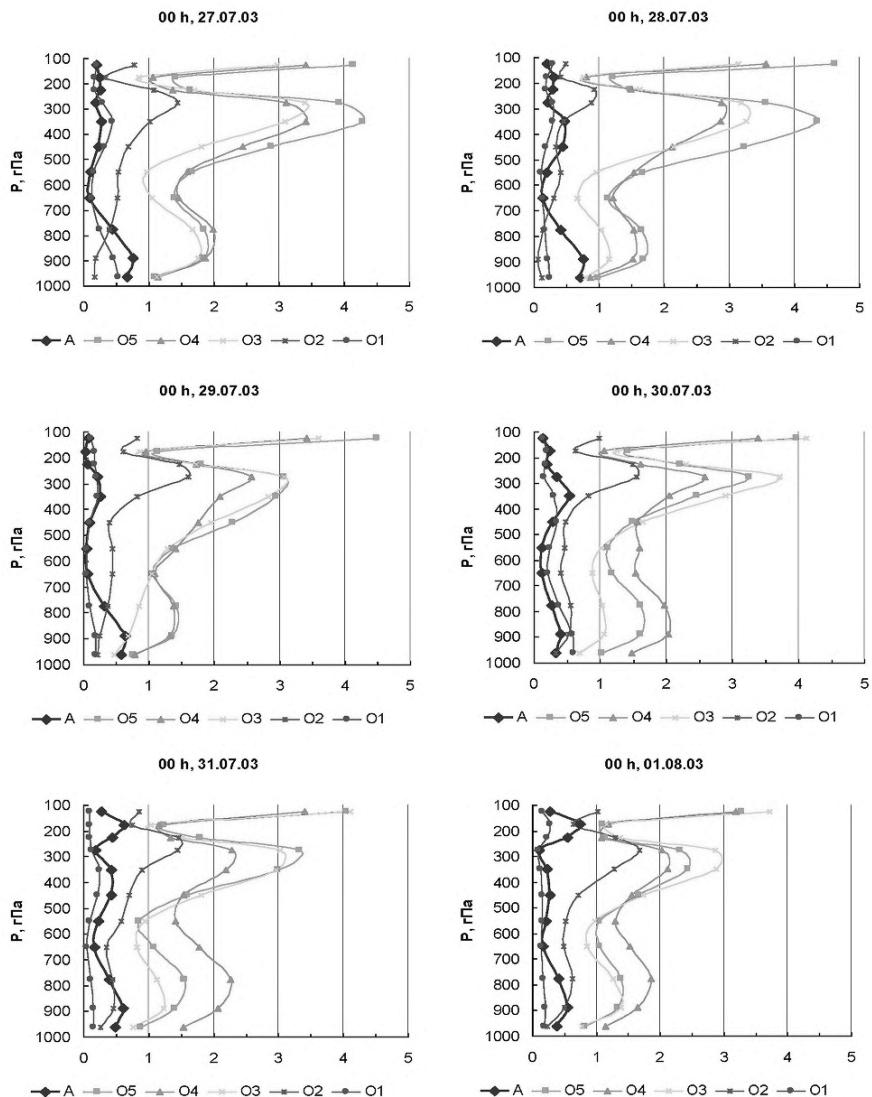


Рисунок Г.4 – Середньозональна потенціальна енергія за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

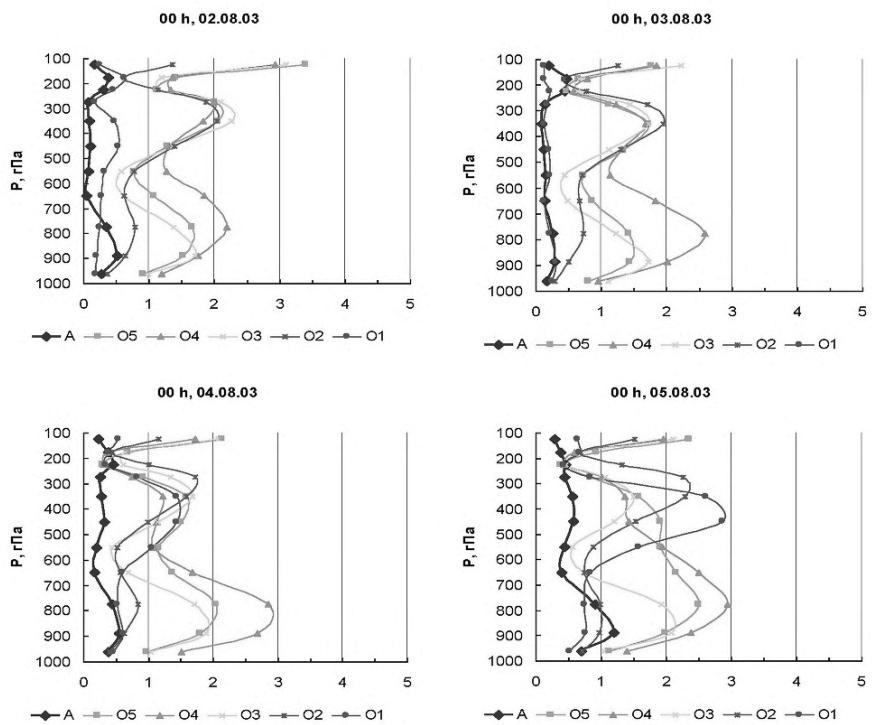


Рисунок Г.5 – Середньозональна потенціальна енергія за 02.08-05.08.03 для різних областей інтегрування

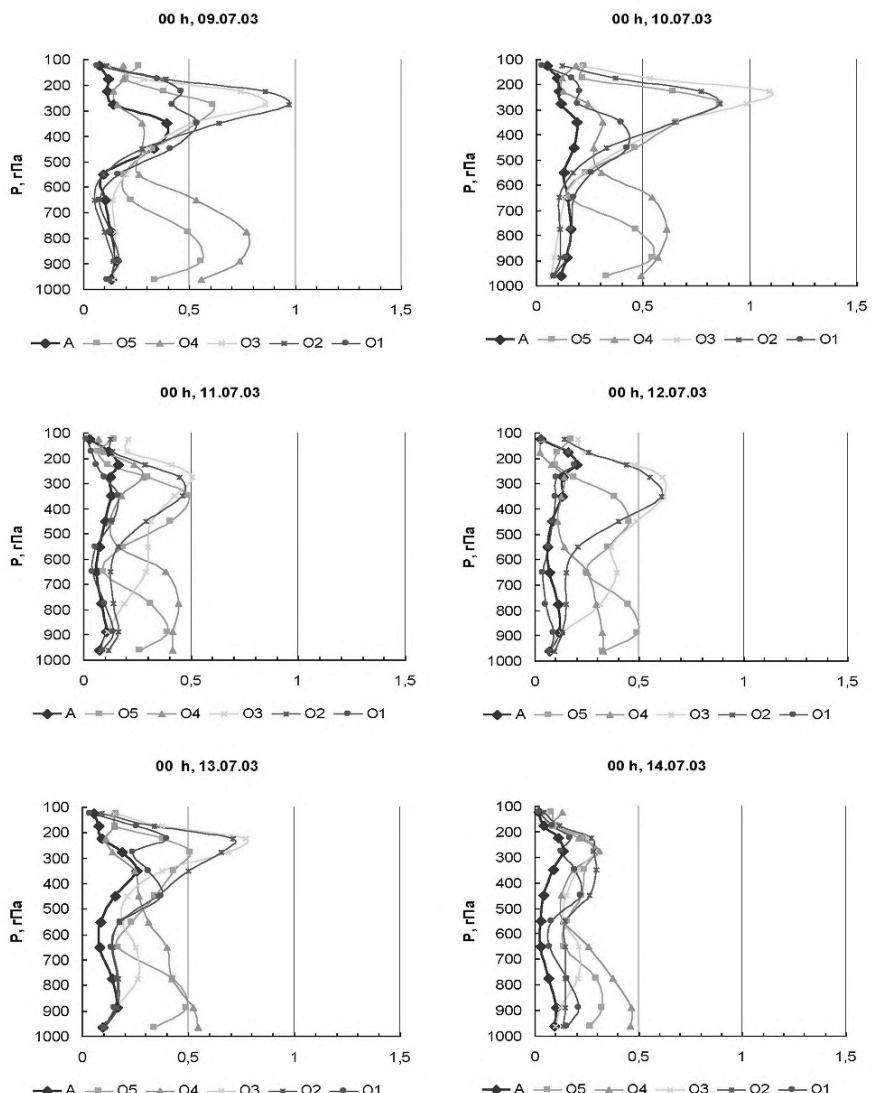


Рисунок Г.6 – Вихрова потенціальна енергія за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

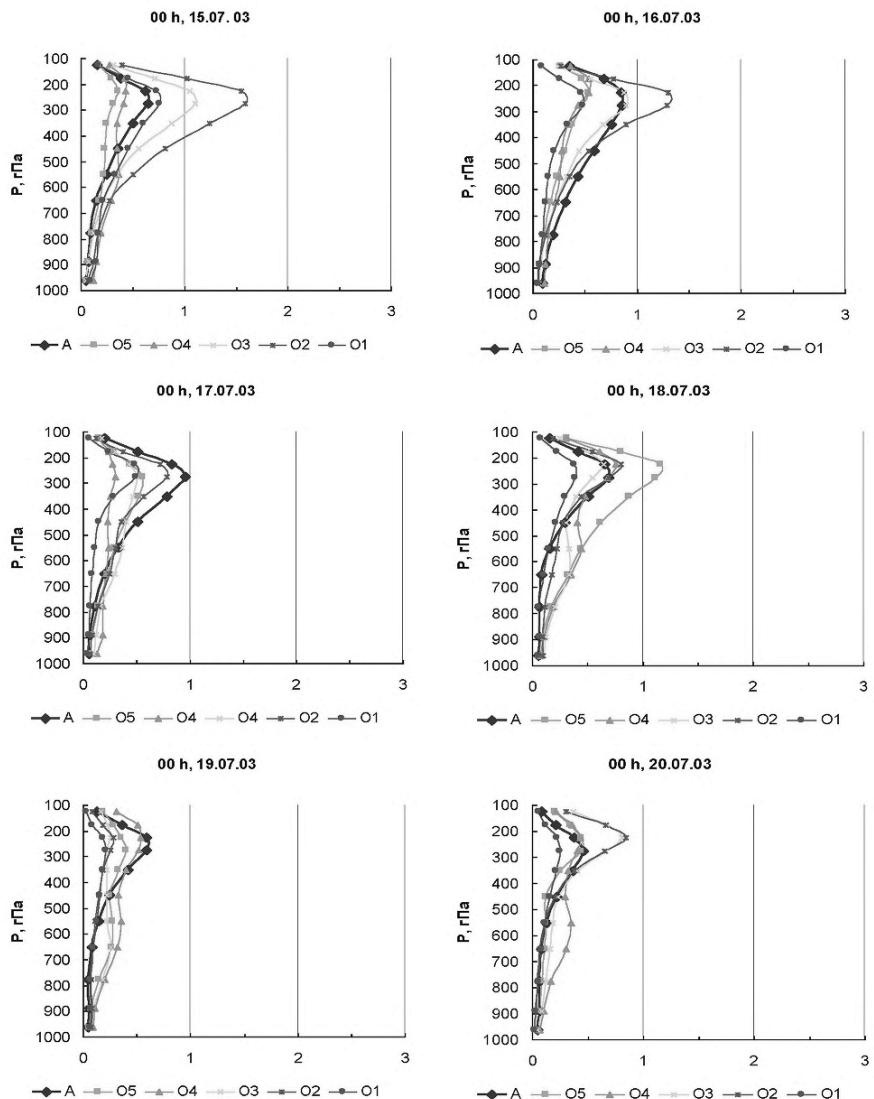


Рисунок Г.7 – Вихрова потенціальна енергія за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

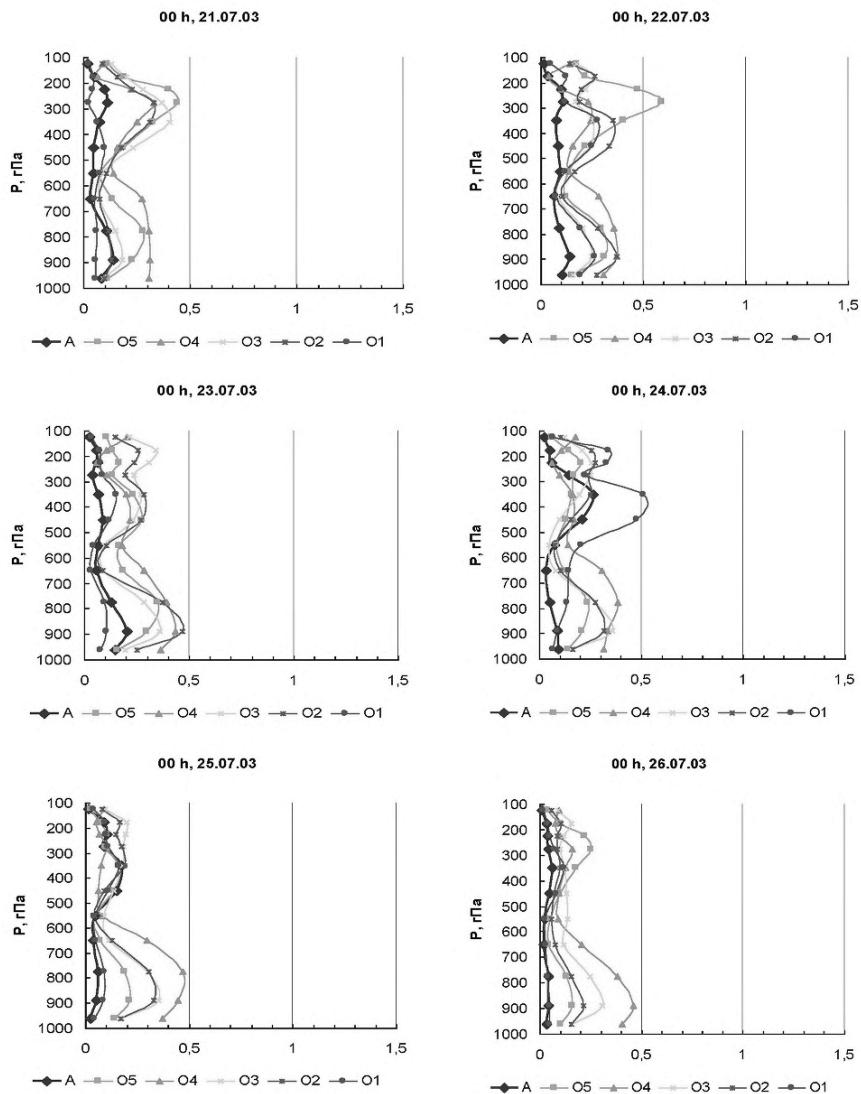


Рисунок Г.8 – Вихрова потенціальна енергія за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

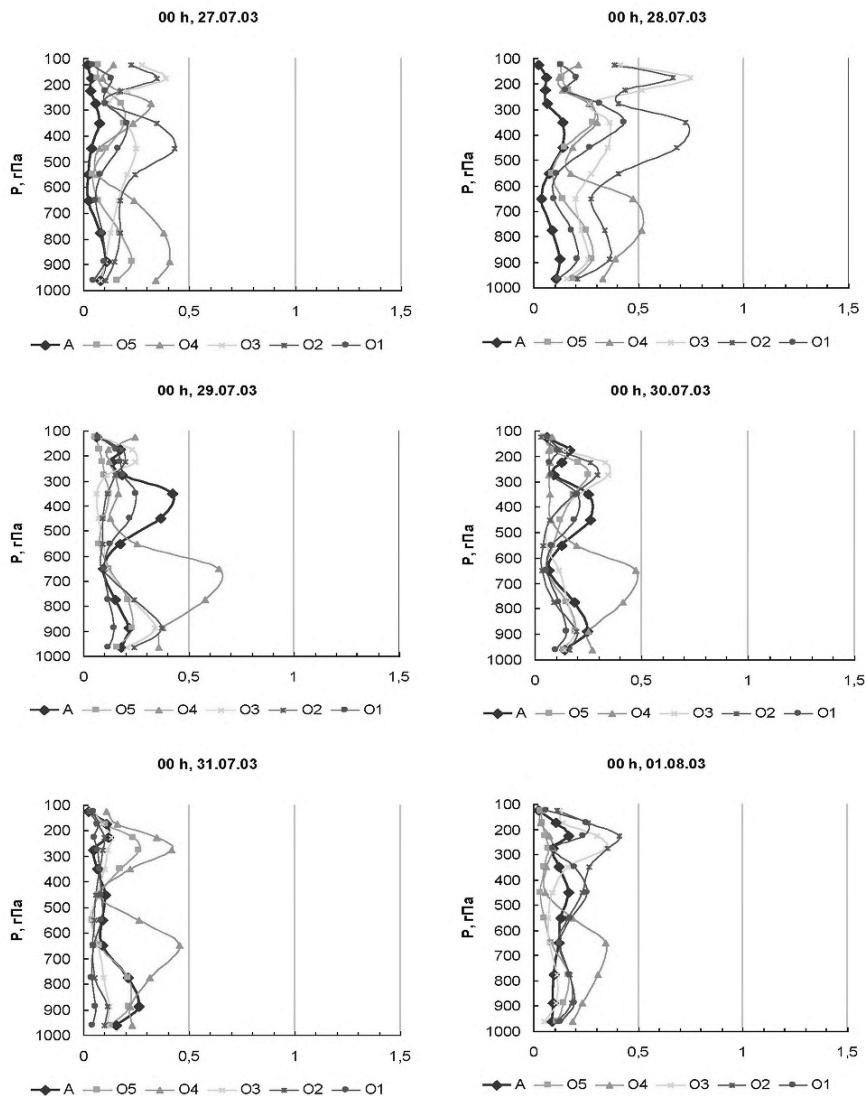


Рисунок Г.9 – Вихрова потенціальна енергія за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

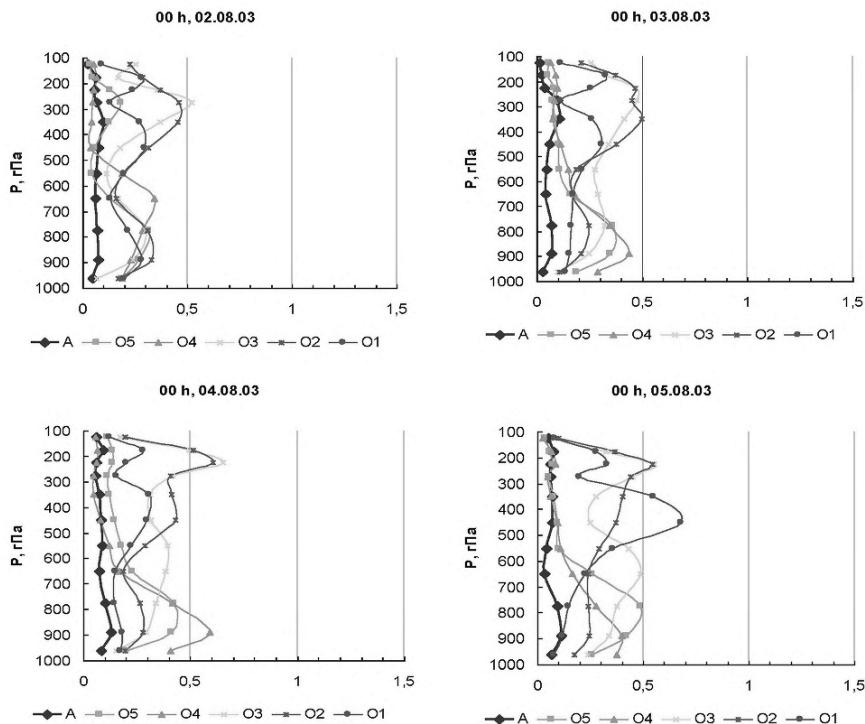


Рисунок Г.10 – Вихрова потенціальна енергія за 02.08-05.08.03 для різних областей інтегрування

