

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

На правах рукопису

Сущенко Андрій Іванович

УДК 551.524.4

**ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ ПОЛІВ ПРИЗЕМНОЇ  
ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ Й АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ У  
ЗАХІДНОМУ СЕКТОРІ ПІВДЕННОЇ ПІВКУЛІ ТА ЇХ ЗВ'ЯЗОК З  
ЯВИЩЕМ ЕЛЬ-НІНЬО**

11.00.09 – метеорологія, кліматологія, агрометеорологія

Дисертація

на здобуття наукового ступеня кандидата географічних наук

Науковий керівник

Серга Едуард Миколайович

кандидат географічних наук, доцент

**Одеса-2015**

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	4
1 ЕЛЬ-НІНЬО-ПІВДЕННЕ КОЛИВАННЯ І КЛІМАТИЧНА СИСТЕМА ЗЕМЛІ.....	10
1.1 Телеконекції між явищем Ель-Ніньо-Південним коливанням і атмосферними процесами.....	10
1.2 Вихідна інформація й організація дослідження.....	20
Висновки до розділу 1.....	25
2 СТАТИСТИЧНА СТРУКТУРА ПОЛІВ ПРИВODНОЇ ТЕМПЕРАТУРИ І АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ.....	26
2.1 Параметризація метеорологічних полів методом компонентного аналізу.....	26
2.2 Дисперсії ортогональних компонент метеорологічних полів.....	30
2.2.1 Дисперсії ортогональних складових полів атмосферного тиску й температури.....	30
2.2.2 Власні вектори метеорологічних полів.....	37
Висновки до розділу 2.....	52
3 ЧАСОВІ РЯДИ ГОЛОВНИХ КОМПОНЕНТ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ Й ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ.....	54
3.1 Методи дослідження.....	54
3.2 Періодичності у часових рядах головних компонент.....	59
3.3 Згладжені часові ряди головних компонент полів температури повітря і атмосферного тиску.....	63
Висновки до розділу 3.....	80
4 ВЗАЄМНИЙ СПЕКТРАЛЬНИЙ АНАЛІЗ ПОЛІВ ТЕМПЕРАТУРИ Й ТИСКУ.....	81

4.1	Методи дослідження.....	81
4.2	Характеристики взаємних зв'язків між головними компонентами полів приводної температури повітря.....	83
4.3	Характеристики взаємних зв'язків між головними компонентами полів атмосферного тиску.....	93
4.4	Особливості зв'язків між полями аномалій атмосферного тиску з явищем Ель-Ніньо-Південне коливання.....	107
	Висновки до розділу 4.....	120
	ВИСНОВКИ.....	123
	СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	127
	ДОДАТКИ	136

## ВСТУП

**Актуальність теми.** Ель-Ніньо-Південне коливання є найбільш яскравим прикладом короткоперіодної (у міжрічних масштабах) мінливості клімату. В останньому десятиріччі з цим явищем пов'язують не тільки кліматичні, але й соціально-економічні наслідки (посухи, повені, скорочення рибних уловів, втрати врожаю, збільшення кількості тропічних циклонів, загибель коралів і т.д.). Вивчення механізмів цього природного феномена є джерелом до поняття й прогнозування екстремальних погодних умов, а також розширює можливості адаптації суспільства до кліматичних змін.

Задача прогнозу такого великомасштабного феномену пов'язана зі значними труднощами. Однією із головних проблем є нерегулярність його виникнення й зміни характеристик між подіями.

Існує декілька підходів для пояснення мінливості явища Ель-Ніньо. В одному з них вважається, що воно зумовлюється зміною у приекваторіальному поясі швидкості й напрямку поверхневих течій води під впливом пасатів, мінливість яких зумовлюється деформацією комірок Хедлі й Уокера, що приводить до зміни характеристик тепловмісту у діяльному шарі океану. Але експериментальні й теоретичні дослідження останніх років доводять, що це явище є океанічним феноменом і є наслідком процесів апвелінга й даунвелінга у приекваторіальній зоні Тихого океану, зумовлених океанічними хвилями Россбі. Існує ще одна гілка теорій, яка базується на припущенні, що нерегулярність ЕНПК може бути наслідком нестійкості взаємодії тропічного океану й атмосфери на часових масштабах значно менших ніж саме Ель-Ніньо, тобто являє собою внутрішньо-сезонну й річну мінливість. Цей підхід являє собою один із окремих випадків стохастичного, тобто хаотичного впливу на великомасштабні процеси у кліматичній системі тропічного Тихого океану.

Отже, однозначного розуміння природи зародження і мінливості явища Ель-Ніньо ще не існує й тому воно залишається значною мірою загадковим.

Тому всебічне його вивчення є надто актуальною задачею для світового наукового суспільства. Її розв'язання буде сприяти покращенню якості прогнозів атмосферних процесів й кліматичних змін у тропічній зоні, а також у високих широтах земної кулі у широкому спектрі часових масштабів.

**Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.** Основні результати які приведені у дисертаційній роботі отримані при виконанні досліджень за темами:

– «Меридіональні переноси водних мас і тепла в Південній півкулі і оцінка їх впливу на атмосферні процеси» (реєстраційний номер 0111U002214), яка проводилася за замовленням МОН України, виконувалася на кафедрі фізики атмосфери та кліматології разом з кафедрою океанології ОДЕКУ.

– «Вплив кліматичних змін в полярних регіонах на динаміку загального вмісту озону, температурно-вологісного режиму атмосфери та розповсюдження морського льоду» (реєстраційний номер 0110U000088), робота виконувалася на кафедрі фізики атмосфери та кліматології ОДЕКУ.

**Мета і задачі дослідження.** Основною метою є оцінити вплив явища Ель-Ніньо-Ла-Нінья на формування структури полів приводної температури повітря й атмосферного тиску у середніх й низьких широтах західного сектора Південної півкулі. У відповідності до поставленої мети сформульовані основні задачі дослідження:

- проаналізувати мінливість структури полів приповерхневої температури повітря й атмосферного тиску в акваторіях тропічних й помірних широт Південних Тихого і Атлантичного океанів, визначити за допомогою кластерного аналізу однорідні регіони у полях зазначених характеристик;
- для цих регіонів шляхом розв'язання повної проблеми власних значень матриць коваріацій визначити власні значення й відповідні власні вектори полів приповерхневої температури повітря й атмосферного тиску за період дослідження 1957-2002 рр.

- шляхом ортогонального перетворення у базисах власних векторів визначити головні компоненти полів приводної температури повітря й атмосферного тиску;
- дослідити періодичності, приховані у часових рядах головних компонент зазначених полів, й провести процедуру згладження рядів;
- провести фізичний й статистичний аналізи згладжених рядів головних компонент стосовно явища Ель-Ніньо й Ла-Нінья, які відбувались у період 1957-2002 рр.;
- дослідити далекі й близькі відносно просторових й часових інтервалів зв'язки між головними компонентами полів температури повітря й атмосферного тиску;
- дослідити впливи яскравих проявів явищ Ель-Ніньо й Ла-Нінья на формування структури полів атмосферного тиску в середніх і низьких широтах Південного Атлантичного океану й прилеглих районів суходолу.

*Об'єкт дослідження.* Об'єктами дослідження є поля середньомісячних значень приповерхневої температури повітря й атмосферного тиску в західному секторі Південної півкулі,

*Предмет дослідження.* Визначення реакції середньомісячних полів температури повітря й атмосферного тиску в західному секторі Південної півкулі на прояви Ель-Ніньо-Південне коливання в умовах сучасних зміни клімату.

*Методи дослідження.* Дослідження виконувалось за допомогою методів багатовимірного статистичного аналізу (кластерний, кореляційний, компонентний та регресійний аналізи), методами теорії випадкових процесів (взаємний спектральний аналіз, методи виявлення прихованих періодичностей та згладжування часових рядів).

**Наукова новизна одержаних результатів полягає у наступному :**

- визначені та проаналізовані характеристики статистичної структури полів приповерхневої температури повітря й атмосферного тиску в регіонах

розвитку явища Ель-Ніньо-Південне коливання, а також у регіонах помірних та низьких широт у західному секторі Південного океану.

- виявлені приховані періодичності у часових рядах головних компонент зазначених полів у чотирьох регіонах західного сектора Південної півкулі.

Показано, що роки екстремумів у згладжених рядах головних компонент полів у тропічних регіонах узгоджуються з роками виникнення Ель-Ніньо і Ла-Нінья.

- одержані характеристики віддалених й близьких за просторовим й часовим масштабами відгуків головних компонент полів температури й атмосферного тиску у помірних широтах Південних Тихого й Атлантичного океанів на мінливість головних компонент цих полів у регіонах дії явища ЕНПК.

- за допомогою статистичного моделювання визначені особливості впливу Ель-Ніньо й Ла-Нінья на формування полів аномалій атмосферного тиску в помірних широтах Південного Атлантичного океану.

**Практична значущість одержаних результатів.** Є підстави вважати, що запропонований метод оцінки телеконекцій між полями приповерхневої температури повітря й атмосферного тиску в зоні утворення Ель-Ніньо- Ла-Нінья й у помірних широтах західного сектора Південної півкулі може бути основою при розробці методики довгострокових прогнозів змін структури метеорологічних полів під впливом цих явищ і, як наслідок, інтенсивності розвитку атмосферних процесів у регіоні дослідження.

**Особистий внесок здобувача.** Особистий внесок здобувача полягає у зборі та попередній обробці гідрометеорологічної інформації та баз даних. Усі наукові результати, представлені у дисертаційній роботі, здобуті особисто здобувачем. Напрямок дослідження і план розробки окремих частин узгоджувалися з науковим керівником.

**Апробація результатів дисертації.** Результати дисертаційної роботи були представлені на п'яти конференціях, чотири з яких-міжнародні:

1. Sushchenko A. Features teleconnection sea level pressure between tropical and high latitudes in the western sector of southern hemisphere /

A. Sushchenko // 3<sup>rd</sup> International scientific conference “Applied Sciences and technologies in the United States and Europe common challenges and scientific findings” New York 2013– P. 13–17.

2. Сущенко А.І. Особливості формування полів приземної температури повітря й атмосферного тиску у західному секторі Південної півкулі та їх зв'язок з явищем Ель–Ніньо / А.І. Сущенко // Тези доповідей міжнародної наукової конференції молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: актуальні проблеми та шляхи їх вирішення», Одеса: ТЕС, 2014. – С. 213–214.

3. Серга Э.Н. Изменчивость однородных зон в полях разности среднемесячных температур подстилающей поверхности и воздуха североатлантического региона в зимний период / Э.Н. Серга, А.И. Сущенко // VIII міжнародна заочна конференція «Сучасні міждисциплінарні дослідження: історія, сьогодення, майбутнє», Київ, 2014.– С. 66–70.

4. Серга Э.Н. Изменчивость однородных зон в полях разности среднемесячных температур подстилающей поверхности и воздуха в северной части Тихого океана в зимний период / Э.Н. Серга, А.И. Сущенко // VIII Міжнародна науково–практична інтернет–конференція «Проблеми та перспективи розвитку на початку третього тисячоліття у країнах Європи та Азії», Переяслав–Хмельницький, 2014. – С. 16-18.

5. Сущенко А.І. Оцінка впливу явища Ель–Ніньо на формування полів атмосферного тиску у західному секторі Південної півкулі/ Матеріали XIII наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ/ Одеса: ТЕС, 2014 – С. 172.

**Публікації.** Основні результати дисертаційних досліджень опубліковані у фахових наукових виданнях, що містяться у переліку ВАК: «Вісник ОДЕКУ» (2 статті), «Український гідрометеорологічний журнал» (2 статті), «Вісник Одеського національного університету» (1 стаття), у зарубіжному виданні *Austrian Journal of Humanities and Social Sciences* (1 стаття). Основні результати дисертаційної роботи, також включені в НДР «Меридіональні



переноси водних мас і тепла в Південній півкулі і оцінка їх впливу на атмосферні процеси».

**Структура та об'єм дисертації.** Дисертація складається зі вступу, чотирьох розділів, висновків та списку використаних джерел (77 найменувань). Повний обсяг дисертації становить 171 сторінки, у тому числі 79 рисунків, 23 таблиці та 3 додатки.

# РОЗДІЛ 1

## ЕЛЬ-НІНЬО-ПІВДЕННЕ КОЛИВАННЯ І КЛІМАТИЧНА СИСТЕМА ЗЕМЛІ

### 1.1. Телеконекції між явищем Ель-Ніньо-Південним коливанням і атмосферними процесами

В екваторіально-тропічному поясі Землі епізодично виникають великомасштабні деформації гідрометеорологічних полів, у тому числі полів атмосферного тиску й приводної температури повітря, які спричиняють структурні зміни загальної циркуляції атмосфери не тільки у зазначеному регіоні, але і у кліматичній системі планети в цілому.

Однією з найбільш енергетичних деформацій є явище Ель-Ніньо-Південне коливання (ЕНПК).

Питання щодо зв'язку між цим феноменом з енергетичними характеристиками різних регіонів Південної півкулі, а також глобальної кліматичної системи у цілому, викликали зацікавленість вчених, починаючи з 70-х років минулого століття.

У зазначеному явищі треба розрізнити пов'язані між собою океанічний феномен – теплу і холодну фази явища Ель-Ніньо–Ла-Нінья і атмосферний процес – Південне коливання (ПК). Параметром останнього є нормалізована різниця значень атмосферного тиску між пунктом Дарвін (Австралія) і островом Таїті [3, 70]. Природа цього феномена до кінця не вивчена й залишається у визначеному сенсі загадковою.

Вивчення Ель-Ніньо проводиться у трьох напрямках: експериментальному [5, 19, 69], теоретичному [8, 57, 58, 70] та чисельному моделюванні [9, 18, 32, 36].

Наявність взаємозв'язку між індексом ПК й індексом циркуляції у середніх і високих широтах з високою значущістю встановлено Тренбергом [70, 71].

Ван Лун й Ші [73], виявили залежність між індексом ПК й приземним атмосферним тиском над акваторіями Південного океану у річному циклі.

Річний цикл характеризується розподілом амплітуд і фаз річних коливань атмосферного тиску на рівні моря у помірних й низьких широтах [49]. З метою дослідження особливостей міжрічної мінливості просторового розподілу характеристик річної хвилі тиску, Е.І. Луценко [13] було застосовано гармонічний аналіз рядів середньомісячного тиску на рівні моря за період 1961-1972 рр. з осередненням по семирічних періодах з річним зсувом. Аналіз цих матеріалів за шістьма періодами для Південної півкулі, показав, що у границях регіону, який досліджувався, має місце чергування трьох областей з мінімальними й трьох областей з максимальними значеннями амплітуд атмосферного тиску з постійною локалізацією, що є свідченням просторової сталості цього процесу.

Аналізу піврічних коливань атмосферного тиску у Південній півкулі присвячені роботи [6, 13]. Було встановлено, що найбільш суттєву роль піврічні коливання відіграють у високих широтах. Розподіл амплітуд і фаз піврічної гармоніки у приземному шарі атмосфері у Південній півкулі у всіх періодах є близьким до середнього річного. На картах чітко проявляються дві зональні області максимальних амплітуд у середніх й високих широтах, які розділяються кільцевою зоною мінімальних амплітуд, що розташована біля  $40^{\circ}$ - $60^{\circ}$  пдн.ш. (рис. 1.1). На картах, крім осередку максимальних піврічних амплітуд над східною Антарктикою проявляється також дві області максимумів над Індійським океаном й західною частиною Тихого океану, де протягом всіх періодів спостерігається зростання амплітуд величиною біля 3 гПа.

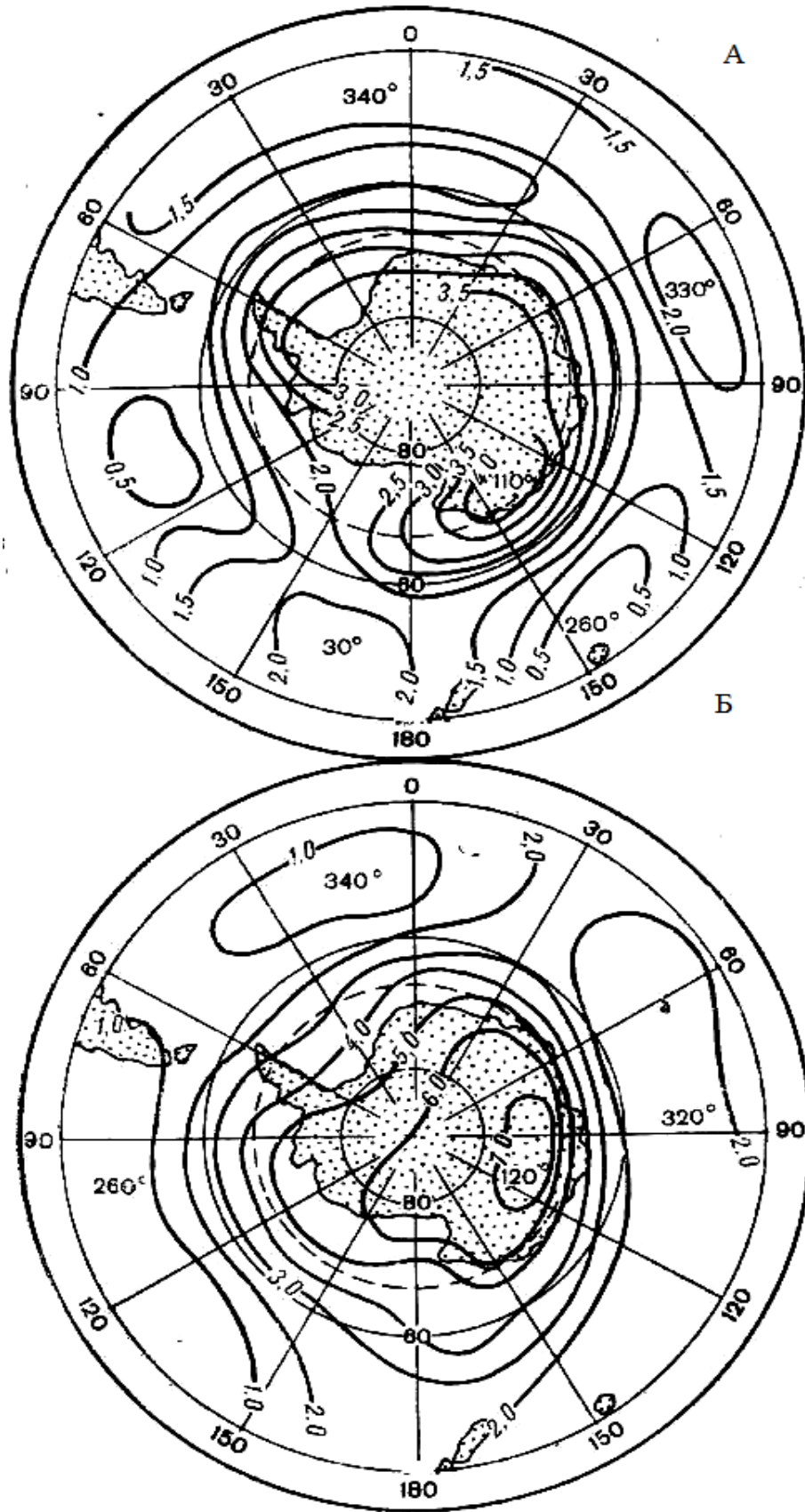


Рис. 1.1 – Амплітуди й фази піврічних коливань приземного тиску (А) й висот ізобаричної поверхні 500 гПа (Б) по даним за 1963-1969 рр.[13]

Питання про чинники утворення піврічної хвилі коливань атмосферного тиску є дискусійним. За В. Швердтфегером і Ф. Прохазкою [68] виникнення піврічної хвилі атмосферного тиску зумовлюється піврічною періодичністю зміни різниці інсоляції між помірними й полярними широтами. Але К.Н. Федоров [29] показав, що найбільш суттєвою піврічна складова у ході інсоляції спостерігається лише у приполярних областях. За його даними, піврічна варіація у полі тиску, а також пов'язаний з нею меридіональний градієнт тиску, який регулює інтенсивність зональних потоків, є таким коливанням, яке співпадає з частотою власних коливань усієї атмосферної термодинамічної системи. За уявленнями Ван Луна [73] факт присутності піврічних коливань в метеорологічних параметрах у високих широтах Південної півкулі пов'язаний з термодинамічною взаємодією між континентом Антарктиди і поверхнею Південного океану у помірних широтах.

За даними Мо і Уайта [58], найбільш значна телеконекція між аномаліями геопотенціалу й індексом ПК спостерігається у субтропічній частині Тихого океану, поширюючись на південь. Крім того, було встановлено, що 30 % варіацій тиску безпосередньо біля Антарктиди мають часовий масштаб, який співпадає з масштабом процесу Ель-Ніньо, тобто 30-50 місяців.

Як зазначалося вище, ПК є наслідком виникнення і розвитку явища Ель-Ніньо-Ла-Нінья у приекваторіальній частині Південного Тихого океану. У цей час проведена велика кількість досліджень, які показують можливість впливу цього явища на гідрометеорологічний й екологічний стан океанів і материків не лише екваторіальної зони, але й всієї земної кулі [30-33].

Існує декілька гіпотез щодо причин виникнення явища Ель-Ніньо-Ла-Нінья. Їх можна об'єднати у дві групи [3, 4, 8, 10, 11, 12, 30, 32, 54, 60, 76, 77]. У поясненнях першої групи Ель-Ніньо формується екваторіальними великомасштабними течіями поверхневих океанічних вод при послабленні або припиненні дії пасатів. Але це можливо лише при зміні режиму

циркуляційних атмосферних процесів, які приводять до суттєвого зменшення меридіональних складових горизонтальних градієнтів атмосферного тиску в приекваторіальних акваторіях Північного й Південного Тихих океанів. Отже, згідно цієї гіпотези виникнення явища Ель-Ніньо і Ла-Нінья обумовлюється саме атмосферними умовами.

До цієї групи гіпотез можна віднести висновки досліджень, які отримуються в роботах [8, 10, 11, 12, 52, 53, 54]. Чинником Ель-Ніньо, як показують автори цих робіт є збільшення атмосферного тиску над Атлантичним, Індійським й західною частиною Тихого океану з екстремальними значеннями його аномалій в області планетарної атмосферної конвекції. При цьому над східною частиною Тихого океану атмосферний тиск знижується. Наслідком цих процесів є послаблення південно-східного пасата, що сприяє виникненню східного переносу повітря на екваторі при Ель-Ніньо. Таким чином, основний ефект цього явища проявляється у вигляді квазісинхронної зміни полярності великомасштабних океанічних диполів у полях температури поверхні океану (ТПО) й у зміні знаку атмосферних циркуляцій у відповідних комірках Уокера [50].

Гіпотеза другої групи [4, 30] полягає у тому, що чинником Ель-Ніньо є океанічні планетарні хвилі Россбі, які генеруються пасатами на широтах  $10^{\circ}$ - $20^{\circ}$ . Хвилі Россбі поширюються у західному напрямку, досягають західних окраїн океанів й відбиваються, далі пересуваються у східному напрямку й утворюють Ель-Ніньо. Інструментальні вимірювання в процесі виконання міжнародної програми ТОГА наприкінці 20-го сторіччя показали, що основна частина кінетичної енергії океанічних хвиль Россбі знаходиться у границях  $2^{\circ}$ - $3^{\circ}$  широти біля екватора. Екваторіальні хвилі Россбі представляють собою безперервний ряд сформованих у модуляції великих – малих–великих хвиль, які пов'язані взаємодією між собою хвиль з різними періодами. Усталеність поля хвиль Россбі і пов'язаних з ними великомасштабних течій перевищує 102 періоди хвиль, що дорівнює близько 10 рокам [3, 4]. При чітких модуляціях хвилі Россбі з великою амплітудою коливань спостерігається

добре розвинута течія у приекваторіальній зоні у західному напрямку, що приводить до виникнення апвелінгу у східній частині Тихого океану, тобто холодної фази явища - Ла-Нінья. Коли хвильові коливання у модуляціях характеризуються малими амплітудами, то океанічна течія має напрямок на схід. З такими процесами пов'язана тепла стадія явища - Ель-Ніньо. Існує припущення, що модуляції хвиль Россбі виникають під впливом коливань системи Земля-океан-атмосфера, що проявляється у вільних нутаційних рухах полюсів, які мають такий же період, як і період модуляцій, тобто біля одного року [24].

Хоскінс і Керолі [47] вважають, що генератором хвиль Россбі може стати глибока волога конвекція, яка, як відомо, постійно діє в приекваторіальній зоні атмосфери. Вище зазначалося, що екваторіальні хвилі Россбі, що рухаються на захід, на західних окраїнах Південного Тихого океану, де розташовується континент Австралія і південна частина Індонезії, відбиваються й рухаються у протилежному напрямку, тобто на схід. Керолі і Хоскінс [47] показують, що хвилі Россбі, відбиваючись на західні окраїні Південного Тихого океану, рухаються і на північний, і на південний схід від екватора. Вони є причиною появи телеконекцій між ЕНПК й температурою поверхні океану (ТПО) в зонах середніх широт обох півкуль.

Хелд [46] висловив думку, що тропічне посилення переміщення хвиль Россбі у меридіональному напрямку відбувається тільки при великій їх амплітуді. Це дає можливість переносити південніше потоки океанічного шторм-трека так, щоб відносно невеликі зміни у тропічній температурі поверхні океану обумовлювали значні позатропічні дії атмосфери.