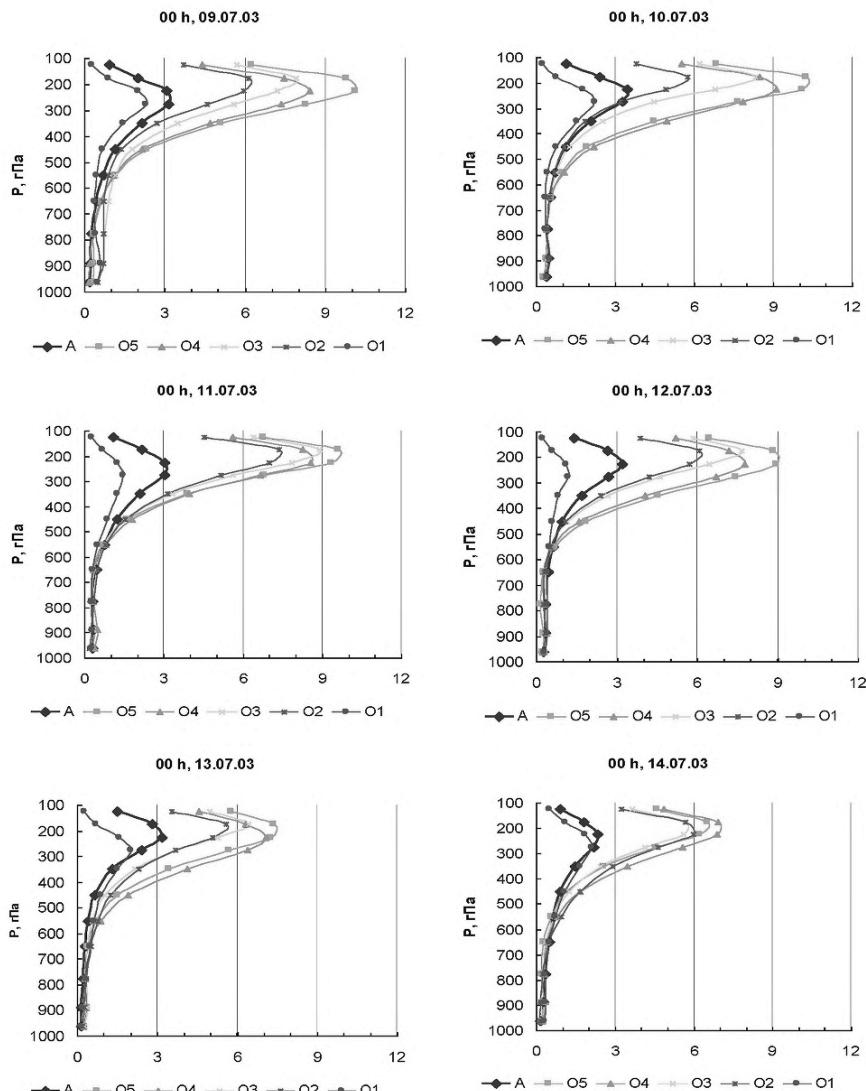


Рисунок Г.11 – Середньозональна кінетична енергія за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

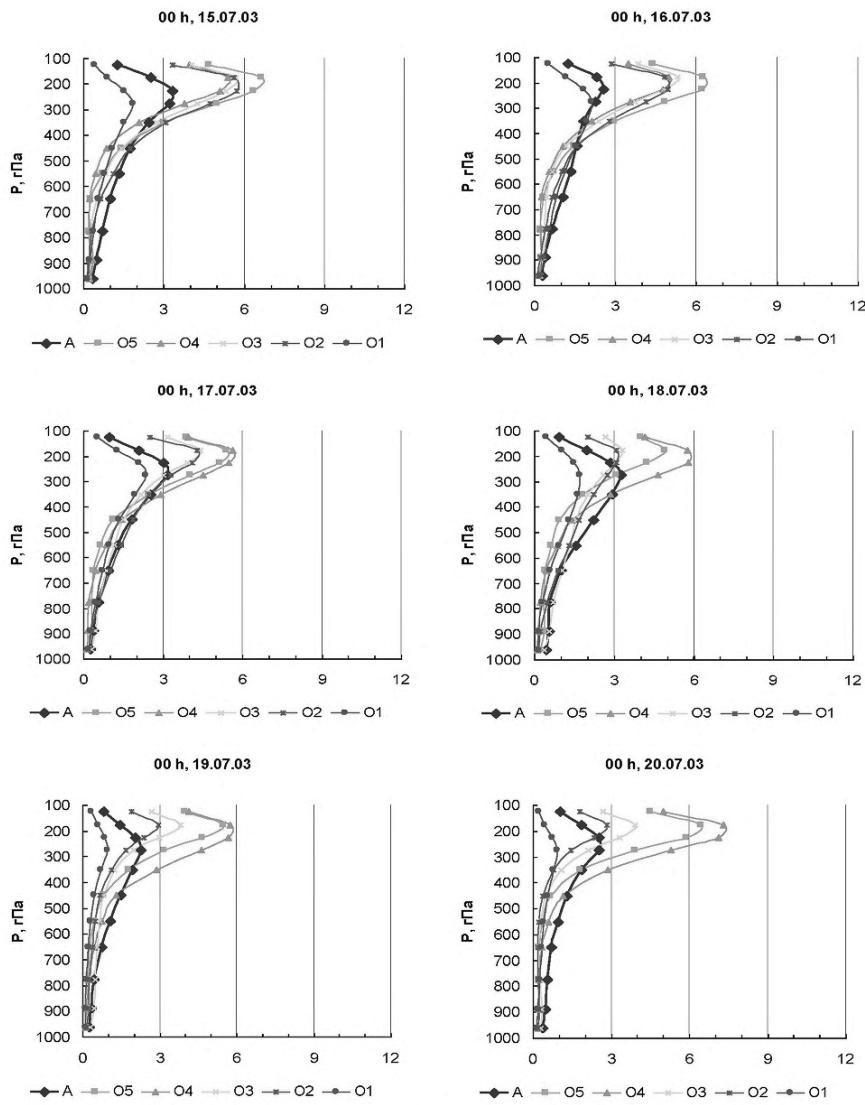


Рисунок Г.12 – Середньозональна кінетична енергія за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

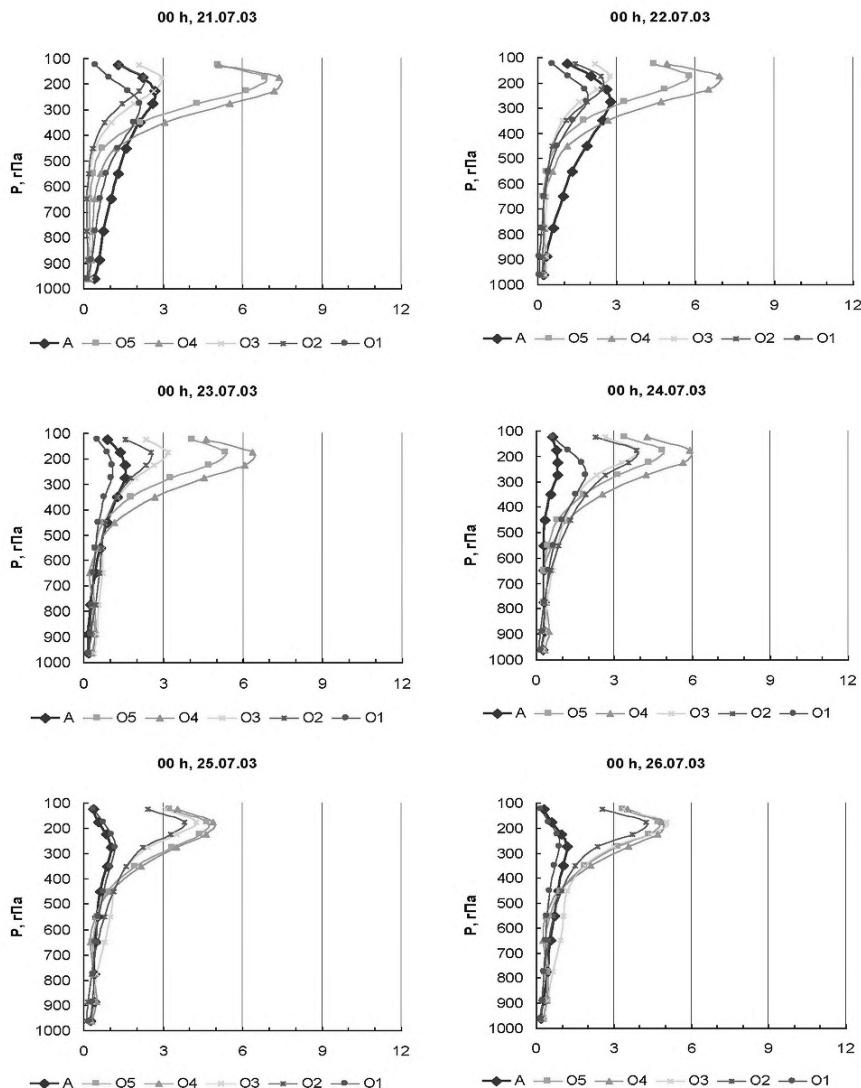


Рисунок Г.13 – Середньозональна кінетична енергія за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

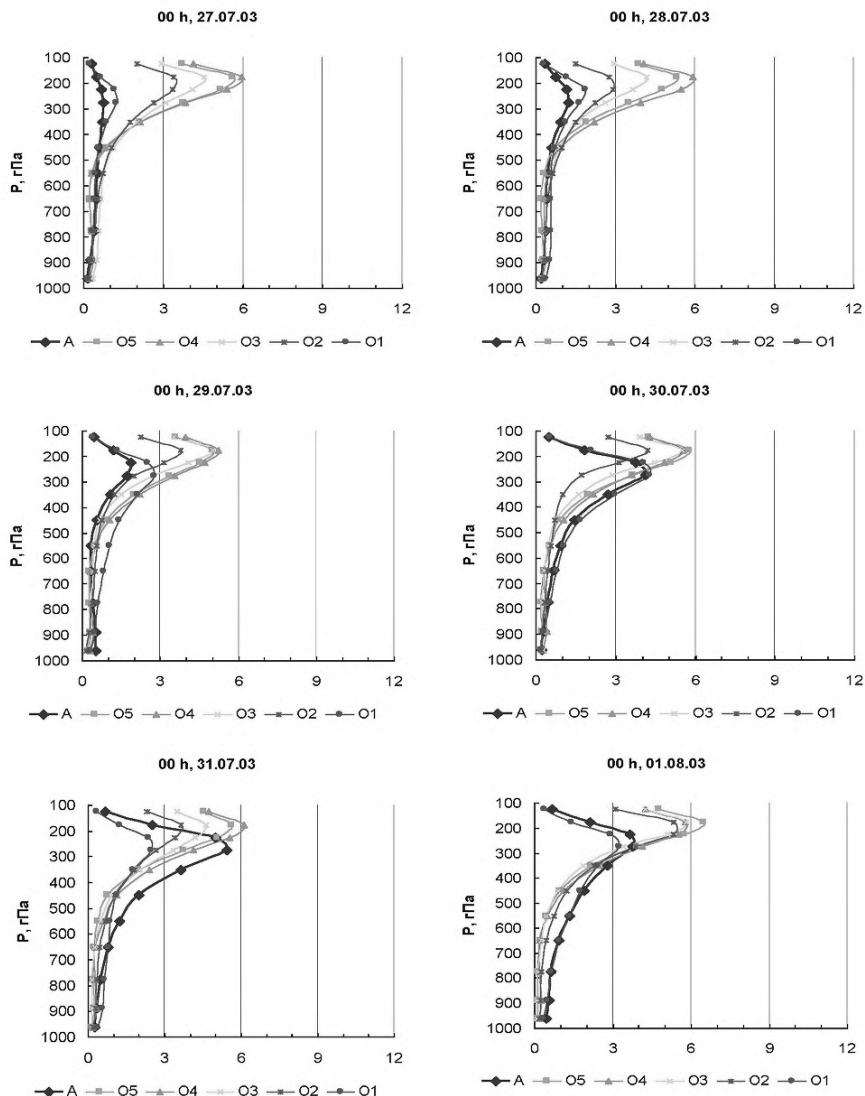


Рисунок Г.14 – Середньозональна кінетична енергія за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

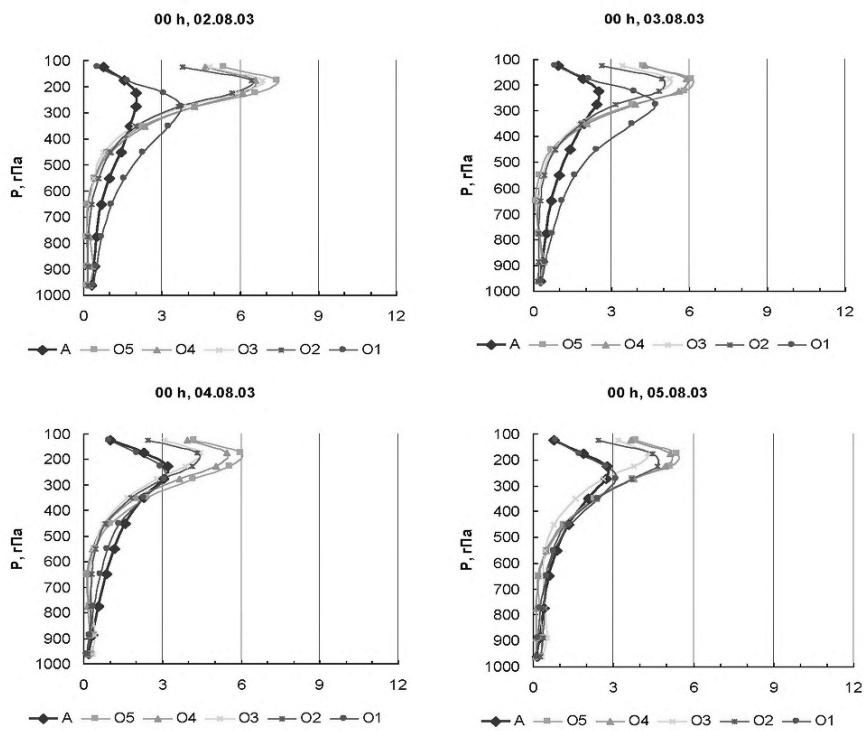


Рисунок Г.15 – Середньозональна кінетична енергія за 02.08-05.08.03 для різних областей інтегрування

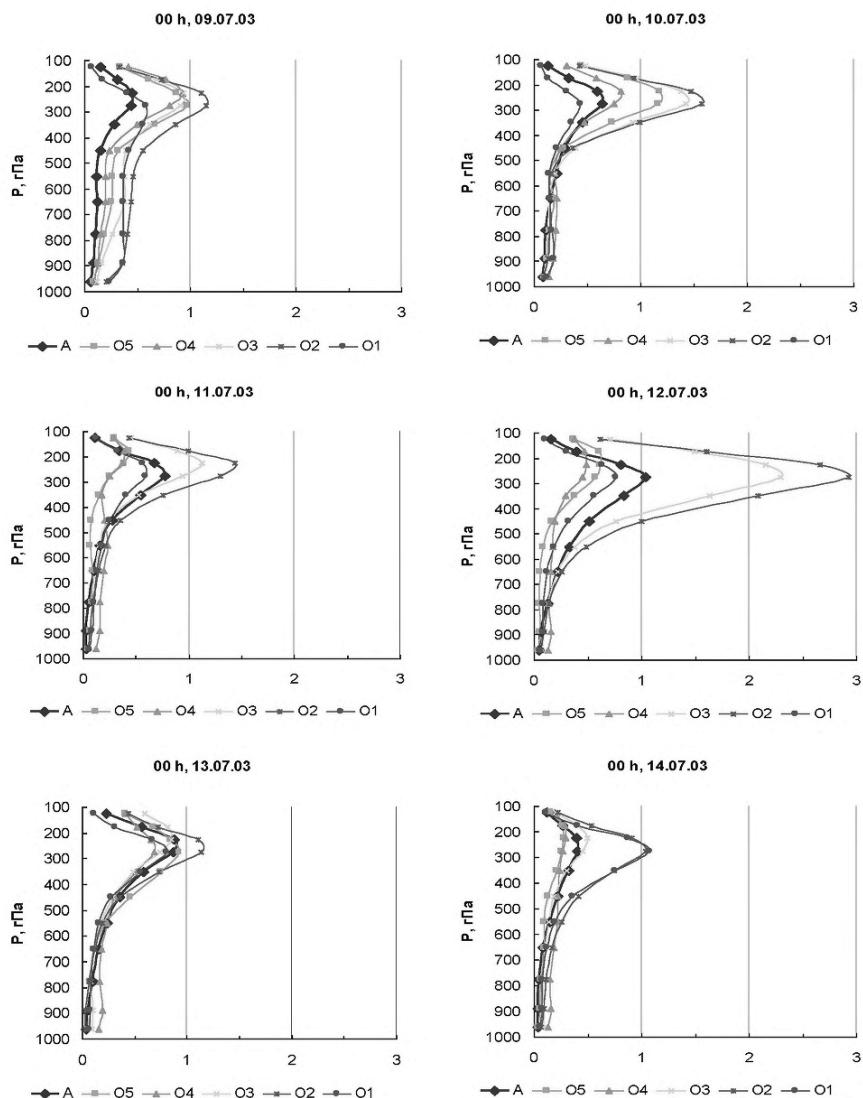


Рисунок Г.16 – Вихрова кінетична енергія за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

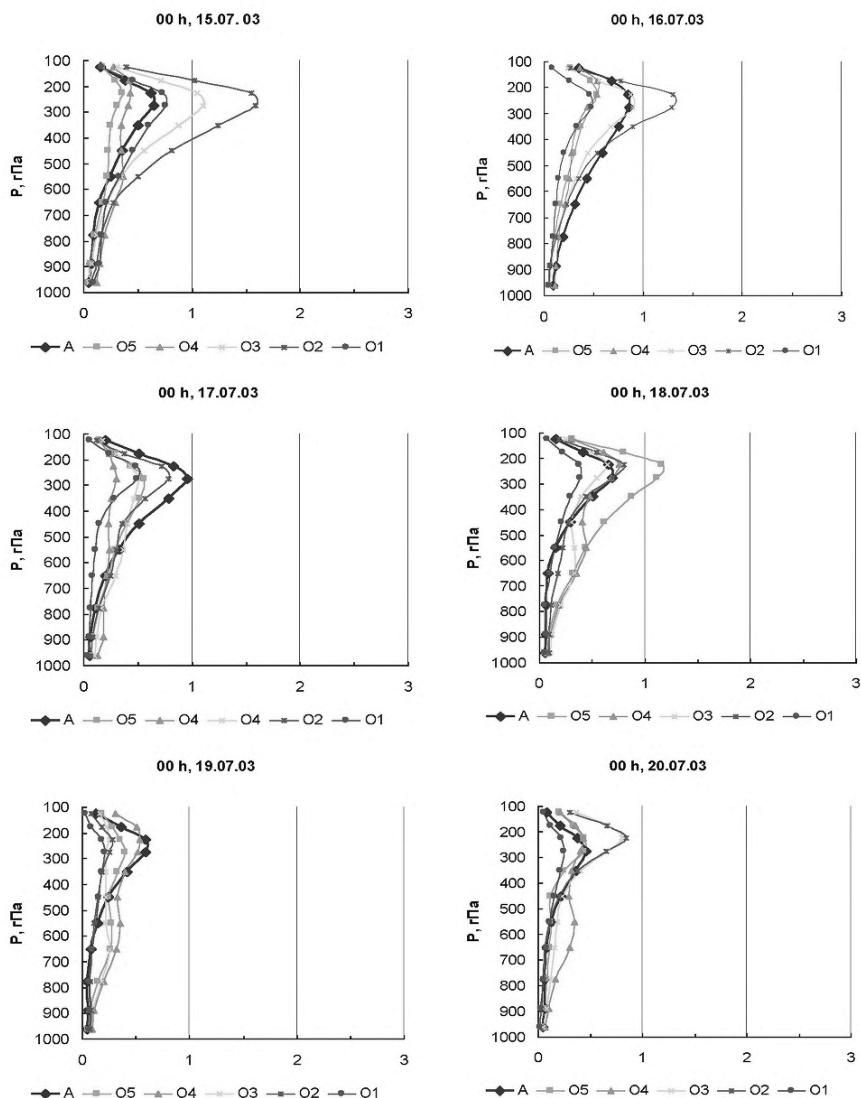


Рисунок Г.17 – Вихрова кінетична енергія за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

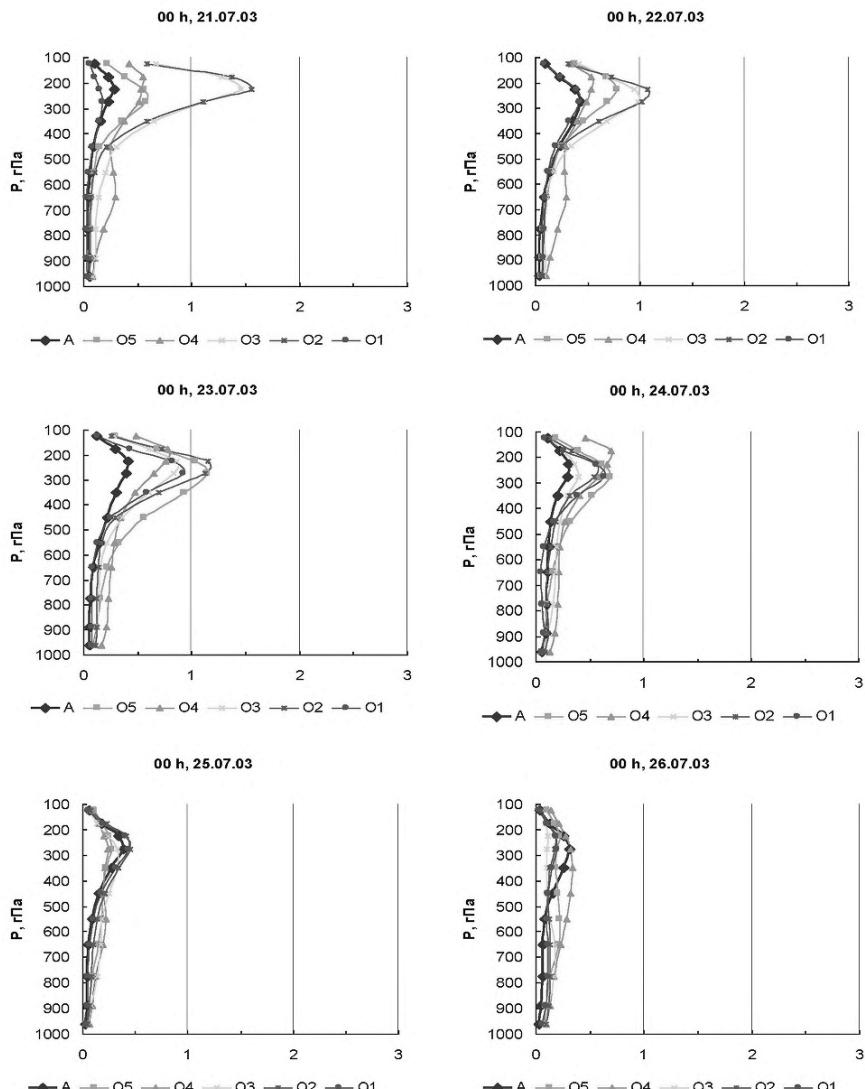


Рисунок Г.18 – Вихрова кінетична енергія за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

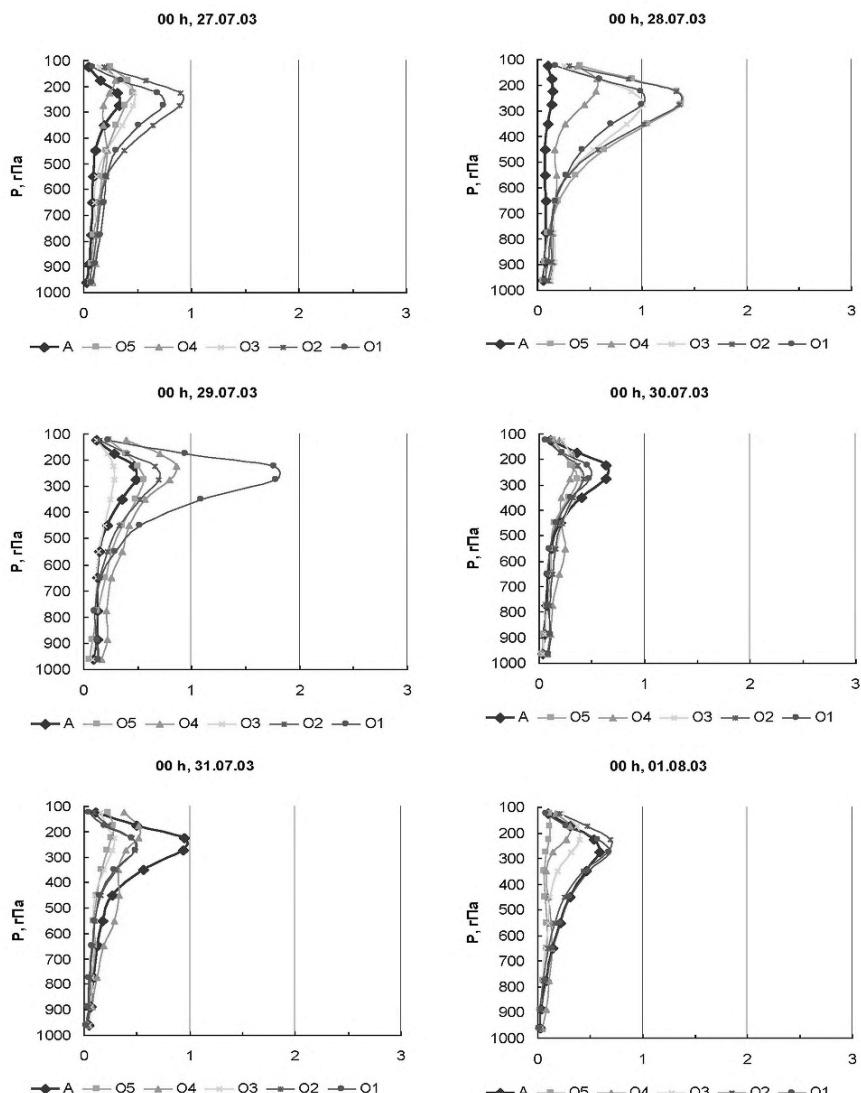


Рисунок Г.19 – Вихрова кінетична енергія за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

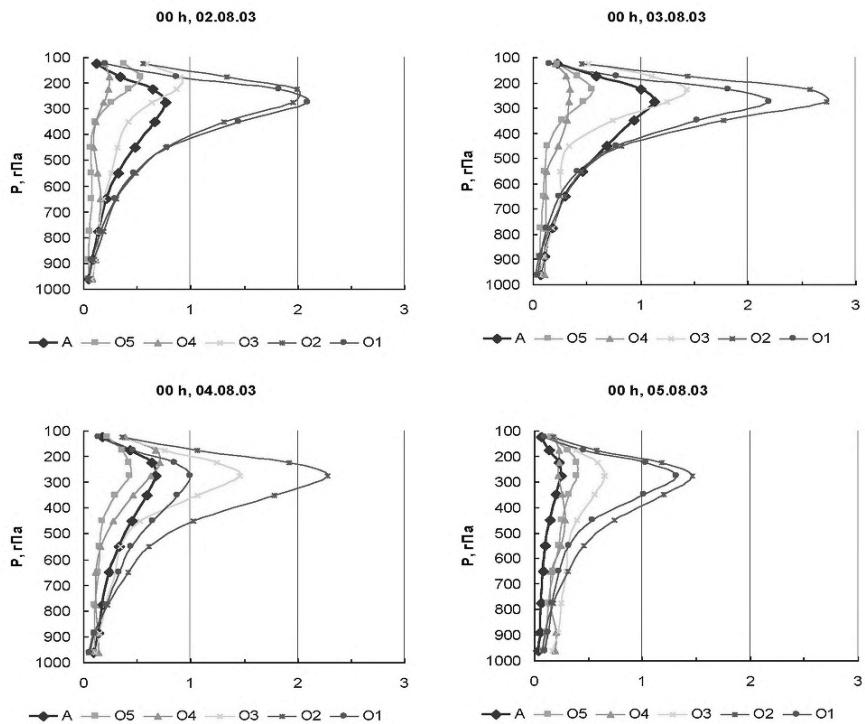


Рисунок Г.20 – Вихрова кінетична енергія за 02.08-05.08.03 для різних областей інтегрування

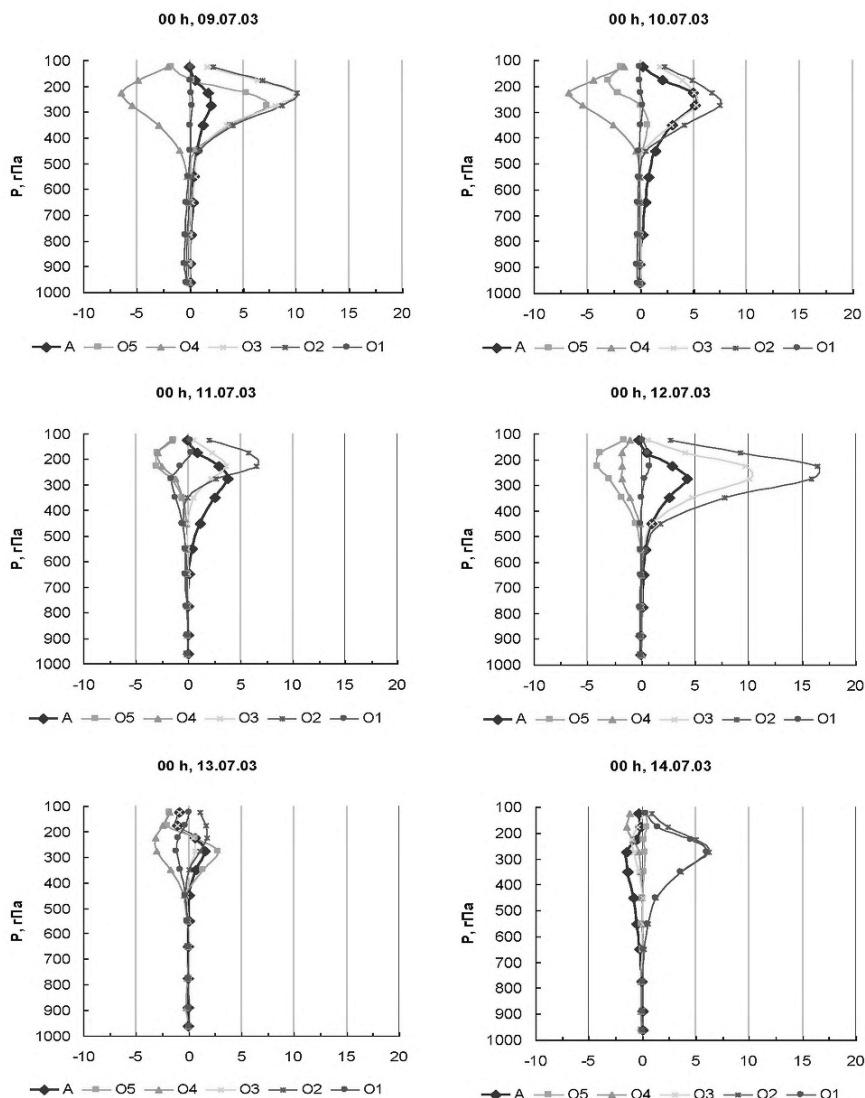


Рисунок Г.21 – Перетворення  $K_z - K_e$  за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

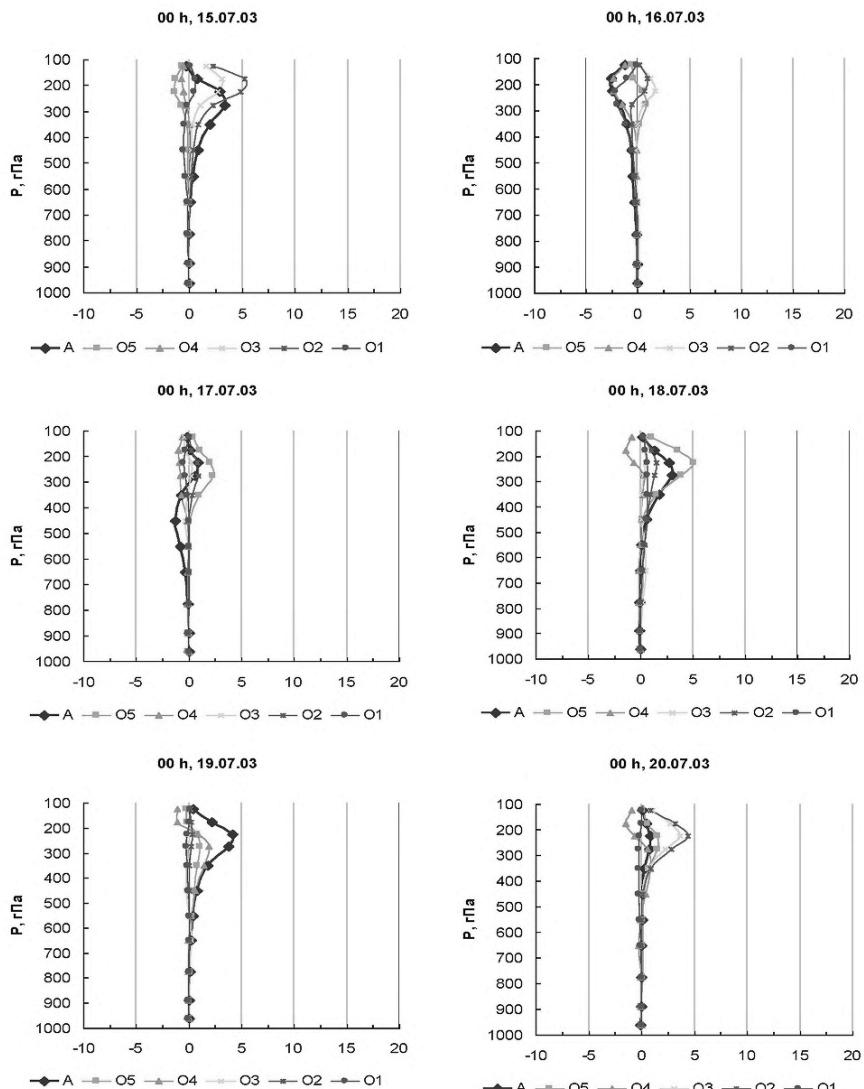


Рисунок Г.22 – Перетворення  $K_Z - K_E$  за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

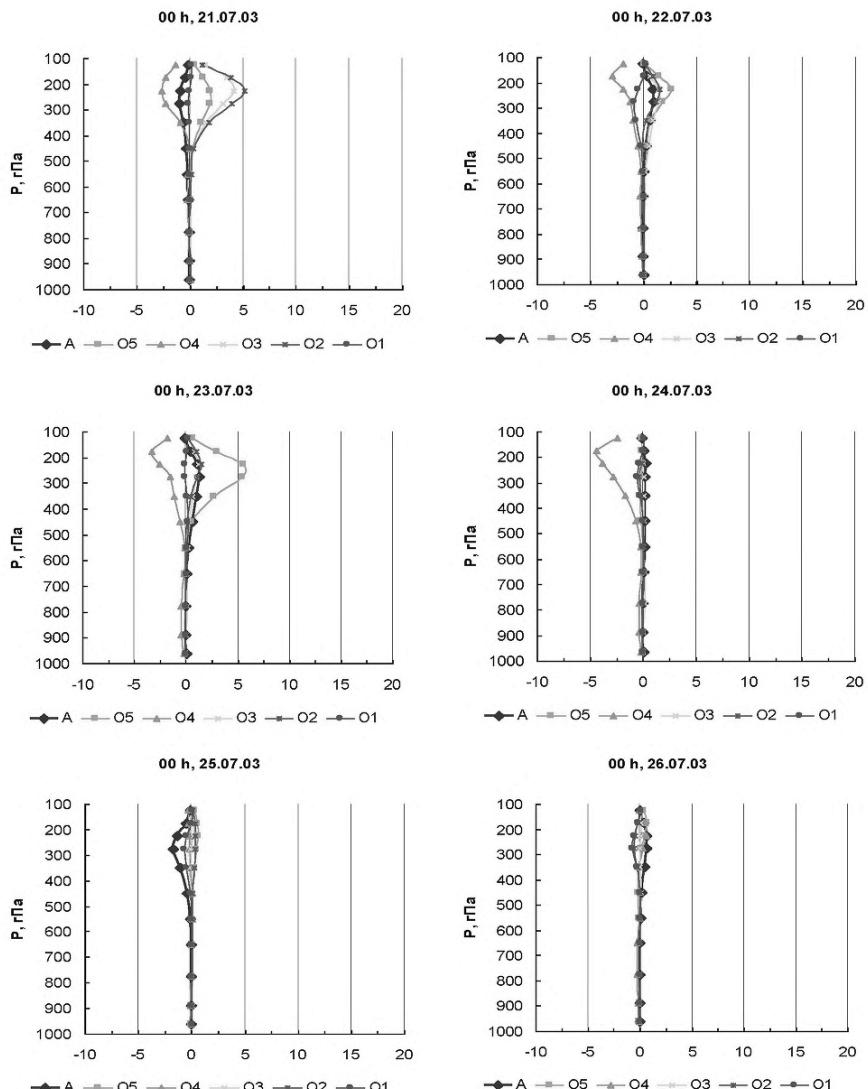


Рисунок Г.23 – Перетворення  $K_Z - K_E$  за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

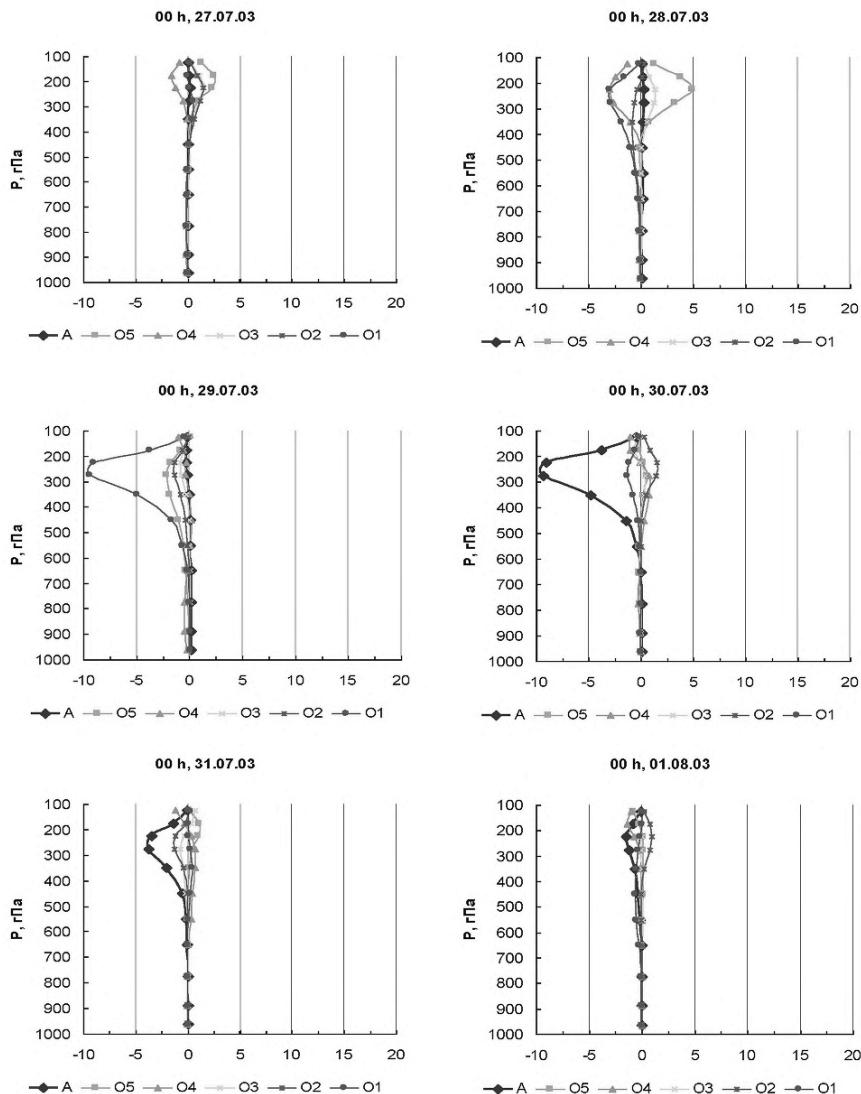


Рисунок Г.24 – Перетворення  $K_Z - K_E$  за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

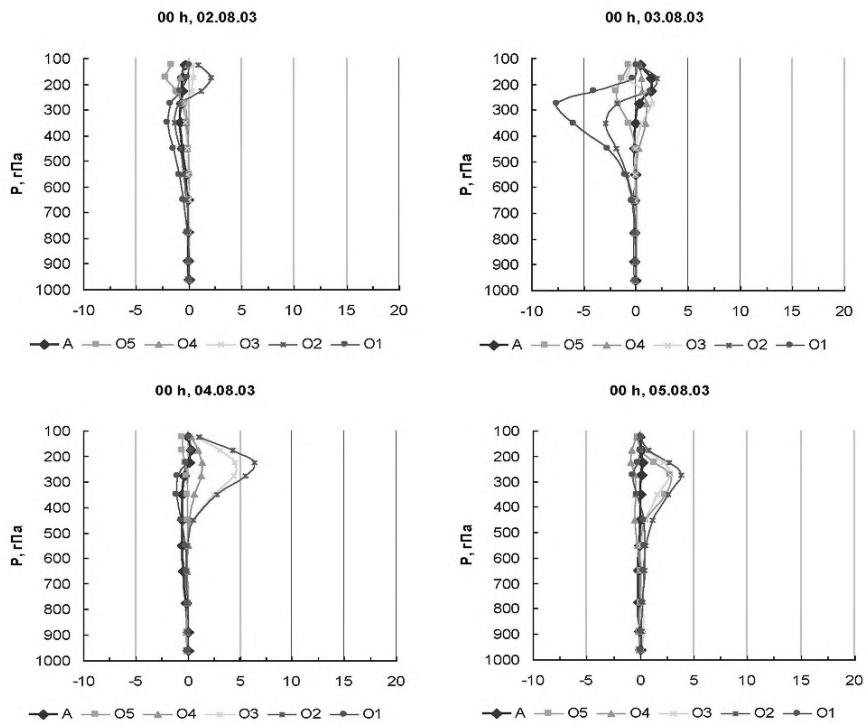


Рисунок Г.25 – Перетворення  $K_Z - K_E$  за 02.08-05.08.03 для різних областей інтегрування