За допомогою гармонічного аналізу даних Худзико [48] встановив наявність поширення від'ємних аномалій висот геопотенціальних поверхонь й аномалій температури від субтропіків до зон високих широт Південного Тихого океану протягом холодних періодів явища Ель-Ніньо-Ла-Нінья із сталою аномалією у субполярних широтах. Для всіх теплих періодів за

винятком Ель-Ніньо 1982 року спостерігається розповсюдження додатних аномалій температури й тиску з максимальними значеннями у субтропіках.

Результати, отримані у роботі Хоскінса і Керолі [47, 53], які були обговорені вище, підтверджені у роботі Петерсона і Уайта [74, 75]. Вони визначили важливу роль аномалій ТПО в зоні західної субтропічної акваторії Південного океану у генерації Антарктичної циркумполярної хвилі (АЦХ). Антарктична циркумполярна хвиля проявляється у тому, що у Південному океані великомасштабні аномалії ТПО, атмосферного тиску, морського льоду хвильоподібно поширюються на схід зі швидкістю 6-8 см/с з періодом хвилі 3-5 років. За 8-10 років аномалії здійснюють повний оберт навколо Антарктиди [74, 75].

Існують різні точки зору про походження АЦХ. Деякі дослідники [74, 75] вважають, що АЦХ є результатом лише динамічної взаємодії атмосфери і океану. У роботі [61] показується, що над Антарктичною круговою течією атмосферні характеристики мають хвильову великомасштабну структуру, подібну структурі АЦХ. Це підтверджує той факт, що АЦХ впливає на розвиток атмосферних процесів над Південним океаном.

Але існують й інші більш обґрунтовані гіпотези. Наприклад, у роботі [53] показується, що у генерації АЦХ велику роль відіграють аномалії температури поверхні води у зоні західної субтропічної частині Південного океану. Це сприяє посиленню сигналу ЕНПК навколо земної кулі. Більша частина аномалій тропічної температури поверхні океану під дією адвективних процесів поступає у Південну Атлантику й Індійський океан, досягая тропічної зони кожного басейну приблизно через 6-8 років після появи їх в приекваторіальній зоні Тихого океану. У дослідженнях [62] представлена схема течій теплої води у Південній півкулі. Вона відображена на рисунку 1.2. На схемі на схід від Австралії у тропічній зоні визначена акваторія, яка знаходиться під впливом Ель-Ніньо, та від якої на південний схід поширюється потік теплої океанічної води, який вливається у



Циркумпольну антарктичну течію і впливає на формування АЦХ. Більш виразно цей процес представлено на рисунках 1.3 і 1.4 у роботі [6], де показується збурення у полях атмосферного тиску й поля приповерхневої температури повітря при явищі Ель-Ніньо.

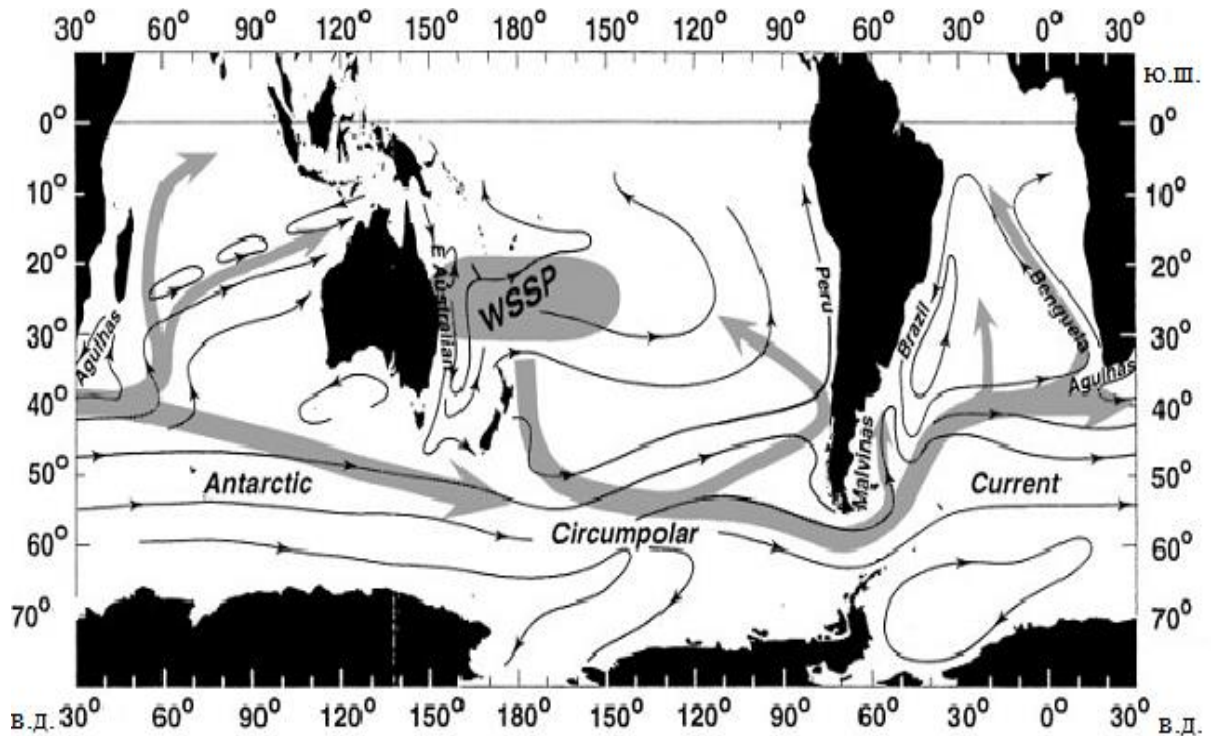


Рис. 1.2 – Схема загального поширення від екватору міжрічних аномалій температури поверхні океану від джерела, розташованого у районі субтропічної зони західної частини південного Тихого океану (затемнений овал). Суцільні лінії відповідають середній геострофічній циркуляції на поверхні океану [62]

Як зазначив Керолі [53], хвилі Россбі, які пересуваються на південний схід, впливають на розвиток атмосферних процесів, що сприяє посиленню циклонічної діяльності в акваторії морів Беллінсгаузена й Ведделла і, як наслідок, на формування структури полів морського антарктичного льоду.

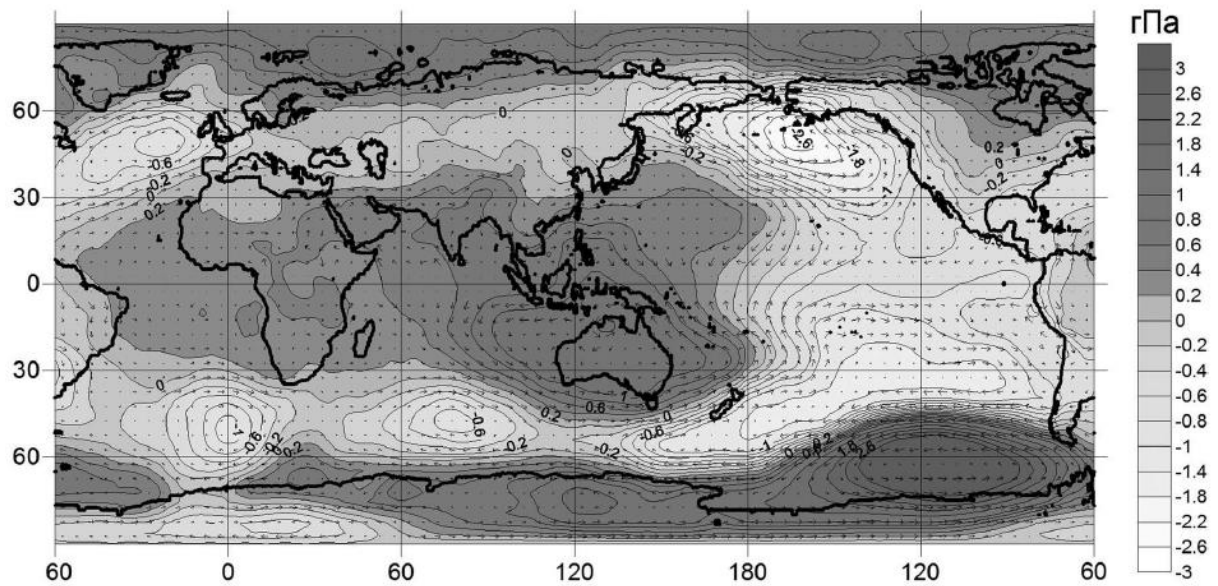


Рис. 1.3 – Збурення полів атмосферного тиску на рівні моря і відповідні поля геострофічного вітру в нижній тропосфері при Ель-Ніньо. Використано ансамблі подій 1950-2010 рр.: 14 епізодів Ель-Ніньо 13 епізодів Ла-Нінья [8]

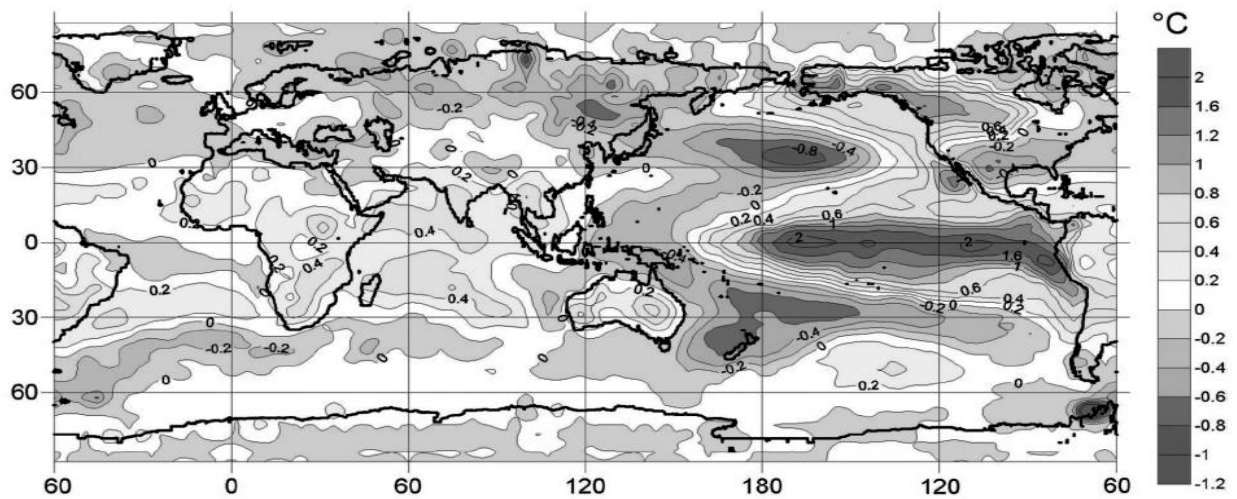


Рис. 1.4 – Збурення полів приповерхневої температури при Ель-Ніньо. Використано ансамблі подій 1950-2010 рр.: 14 епізодів Ель-Ніньо 13 епізодів Ла-Нінья [8]

Суперечливість деяких результатів досліджень, не додаючи великого оптимізму, одночасно допомагає визначити коло проблем, які потребують подальшого дослідження. Однією з них є проблема дослідження

безпосередньо зв'язку полів приповерхневої температури й атмосферного тиску з проявами ЕНПК. Можливість вирішення цієї проблеми полягає: по-перше, у прийнятті однієї з розглянутих вище гіпотез, щодо причини виникнення явища Ель-Ніньо-Ла-Нінья і походження течій теплої води, як у екваторіально-тропічному поясі, так і у середніх широтах, і; по-друге у застосуванні методів параметризації полів атмосферного тиску й приповерхневої температури повітря. З нашої точки зору, з розглянутих вище гіпотез про вплив хвиль Россбі на формування течій теплої води від екваторіально-тропічного поясу у південно-східному напрямку, тобто у середні широти, утворення Антарктичної циркумполярної хвилі у Південному океані і, як наслідок розвитку циркуляційних процесів, під дією яких формуються структури полів атмосферного тиску й приповерхневої температури є схема Петерсона й Уайта, яка представлена на рисунку 1.2. Вона й була покладена в основу досліджень.

Параметризацію фізичних полів можна втілити шляхом їх розкладу по ортогональних поліномах, а саме по поліномах Лехандра, Ерміта, Лаггера, Чебишева [15] у системі ортогональних функцій. Але такі розклади мають формальний характер, тобто коефіцієнти таких розкладів не несуть в собі фізичної сутності.

Інші властивості має компонентний аналіз, який інколи називають методом природних функцій, саме тому, що його розклад по цих функціях має властивість визначати основні характеристики статистичної структури метеорологічних полів, оскільки вони визначаються із вихідних полів. У нашому дослідженні за основу параметризації полів було обрано компонентний аналіз.

Тому ми прийняли за основу параметризації полів – компонентний аналіз. Враховуючи ці особливості компонентного аналізу, ми прийняли його за основу для здійснення параметризації вихідних метеорологічних полів

## 1.2. Вихідна інформація й організація дослідження

Як показав Керолі [53], вплив ЕНПК на атмосферні процеси проявляється над Південним Тихим океаном найбільш активно. Цей факт підтверджується у дослідженнях Бишева [6-8], Гущиної й Петросянца [10, 12]. Крім того, у цих роботах доводиться, що явище Ель-Ніньо проявляється у слабкій формі і в Індійському океані.

Враховуючі ці факти, а також те, що атмосферні процеси у низьких й помірних широтах Південного Атлантичного океану (море Ведделла) мають тісний зв'язок з атмосферними процесами у морях Південного Тихого океану – Росса і Беллінсгаузена, що викликає великий інтерес у зв'язку з наявністю на Антарктичному півострові української станції “Академік Вернадський”. Для дослідження був обраний регіон Південного Тихого океану від  $30^\circ$  сх.д. через нульовий меридіан і меридіан  $180^\circ$  до  $150^\circ$  сх.д. й від  $10^\circ$  півд.ш. до  $60^\circ$  півд.ш (рис. 1.9). До речі, цей регіон охоплює представлений у роботі Петерсона і Уайта струм теплої води, який бере початок у зоні явища Ель-Ніньо (рис. 1.2).

Широти виділеного регіону характеризуються атмосферними процесами, які мають різний масштаб й різну енергетику, що у визначній мірі відбивається у структурі полів мінливості приповерхневої температури повітря й атмосферного тиску на рівні моря. Тому перш за все, доцільно вивчити характеристики цих полів. Для розрахунку полів мінливості приповерхневої температури повітря й атмосферного тиску був використаний масив ERA-40 [25] середньомісячних значень температури повітря й атмосферного тиску з 1957 по 2002 рр. у регулярній сітці точок  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ . Вони склали масиви вихідних даних для подальших задач дослідження. Поля середніх квадратичних відхилів які, як відомо, й відбивають мінливість випадкових величин, приповерхневої температури

повітря й атмосферного тиску представлені на рисунках 1.5-1.8 для центральних місяців року.

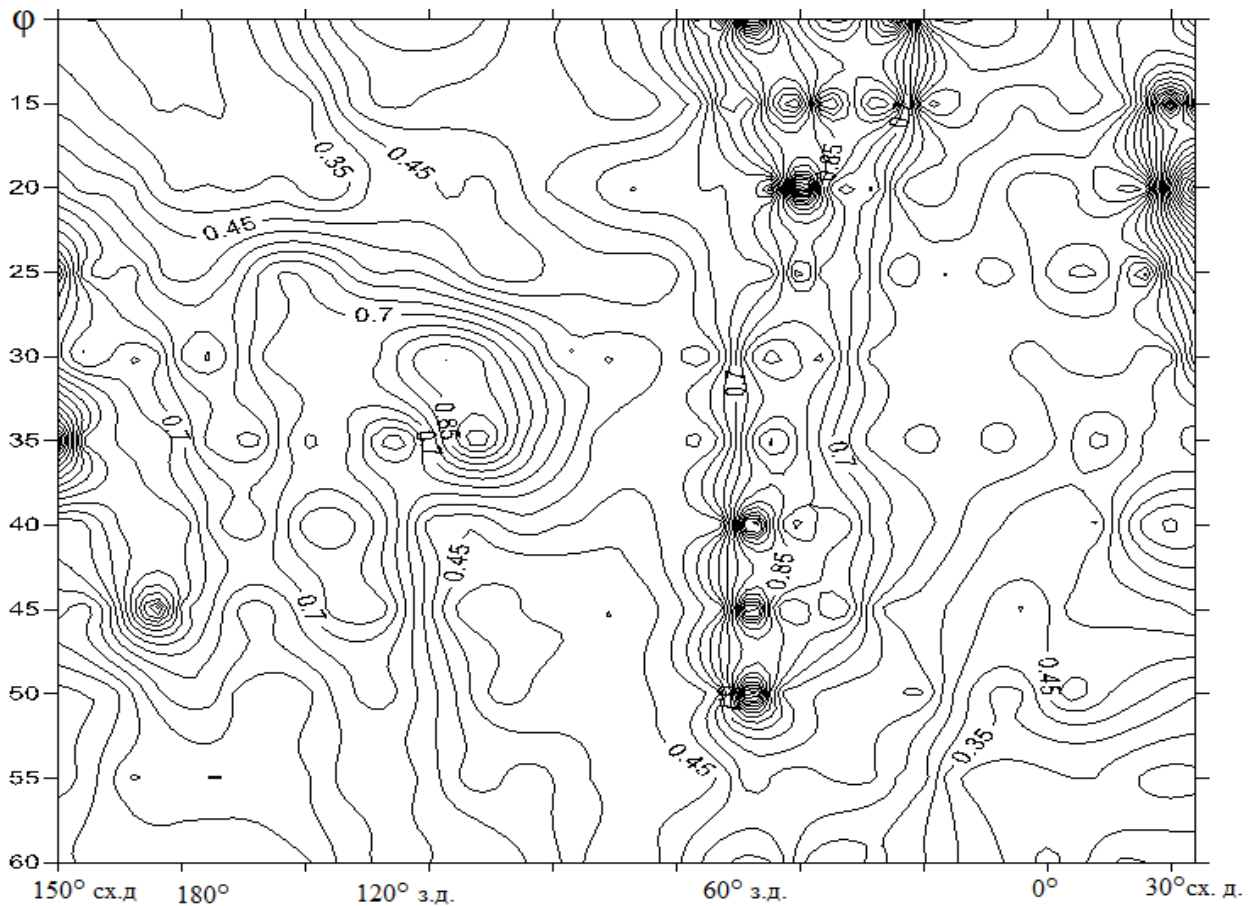


Рис. 1.5 – Поле середніх квадратичних відхилів приповерхневої температури повітря у січні

З цих рисунків, видно, що поля і температури повітря й тиску у значній мірі збурені, причому це у більшій мірі притаманно полям температури. Крім того, проявляються окремі регіони розглянутої акваторії Південного океану де збурення виглядає найбільш активно. Ці факти викликали необхідність провести об'єктивне розмежування цих регіонів за допомогою кластерного аналізу. З цією метою був використаний алгоритм УІМКД, створений Е.М. Сергою [21]. У цьому методі критерії кластеризації ґрунтовані на виявленні неоднорідності кластерів за допомогою параметричних й непараметричних критеріїв Фішера, Крамера-Уелча й Лемана-Розенблатта,

застосування яких до незалежних безперервних випадкових величин є найбільш аргументованим. Алгоритм показав надійні достовірні результати при кластеризації середньомісячної температури підстильної поверхні північних частин Атлантичного та Тихого океанів [22, 23]. Результати кластеризації добре узгоджуються з фізичними процесами, які обумовлюють розподіл кластерів.

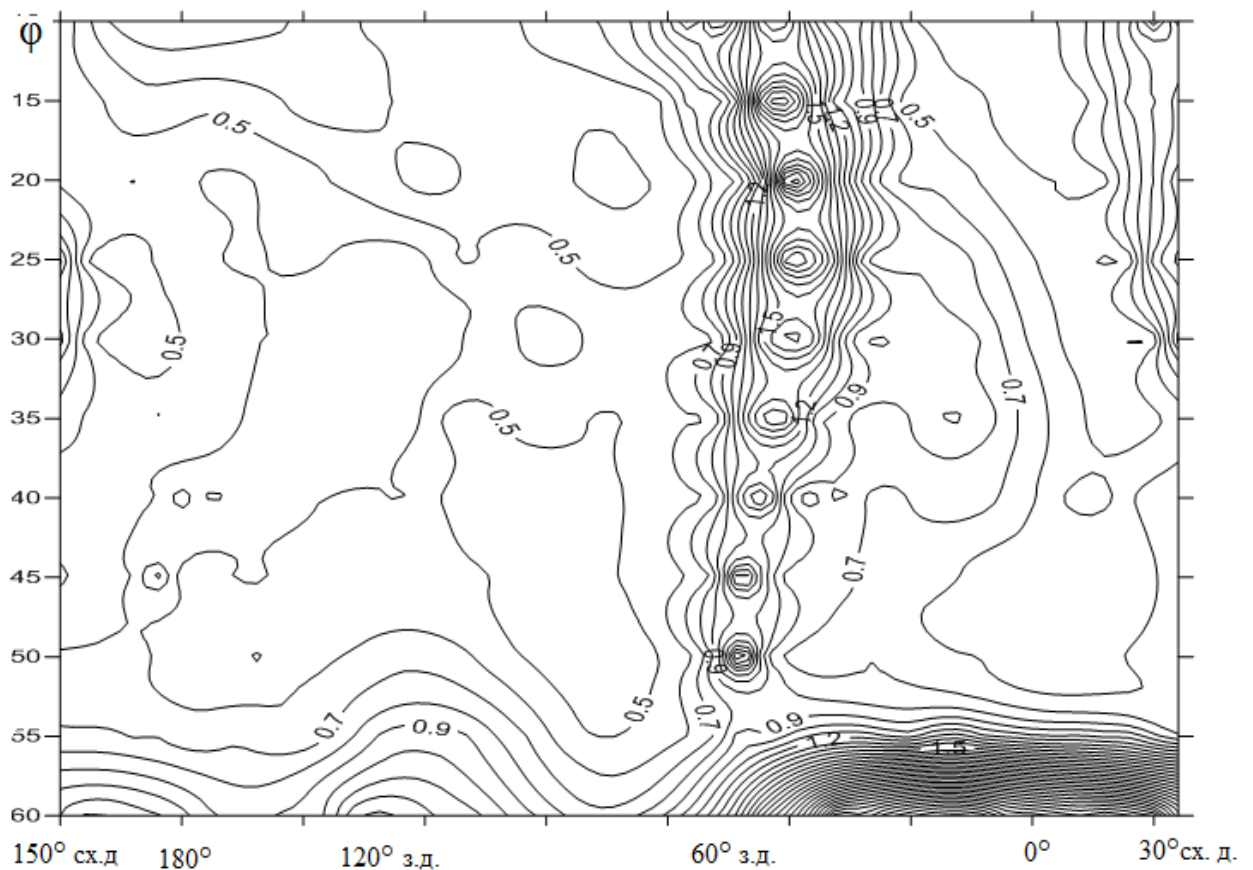


Рис. 1.6 – Поле середніх квадратичних відхилів приповерхневої температури повітря у липні

За допомогою цього алгоритму, була проведена кластеризація середньомісячної приповерхневої температури у виділеному регіоні Південної півкулі.

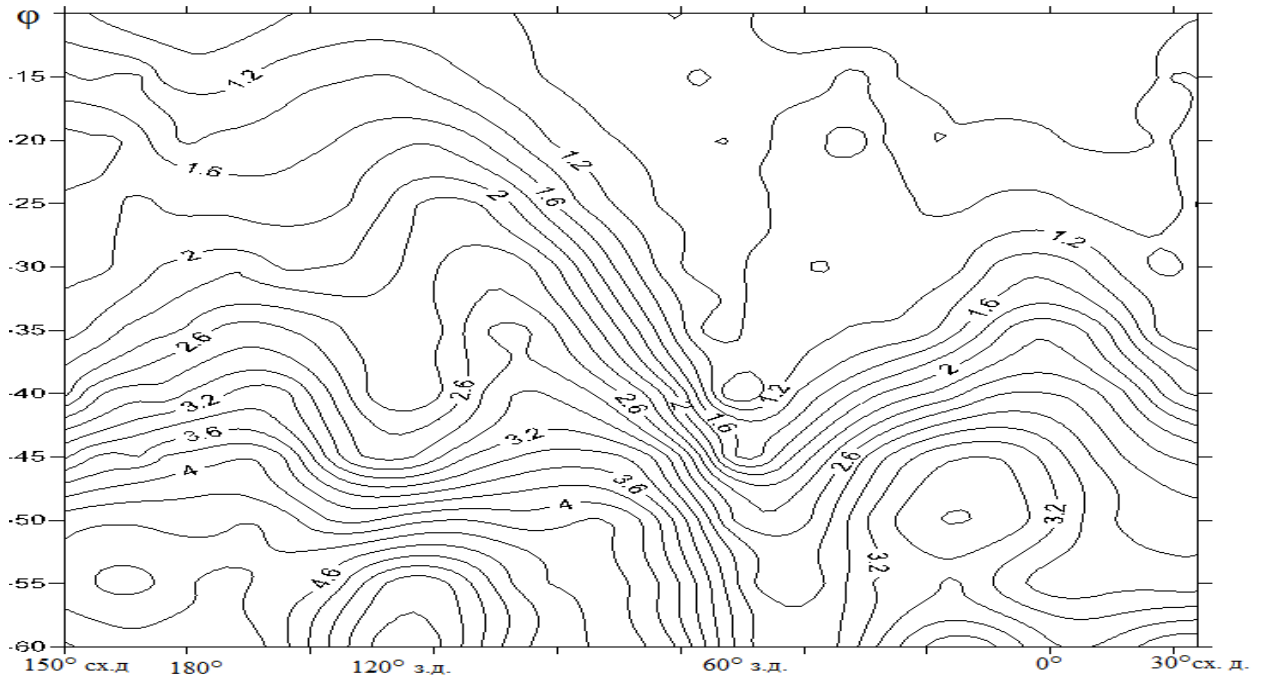


Рис. 1.7 – Поле середніх квадратичних відхилів приземного атмосферного тиску у січні

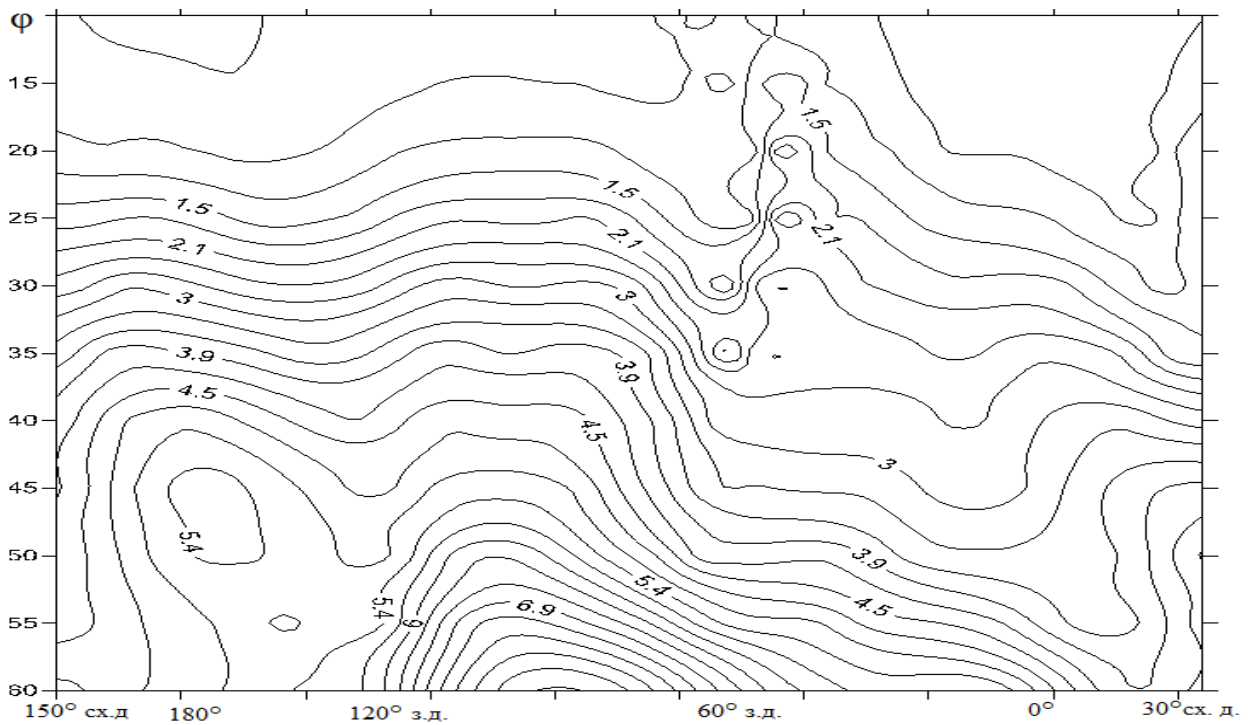


Рис. 1.8 – Поле середніх квадратичних відхилів приземного атмосферного тиску у липні

В результаті було отримано 4 кластера (рис. 1.9) однорідних за зазначеними вище критеріям подібності, 44-вимірних векторів

приповерхневої температури повітря. Два з них розташовані у екваторіально-тропічному поясі, тобто у зоні формування ЕНПК, два інших – помірних й низьких широтах Південного Тихого й Атлантичного океанів. З метою запобігання труднощам з формуванням полів температури, межі отриманих кластерів були побудовані паралельно колам широт й меридіанів.

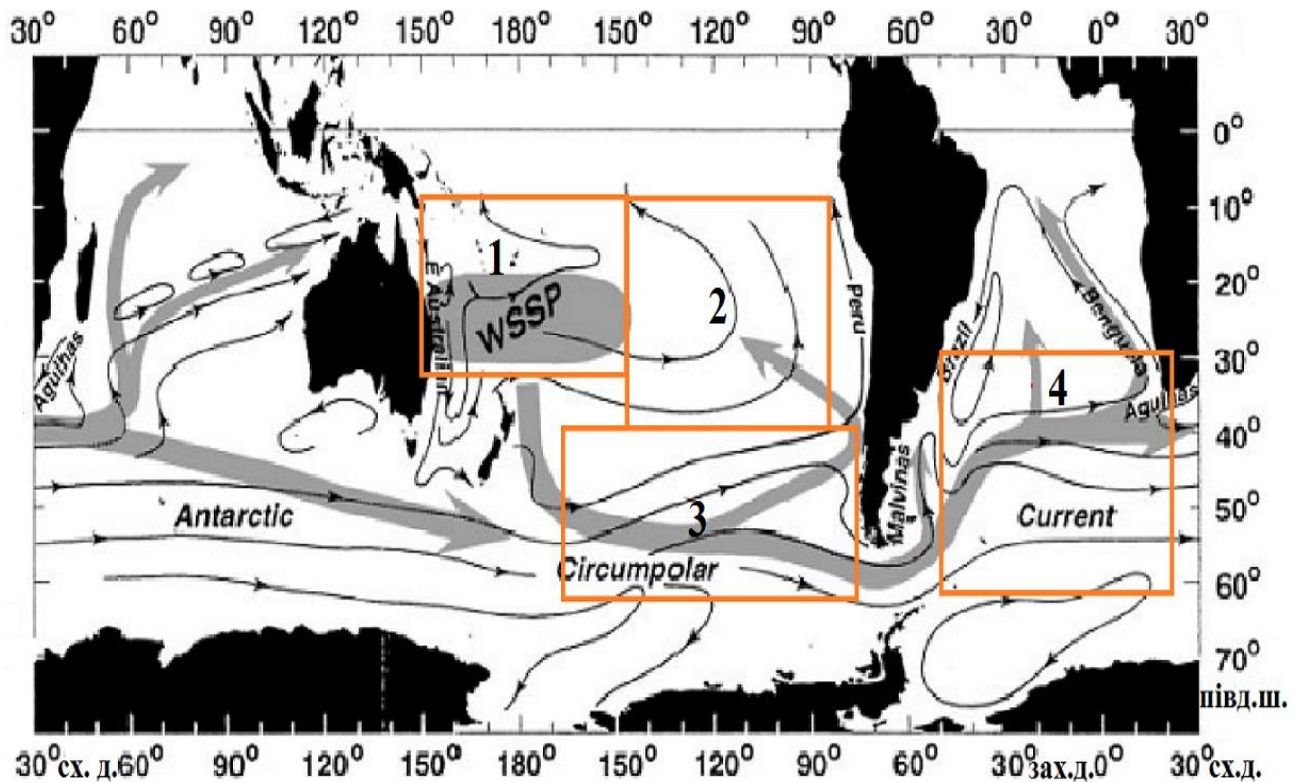


Рис. 1.9 - Схема загального поширення від екватору міжрічних аномалій температури поверхні океану [62]. Регіони дослідження №1, №2, №3, №4

Оскільки, як свідчать рисунки 1.5-1.8 мінливість атмосферного тиску більш упорядкована й максимумами її майже концентруються у виділених вище регіонах, для подальших досліджень полів атмосферного тиску прийняті ті ж самі регіони, що й у полів приповерхневої температури.

Наступна задача полягала у необхідності формування вихідних полів температури повітря й атмосферного тиску для кожного з регіонів. З цією



метою було використано масив даних ERA-40, про який вже було зазначено вище. Подальша задача полягала у необхідності ретельного вивчення особливостей статистичної структури полів приводної температури повітря й атмосферного тиску в кожному з регіонів і пошуку зв'язків між характеристиками цих полів з явищем ЕНПК.

## Висновки до розділу 1

1. Статистичні зв'язки між ЕНПК й різними характеристиками атмосфери, які встановлені у розглянутих вище роботах, не дають загальної картини того, як впливає явище Ель-Ніньо-Ла-Нінья на формування статистичної структури метеорологічних полів. Дослідження цих ефектів має самостійне наукове значення, а також може скласти основу розробки методів довгострокових прогнозів розвитку атмосферних процесів.

2. У такому великому регіоні атмосферні процеси великого масштабу мають різний характер. Якщо у тропічній зоні Південної півкулі вони у великій мірі визначаються міграцією з широтою у приекваторіальній зоні пониженого атмосферного тиску, то у низьких й помірних широтах вони залежать від інтенсивності бароклінності у полях температури й тиску. Тому виникає питання про те, яким чином відбувається взаємодія між цими циркуляційними системами й як вони сприяють розвитку вихрової компоненти циркуляції атмосфери у Південній півкулі.

## РОЗДІЛ 2

### СТАТИСТИЧНА СТРУКТУРА ПОЛІВ ПРИПОВЕРХНЕВОЇ ТЕМПЕРАТУРИ І АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ

#### 2.1. Параметризація метеорологічних полів методом компонентного аналізу

Для отримання характеристик статистичної структури полів метеорологічних величин у кожному з 4-х регіонів були застосовані кореляційний й компонентний аналізи.

Фізичні поля, визначені у  $n$  вузлах регулярної сітки точок у  $i$ -тий час, можна розглядати як  $n$ -вимірний вектор  $X_i$  в евклідовому просторі, а систему таких полів, що розглядається у  $m$  послідовних значеннях часу, як  $n \times m$  матрицю

$$X = \{x_{ij}\}, \quad i = \overline{1, n}, \quad j = \overline{1, m}. \quad (2.1)$$

Якщо на основі множини  $j$  - полів визначити середнє поле, тобто вектор  $\bar{X}_j$ , то можна отримати центровану матрицю

$$\Delta X = \{\Delta x_{ij}\}, \quad i = \overline{1, n}, \quad j = \overline{1, m} \quad (2.2)$$

елементи якої є

$$\Delta x_{ij} = x_{ij} - \bar{x}_i, \quad (2.3)$$

де

$$\bar{x}_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m x_{ij}. \quad (2.4)$$

Тоді матриця коваріацій визначається рівнянням

$$K_x = \frac{1}{m} \Delta X \Delta X', \quad (2.5)$$

де індекс ( ' ) позначає операцію транспонування матриці  $\Delta X$ .

Для коваріаційної матриці  $K_x$  запишемо рівняння повної проблеми власних значень

$$K_x W_i = \lambda_i W_i, \quad (2.6)$$

де  $W_i$  –  $i$ -тий власний вектор;  $\lambda_i$  – відповідне власне значення.

Власні вектори  $W_i$  ортонормовані, тобто

$$W_i' W_k = \delta_{ik}, \quad (2.7)$$

де  $\delta_{ik}$  - символ Кронекера.

Як відомо, власні значення розташовуються у порядку зменшення

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \dots > \lambda_n \quad (2.8)$$

Властивість власних векторів є підставою для побудови ортогонального базису  $n$ - вимірному евклідового простору, для якого визначена ортонормована матриця

$$W = (W_{ik})_{n \times n} \quad (2.9)$$

З властивістю

$$W'W = E, \quad (2.10)$$

де  $E$  - одинична матриця.

Кожне поле як вектор можна розкласти у базису  $W$  і отримати компоненти  $z_j$ , які є ортогональними (незалежними у ймовірностному смислі)

$$z_j z_k = \begin{cases} \sigma_{z_k}^2, & \text{якщо } j = k, \\ 0, & \text{якщо } j \neq k. \end{cases}, \quad (2.11)$$

де  $\sigma_{z_i}^2$  - дисперсія  $i$ -тої ортогональної компоненти.

У роботі [26] вказується, по-перше, що

$$\sigma_{z_k}^2 = \lambda_k, \quad (2.12)$$

і, по-друге, що

$$\sum_{k=1}^n \sigma_{z_k}^2 = \sum_{k=1}^n \lambda_k = \sum_{k=1}^n \sigma_{x_k}^2 = \text{tr}K_x, \quad (2.13)$$

де  $\text{tr}K_x$  - слід матриці  $K_x$ , тобто сума елементів матриці коваріацій, розташованих на її головній діагоналі. Це означає, що сума дисперсій ортогональних компонент фізичних полів, дорівнює сумі дисперсій вихідних полів  $\sigma_{x_k}$ . Оскільки виконується нерівність (2.8), то можна визначити параметр  $\eta_p$  - відносну частку сумарної дисперсії вихідних полів, яка зумовлюється сумою перших  $k$  власних значень

$$\eta_k = \frac{\sum_{i=1}^k \lambda_i}{\sum_{i=1}^n \lambda_i} = \frac{\sum_{i=1}^k \lambda_i}{\sum_{i=1}^n \sigma_{x_i}^2} = \frac{\sum_{i=1}^k \lambda_i}{\text{tr}K_x}. \quad (2.14)$$

Це дає можливість розкласти вихідні поля на ортогональні компоненти за масштабами процесів, які формують ці фізичні поля. Оскільки кожному власному значенню  $\lambda_k$  відповідає власний вектор  $W_k$ , який можна представити як поле, а  $\lambda_k$  є дисперсією  $Z_k$   $k$ -тої ортогональної компоненти, то поле  $k$ -того власного вектора, як і значення ортогональної компоненти  $Z_k$ , характеризує відповідну складову  $k$ -того масштабу вихідного поля.

Як відомо, чим більшим є масштаб збурень у полях метеорологічної величини, що вивчається, тим більше значення має дисперсія, яка характеризує мінливість цієї величини. Тому  $\lambda_1 = \sigma_{Z_1}^2$  відбиває властивості найбільш великомасштабних процесів у цьому полі. Власне значення  $\lambda_2 = \sigma_{Z_2}^2$  характеризує властивості процесів меншого масштабу і т.д.

Перші  $k$  ортогональні компоненти, дисперсіями яких є відповідні власні значення  $\lambda_k$ , називають головними компонентами вихідних фізичних полів [26], при умові, що їх сума вичерпує більшу частину сумарної дисперсії метеорологічних полів. Цю необхідну частку визначає дослідник. Як і перша головна компонента, перший власний вектор  $W_1 = \{W_{1,i}\}$ , де  $i = \overline{1, n}$ , відбиває властивості фізичних полів, зумовлених впливом найбільш великомасштабних процесів, другий власний вектор  $W_2 = \{W_{2,i}\}$ , де  $i = \overline{1, n}$ , - властивості фізичних процесів меншого масштабу, тобто вихрової компоненти й т.д. Така властивість власних значень дає змогу визначити головні компоненти метеорологічних полів, які є звичайними числами, але такими, що визначають основні властивості цих полів. Як показано вище,

кількість необхідних для аналізу головних компонент визначається їх дисперсіями.

## 2.2. Дисперсії ортогональних компонент метеорологічних полів і власні вектори

### 2.2.1. Дисперсії ортогональних складових полів атмосферного тиску й температури повітря

Приведені вище алгоритми кореляційного й компонентного аналізу були застосовані для дослідження статистичної структури полів приводної температури повітря й атмосферного тиску. Матриці  $X = \{x_{ij}\}$ ,  $i = \overline{1, n}$ ,  $j = \overline{1, m}$  були сформовані на основі, як вже зазначалося, масиву даних ERA-40, для кожного з виділених регіонів за номерами 1, 2, 3, 4 границі яких вказані на рисунку 1.9. Це дало можливість розрахувати для кожного місяця у чотирьох регіонах поля середніх значень і матриці ковариації. За рівністю (2.6), використовуючи алгоритм методу Якобі [26], були розв'язані рівняння повної проблеми власних значень, тобто отримані власні значення й відповідні власні вектори. Це дозволило створити ортогональні базиси  $W$   $n$ -вимірного евклідового простору. За допомогою яких були отримані компоненти векторів розкладу полів температури приводневого повітря й атмосферного тиску для кожного регіону у базису  $W$  шляхом перетворення

$$Z_j = W' \Delta X_j . \quad (2.15)$$

Ортогональні компоненти полів метеорологічних величин визначаються за формулою (2.15). Аналіз дисперсій (власних значень)

дозволяє визначити основні властивості полів температури й атмосферного тиску в кожному з регіонів.

Аналіз виконаних розрахунків показав, що власні зазначення, які є дисперсіями ортогональних компонент, у всіх випадках характеризуються швидкою збіжністю, отже сума перших двох власних значень зумовлює більше ніж 60% сумарної дисперсії вихідних полів температури повітря й атмосферного тиску. Річний хід дисперсій головних компонент цих полів, а також їх загального відносного внеску у сумарну дисперсію полів представлений на рисунках 2.1-2.8. Загальною властивістю розподілу дисперсій головних компонент є те, що дисперсії перших головних компонент полів приводної температури повітря й атмосферного тиску здійснюють найбільший внесок у сумарну дисперсію полів зазначених метеорологічних полів величин.

Є суттєві відмінності у річному ході дисперсій головних компонент у різних регіонах. Як видно на рисунках 2.1, 2.2 спостерігається зростання у річному циклі дисперсій полів, як атмосферного тиску, так і температури повітря у період від осені до весни (вересень-жовтень).

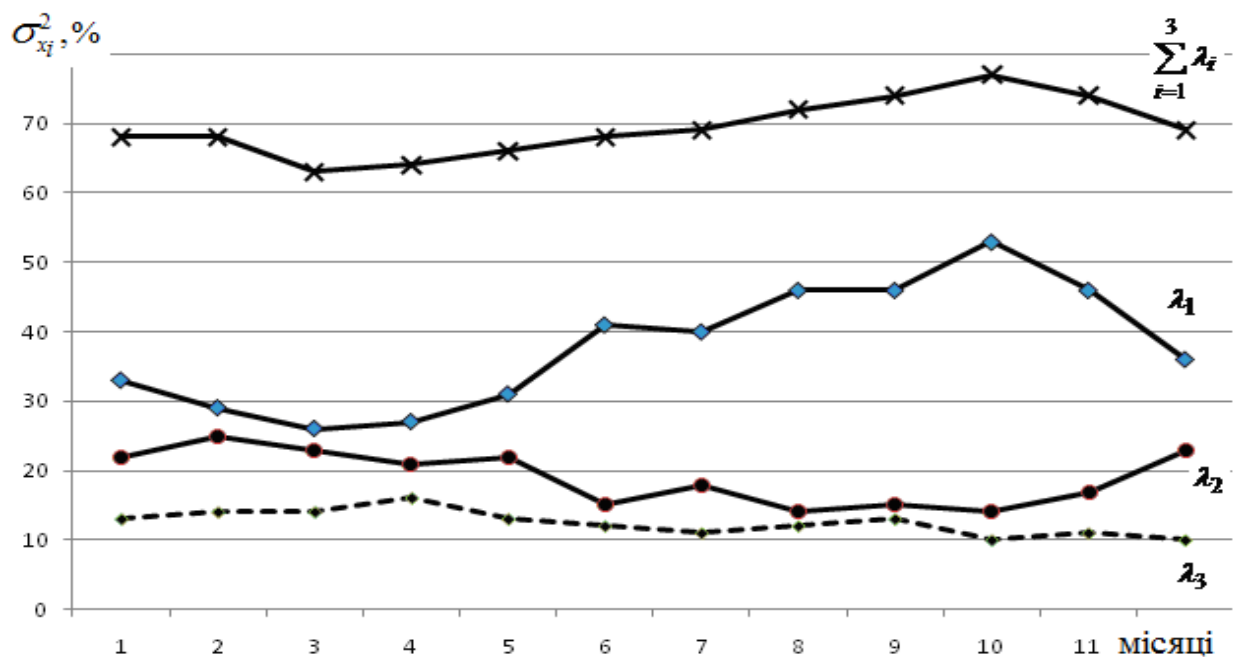


Рис. 2.1 –Річний хід дисперсій (власних значень матриці коваріацій) полів приводної температури в регіоні №1

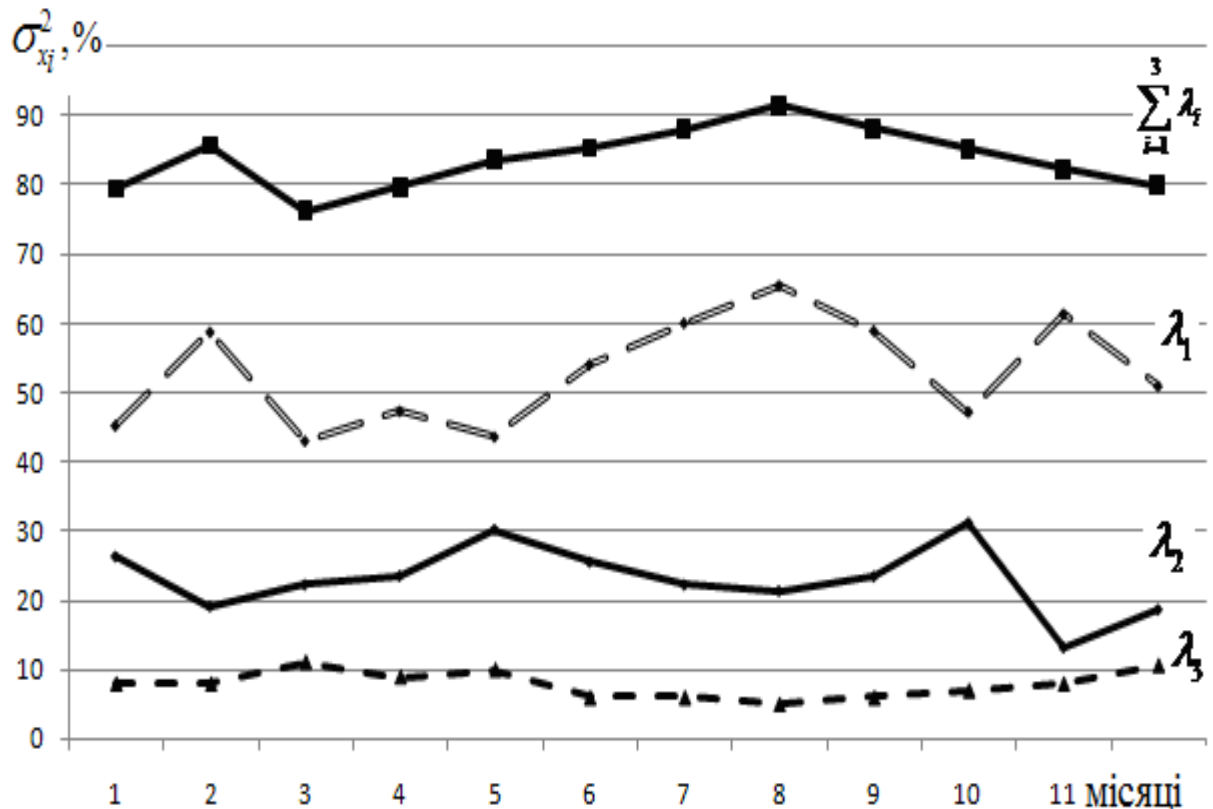


Рис. 2.2 – Річний хід дисперсій (власних значень матриці коваріацій) полів атмосферного тиску в регіоні №1

Це характерно й для атмосферного тиску у регіоні №2 (рис. 2.4). Цей результат співпадає з висновками у роботах [6-8] про те, що саме у місяці весни, коли спостерігається максимум дисперсії першої головної компоненти, відбувається перебудова великомасштабних циркуляційних комірок, а саме збільшення тиску у західних частинах Тихого і Індійського океанів з екстремальним значенням в області планетарної атмосферної конвекції у Індійському океані й падіння тиску у східній частині Тихого океану. Це приводить до зменшення інтенсивності південно-східного пасату й виникнення переносу океанічної води на схід. Дисперсії других головних компонент, які характеризують, як зазначалося вище, вихрові складові метеорологічних полів мало змінюються та їх внесок у сумарну дисперсію складає лише 20%.