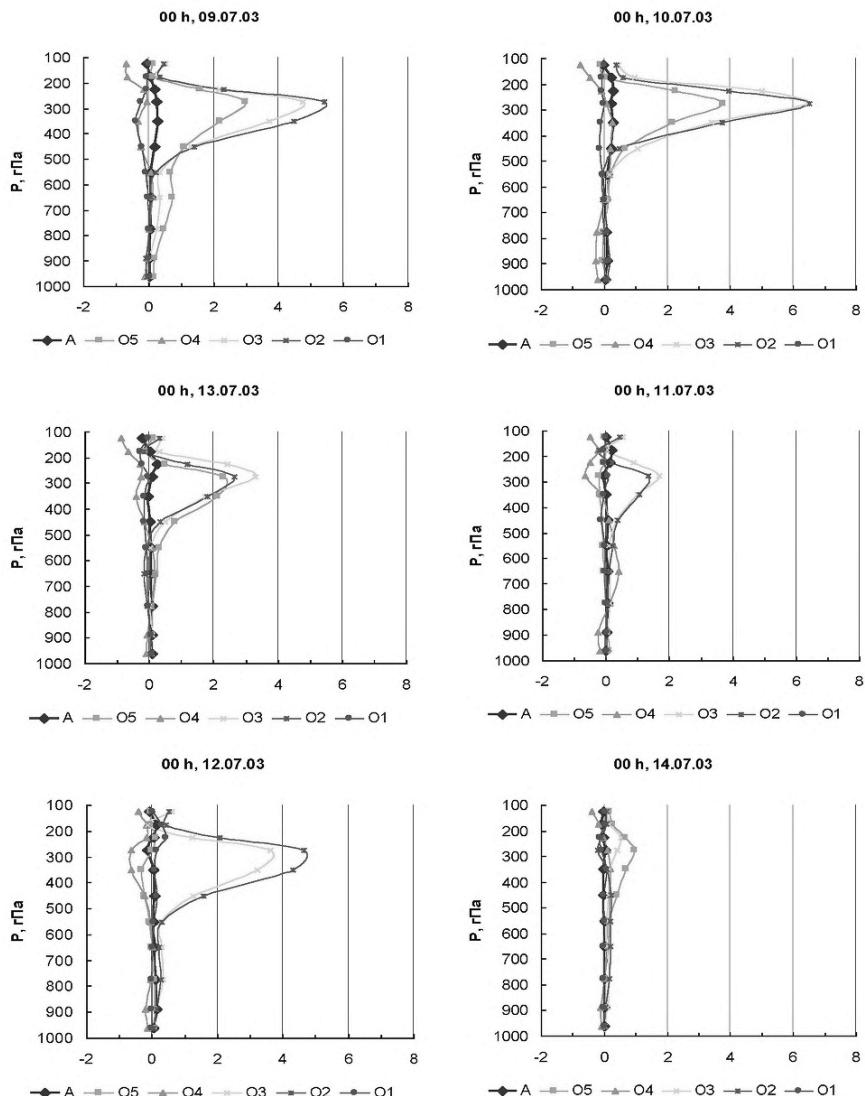


Рисунок Г.26 – Перетворення  $P_z - P_E$  за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

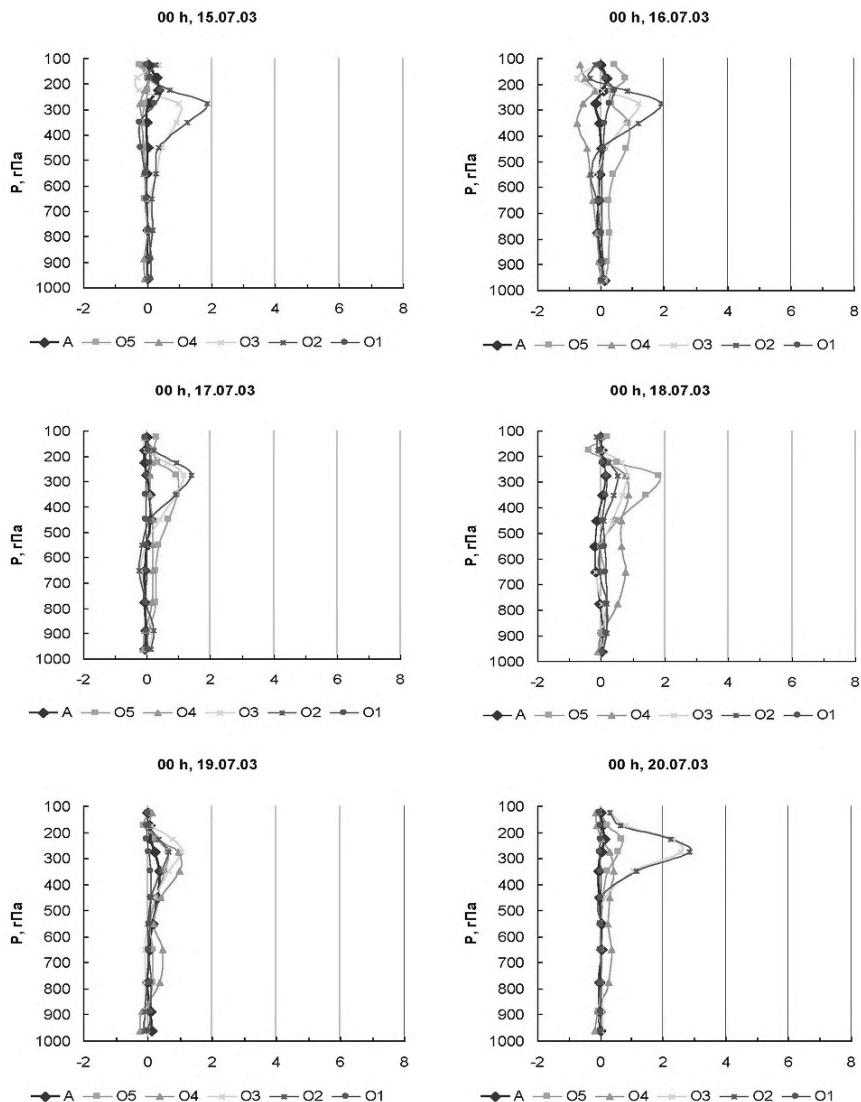


Рисунок Г.27 – Перетворення  $P_z - P_E$  за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

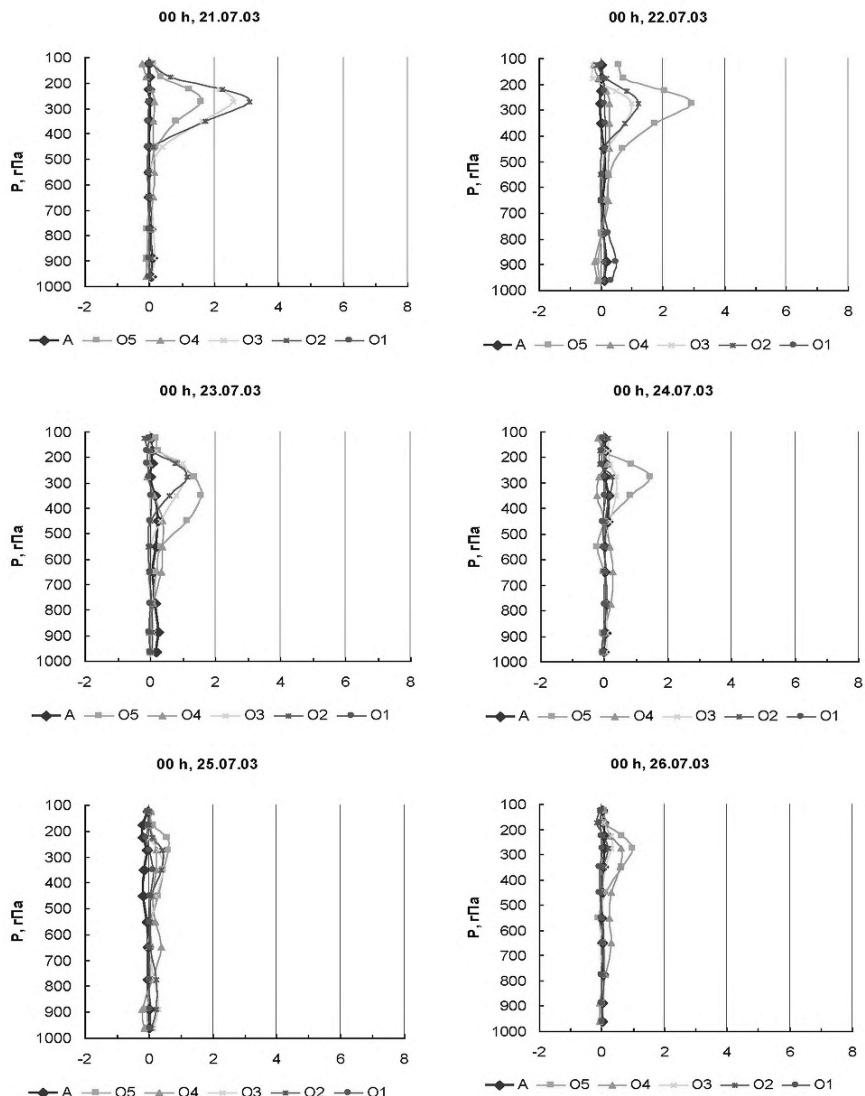


Рисунок Г.28 – Перетворення  $P_z - P_E$  за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

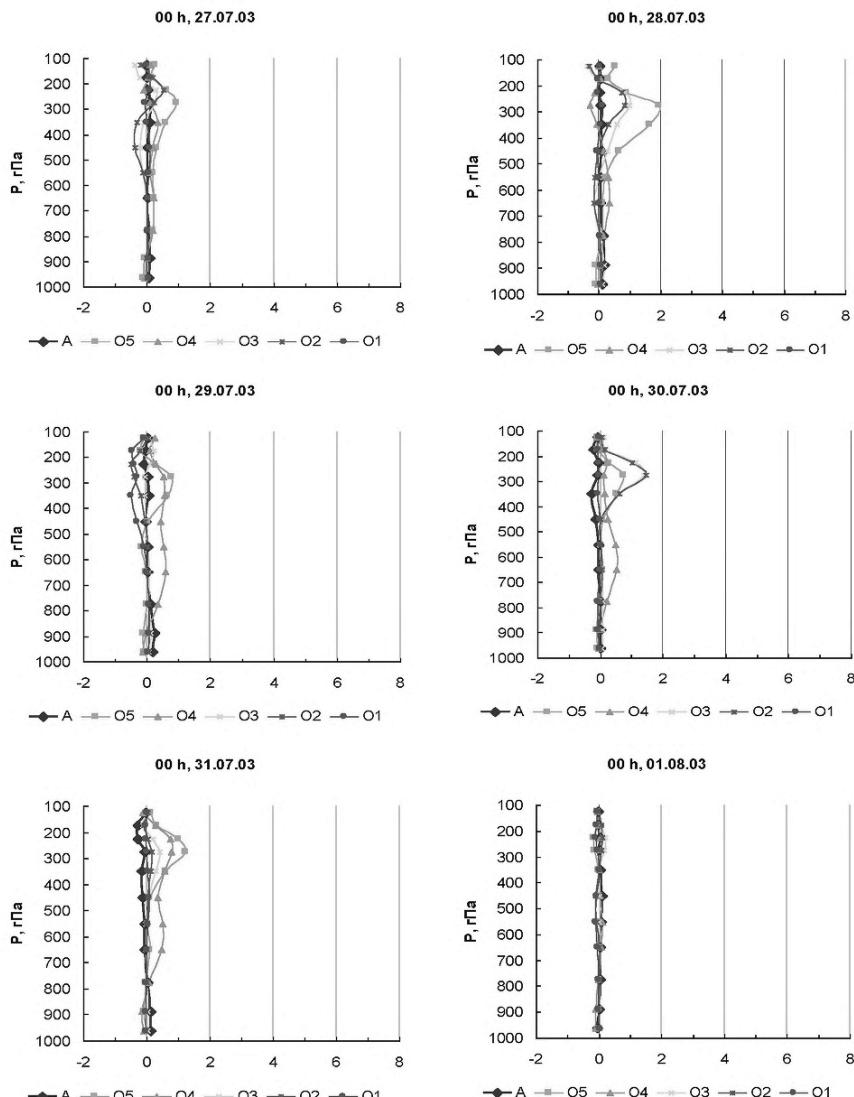


Рисунок Г.29 – Перетворення  $P_Z - P_E$  за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

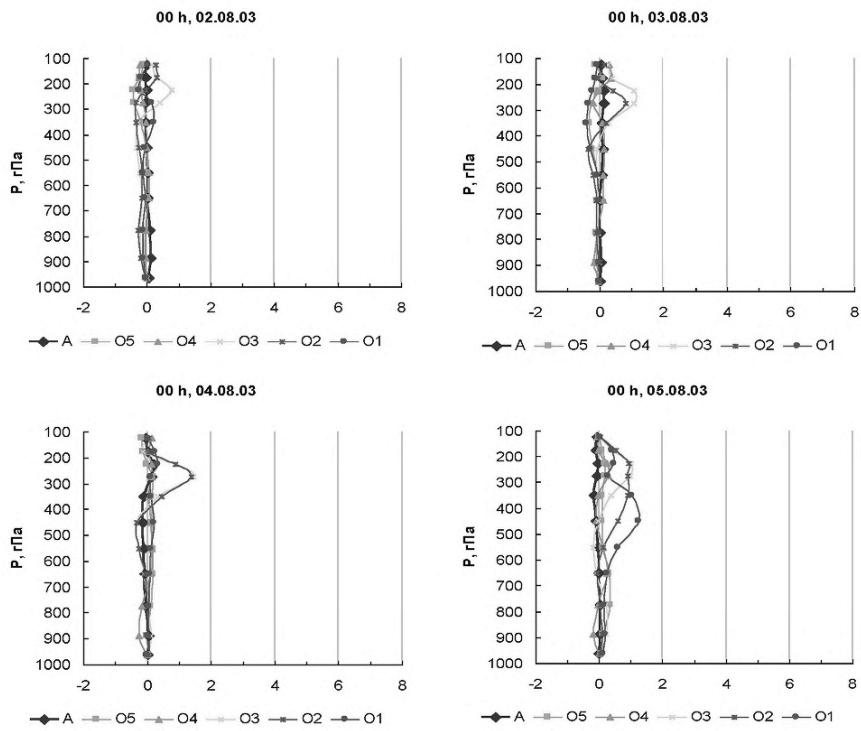


Рисунок Г.30 – Перетворення  $P_z - P_E$  за 02.08-05.08.03 для різних областей інтегрування

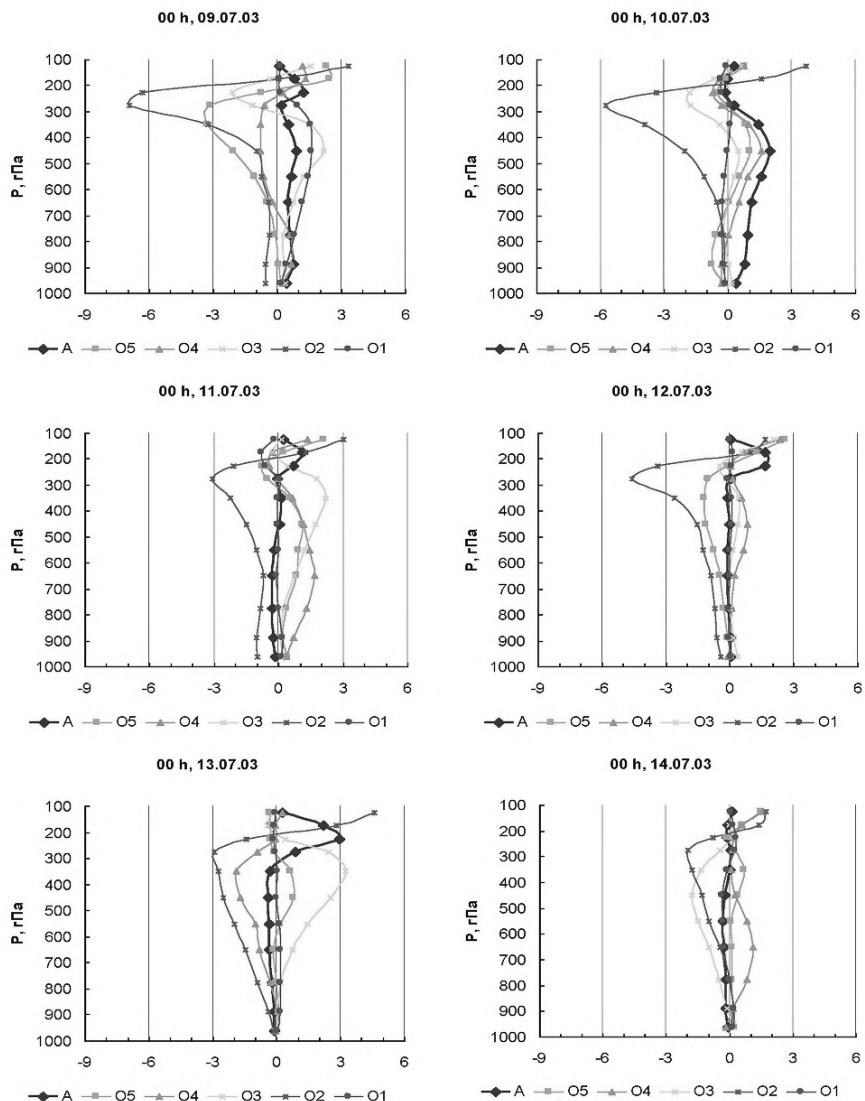


Рисунок Г.31 – Перетворення  $P_z - K_z$  за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

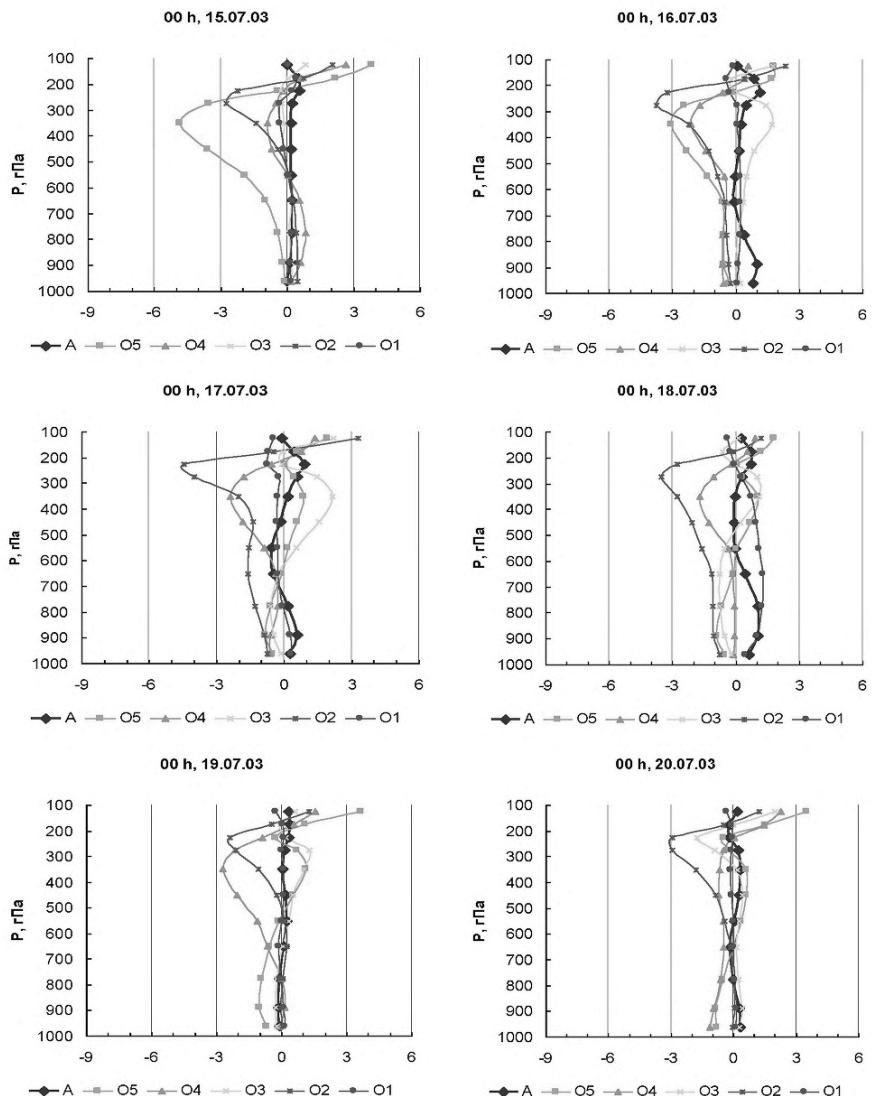


Рисунок Г.32 – Перетворення  $P_z - K_z$  за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