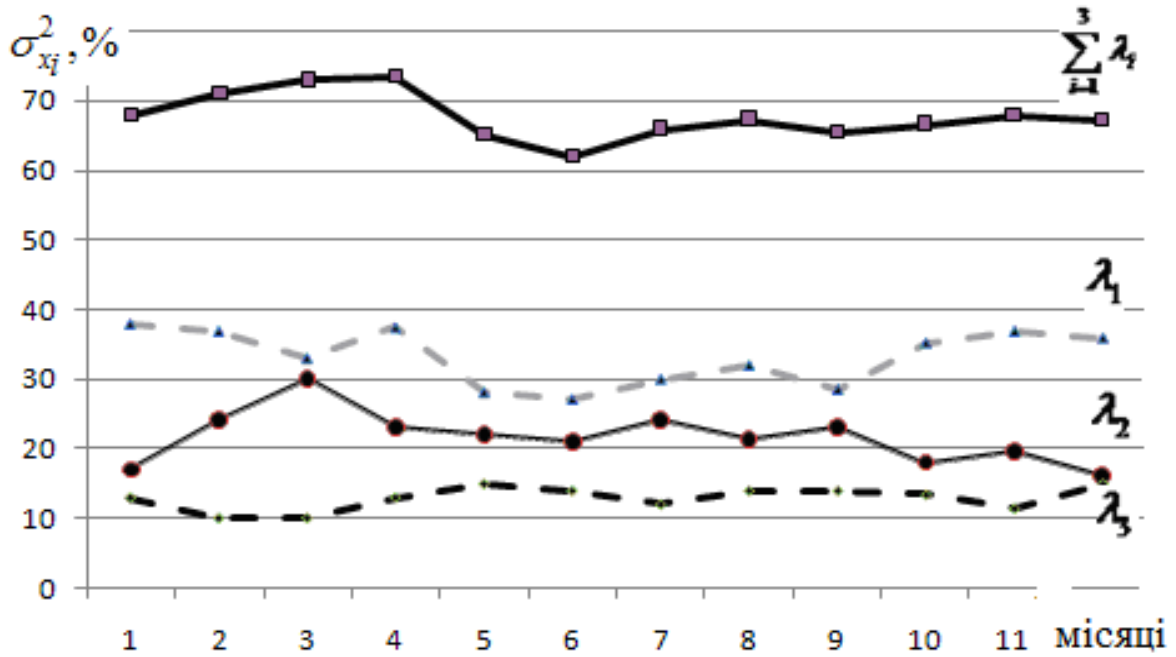


Рис. 2.3 – Річний хід дисперсій (власних значень матриці коваріацій) полів  
приводної температури в регіоні №2

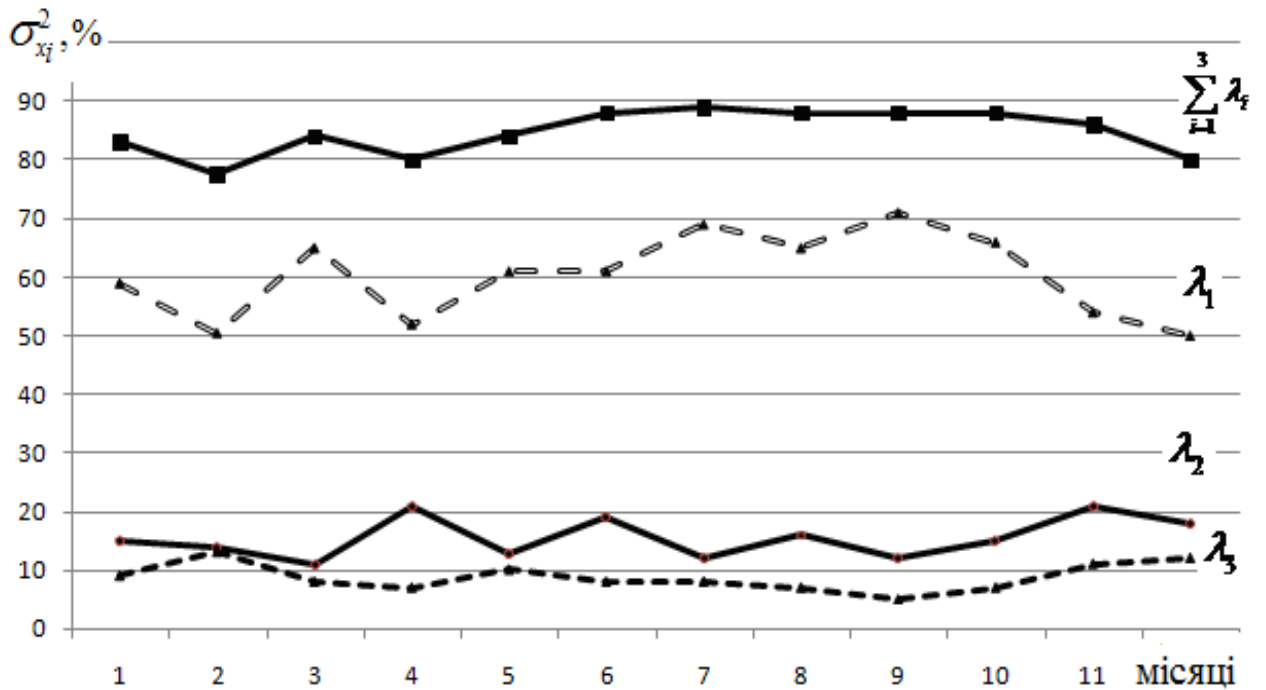


Рис. 2.4 – Річний хід дисперсій (власних значень матриці коваріацій) полів  
атмосферного тиску в регіоні №2

На відміну від зазначених особливостей річного ходу перших двох дисперсій головних компонент у екваторіально-тропічному поясі (регіони

№1 і №2), які характеризують у визначній мірі розвиток великомасштабних процесів у зоні Ель-Ніньо, дисперсії перших двох головних компонент у середніх й низьких широтах дають майже не змінний протягом року сумарний внесок, за винятком дисперсій першої головної компоненти атмосферного тиску у регіоні №3, які мають незначний максимум також у жовтні (рис. 2.6).

Пояснити це можна тим, що описані вище особливості перебудови атмосферного тиску у регіонах №1 і №2, не могли сказатися й на структурі поля тиску у зоні помірних широт Південного Тихого океану.

Перша головна компонента полів атмосферного тиску й приводної температури повітря у регіоні №3 характеризує інтенсивність бароклінності в атмосфері, яка формується при взаємодії Антарктиди й омиваючим її Південним океаном. Як свідчать рисунки 2.5, 2.6, найбільші значення дисперсій перших головних компонент як полів тиску, так і полів температури, припадає на зимовий період й перехідні сезони.

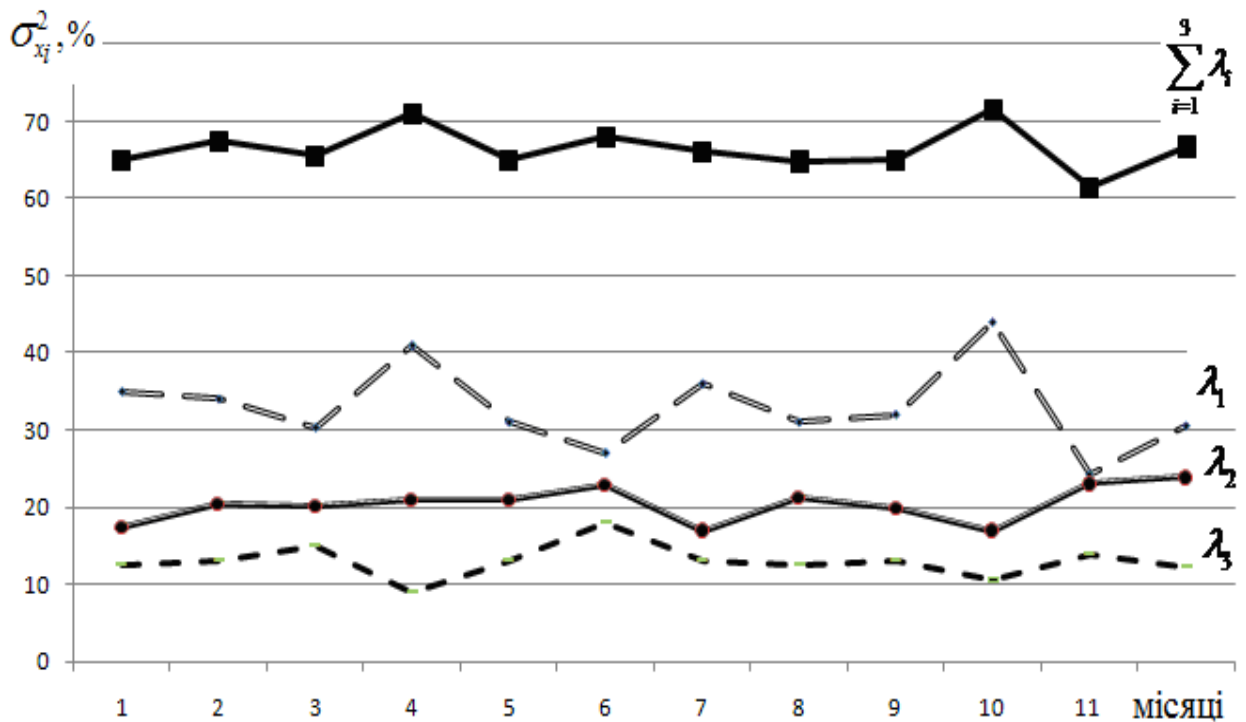


Рис. 2.5 – Річний хід дисперсій (власних значень матриці коваріацій) полів приводної температури повітря в регіоні №3

Річний хід дисперсій другої і третьої головних компонент, які відносяться до складових полів температури і тиску меншого масштабу, тобто вихрової компоненти, є досить рівномірним.

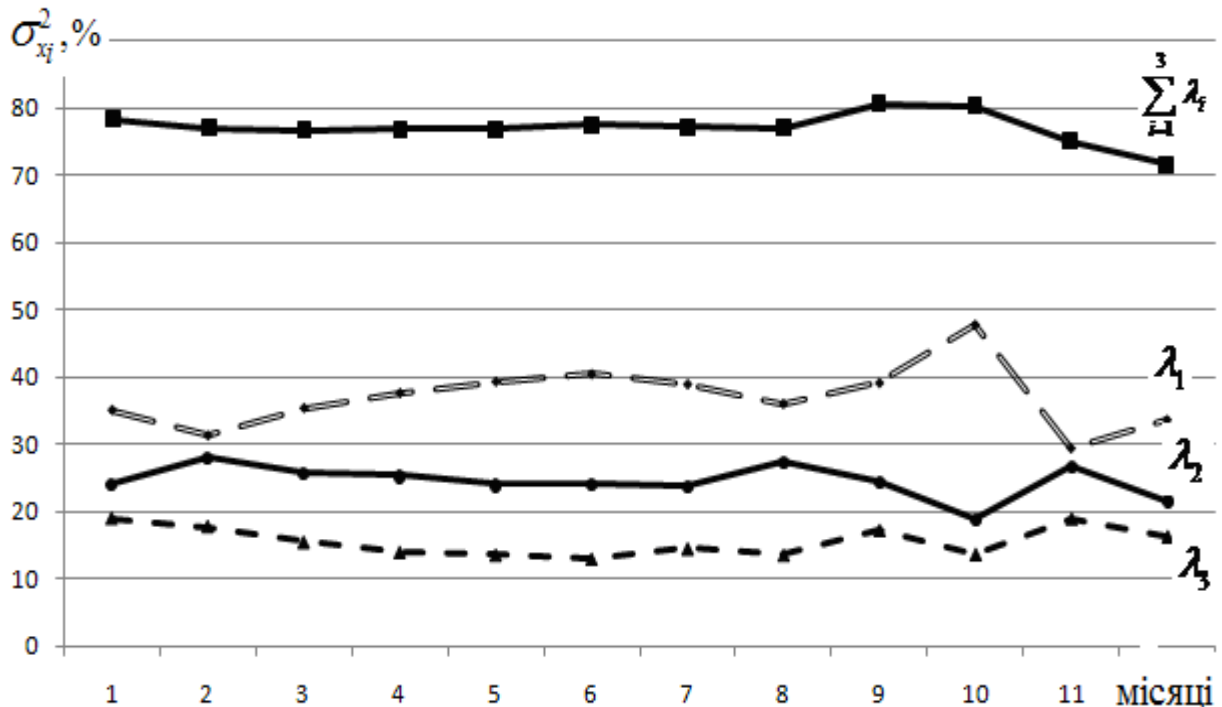


Рис. 2.6 – Річний хід дисперсій (власних значень матриці коваріацій) полів атмосферного тиску в регіоні №3

У неоднорідному за складом підстильної поверхні регіону №4, який в основному є південною частиною Південного Атлантичного океану, річний хід дисперсій головних компонент приземних атмосферного тиску й температури повітря більш складний, ніж у третьому регіоні. Як видно на рисунках 2.7, 2.8, найбільші значення дисперсій перших головних компонент полів атмосферного тиску та температури спостерігаються у місяці перехідних сезонів і в літні місяці, коли великий вплив на структуру цих полів здійснює Південно-Американський континент.

Дисперсії других головних компонент, які характеризують вихрову компоненту полів тиску, мають найбільші значення у холодний період року,

коли в акваторіях морів Росса й Беллінсгаузена інтенсифікується циклонічна діяльність.

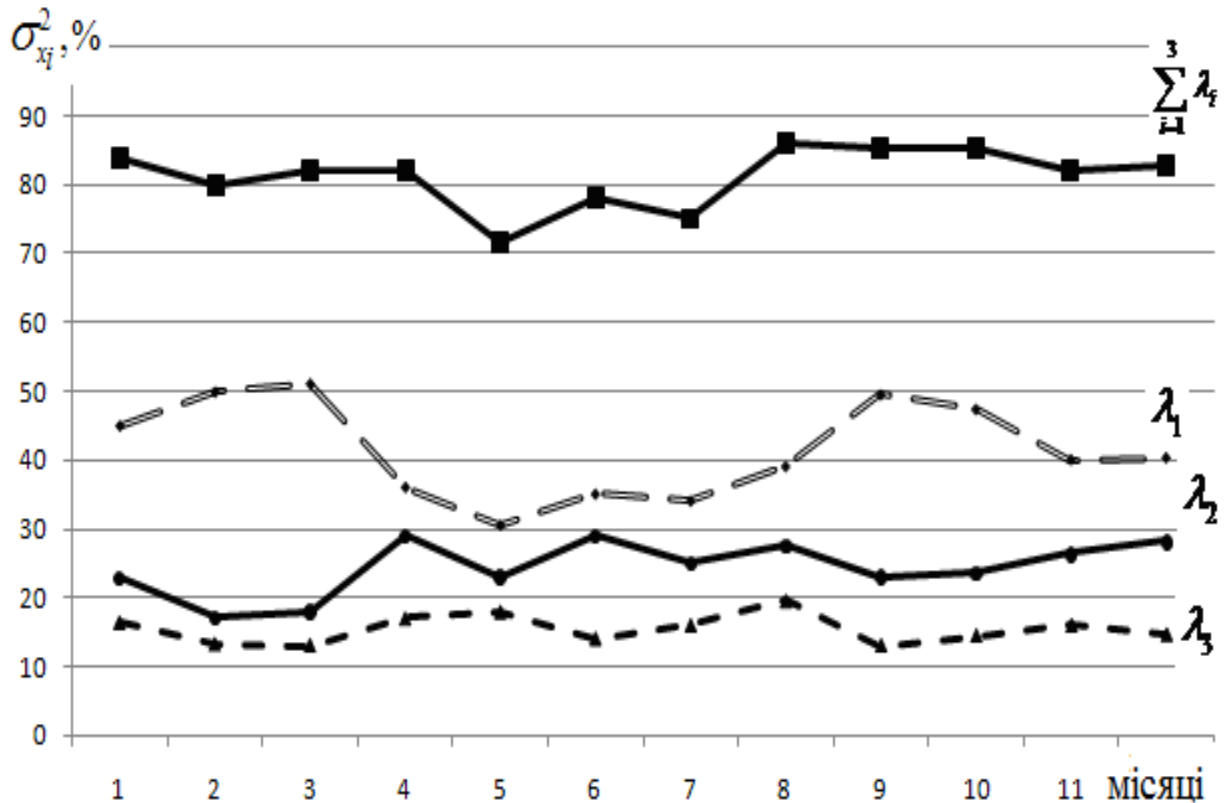


Рис. 2.7 – Річний хід дисперсій (власних значень матриці коваріацій) полів атмосферного тиску у регіоні №4

Дисперсії головних компонент полів температури у цьому регіоні мають суттєві відмінності порівняно з річним розподілом їх у регіоні №3. Дисперсії першої і другої головної компонент мають найбільші значення у холодний період року. У цей період року сума перших двох головних компонент досягає 70-80% від сумарної дисперсії полів температури повітря.

Є підстави вважати, що велике значення дисперсії першої головної компоненти з квітня по листопад обумовлюється в великій мірі збільшенням площі морського льоду і переміщенням його межі на північ [42, 45, 55].

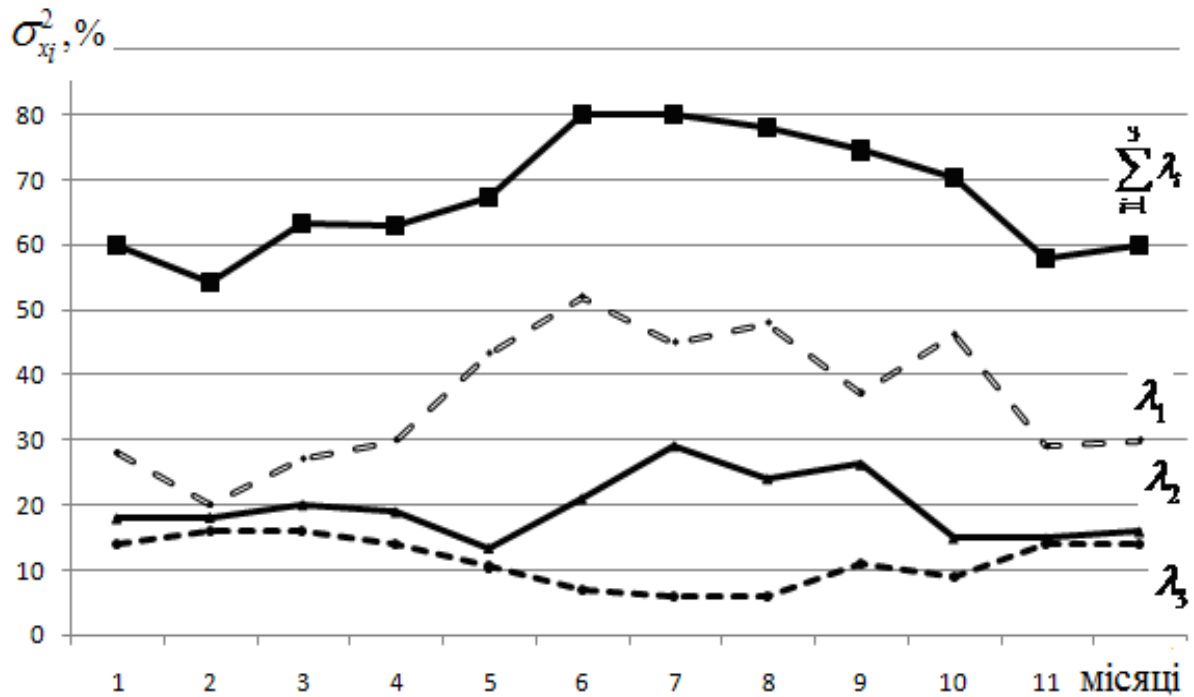


Рис. 2.8 – Річний хід дисперсій (власних значень матриці коваріацій) полів приводної температури повітря в регіоні №4

Збільшення у зимові місяці значень дисперсії другої головної компоненти полів температури можна пояснити впливом вихрової складової поля вітру, що підтверджується структурою другої компоненти поля тиску.

### 2.2.2. Власні вектори метеорологічних полів

Кожному власному значенню, яке має сутність дисперсії відповідної ортогональної компоненти, можна поставити у відповідність власний вектор, компоненти якого, у загальному розумінні є розв'язками системи неоднорідних лінійних алгебраїчних рівнянь при відповідному власному значенні.

Кожний власний вектор, оскільки його координата є функцією географічних координат, можна представити у формі поля. Саме тому власні вектори деякі дослідники називають природними або емпіричними ортогональними функціями (е.о.ф) [26] .

Розглянемо структуру цих полів для центральних місяців літнього і зимового сезонів (відповідні поля для інших місяців року приводяться у додатку А). Оскільки кожний власний вектор розраховується для відповідного власного значення, а останні мають сенс дисперсії ортогональних координат, характеризуючи особливості структури метеорологічних полів, то власні вектори також утримують у собі основні властивості цих полів.

Більша частина сумарної дисперсії вихідних полів приземного атмосферного тиску й температури повітря обумовлюється першими двома власними значеннями, основна інформація про їх структуру утримується у перших двох власних векторах. Тому розглянемо характеристики полів цих векторів (емпіричних ортогональних функцій).

Поля перших власних векторів полів температури повітря у регіоні №1 у центральні місяці літа та зими, наприклад, представлені на рисунках 2.9, 2.10.

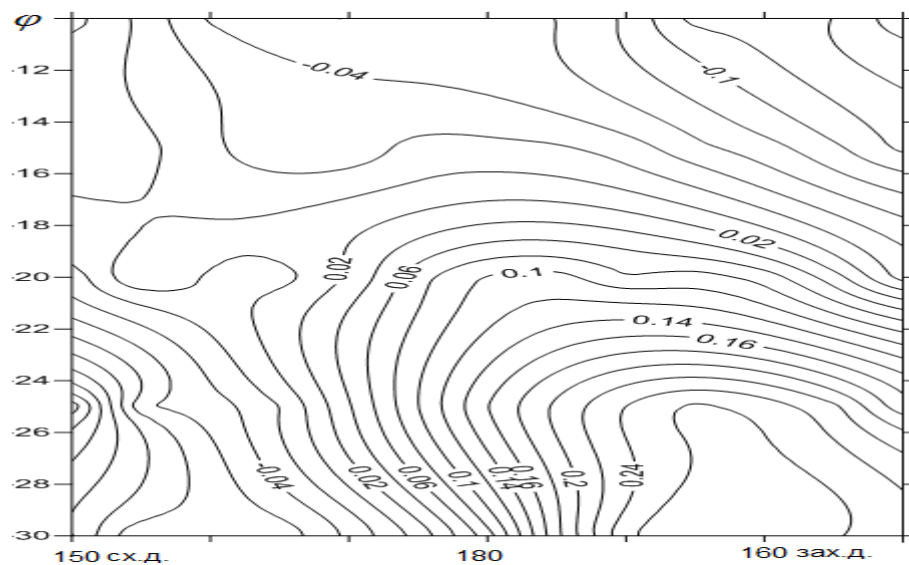


Рис. 2.9 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря в січні, регіон №1

Видно, що і у січні, і у липні воно має характер пучності з центром біля південно-східної межі регіону й віссю з напрямком на північний захід. Цей напрямок збігається з напрямком розповсюдження вказаної на рисунку 1.2 течії теплих поверхневих вод, від яких, головним чином, залежить температура приводного повітря. Особливо рельєфно ця зона проявляється в холодну половину року.

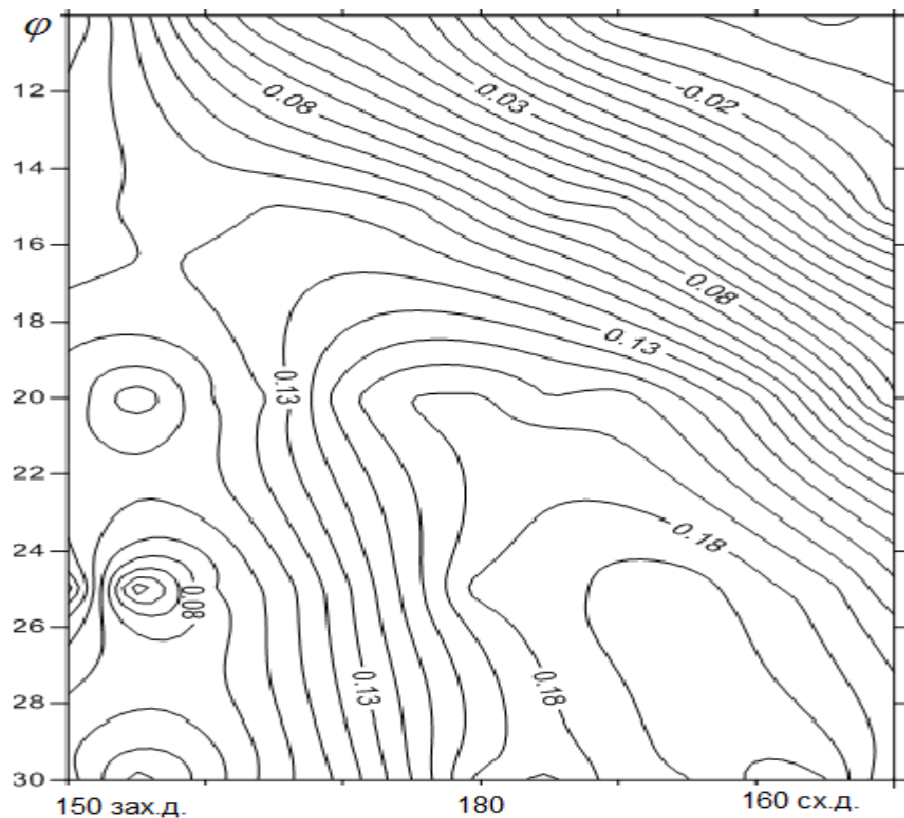


Рис. 2.10 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря в липні, регіон №1

Аналогічну структуру мають і поля першого власного вектора полів атмосферного тиску (рис. 2.11, 2.12) з тією лише різницею, що центр максимуму пересувається на довготу  $170^{\circ}$ - $180^{\circ}$  зах.д., що відповідає положенню центру Південного Тихоокеанського максимуму.

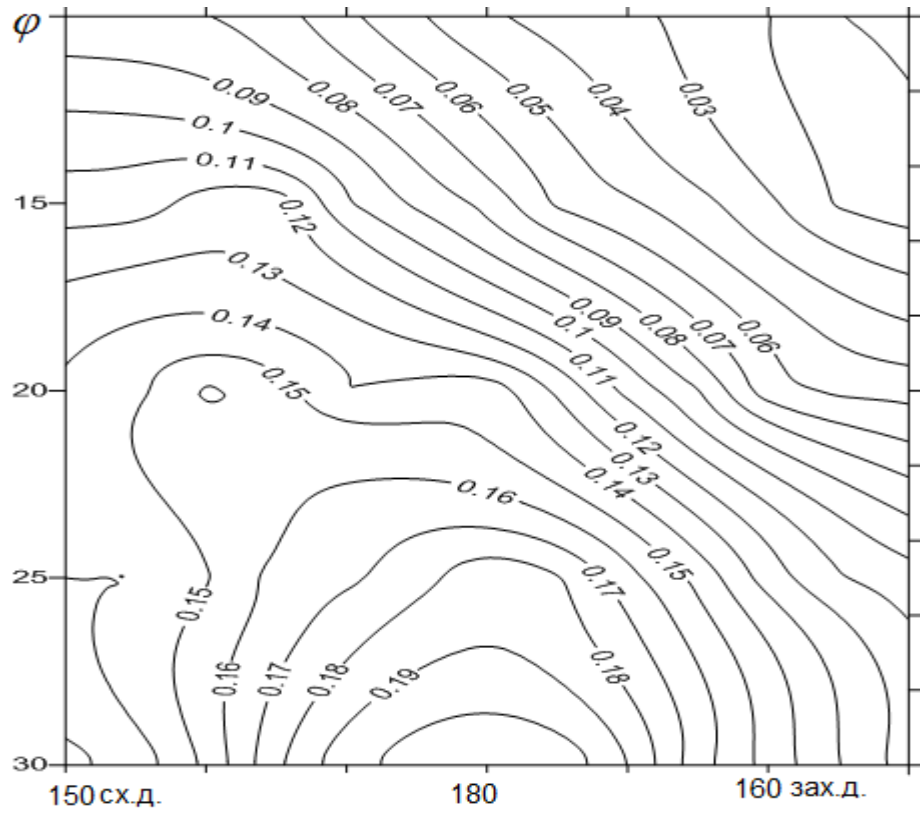


Рис. 2.11 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску в січні, регіон №1

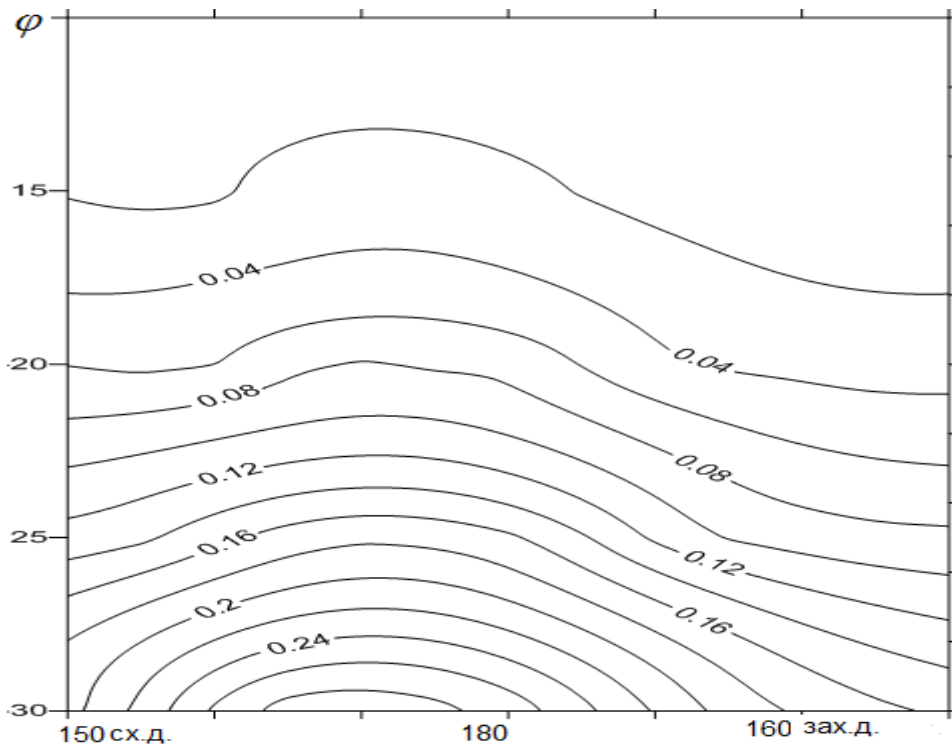


Рис. 2.12 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску в липні, регіон №1



У другому регіоні поля першого власного вектора полів приводної температури повітря значно відрізняються від полів відповідного власного вектора у регіоні №1 (рис. 2.13). Якщо в регіоні №1 вони мають вид однієї пучності з гребенем, то в регіоні №2 - двоцентрову хвильову структуру з пучностями координати яких відповідають  $130^{\circ}$ - $140^{\circ}$  зах.д. й котловинами біля Південно-Американського континенту.

Якщо влітку східну котловину маскує ефект прогрівання континенту, то в зимові місяці котловина з улоговиною проявляється більш чітко (рис. 2.14). Чинником цього є, мабуть, охолодження континенту, а також більш виразний вплив Перуанський холодної течії.

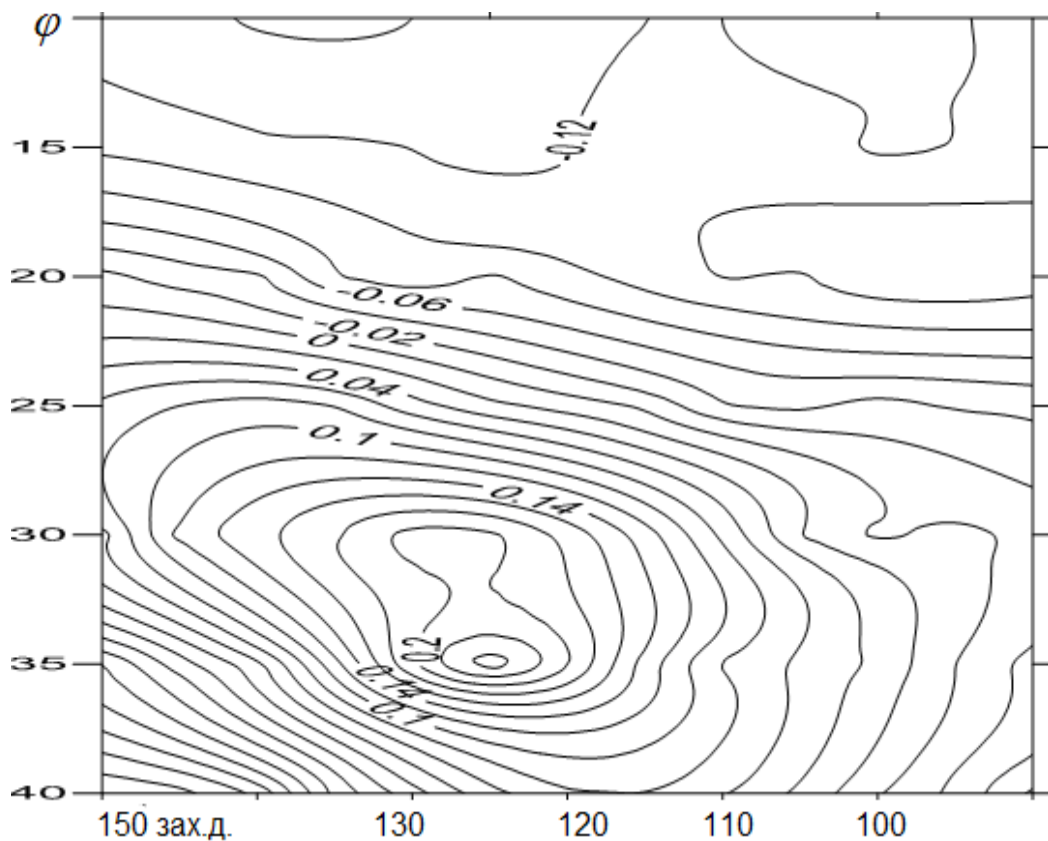


Рис. 2.13 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря в січні, регіон №2

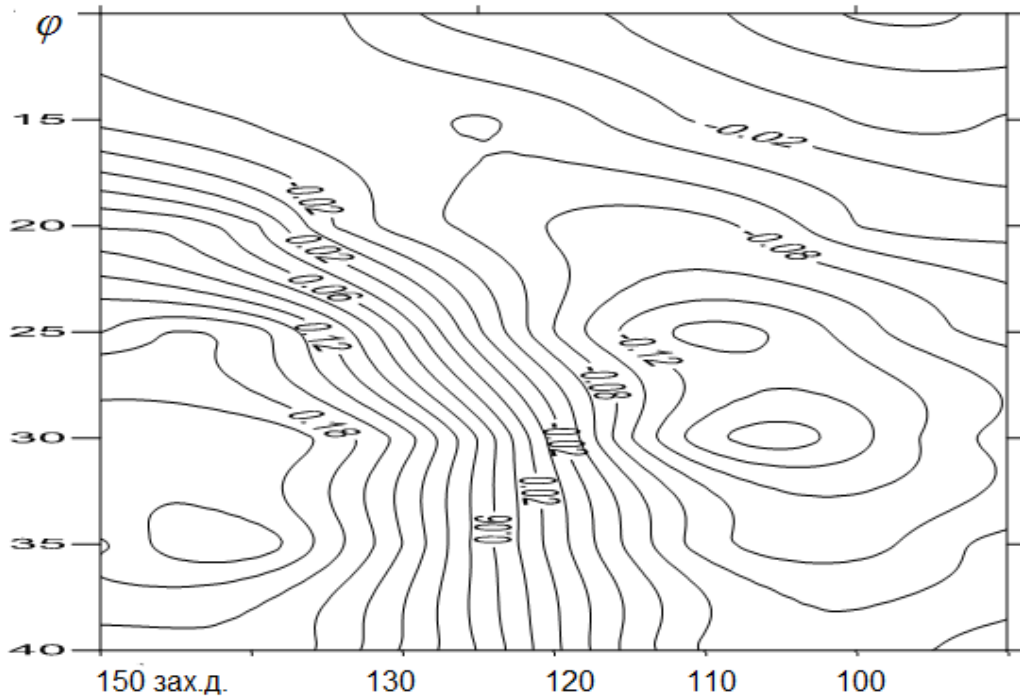


Рис. 2.14 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря в липні, регіон №2

Поля першого власного вектора полів тиску у другому регіоні мають подібну структуру з відповідними полями у регіоні №1 (рис. 2.15, 2.16).

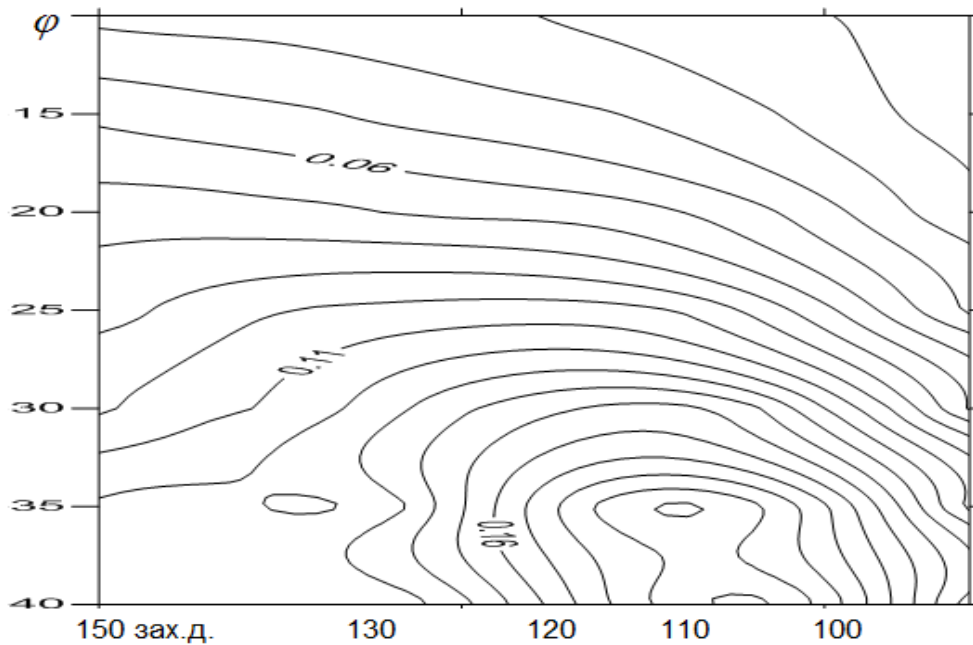


Рис. 2.15 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску в січні, регіон №2

Це свідчить, що вони мають однаковий характер найбільш великомасштабних процесів, які обумовлюють їх структуру в цих регіонах.

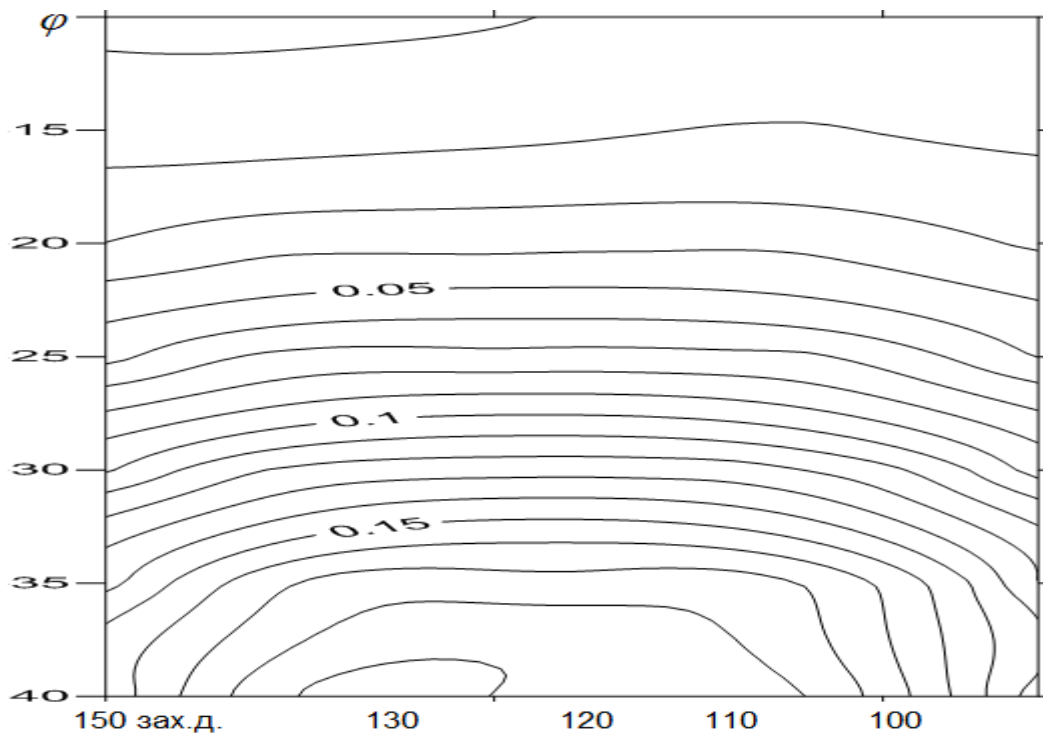


Рис. 2.16 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску в липні, регіон №2

Від структури полів першого власного вектора температури в регіонах №1 і №2 суттєво відрізняється структура полів першого власного вектора у регіоні №3, особливо у січні (рис. 2.17). Зона підвищених значень цієї емпіричної ортогональної функції майже співпадає з положенням вісі потоку теплих океанічних вод (рис. 1.2), у той час, як на східній ділянці розташовується котловина значень цієї функції (рис. 2.17).

Як зазначається у роботі [41], саме у цьому місці акваторії Південного Тихого океану відбувається розділення західно-східної струминної течії на дві частини: одна з них має південно-східний напрямок в сторону протоки Дрейка, друга направлена на північний схід у бік Південно-Американського континенту. У місяці холодної половини року (рис. 2.18) котловина не має таку виразну структуру, а її вісь переміщується у бік східної частини регіону, тобто до континенту.

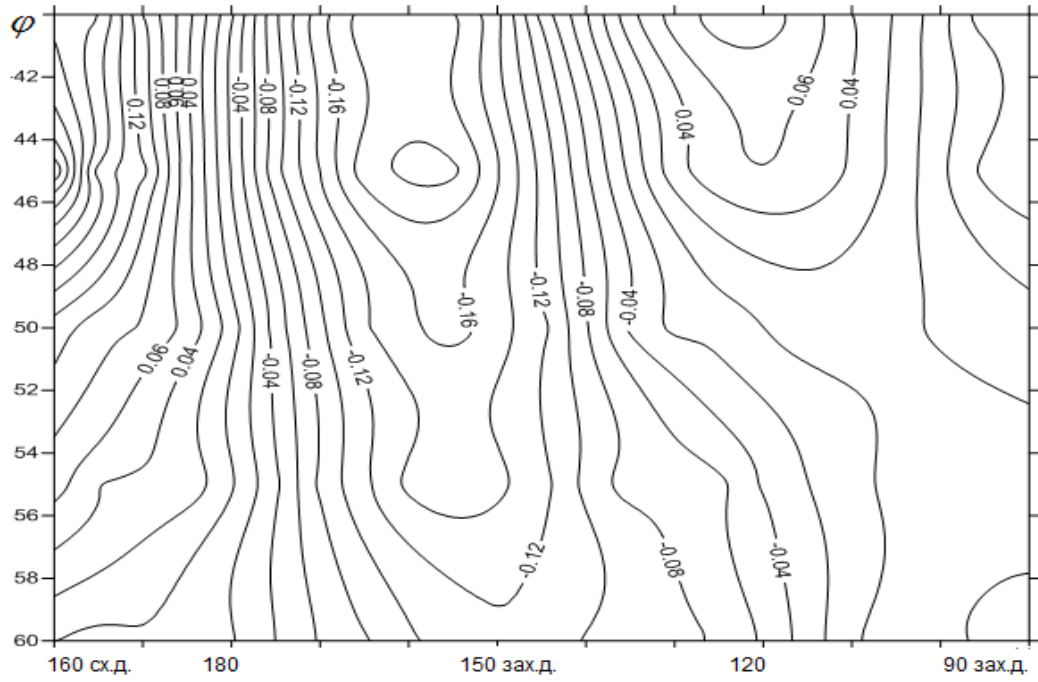


Рис. 2.17 – Поле першого власного вектора привідної температури повітря в січні, регіон №3

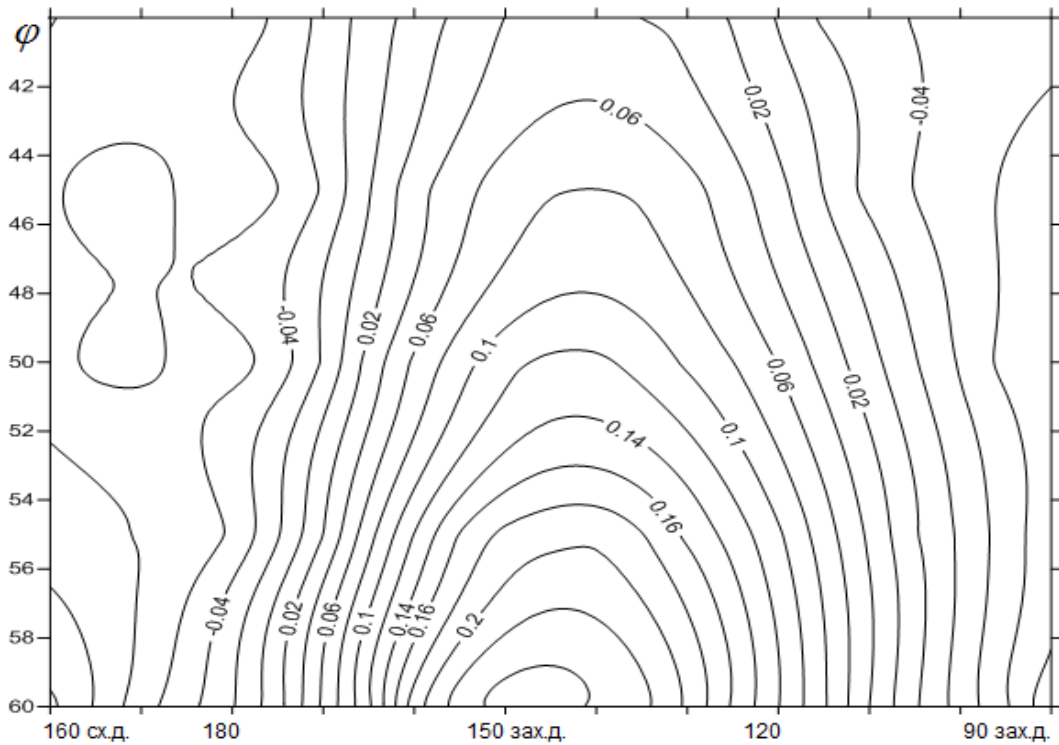


Рис. 2.18 – Поле першого власного вектора привідної температури повітря в липні, регіон №3

Поля першого власного вектора (першої емпіричної ортогональної функції) атмосферного тиску добре узгоджуються з відповідними полями для температури у цьому регіоні. Влітку він має однорідну структуру у вигляді пучності, що обумовлюється положенням центру й інтенсивністю Південного Тихоокеанського максимуму (рис. 2.19).

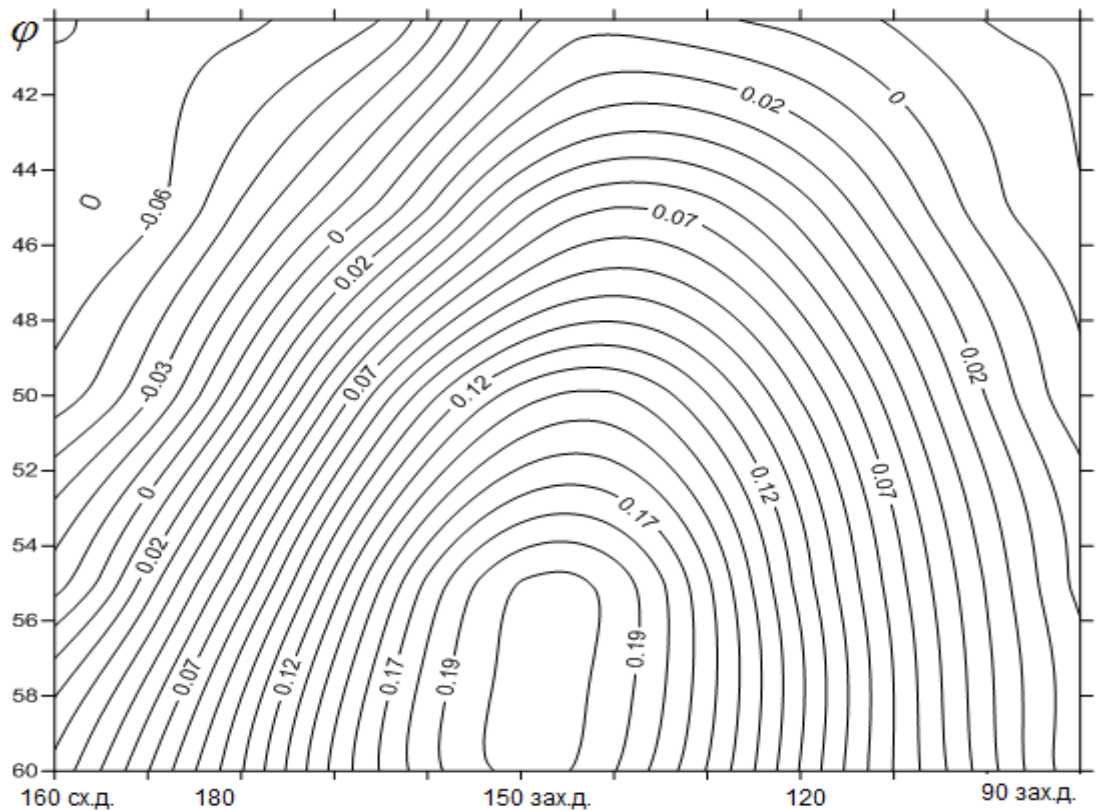


Рис. 2.19 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску в січні, регіон №3

У той час, як у зимові місяці, як відомо, інтенсивність цього баричного утворення послаблюється, центр його пересувається на схід і більш рельєфно окреслюється улоговина між Тихоокеанським й Індійським максимумами у Південній півкулі (рис. 2.20).

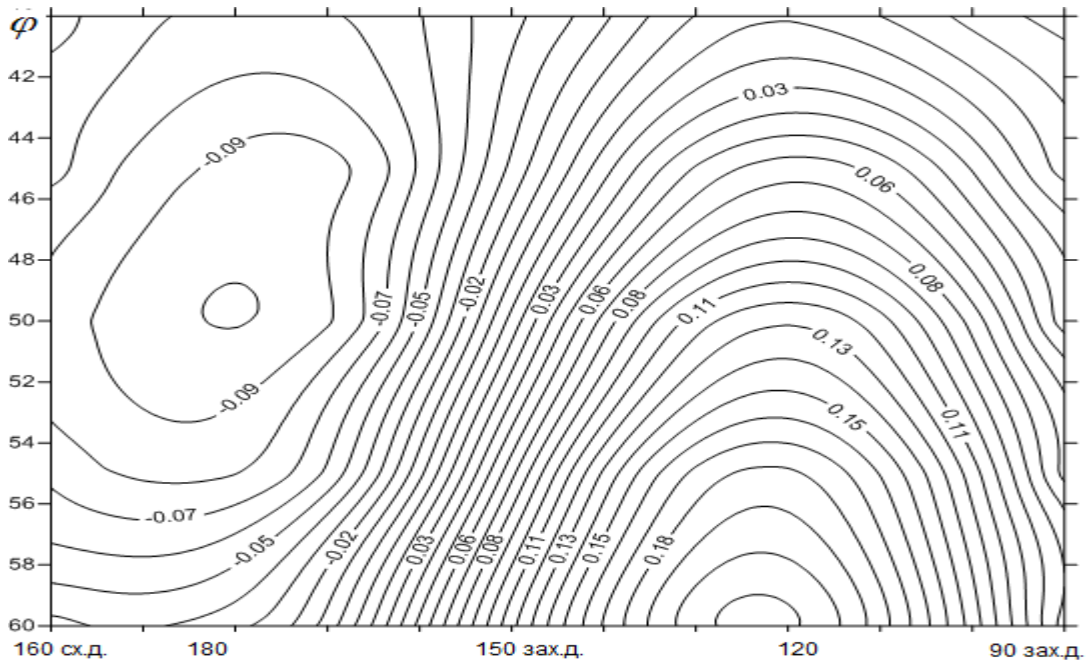


Рис. 2.20 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску в липні, регіон №3

Поле першого вектора полів приводної температури повітря у регіоні №4 (рис. 2.21) також добре пояснюється кліматоутворювальними процесами, які впливають на формування особливостей полів температури у цьому регіоні.