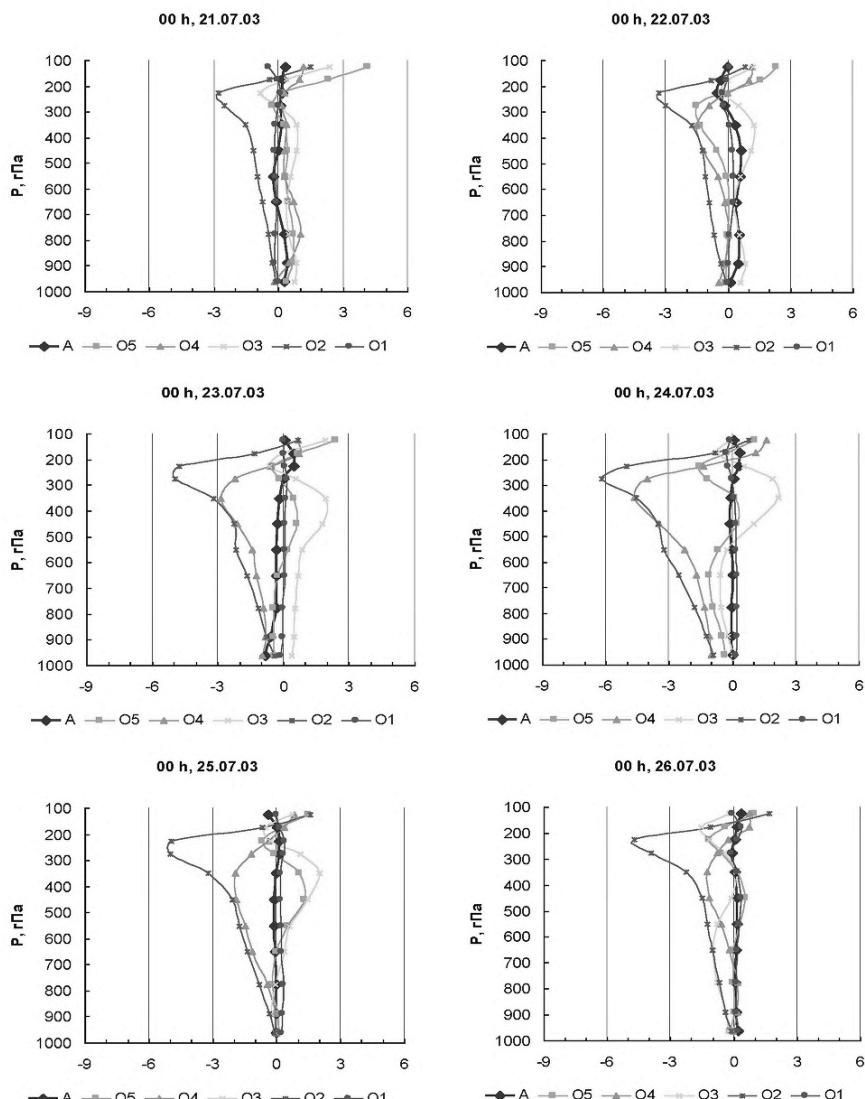


Рисунок Г.33 – Перетворення  $P_z - K_z$  за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

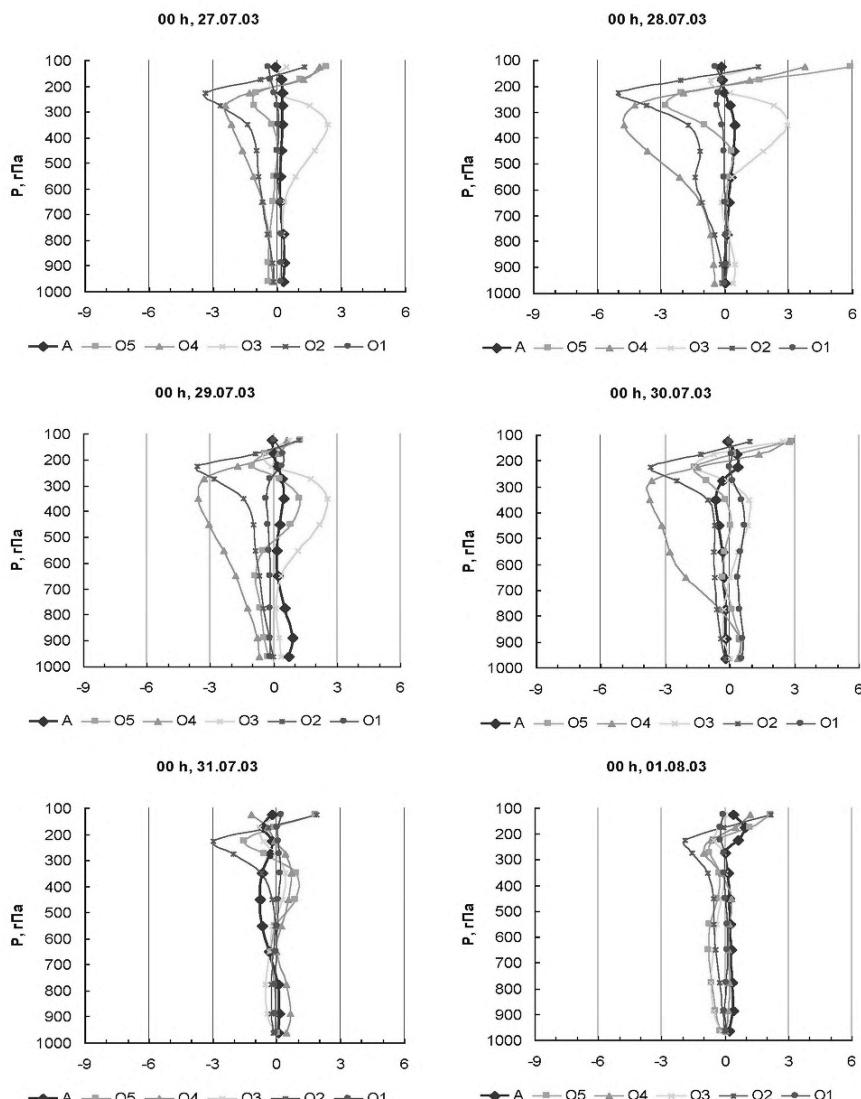


Рисунок Г.34 – Перетворення  $P_z - K_z$  за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

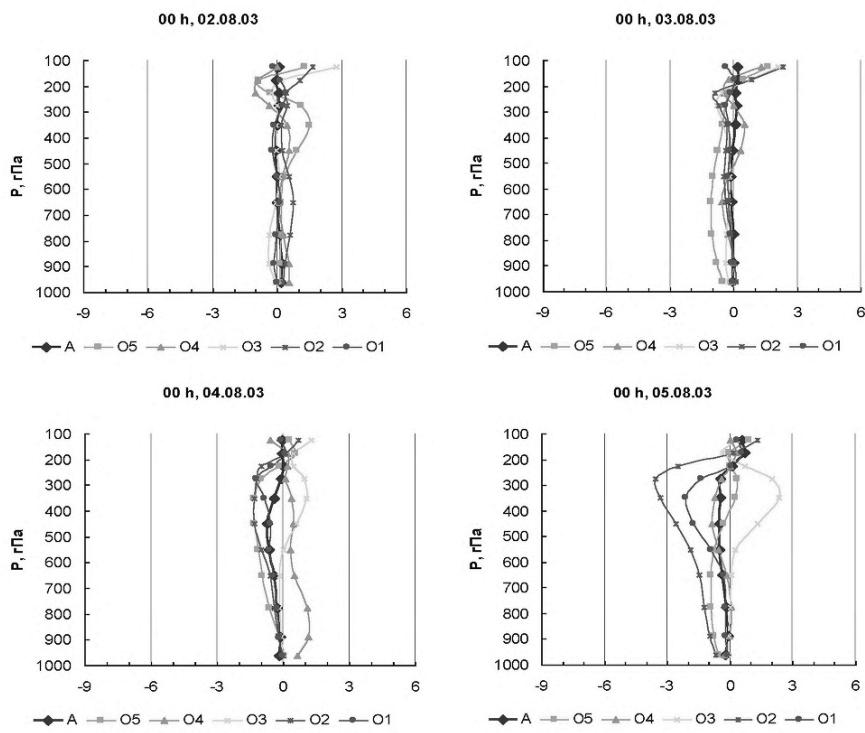


Рисунок Г.35 – Перетворення  $P_z$ - $K_z$  за 02.08-05.08.03 для різних областей інтегрування

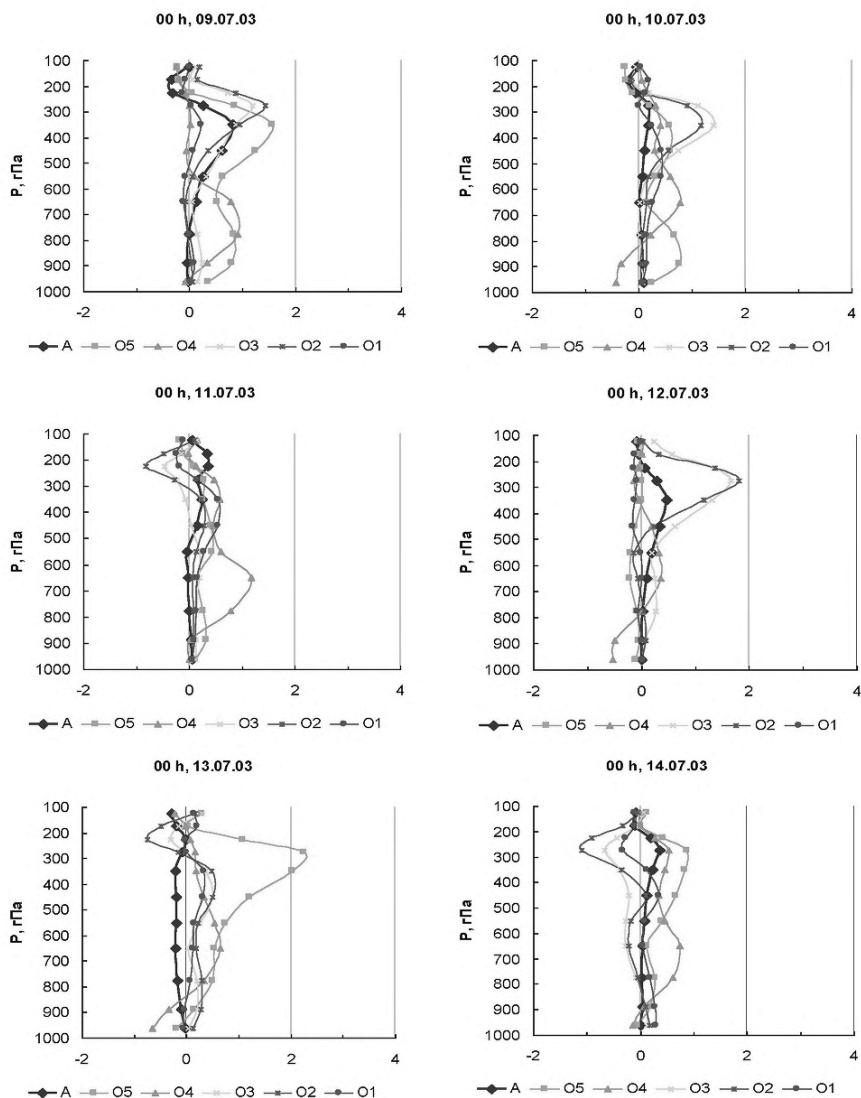


Рисунок Г.36 – Перетворення  $P_E-K_E$  за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

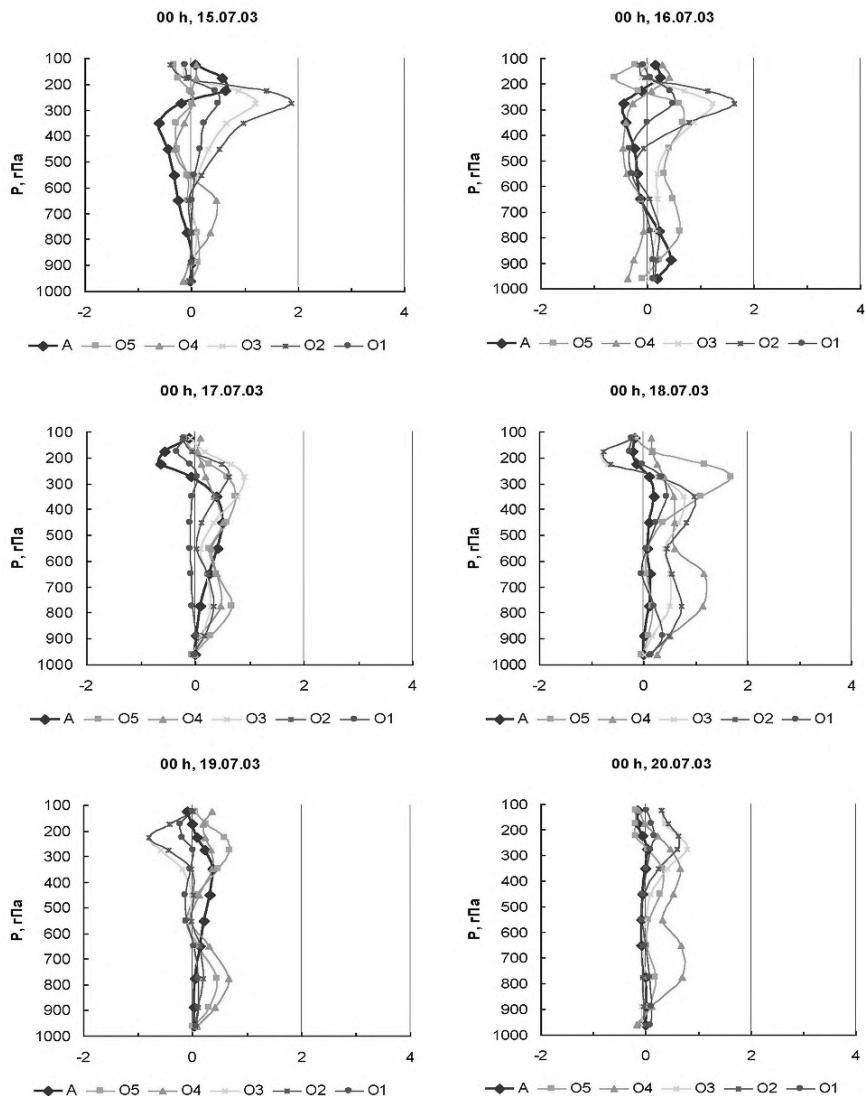


Рисунок Г.37 – Перетворення  $P_E-K_E$  за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

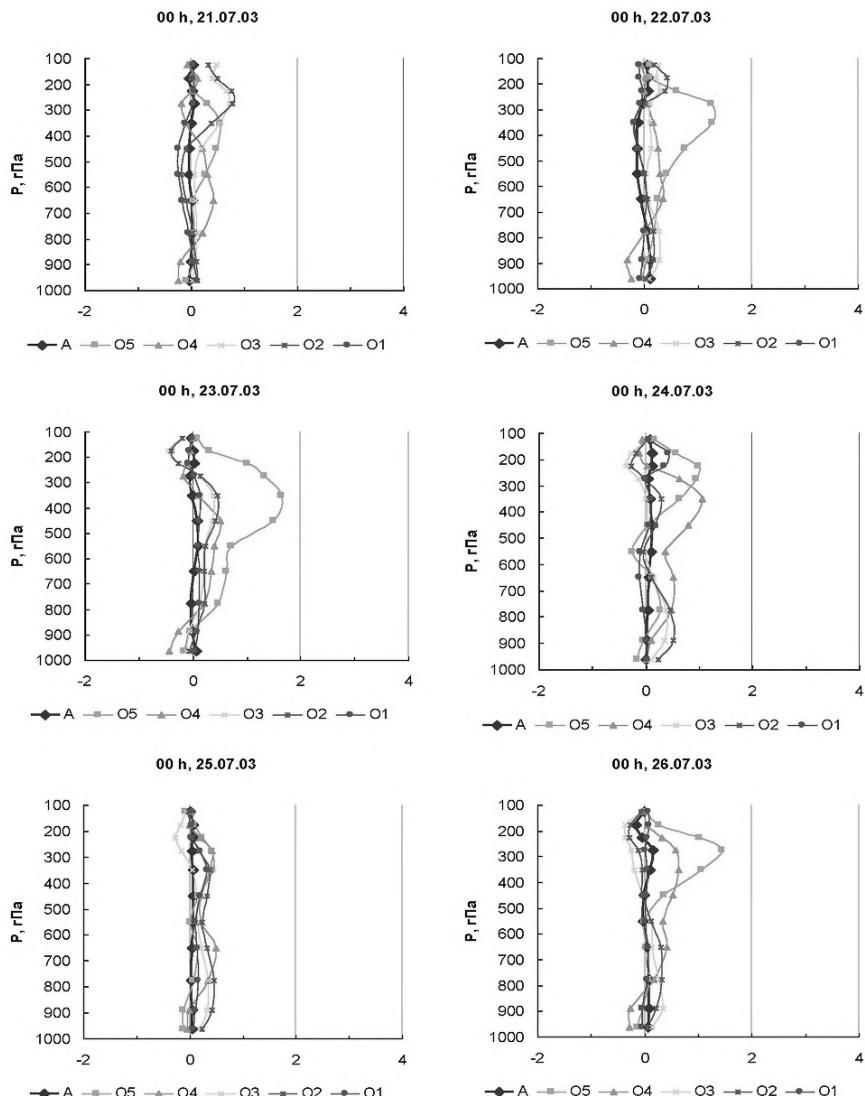


Рисунок Г.38 – Перетворення  $P_E-K_E$  за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

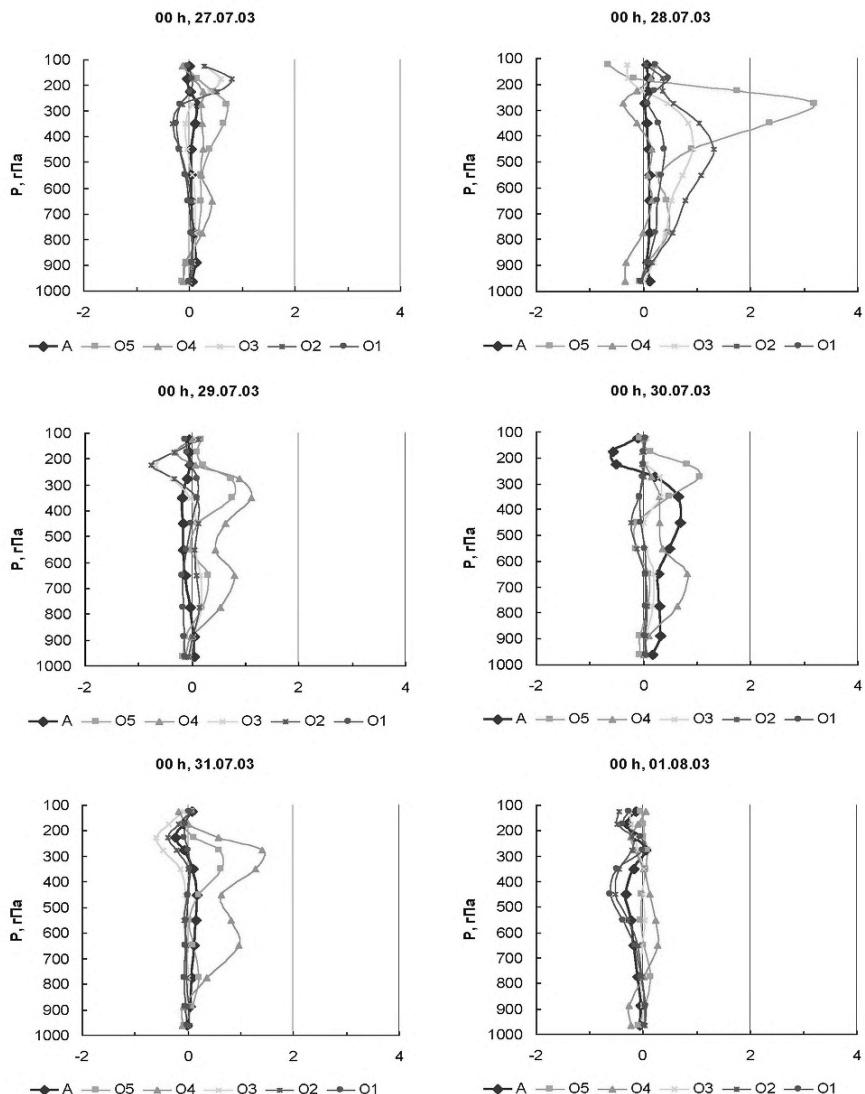


Рисунок Г.39 – Перетворення  $P_E-K_E$  за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

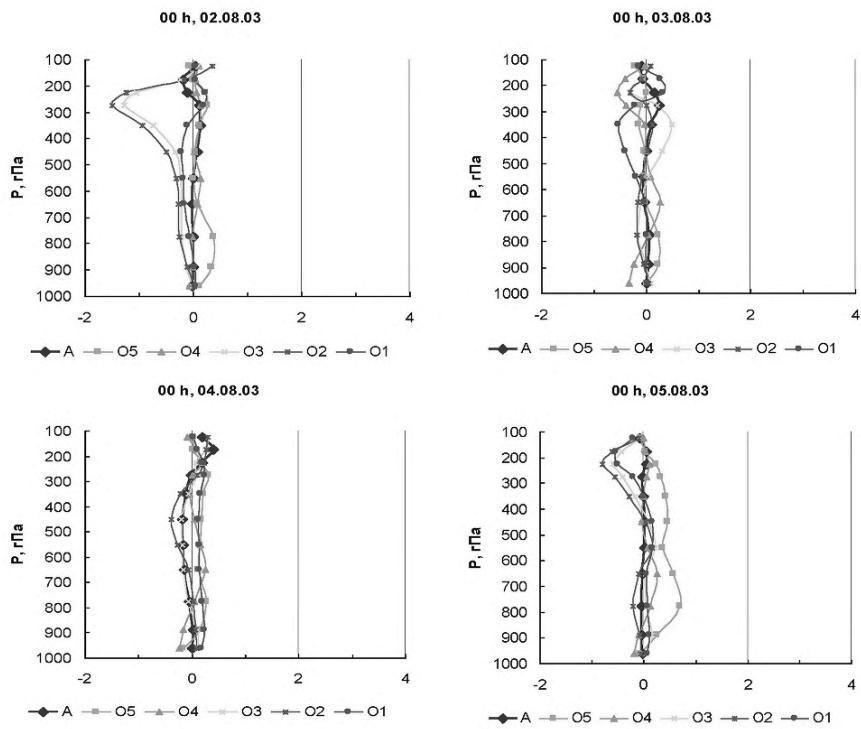


Рисунок Г.40 – Перетворення  $P_E-K_E$  за 02.08-05.08.03 для різних областей інтегрування

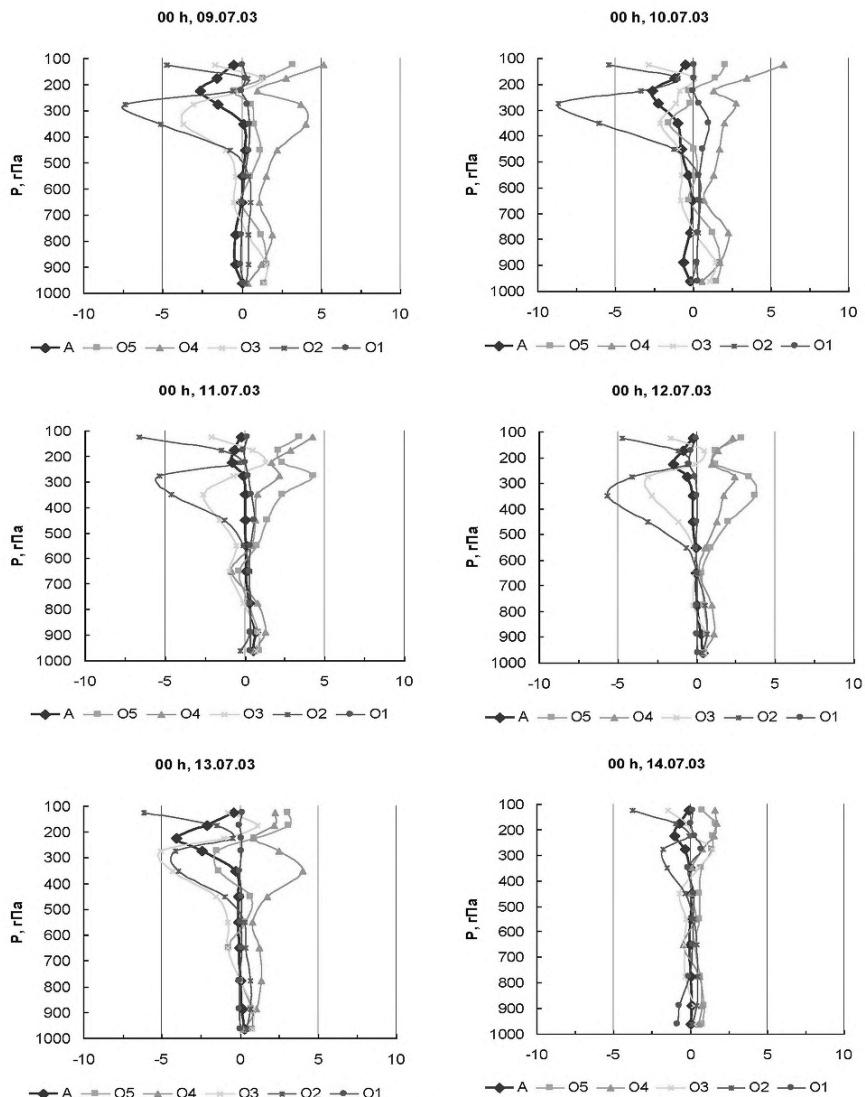


Рисунок Г.41 – Інтегровані переноси  $BPZ$  за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

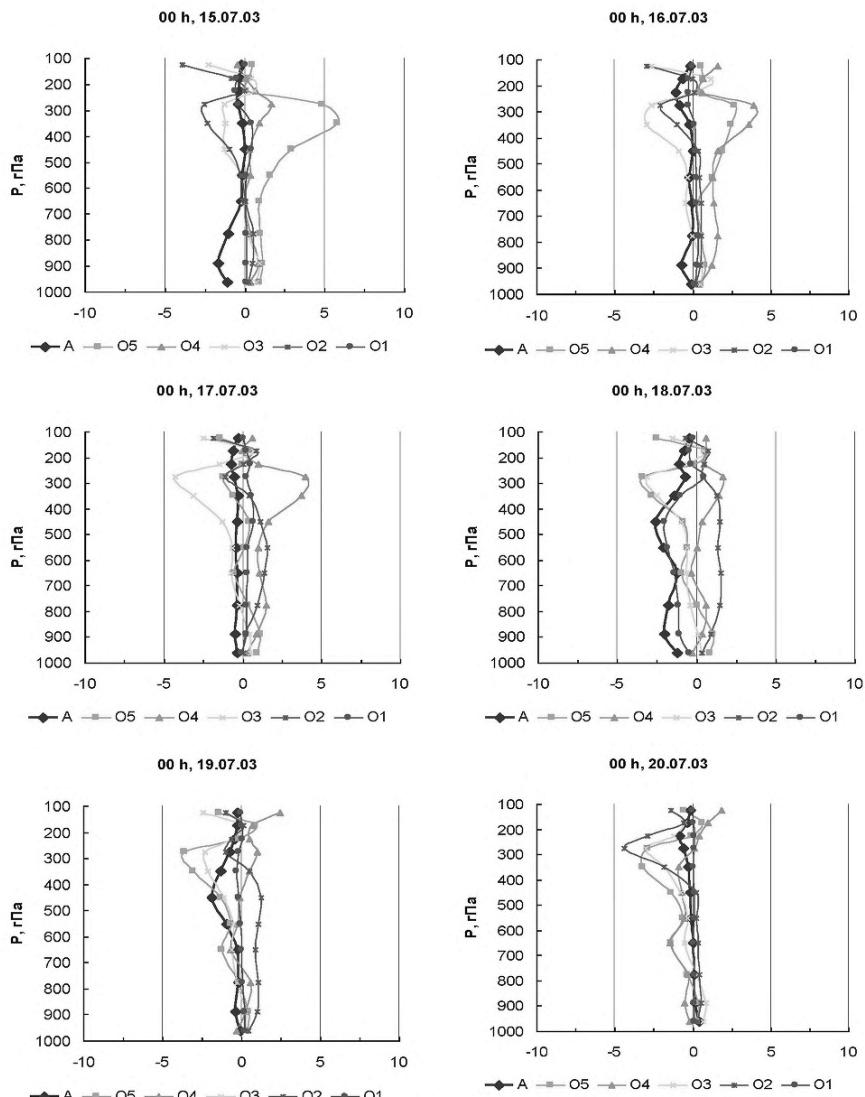


Рисунок Г.42 – Інтегровані переноси  $BPZ$  за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

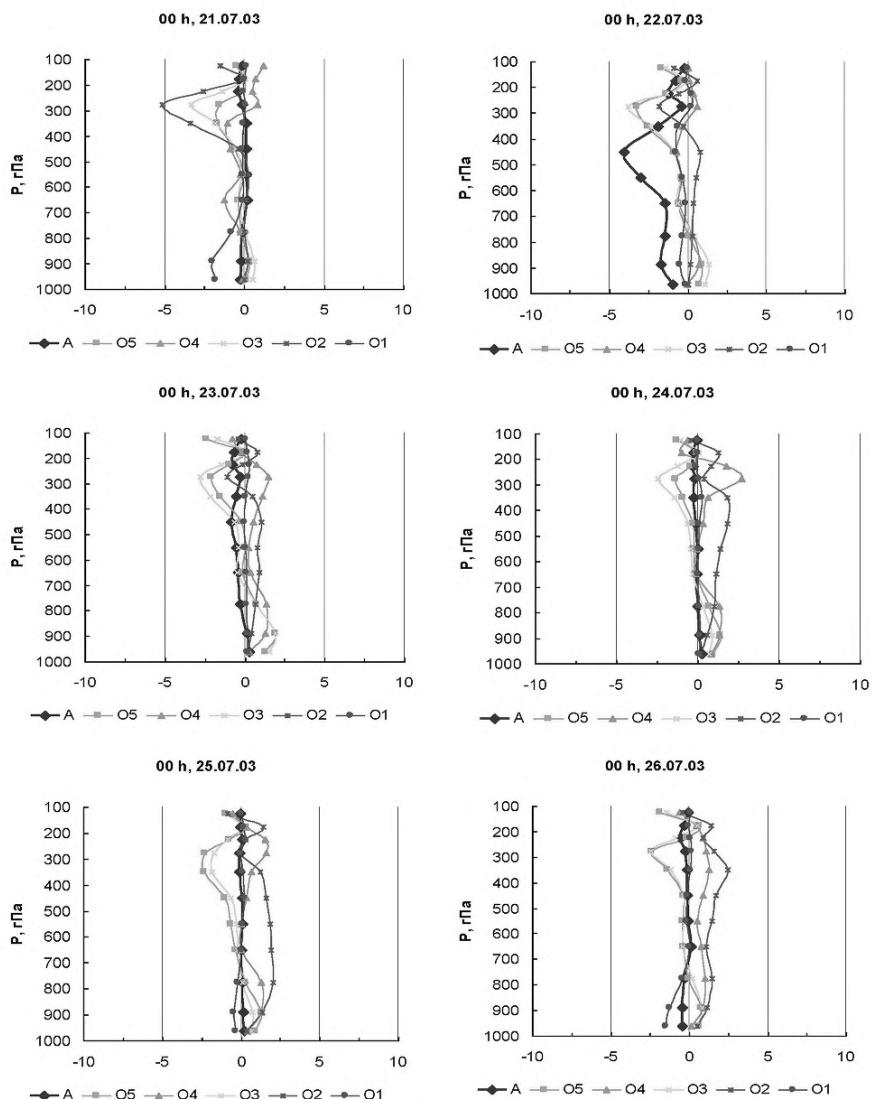


Рисунок Г.43 – Інтегровані переноси  $BPZ$  за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

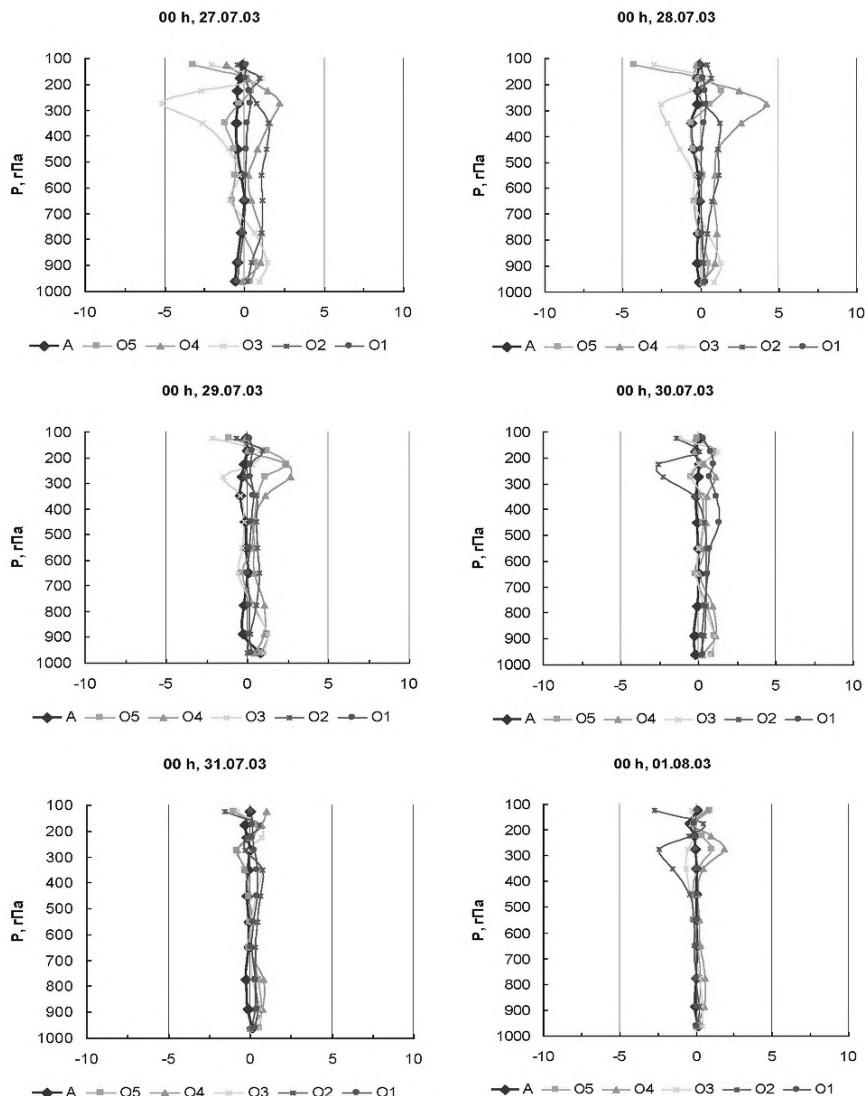


Рисунок Г.44 – Інтегровані переноси  $BPZ$  за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

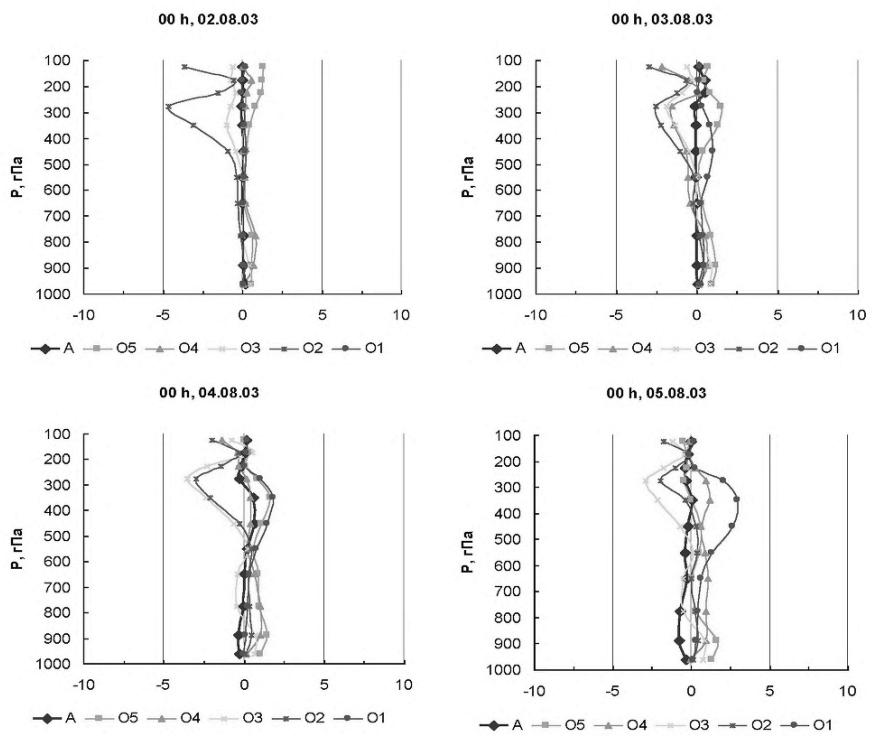


Рисунок Г.45 – Інтегровані переноси  $BPZ$  за 02.08–05.08.03 для різних областей інтегрування

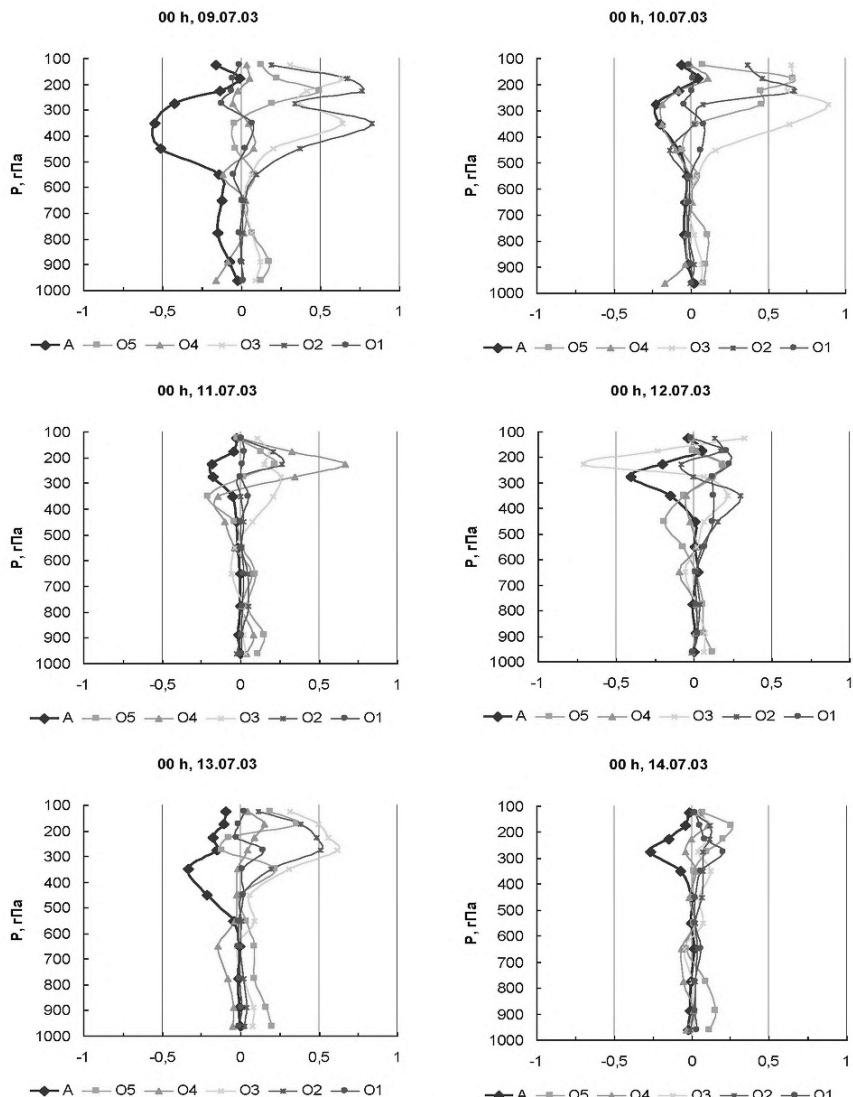


Рисунок Г.46 – Інтегровані переноси BPE за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