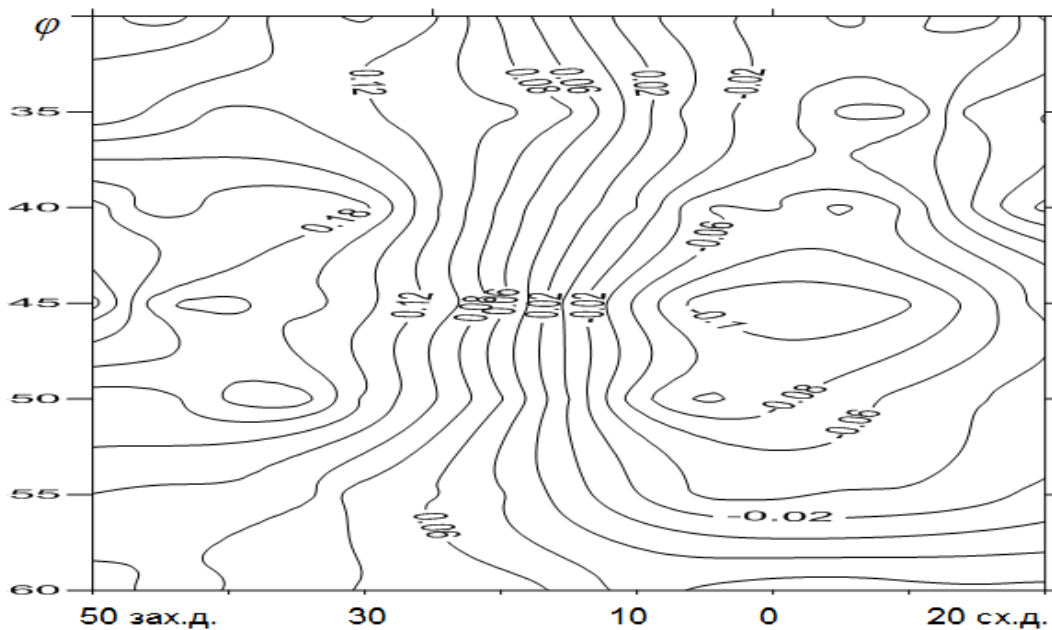


Рис. 2.21 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря в січні, регіон №4

Влітку (рис. 2.21) область максимуму (пучність) з гребенем у північно-східному напрямку обумовлюється, по-перше, впливом відносно теплої Південно-Американського континенту і, по-друге, поверненням на північний схід регіону №4 струму відносно теплої океанічної води. Переміщення котловини з улоговиною на північ у східній частині четвертого регіону пояснюється впливом земель Антарктичного континенту й пакового льоду.

У зимові місяці вплив Антарктиди на формування полів приводної температури повітря суттєво збільшується, що відбивається на формуванні поля першого власного вектора (рис. 2.22).

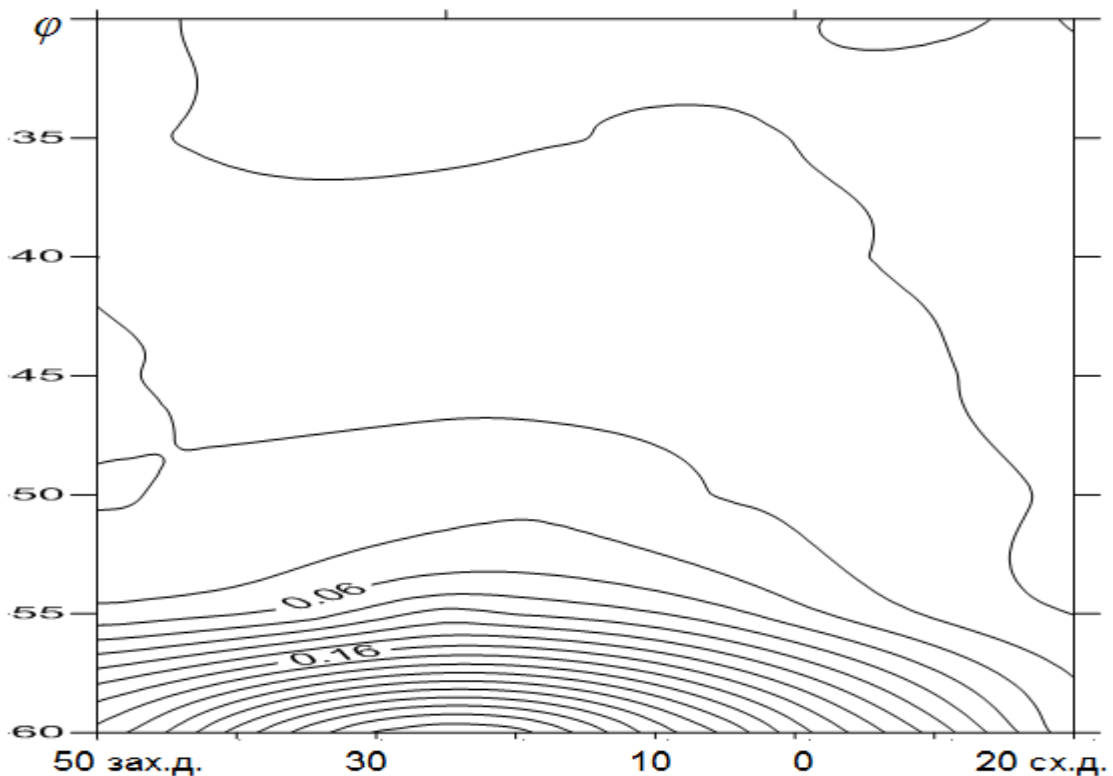


Рис. 2.22 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря в липні, регіон №4

Характер полів емпіричних ортогональних функцій атмосферного тиску також можна пояснити відповідними сезонними властивостями підстильної поверхні й великомасштабними атмосферними процесами.

Влітку (рис. 2.23) однорідність цього поля з добре вираженою пучністю обумовлюється кліматичним максимумом Південної півкулі, положення центру якого знаходиться майже там, де розташовується центр пучності поля першої е.о.ф., а максимальна інтенсивність цього баричного утворення приходить саме на теплий період року. У зимовий період (рис. 2.24) утворення котловини з улоговиною у північно-західному напрямку на східній частині регіону визначається, по-перше, впливом на поле тиску Бенгуельської теплої течії, по-друге, Африканським континентом [35, 37, 44, 45, 48].

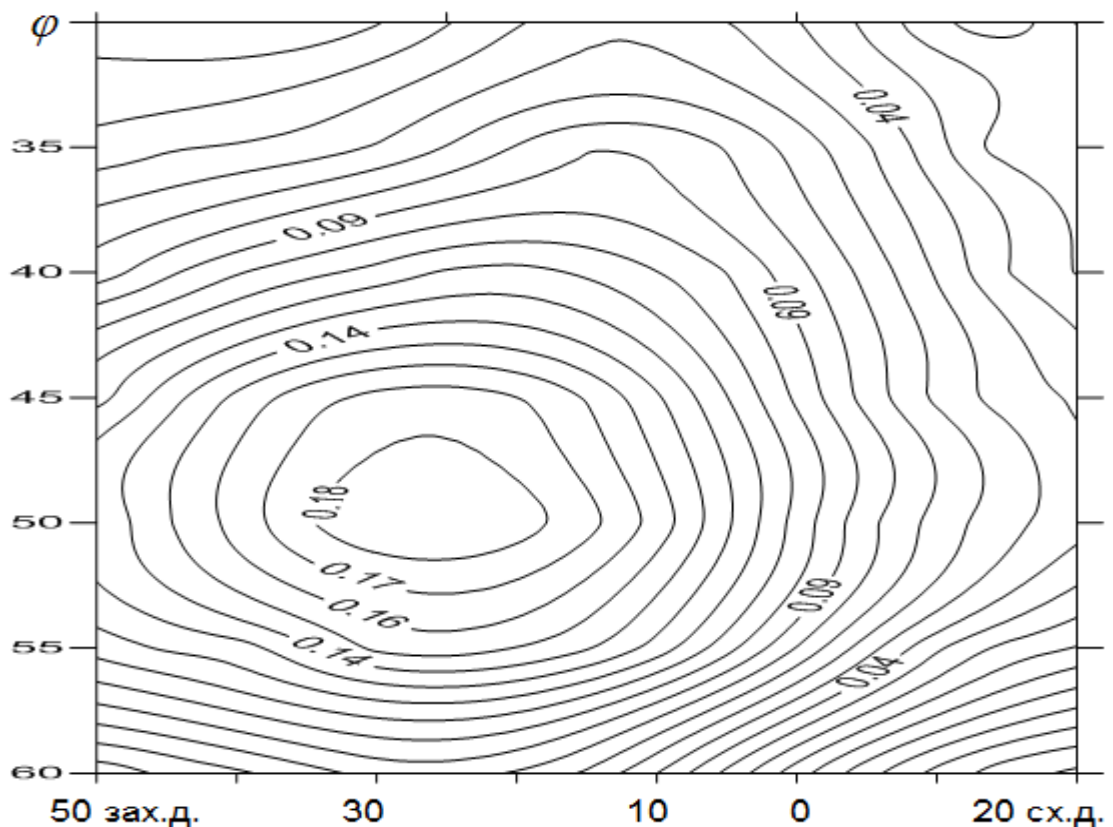


Рис. 2.23 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску в січні, регіон №4

Поля других е.о.ф. суттєво відрізняються за своєю структурою від полів перших е.о.ф. Ці відмінності обумовлюються тим, що дисперсії других головних компонент, яким відповідають поля других е.о.ф., характеризують процеси меншого масштабу, тобто процеси вихрового характеру. Для



прикладу наведемо поля деяких е.о.ф. оскільки різниця від інших таких полів полягає лише в положенні біполярних осередків, які обумовлені саме розглянутими вище характеристиками процесів макромасштабу.

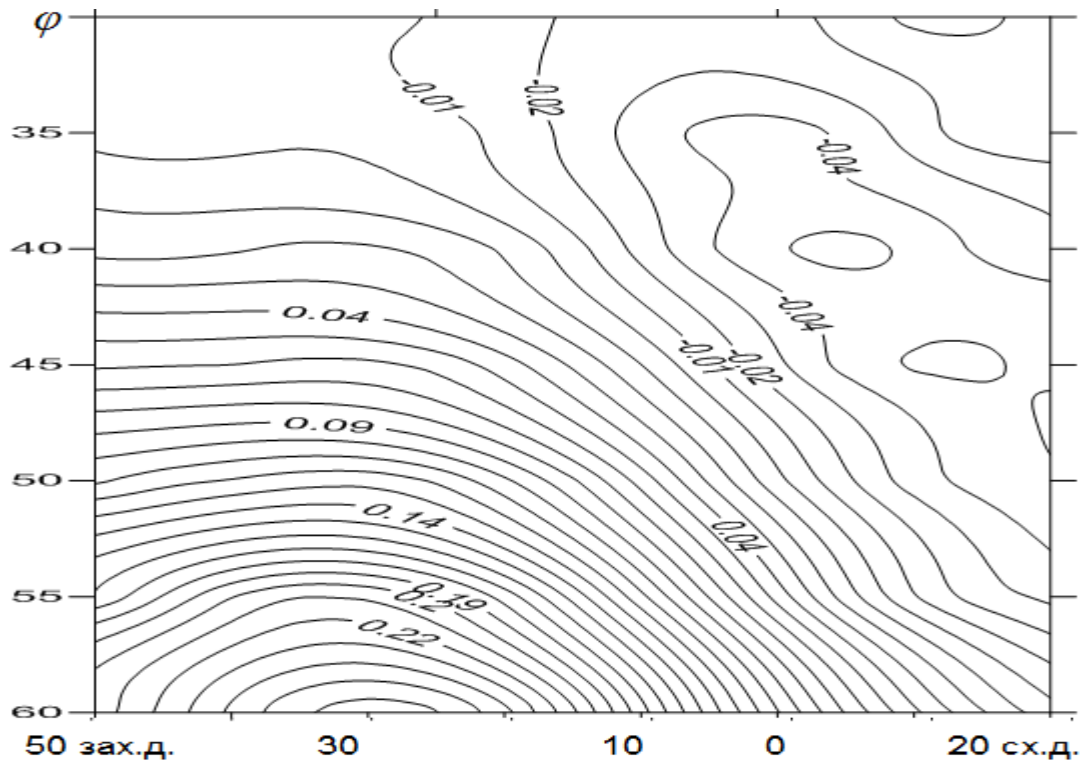


Рис. 2.24 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску в липні, регіон №4

Наприклад на рисунках 2.25-2.30 наводяться поля других е.о.ф. для регіонів №1 і №3. Відповідні поля для інших регіонів знаходяться у додатку А.

На рисунках 2.25, 2.26 представлені поля других е.о.ф. полів температури повітря у першому регіоні для січня і липня. Звертає увагу, що на цих полях положення зон великих градієнтів функцій, які співпадають з напрямком струму теплих поверхневих океанічних вод і переміщенням з регіону №1 хвиль Россбі [33, 41, 69].

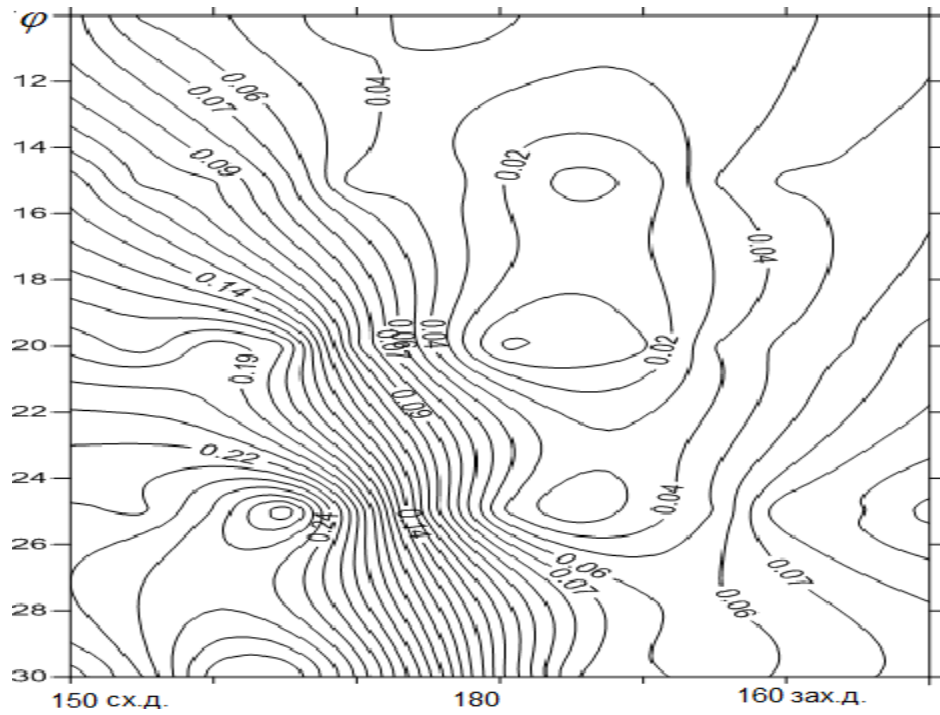


Рис. 2.25 – Поле другого власного вектора приводної температури повітря в січні, регіон №1

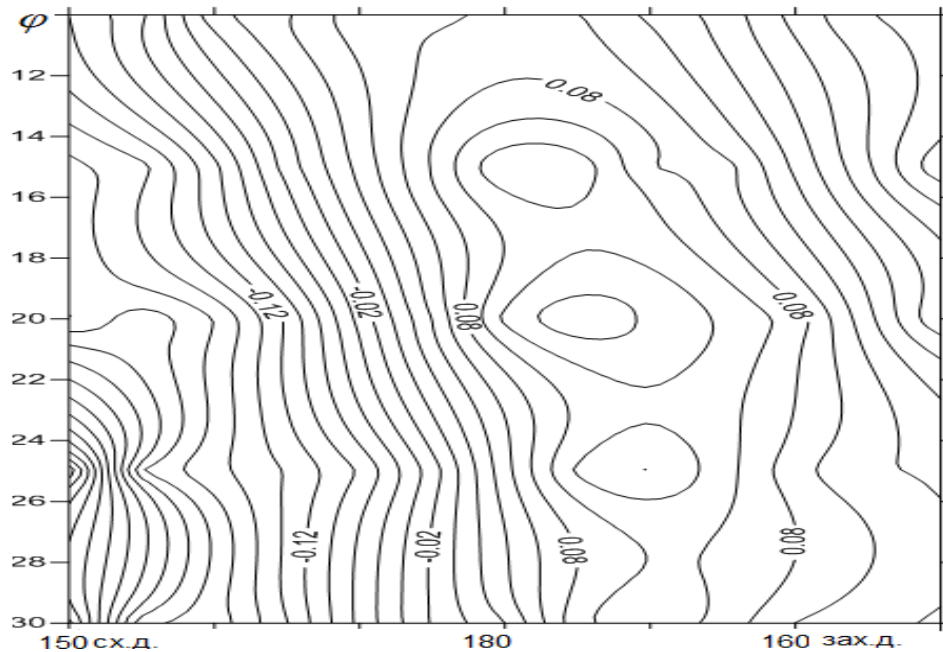


Рис. 2.26 – Поле другого власного вектора приводної температури повітря в липні, регіон №1

Структура полів температури другої е.о.ф. у регіоні №3 добре узгоджується із структурою полів першої е.о.ф. цього регіону. Лише

хвильова структура полів другої е.о.ф. (рис. 2.27, 2.28) має менший просторовий масштаб, який, до речі, узгоджується з масштабом Антарктичних циркумпольних хвиль [31, 61, 62, 74, 75].

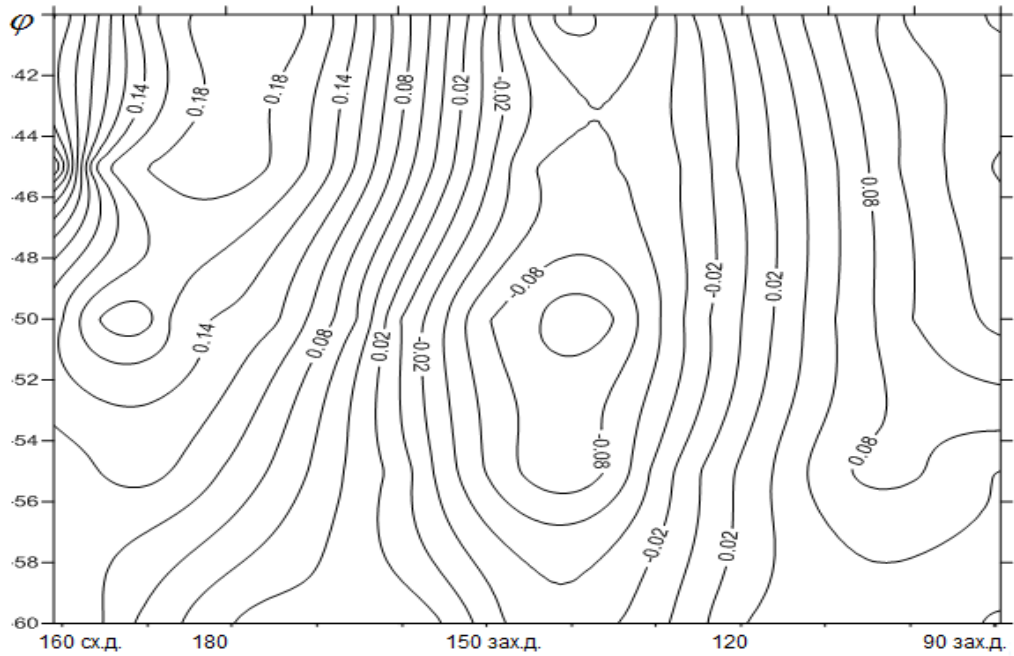


Рис. 2.27 – Поле другого власного вектора приводної температури повітря в січні, регіон №3

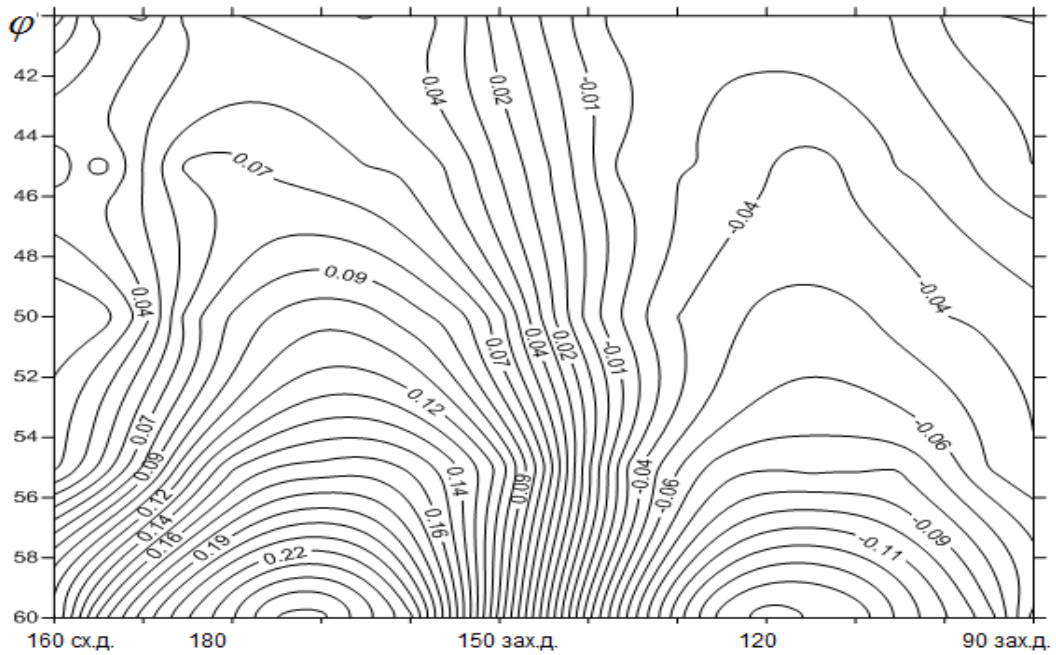


Рис. 2.28 – Поле другого власного вектора приводної температури повітря в липні, регіон №3

Такий же висновок можна зробити із порівняння полів другої е.о.ф. полів атмосферного тиску (рис. 2.29, 2.30) з відповідними полями першої е.о.ф. для цього регіону.

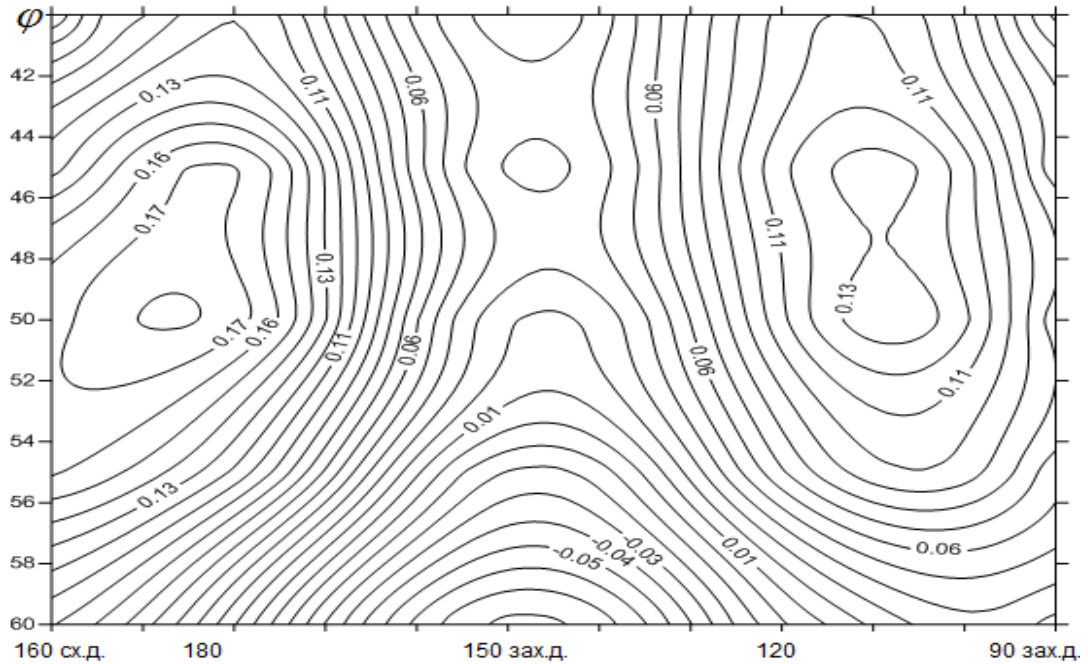


Рис. 2.29 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску в січні, регіон №3

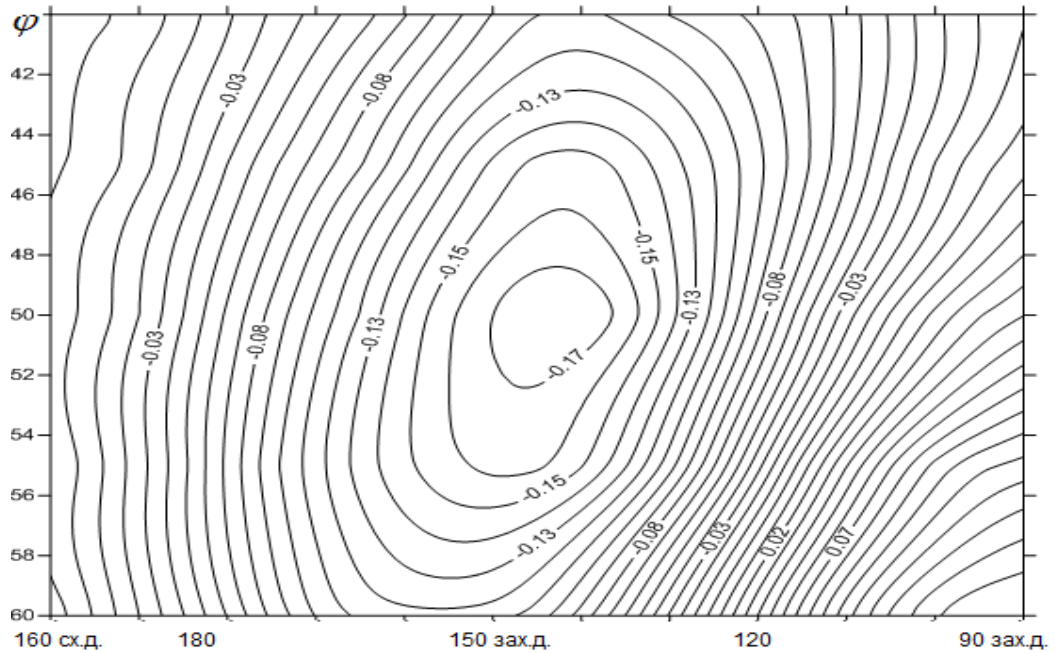


Рис. 2.30 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску в липні, регіон №3

Розглянуті характеристики компонентного аналізу полів приводної температури у комплексі з методами дослідження випадкових функцій є підтвердженням гіпотези [3-5, 53, 67, 71, 75], що у приекваторіальних акваторіях Південного Тихого океану за рахунок інтенсивної вологої конвекції виникають хвилі Россбі, які сприяють утворенню й пересуванню на південний схід струму теплих поверхневих вод. Від цього процесу залежить структура полів приводної температури повітря у приантарктичних акваторіях Південного Тихого і Південного Атлантичного океанів і, як наслідок, інтенсифікація циклонічної діяльності у прилеглих морях Амундсена, Беллінсгаузена, Ведделла.