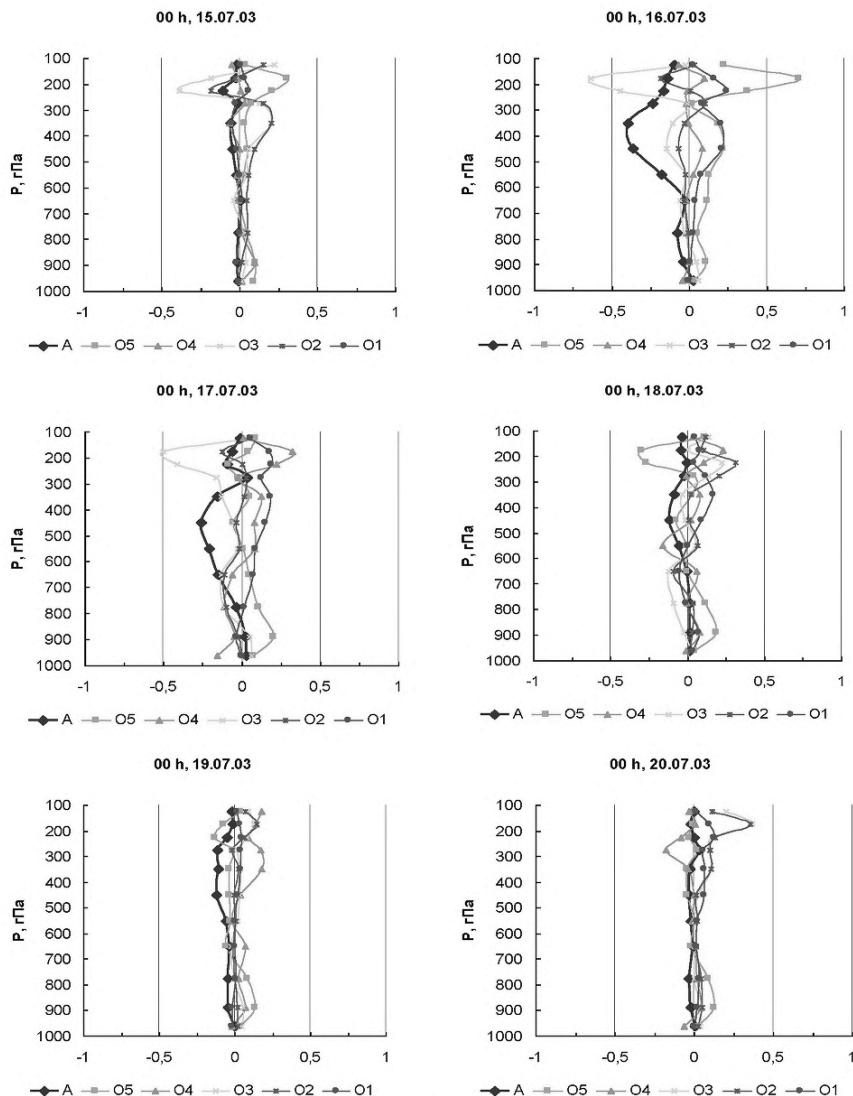


Рисунок Г.47 – Інтегровані переноси BPE за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

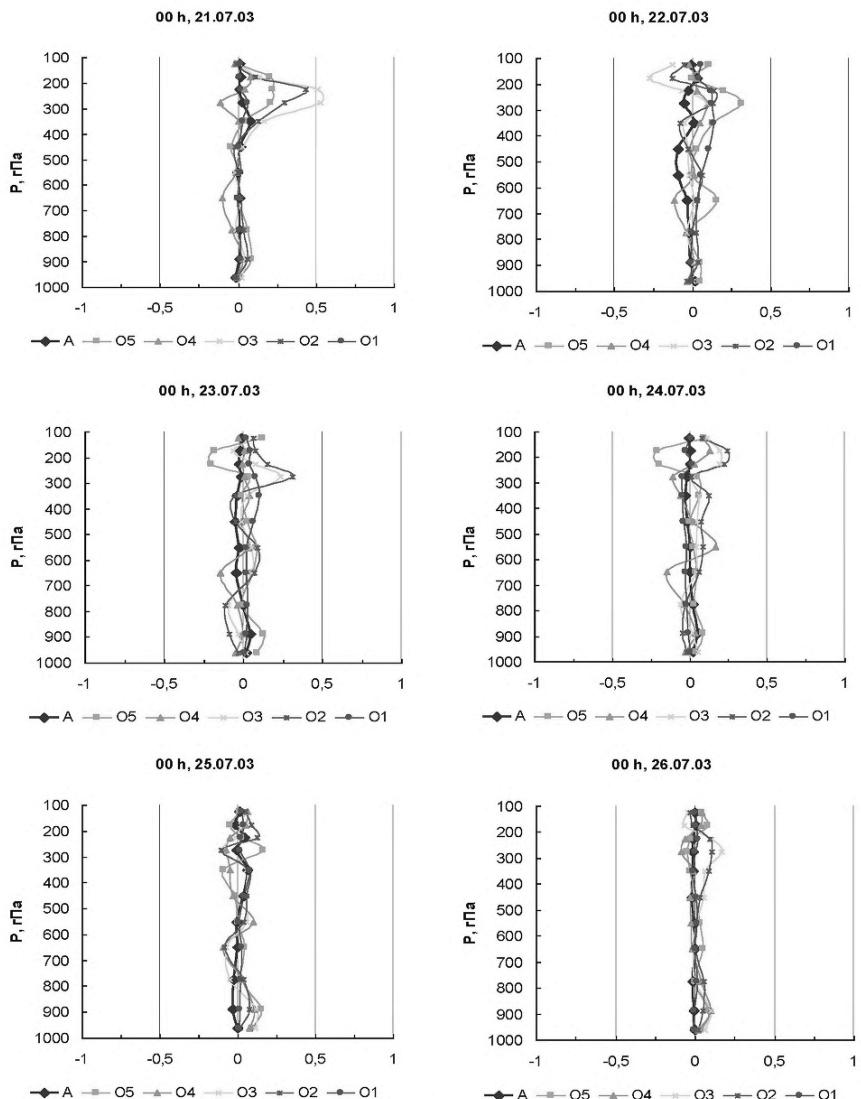


Рисунок Г.48 – Інтегровані переноси BPE за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

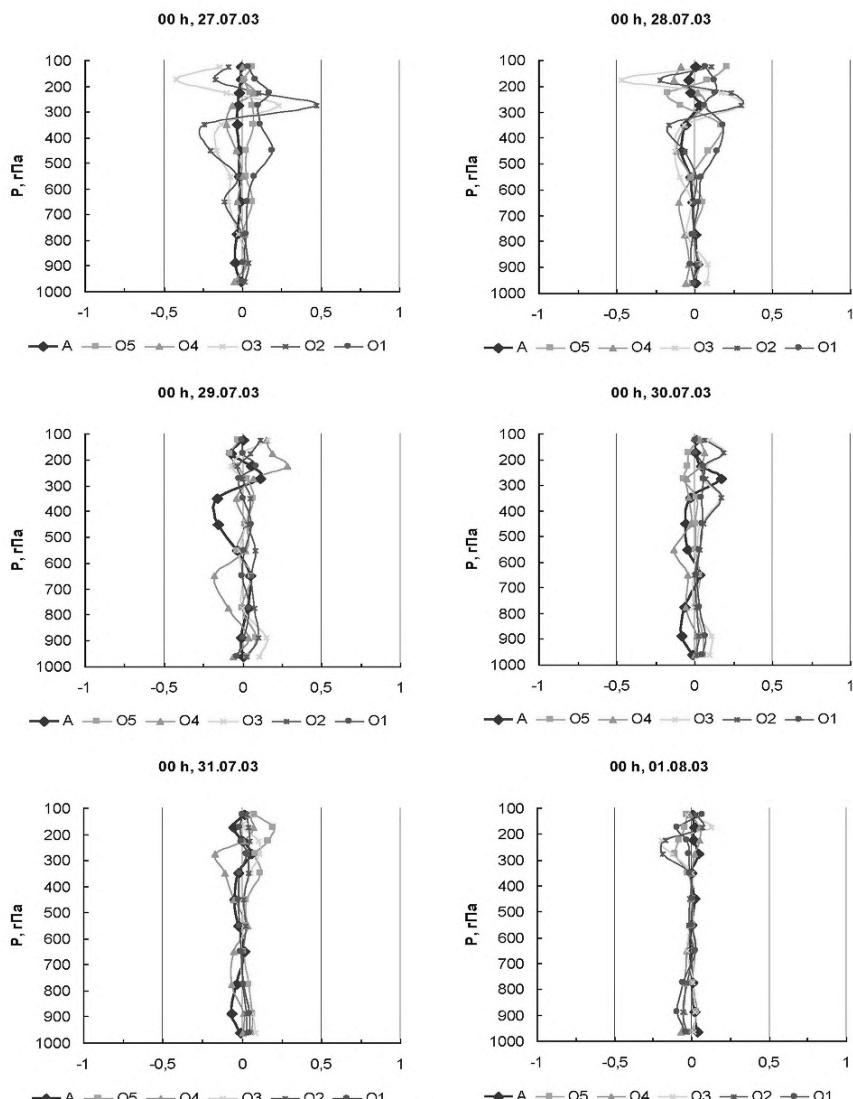


Рисунок Г.49 – Інтегровані переноси BPE за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

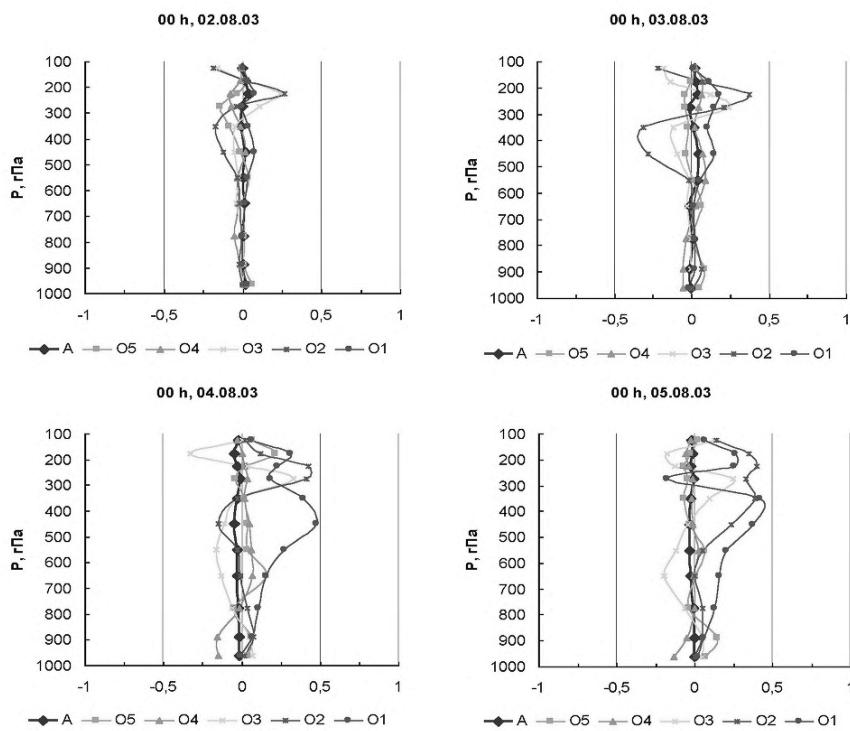


Рисунок Г.50 – Інтегровані переноси BPE за 02.08-05.08.03 для різних областей інтегрування

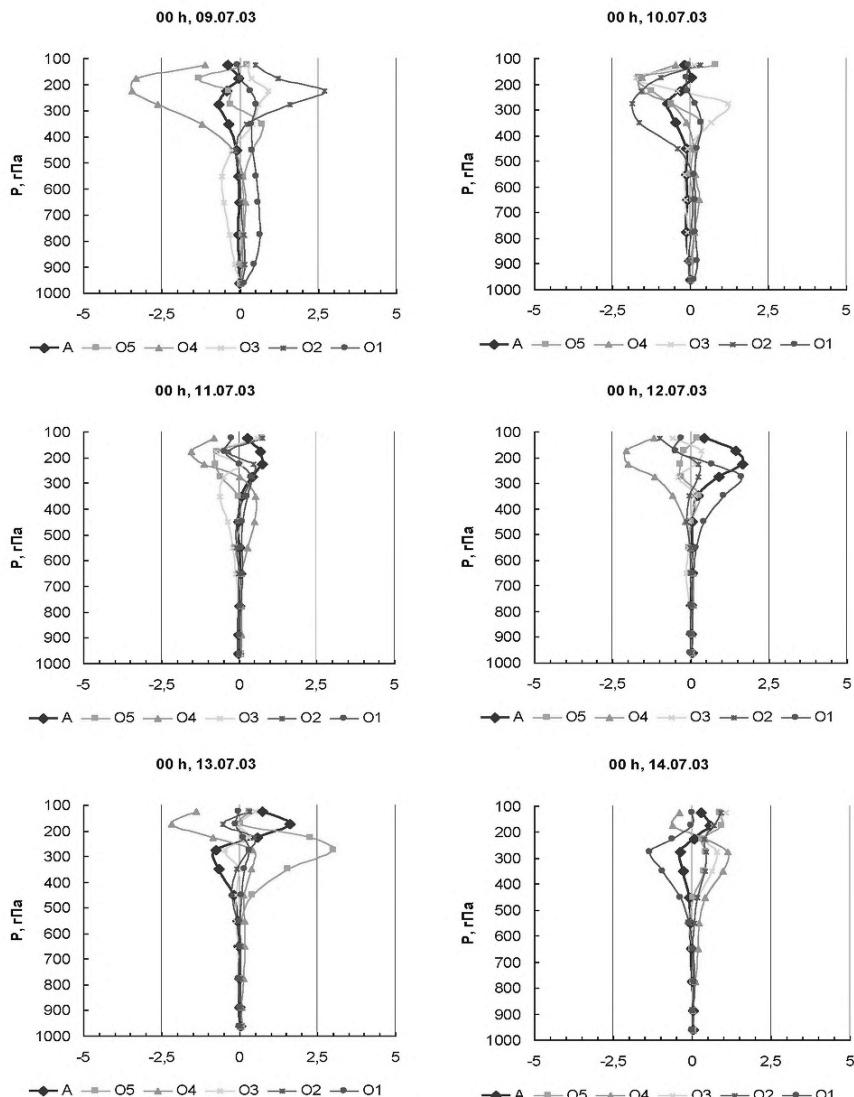


Рисунок Г.51 – Інтегровані переноси BKZ за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

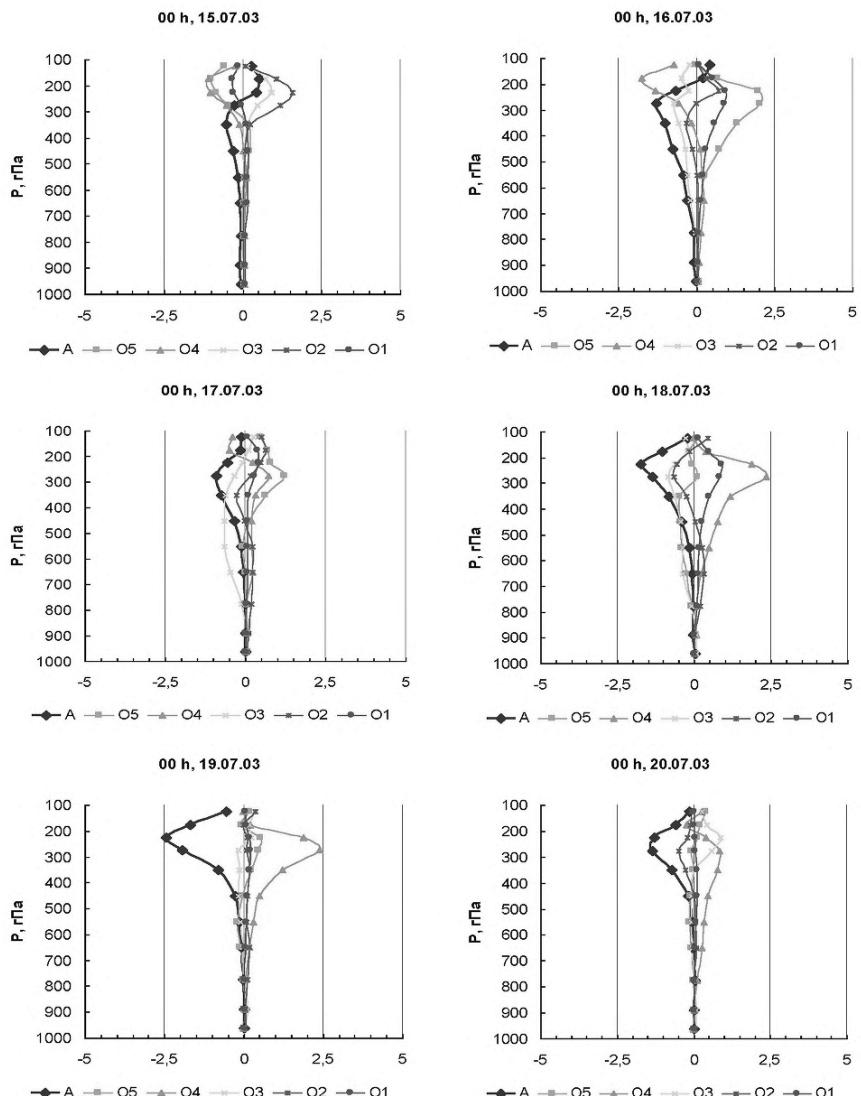


Рисунок Г.52 – Інтегровані переноси BKZ за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

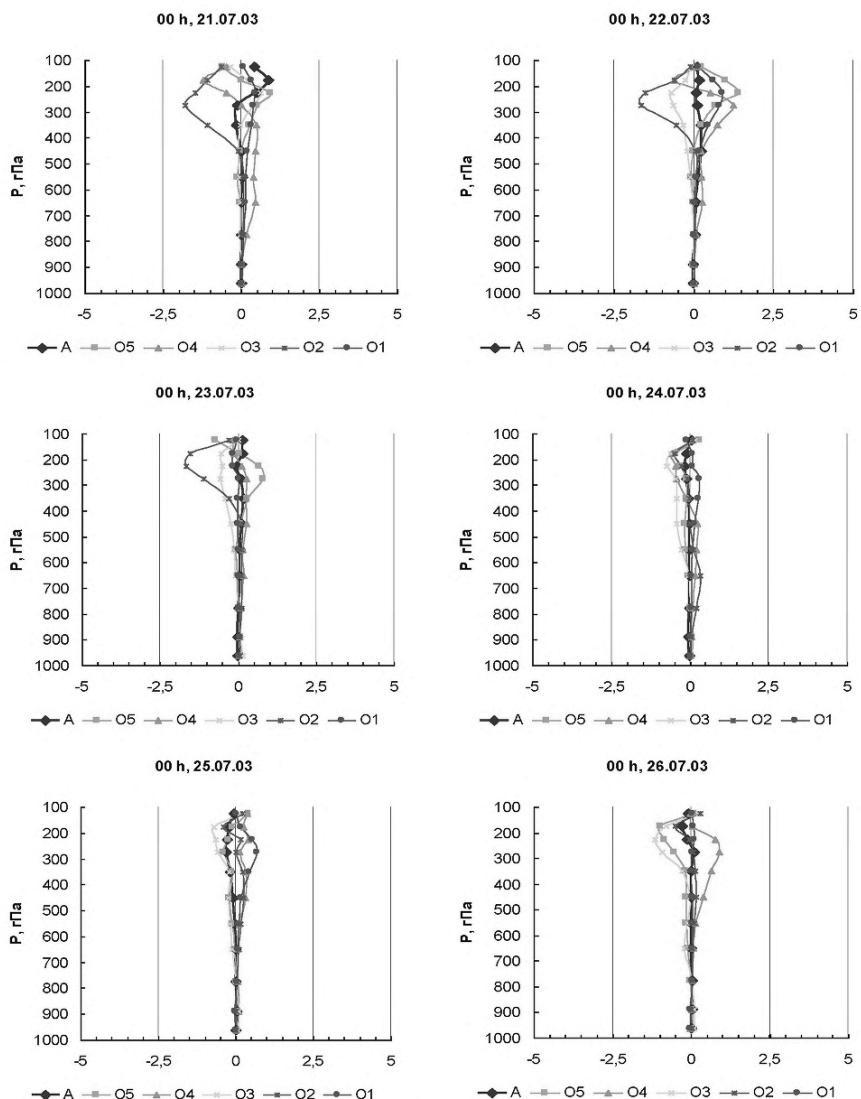


Рисунок Г.53 – Інтегровані переноси BKZ за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