## Висновки до розділу 2

1. Компонентний аналіз полів приводної температури повітря й атмосферного тиску показав, що для кожного з регіонів більш ніж 70% сумарної дисперсії вихідних полів вичерпують перші два власні значення. Отже основні великомасштабні особливості зазначених метеорологічних полів описують перші дві головні компоненти.
2. Характер полів перших емпіричних ортогональних функцій атмосферного тиску й температурі повітря обумовлюється відповідними сезонними властивостями підстильної поверхні й великомасштабними атмосферними процесами.
3. Поля других емпіричних ортогональних функцій суттєво відрізняються за своєю структурою від полів перших емпіричних ортогональних функцій. Ці відмінності обумовлюються тим, що дисперсії других головних компонент, яким відповідають поля других е.о.ф., характеризують процеси меншого масштабу, тобто процеси вихрового характеру.

## РОЗДІЛ 3

## ЧАСОВІ РЯДИ ГОЛОВНИХ КОМПОНЕНТ АТМОСФЕРНОГО ТИСКУ Й ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ

### 3.1 Методи дослідження статистичної головних компонент полів приводної температури й атмосферного тиску

Часові ряди головних компонент полів температури й атмосферного тиску є випадковими процесами, у яких неможливо на перший погляд виявити приховані трендову й періодичну компоненти. Наприклад, на рисунку 3.1 зображений вихідний часовий ряд першої головної компоненти температури повітря у регіоні №1 (інші наводяться у додатках).

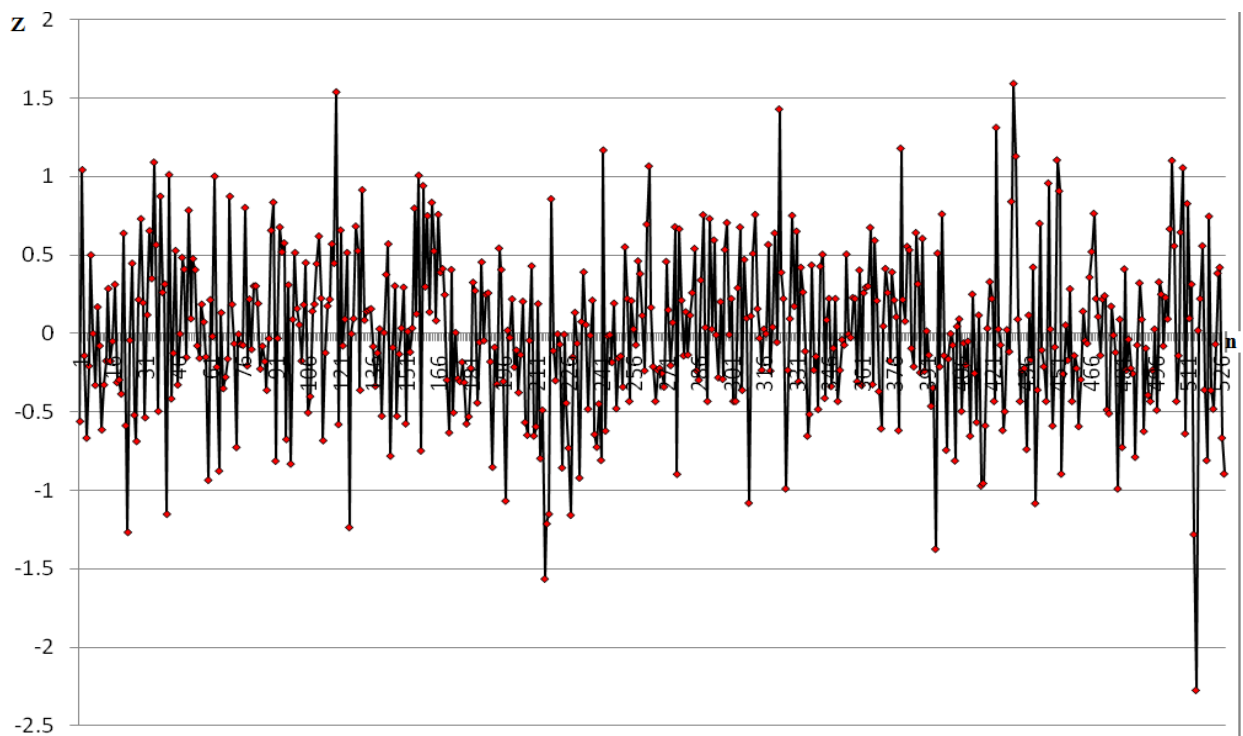


Рис. 3.1 – Часовий ряд першої головної компоненти приводної температури за період 1958 - 2002 рр.

Однак, зазначені складові випадкових процесів можуть бути виявлені шляхом застосування математичних фільтрів. У випадковому процесі, як правило, приховані періодичні складові замасковуються накладеною на них флуктуаційною компонентою. Тому перш за все, розглянемо за допомогою перетворення Фур'є, які статистично значущі періодичності утримуються в випадкових процесах, що досліджуються, а саме у першій й другій головних компонентах полів температури й атмосферного тиску у кожному з регіонів. Для обмеженої на інтервалі  $-\tau \leq t \leq \tau$  вихідної функції перетворення Фур'є має вид [26]

$$F_{\tau}(i\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} Z_i(t) e^{-i\omega t} dt, \quad (3.1)$$

Якщо від експоненти у підінтегральній функції перейти до формули Ейлера, то отримуємо

$$F_{\tau}(i\omega) = u(\omega) - i\nu(\omega). \quad (3.2)$$

де

$$u(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} Z_i(t) \cos \omega t dt, \quad (3.3)$$

$$\nu(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} Z_i(t) \sin \omega t dt. \quad (3.4)$$

Функції (3.3) і (3.4) на частотах  $\omega_k$  характеризуються різко означеними сплесками. Оскільки, амплітуда  $A(\omega_k)$  суперпозиції гармонік

$$Z(t) = \sum_{k=1}^{\infty} A_k \sin(\omega_k t + \varphi_k), \quad (3.5)$$

визначаються функціями (3.3) і (3.4) за допомогою рівняння

$$A(\omega_k) = \left[ u^2(\omega_k) + v^2(\omega_k) \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (3.6)$$

вона також має вид процесу із значними сплесками на тих частотах, де мають місце сплески функцій (3.3) і (3.4). Залежність (3.6) називається амплітудно-частотною характеристикою процесу  $Z(t)$ . Наприклад на рисунках 3.2, 3.3 представлені амплітудно-частотні характеристики часових рядів, що відповідають першій головній компоненті атмосферного тиску у секторі №3 і №4 (інші наводяться у додатках). Алгоритм, представлений рівняннями (3.3), (3.4) і (3.6), удосконалюється введенням у підінтегральну функцію коректуючого «вікна Гіббса»

$$g(t) = \frac{\sin \frac{\pi t}{\tau}}{\frac{2t}{\tau}} \quad (3.7)$$

з метою зменшення впливу кінцевих значень вихідної функції на результати фільтрації функції  $Z_i(t)$ . Таким чином, дійсна й умовна частина рівності (3.2), визначається формулами

$$u(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} g(t) Z(t) \cos \omega t dt, \quad (3.8)$$

$$v(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} g(t) Z(t) \sin \omega t dt. \quad (3.9)$$



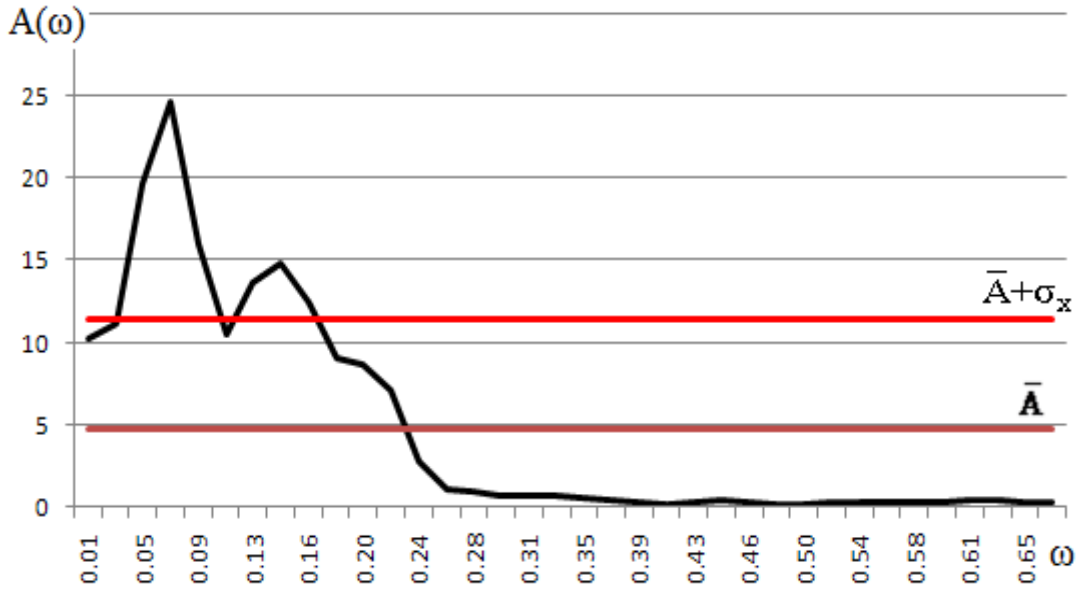


Рис. 3.2 – Амплітудно – частотна характеристика для часового ряду першої головної компоненти  $Z_1(p)$  атмосферного тиску (регіон №3)

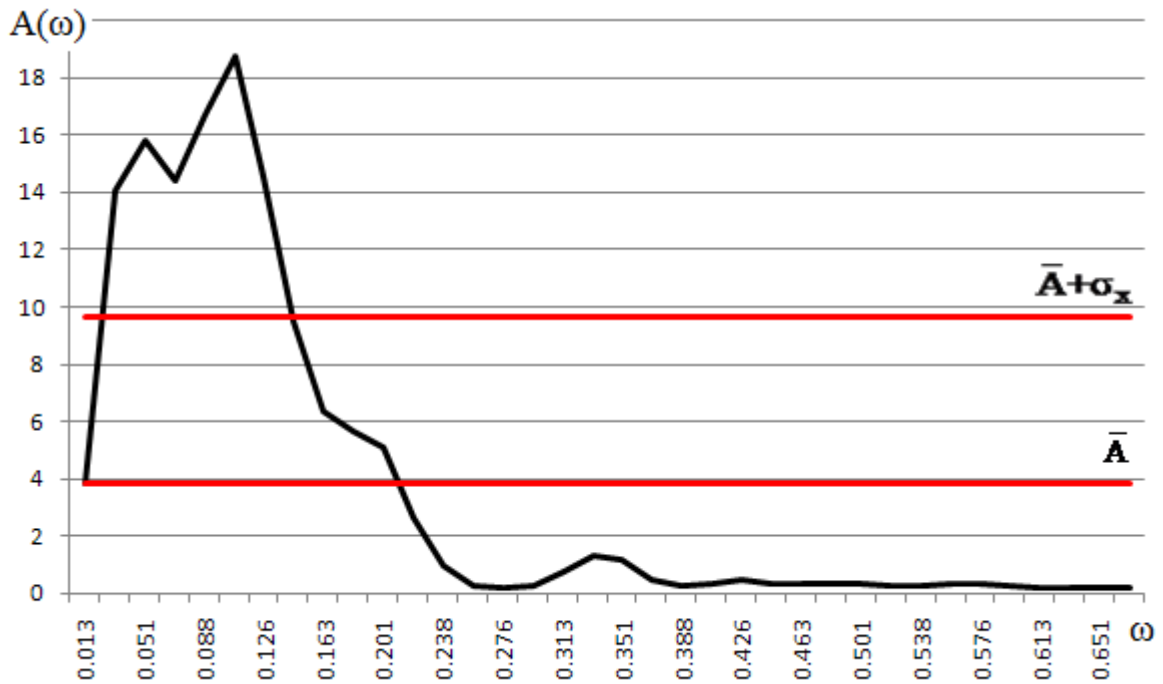


Рис. 3.3 – Амплітудно – частотна характеристика для часового ряду першої головної компоненти  $Z_1(p)$  атмосферного тиску (регіон №4)

Фазовий зсув для  $k$ -тої простої гармоніки визначається простим співвідношенням

$$\varphi_k = \operatorname{arctg} \frac{u(\omega_k)}{v(\omega_k)}. \quad (3.10)$$

Якщо прийняти гіпотезу про те, що амплітуди (3.6) підпорядковуються нормальному закону розподілу ймовірностей, то можна зробити висновок, що достовірними є періодичності з частотою  $\omega_k$ , амплітуди яких з імовірністю  $p=0.68$ , амплітуди яких перевищують значення  $\bar{A} + \sigma_a$ , де  $\sigma_a$  – середнє квадратичне відхилення амплітуд.

Інтеграли (3.8-3.9) розраховувались за методом парабол. Визначення періодичностей за допомогою метода, який базується на перетворенні Фур'є, не дозволяє отримати трендову та випадкову компоненти у вихідному часовому ряді. Тому у подальшому застосовується ковзне осереднення на основі косинус-фільтра [1].

$$Z(t_k) = \frac{1}{l} \sum_{i=k-l/2}^{k+l/2} \alpha_i Z(t_i), \quad (3.11)$$

де

$$\alpha_i = 1 + \cos \frac{2\pi(k-i)}{l}. \quad (3.12)$$

$$k = 1 + \frac{l}{2}; 2 + \frac{l}{2}; \dots; N' + \frac{l}{2}; \quad N' = N - l + 1.$$

Результат фільтрації залежить від довжини відрізка осереднення. Якщо він малий, то фільтр є дуже чутливим, але має малі фільтруючі якості. Навпаки, при великому об'ємі визначення функції чутливість фільтра мала, але він стає дуже жорстким. У першому випадку частина випадкової компоненти переходить у відфільтрований ряд, створюючи мало достовірні особливості детермінованої основи процесу. У другому випадку відфільтровується частина періодичностей, яка переходить до випадкової

компоненти. Розв'язок цього протиріччя полягає у наступному [1]: по-перше, довжина відрізка згладження повинна відповідати періодичності, яка має місце у процесі, що досліджується; по-друге, вибір цієї періодичності залежить від дослідника які періодичності він бажає залишити у детермінованій складовій процесу.

### 3.2. Періодичності у часових рядах головних компонент

Часові ряди головних компонент значень атмосферного тиску і температури повітря, як показали результати процедури виявлення прихованих періодичностей за допомогою перетворення Фур'є, мають одну загальну особливість. Вона полягає в тому, що основна енергія коливання концентрується на низьких частотах. Це яскраво проявляється в структурі амплітудно-частотних характеристик (АЧХ), що відображені на рисунках 3.2, 3.3 і у додатку Б.

У більшості випадків статистично значущими є перші два низькочастотні коливання. Їх характеристики для кожної з двох головних компонент атмосферного тиску і температури представлені у таблицях 3.1, 3.2. З таблиці 3.1 видно, що декадні коливання першої головної компоненти притаманні атмосферному тиску у першому та четвертому регіонах, тобто у західній тропічній частині Південного Тихого океану й в акваторії помірних широт Південного Атлантичного океану.

Таблиця 3.1

Періодичності у часових рядах першої головної компоненти  
атмосферного тиску

АЧХ	РЕГІОН							
	1		2		3		4	
	Періодичності		Періодичності		Періодичності		Періодичності	
	1	2	1	2	1	2	1	2
$\omega, \text{міс}^{-1}$	0.051	0.126	0.069	0.163	0.069	0.144	0.051	0.107
$T, \text{міс}$	124.2	50	90.6	38.5	90.6	43.5	124.1	58.8
$A$	12.6	4.8	30.4	12.6	24.6	14.8	15.9	18.8
$\varphi$	0.817	0.625	1.213	1.243	0.957	1.550	1.252	1.264

Крім того, чітко проявляються у цих регіонах чотирьох, п'ятирічні періодичності. У другому і третьому регіонах найбільшою енергією мають восьмирічні коливання. Значну енергією також мають коливання з періодами 3-4 роки. У часових рядах другої головної компоненти атмосферного тиску коливання з періодом 10 років спостерігається лише у першому регіоні.

Таблиця 3.2

Періодичності у часових рядах другої головної компоненти  
атмосферного тиску

АЧХ	РЕГІОН							
	1		2		3		4	
	Періодичності		Періодичності		Періодичності		Періодичності	
	1	2	1	2	1	2	1	2
$\omega, \text{міс}^{-1}$	0.051	0.126	0.069	0,126	0,088	0,163	0,069	0,126
$T, \text{міс}$	124,2	50,3	90,6	50,0	71,3	38,5	90,6	50,0
$A$	13,1	7,2	19,2	17,0	30,8	19,8	19,2	17,0
$\varphi$	1,371	0,648	1,551	0,285	0,850	1,553	1,551	0,285

В інших регіонах найбільшу енергію мають 6-8 – річні коливання. Добре проявляються також гармоніки з періодом 4-5 років у всіх чотирьох регіонах. Як свідчать дослідження [35, 45, 48, 50, 53, 56, 63, 70], 8-10 річні періодичності характерні для явища ЕНПК. Гармоніки з періодом 4-5 років обумовлюються коливанням положення і інтенсивності циклонічних центрів дії Південної півкулі [19, 20].

Періодичності, які приховані у часових рядах перших двох головних компонент полів температури досліджуваних регіонів Південної півкулі розташовуються у таблицях 3.3, 3.4. Їх особливістю є те, що найбільші амплітуди мають коливання з періодами 6-8 років. Що стосується квазішістнадцятирічної періодичності у першому регіоні, то вона не є обґрунтованою для 40 річного ряду вихідних даних. Крім того, першій головній компоненті у виділених регіонах, притаманні 4-х річні коливання.

Періодичності, приховані у часових рядах другої головної компоненти, більш упорядковані. По-перше, 10-річне коливання спостерігається у першому, другому і третьому регіонах.

Таблиця 3.3

Періодичності у часових рядах першої головної компоненти  
температури повітря

АЧХ	РЕГІОН							
	1		2		3		4	
	Періодичності		Періодичності		Періодичності		Періодичності	
	1	2	1	2	1	2	1	2
$\omega, \text{міс}^{-1}$	0,032	0,144	0,088	-	0,088	0,163	0,069	0,163
$T, \text{міс}$	197,3	43,5	71,3	-	71,3	38,5	90,6	38,5
$A$	06	0,2	0,4	-	0,5	0,7	0,9	0,3
$\varphi$	0,093	1,053	0,546	-	1,448	0,551	0,030	1,110

Таблиця 3.4

Періодичності у часових рядах другої головної компоненти  
температури повітря

АЧХ	РЕГІОН							
	1		2		3		4	
	Періодичності		Періодичності		Періодичності		Періодичності	
	1	2	1	2	1	2	1	2
$\omega, \text{міс}^{-1}$	0,051	0,144	0,051	0,126	0,051	0,144	0,088	0,126
$T, \text{міс}$	124,2	43,5	124,2	50,0	124,2	43,5	71,3	50,3
$A$	0,6	0,3	0,7	0,3	0,5	0,2	0,6	0,7
$\varphi$	0,511	0,030	0,689	0,479	0,400	0,711	0,418	0,764

По-друге, для всіх чотирьох регіонів характерним є наявність коливань з періодом біля 4-х років. Треба зазначити, що статистично значущі коливання у часових рядах першої і у другої головних компонент полів температури мають порівняно малу амплітуду. Це зумовлюється, по-перше, тим, що поля температури побудовані для середньомісячних значень, тобто є у значній мірі згладженими оператором осереднення. Крім того, приводна температура у великій мірі визначається температурою підстильної поверхні, якою на більшій її частині, у Південній півкулі є океанічна поверхня, температура якої є відносно стабільною.

По-третє, часові ряди, які розглядаються не визначають температуру, як фізичну величину, а відбивають властивості проєкцій векторів полів температури на перші два власні вектори.

### 3.3. Згладжені часові ряди головних компонент полів температури повітря і атмосферного тиску

Як вже зазначалось у розділі 3.1, часові ряди випадкових величин мають трендову й періодичну компоненти, на які накладається квазістаціонарний випадковий процес. Щоб виявити приховану у часових рядах трендову компоненту й низькочастотне коливання, необхідно застосувати математичний фільтр.

У розділі 3.1 у якості такого фільтра розглядалось ковзне осереднення за допомогою оператора косинус-фільтра. У ньому відрізок ковзного осереднення повинен відповідати періодичності, яка знаходиться у процесі, за умовою, щоб вона не створювала у фільтрі непридатну жорсткість. Оскільки, як показано у розділі 3.2 більшість часових рядів мають 4-х річну періодичність, то є підстави вибрати у якості відрізка ковзного осереднення кількість точок  $n$  ( $n=48$ ), яка відповідає чотирьом рокам. Треба зазначити, що чотирьохрічна періодичність також притаманна ЕНПК [24].

Результати згладжування часових рядів головних компонент полів приземних температури повітря й атмосферного тиску представлені на рисунках 3.4-3.21.

Розглянемо відфільтровані часові ряди головних компонент полів температури у першому із виділених районів ( $10^{\circ}$ - $30^{\circ}$  півд.ш.,  $150^{\circ}$  сх.д. -  $150^{\circ}$  зах.д.), саме у регіоні, де розташовується зазначена у роботі [46, 47] приекваторіальна частина Тихого океану, в області якої під дією хвиль Россбі, що пересуваються у південно-східному напрямку, формується явище Ель-Ніньо. Вони впливають на розвиток хвильових процесів в атмосфері, а також на перенесення поверхневої теплої води у Кругову Антарктичну течію. Як зазначалось у роботі Тернера [72] цей ефект сприяє

розвитку циклонічної діяльності в акваторії морів Беллінсгаузена й Ведделла і, як наслідок, деформації полів морського антарктичного льоду. Вище показано, що дисперсії перших двох ортогональних компонент полів температури повітря складають більше ніж 60% сумарної дисперсії цих полів. Тому ці головні компоненти відбивають головні особливості полів приводної температури у першому регіоні [9].