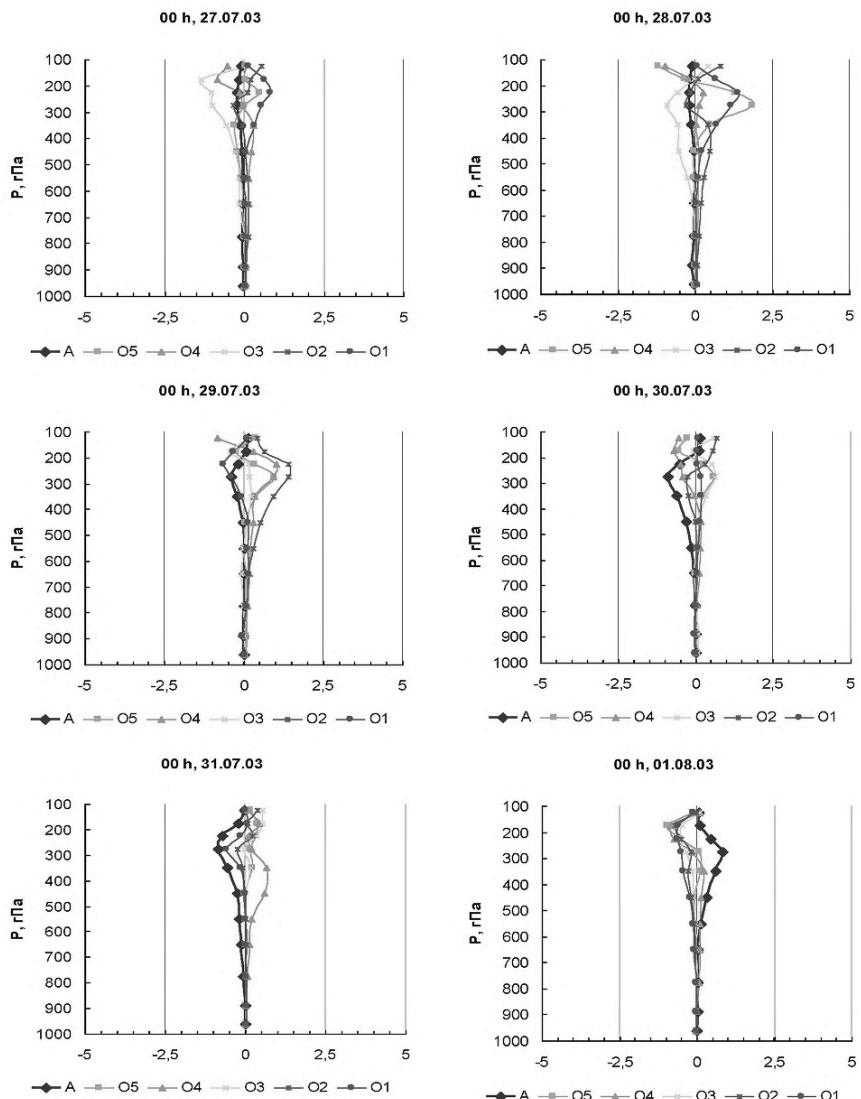


Рисунок Г.54 – Інтегровані переноси BKZ за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

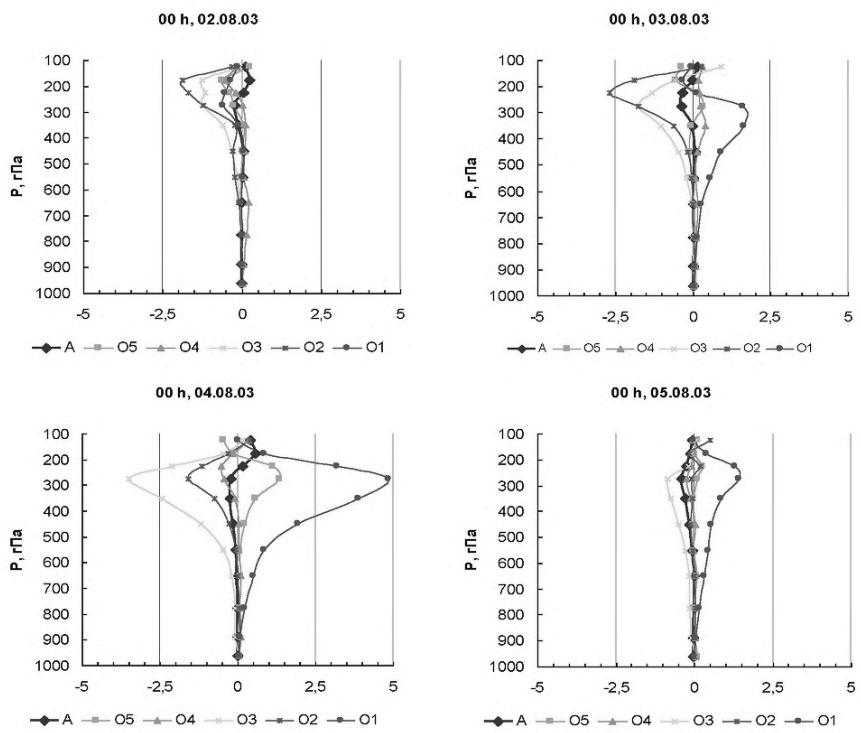


Рисунок Г.55 – Інтегровані переноси BKZ за 02.08-05.08.03 для різних областей інтегрування

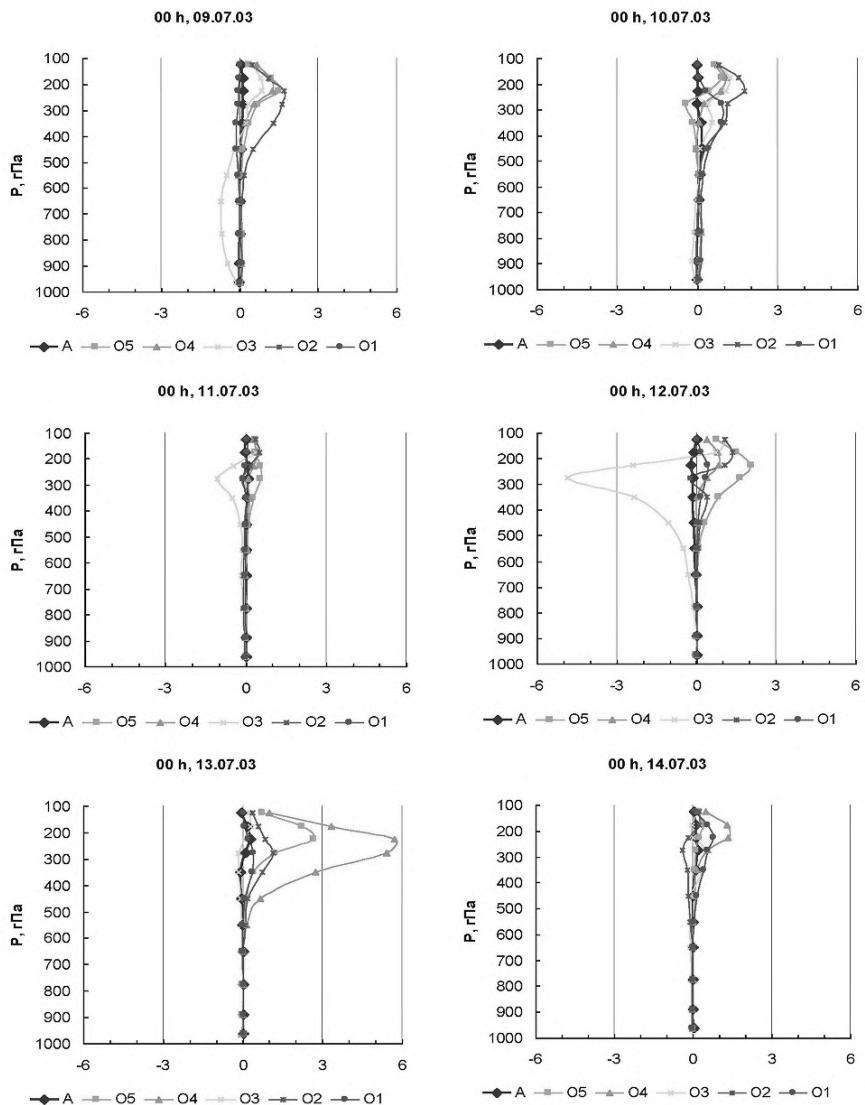


Рисунок Г.56 – Інтегровані переноси BKE за 09.07-14.07.03 для різних областей інтегрування

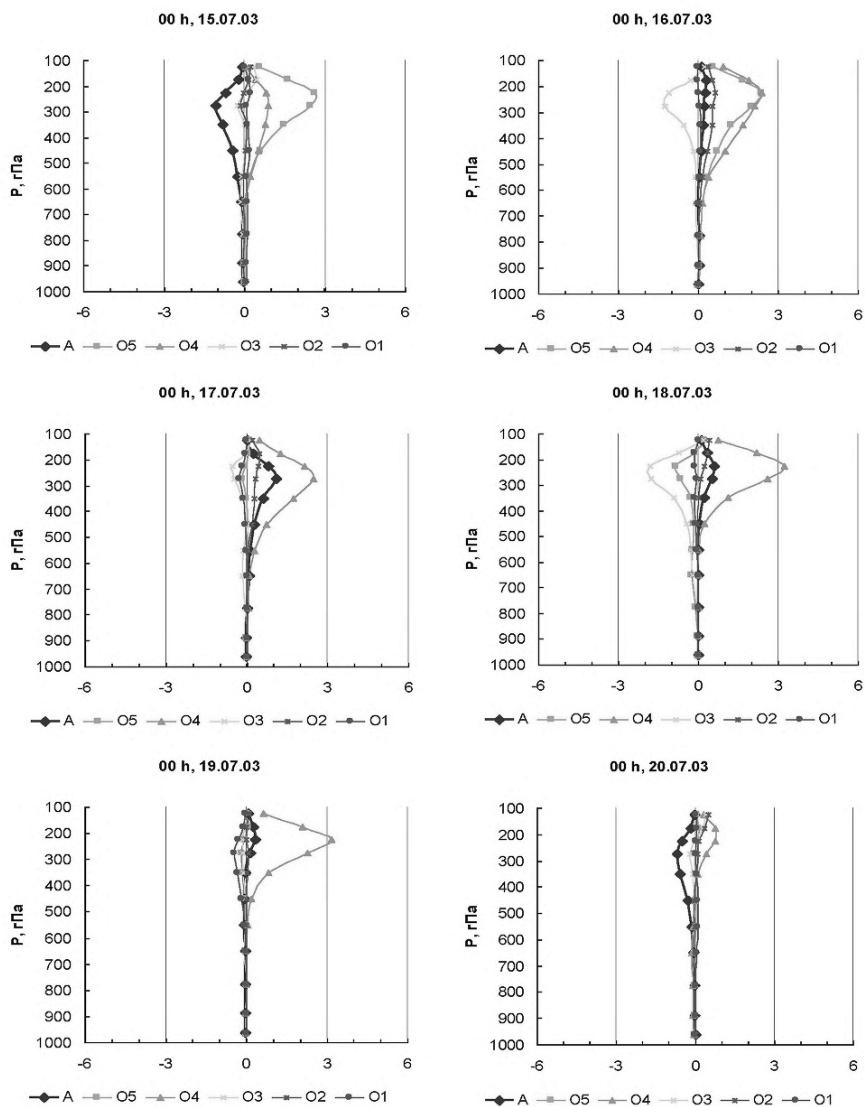


Рисунок Г.57 – Інтегровані переноси BKE за 15.07-20.07.03 для різних областей інтегрування

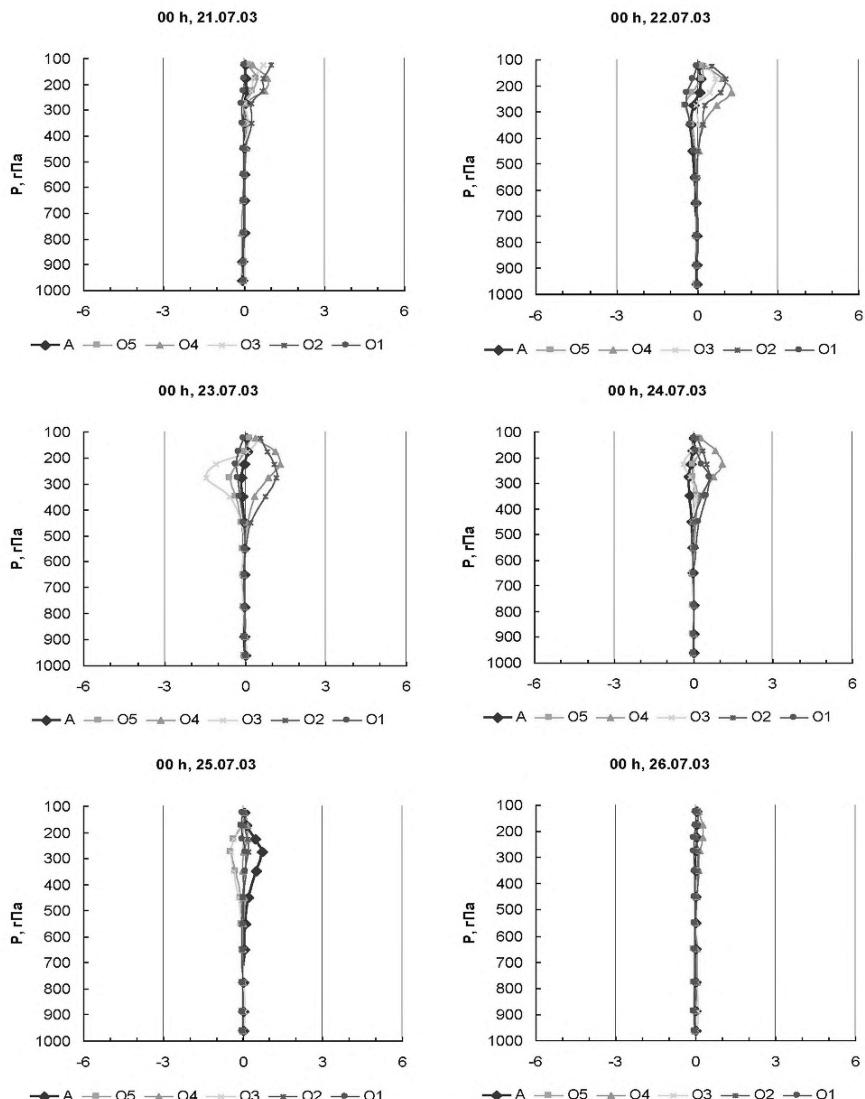


Рисунок Г.58 – Інтегровані переноси BKE за 21.07-26.07.03 для різних областей інтегрування

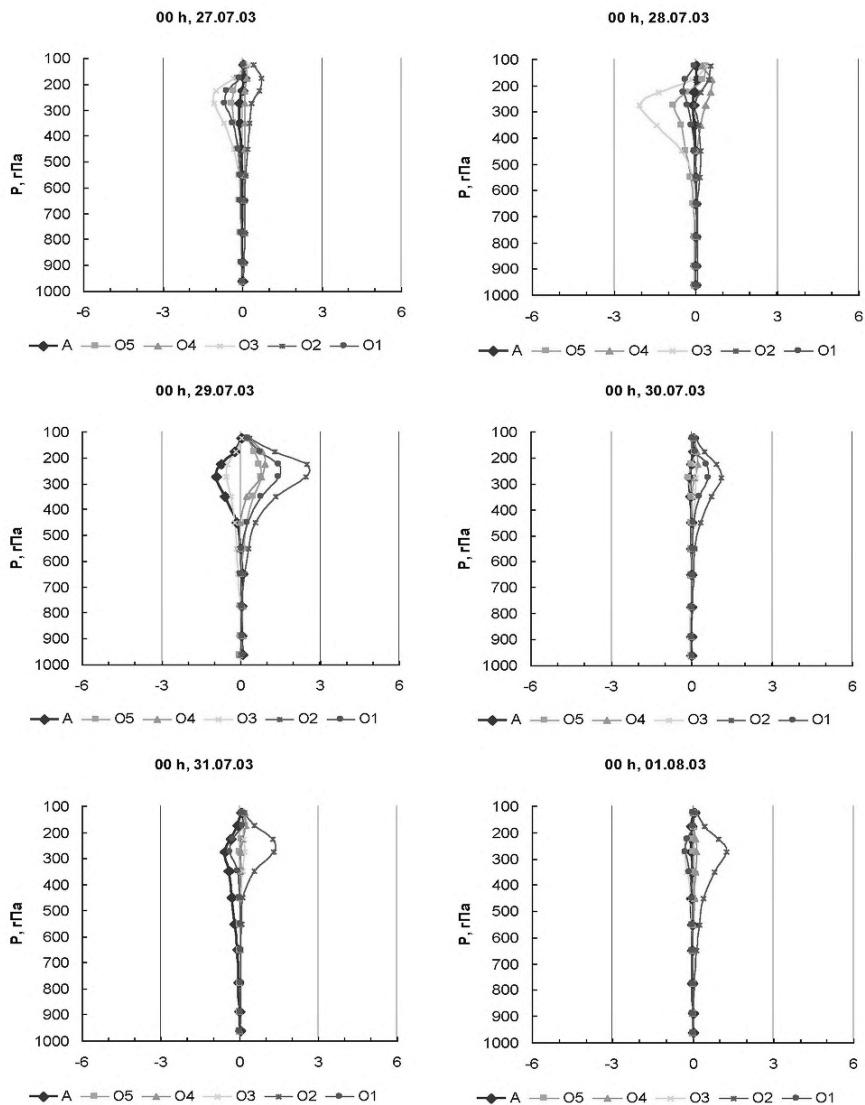


Рисунок Г.59 – Інтегровані переноси BKE за 27.07-01.08.03 для різних областей інтегрування

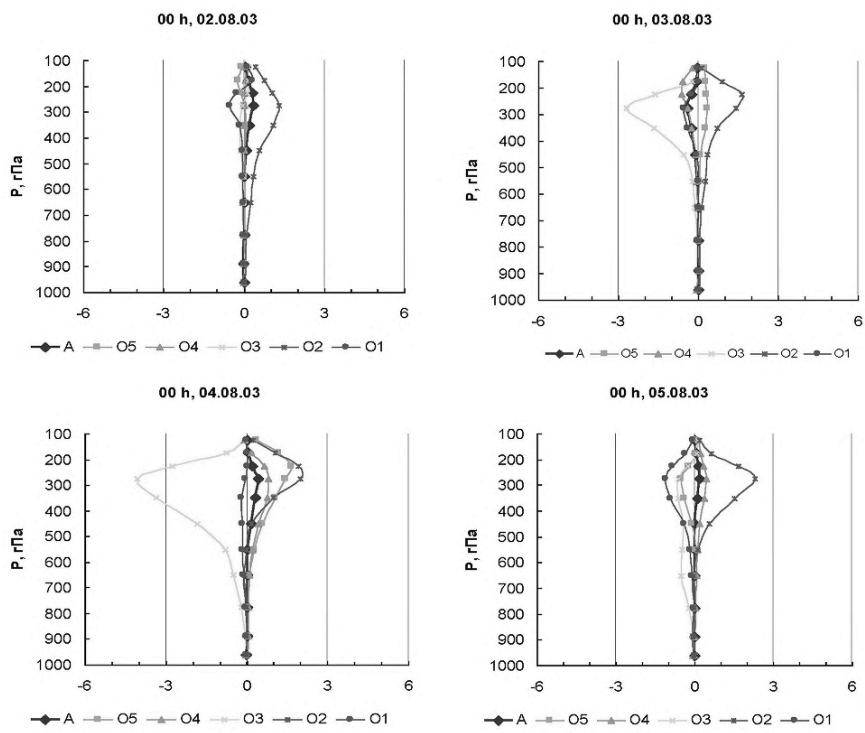


Рисунок Г.60 – Інтегровані переноси BKE за 02.08-05.08.03 для різних областей інтегрування

Наукове видання

**Недострелова Лариса Василівна**

**ЕНЕРГЕТИКА БЛОКУВАЛЬНИХ АНТИЦИКЛОНІВ**

Монографія

---

Одесський державний екологічний університет  
65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15

---

Віддруковано з готового оригінал-макета

Підписано до друку 06.04.2021. Формат 60×84/16.  
Папір офсетний. Гарнітура Times New Roman.  
Умовно-друк. арк. 13,2. Тираж 60. Зам. № 524.

Видавець ТОВ «505»  
м. Житомир, вул. М. Бердичівська, 17А  
тел.: 063 101 22 33

*Свідоцтво серія ДК №5609 від 21.09.2017 р.*

Друк та палітурні роботи ТОВ «505»  
м. Житомир, вул. М. Бердичівська, 17А  
тел.: 063 101 22 33, e-mail: printinzt@gmail.com