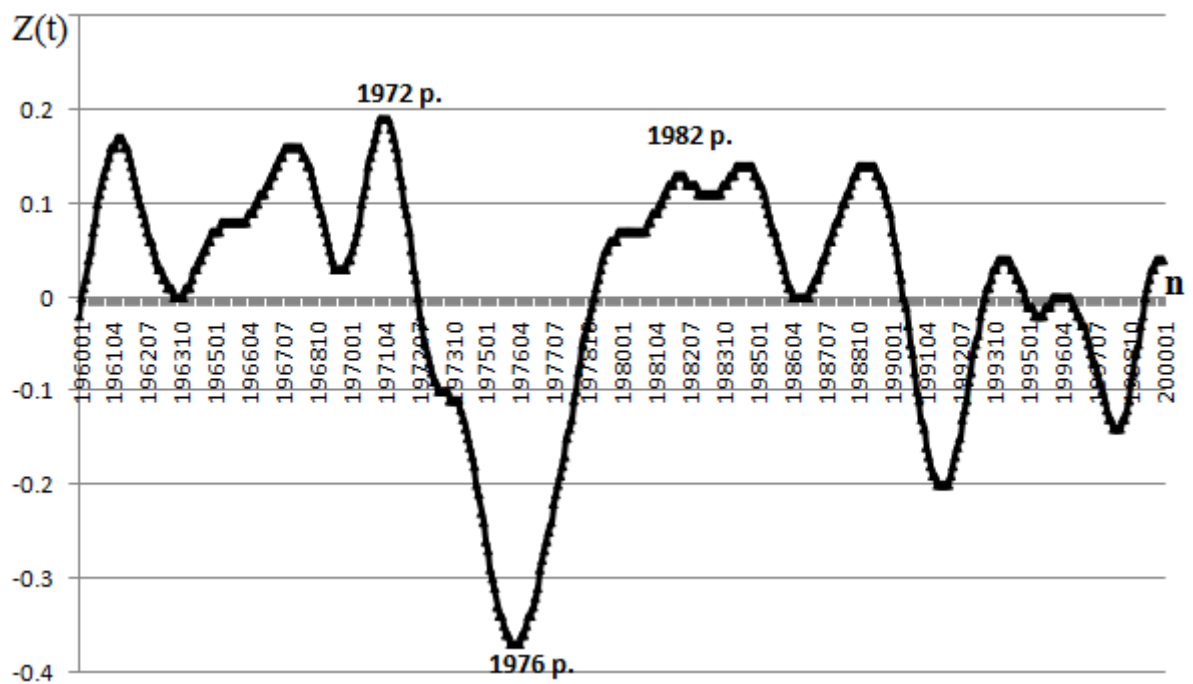


Рис. 3.4 – Згладжений часовий ряд першої головної компоненти полів приводної температури повітря, регіон №1

На рисунку 3.4 видно, що у згладженому часовому ряді першої головної компоненти виявляється квазідесятирічна періодичність на яку накладаються 4-5 річні коливання. Особливо чітко квазідесятирічне коливання проявляється у часовому ряді другої головної компоненти (рис. 3.5). Такі ж самі особливості притаманні згладженим часовим рядам першої і другої головних компонент атмосферного тиску біля підстильної поверхні у цьому регіоні (рис. 3.6, 3.7).



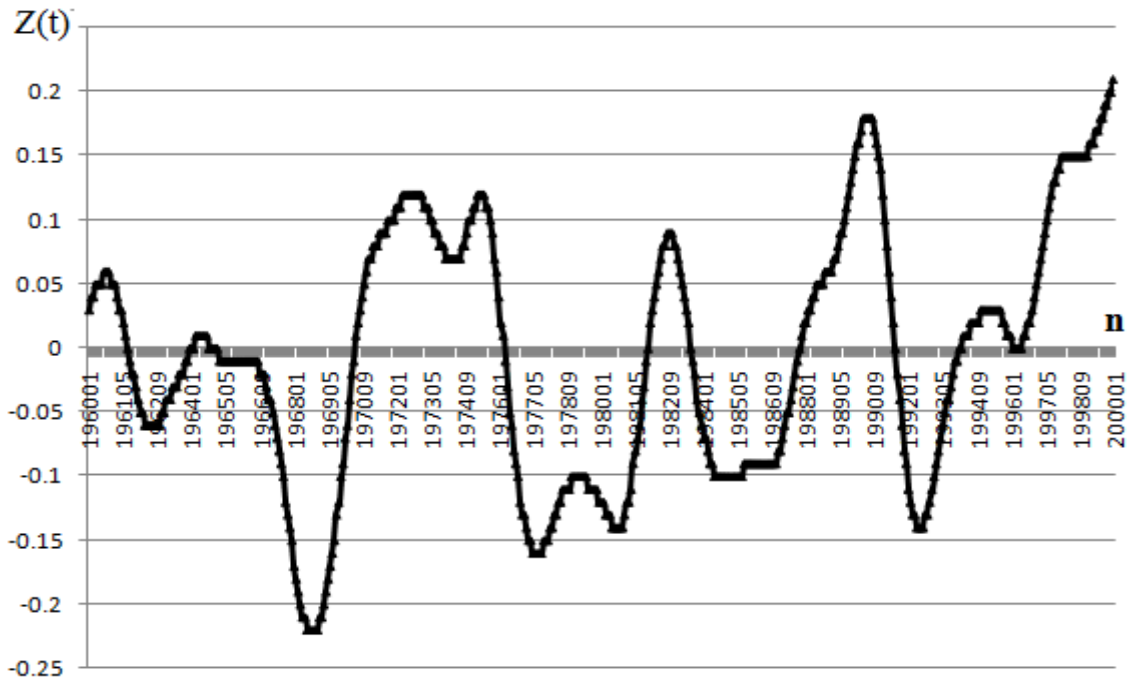


Рис. 3.5 – Згладжений часовий ряд другої головної компоненти полів  
приводної температури повітря, регіон №1

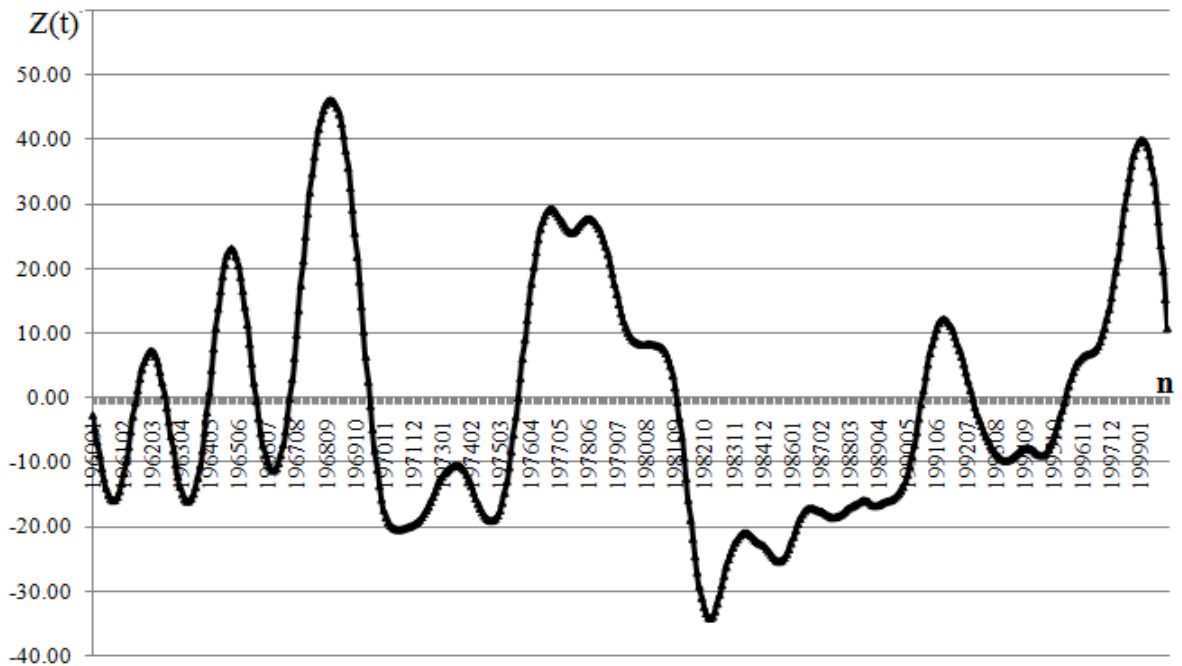


Рис.3.6 – Згладжений часовий ряд першої головної компоненти полів  
атмосферного тиску, регіон №1

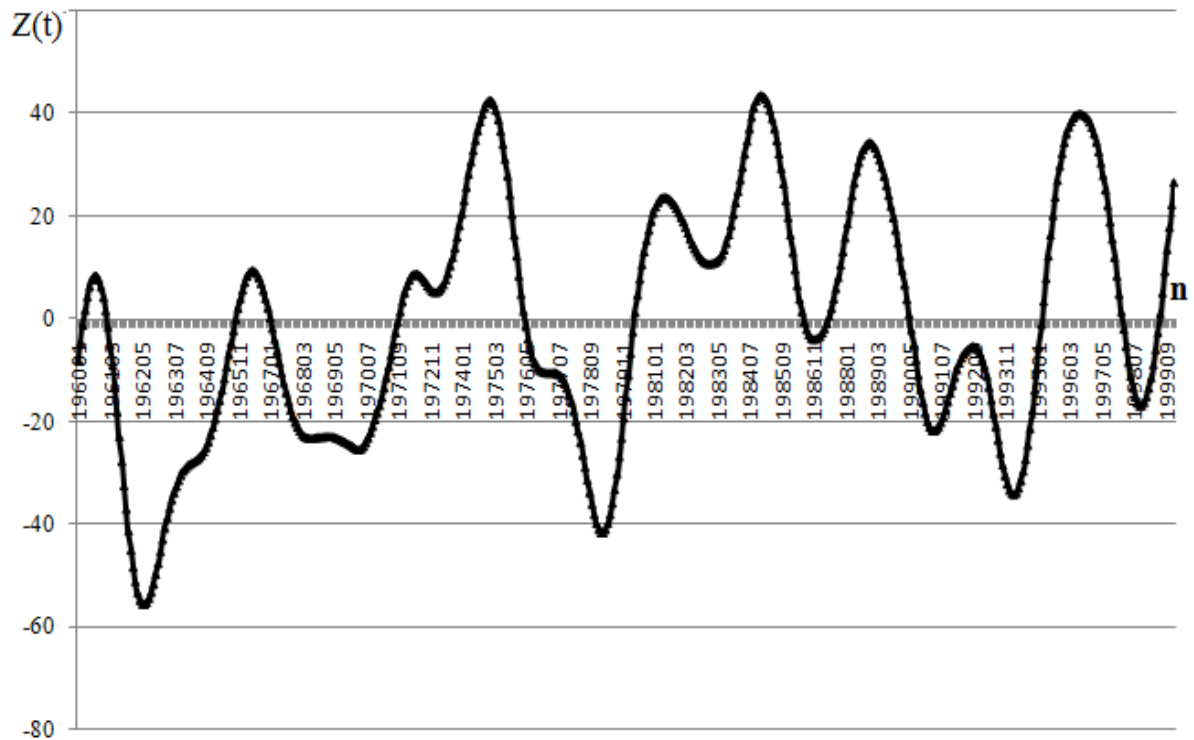


Рис. 3.7 – Згладжений часовий ряд другої головної компоненти полів атмосферного тиску, регіон №1

Викликає велику увагу той факт, що майже всі значні максимуми у коливальних процесах першої і другої компоненти полів температури повітря у першому регіоні співпадають за часом з періодами найбільш розвинутих явищ Ель-Ніньо, а мінімуми з періодами явищ Ла-Нінья, які відмічаються в роботі [70, 71]. Це дає підстави, оскільки температура повітря біля поверхні води у великій мірі зумовлюється температурою поверхневих океанічних вод, прийти до висновку, що джерело теплих поверхневих вод, що зазначене у роботі [62] обумовлене явищем ЕНПК.

Якщо розглянути часові ряди першої та другої головних компонент температури повітря у регіоні №2 (рис. 3.8, 3.9), то можна відмітити, що за основними особливостями вони мало відрізняються від відповідних часових рядів у першому регіоні. У ньому теж мінімуми й максимуми у коливальних процесах співпадають, або близькі до вказаних вище строків значних за розвитком явищ Ель-Ніньо і Ла-Нінья.

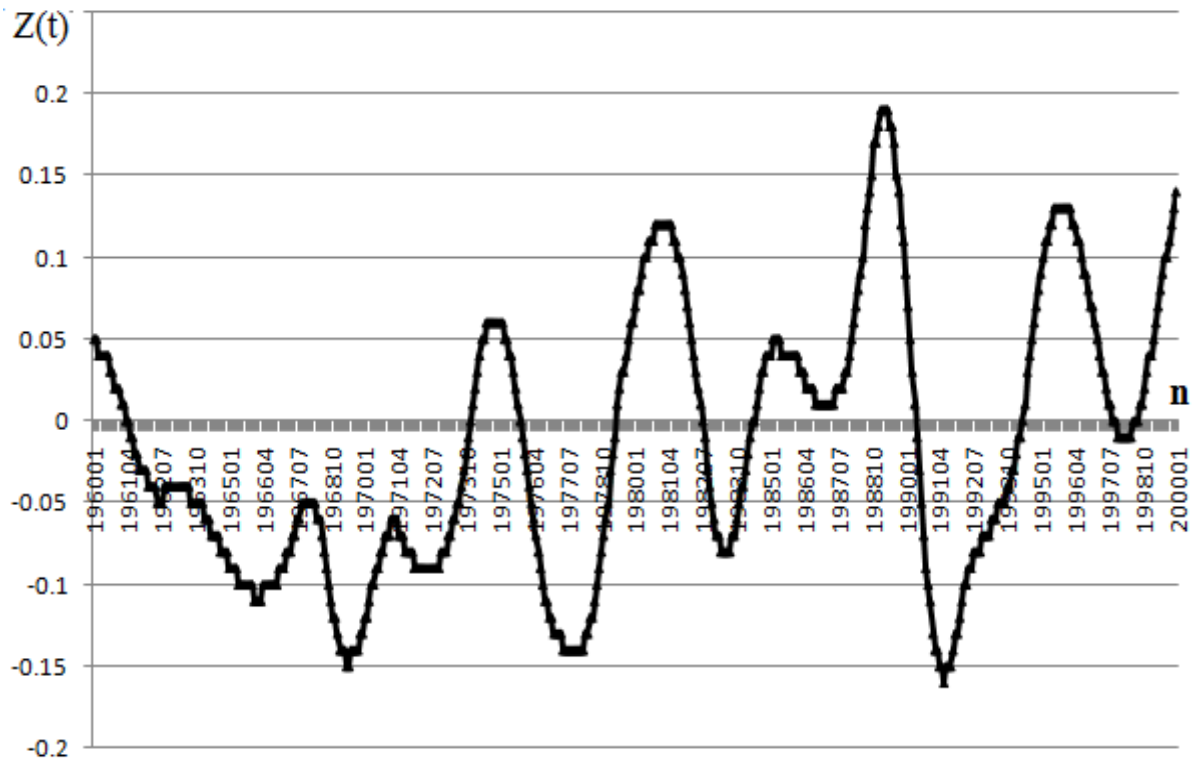


Рис. 3.8 – Згладжений часовий ряд першої головної компоненти полів приводної температури повітря, регіон №2

Крім того періодичності у ряді першої головної компоненти більш чітко виражені і спостерігається збільшення за часом розмаху їх коливання, особливо починаючи з початку 70-х років минулого століття. Це може бути пов'язане з тим, що зміна за часом основних рис статистичної структури полів приводної температури, яку відбивають часові ряди головних компонент, у регіоні №1 є, головним чином, наслідком атмосферної складової явища - Південного коливання. Тоді як, на структуру відповідних часових рядів у регіоні №2 впливає океанічна складова явища ЕНПК.

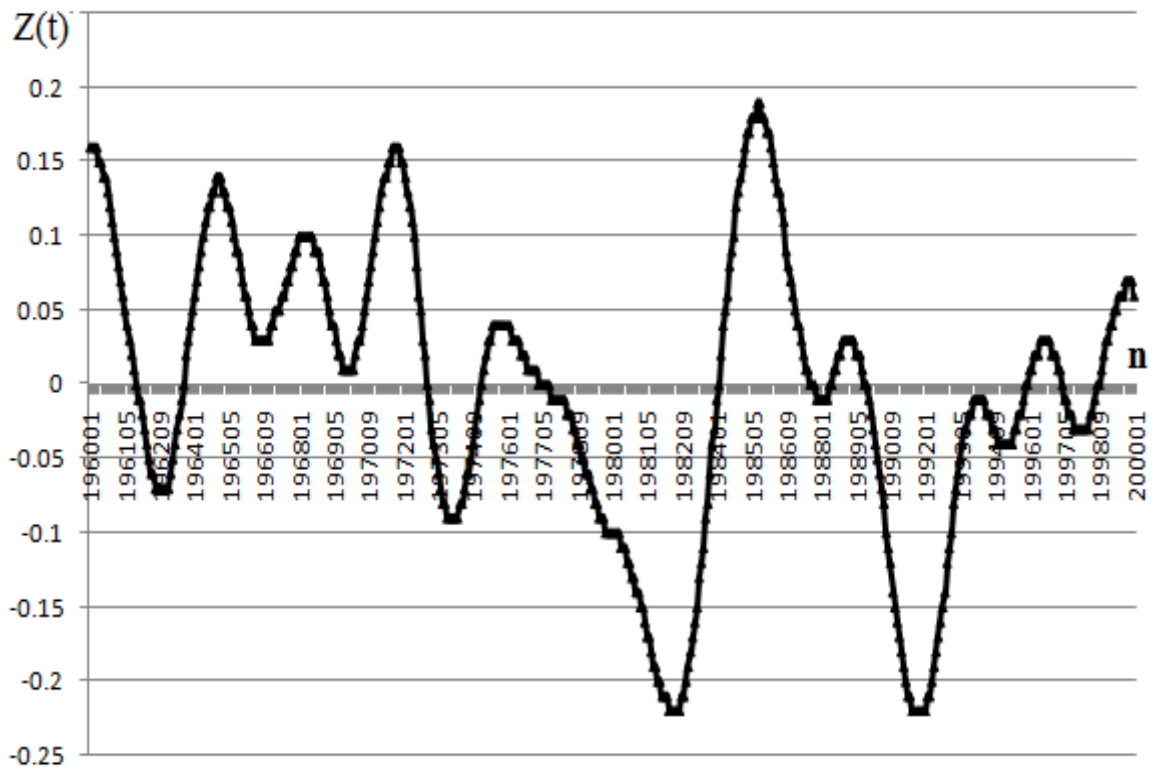


Рис. 3.9 – Згладжений часовий ряд другої головної компоненти полів приводної температури повітря, регіон №2

Можна вважати, що тренд зростання першої головної компоненти приводної температури повітря є наслідком глобального потепління клімату, у тому числі підвищенню температури поверхні океану, що приводить до збільшення інтенсивності явища Ель-Ніньо, початок розвитку якого приходить саме на цей регіон. Звичайно це не може не відбиватися на полях приводної температури повітря у регіоні №2.

Коливальну структуру мають й часові ряди першої і другої головних компонент атмосферного тиску у регіоні №2 (рис. 3.10, 3.11), але амплітуда коливань, особливо першої головної компоненти, у другому регіоні значно більша за амплітуду коливань першої головної компоненти у першому регіоні.

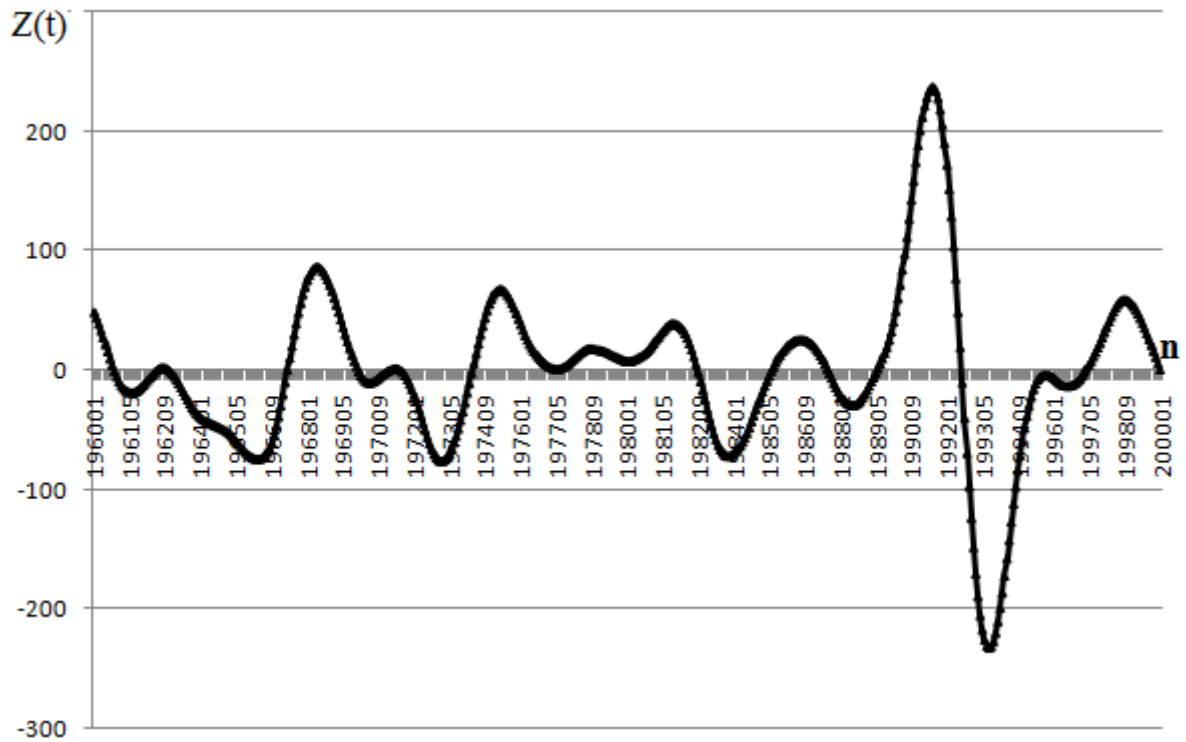


Рис. 3.10 – Згладжений часовий ряд першої головної компоненти полів атмосферного тиску, регіон №2

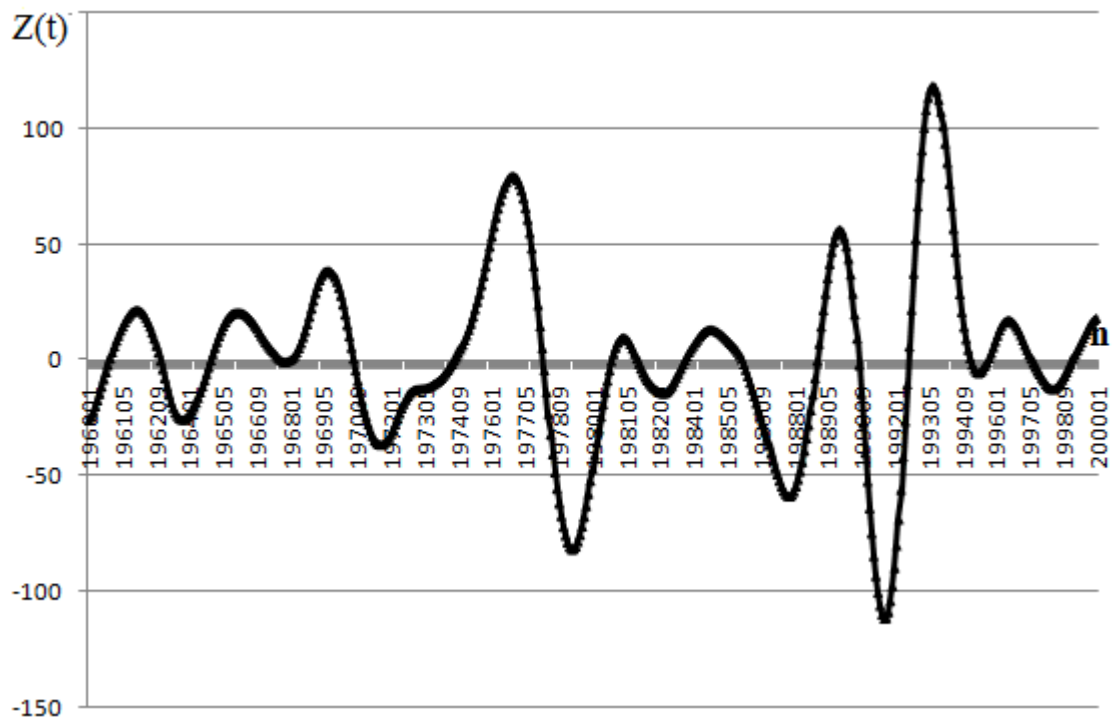


Рис. 3.11 – Згладжений часовий ряд другої головної компоненти полів атмосферного тиску, регіон №2

Це означає, що ймовірність аномалій атмосферного тиску, яка обумовлена явищем ЕНПК у цьому регіоні, значно більша ніж у першому регіоні, тобто атмосферні процеси тут розвиваються більш активно.

Звертає на себе увагу ще один цікавий факт. Результати статистичного аналізу полів температури на рівні ізобаричної поверхні АТ-850, який проведено в секторі Південної півкулі, обмеженому простором від Гринвічського меридіану до  $120^\circ$  зах.д., виявили цікаві особливості статистичної структури полів температури на цьому рівні у тропічній області. Особливу увагу привертають поля середніх квадратичних відхилів температури над акваторією Південного Тихого океану на захід від тропічної зони Південно-Американського континенту. Наприклад, на рисунках 3.12, 3.13 представлені поля мінливості для грудня і серпня.

Поля середніх квадратичних відхилів температури у зазначеній області мало змінюють свою структуру протягом року. Вони свідчать, що у тропічній зоні Південного Тихого океану формується область мінімуму мінливості, яка примикає до західного узбережжя континенту. Є підстави вважати, що вона обумовлена пасатною інверсією. На захід від цього осередка у всі місяці року виявляється над акваторією тропіків Південного Тихого океану добре окреслена область збільшених значень мінливості температури, центр якої розташовується біля  $20^\circ$  півд. ш. і  $100^\circ$  зах.д., що майже співпадає з центром регіону №2.

Також є підстави вважати, що ця область великої мінливості температури на АТ-850 обумовлюється інтенсивною вологою конвекцією, оскільки є віддаленою від континенту у цих широтах. Як відомо, інтенсивність пасатної інверсії зі зміною довготи швидко зменшується. Це дає підстави, поряд з розглянутими вище особливостями статистичної структури полів температури і тиску в регіоні №2, прийти до висновку, що межу осередка вологої конвекції у тропіках Південного Тихого океану, яка у

роботі [43] знаходиться на  $150^{\circ}$  зах.д., необхідно перенести на схід принаймні до  $110^{\circ}$  зах.д.

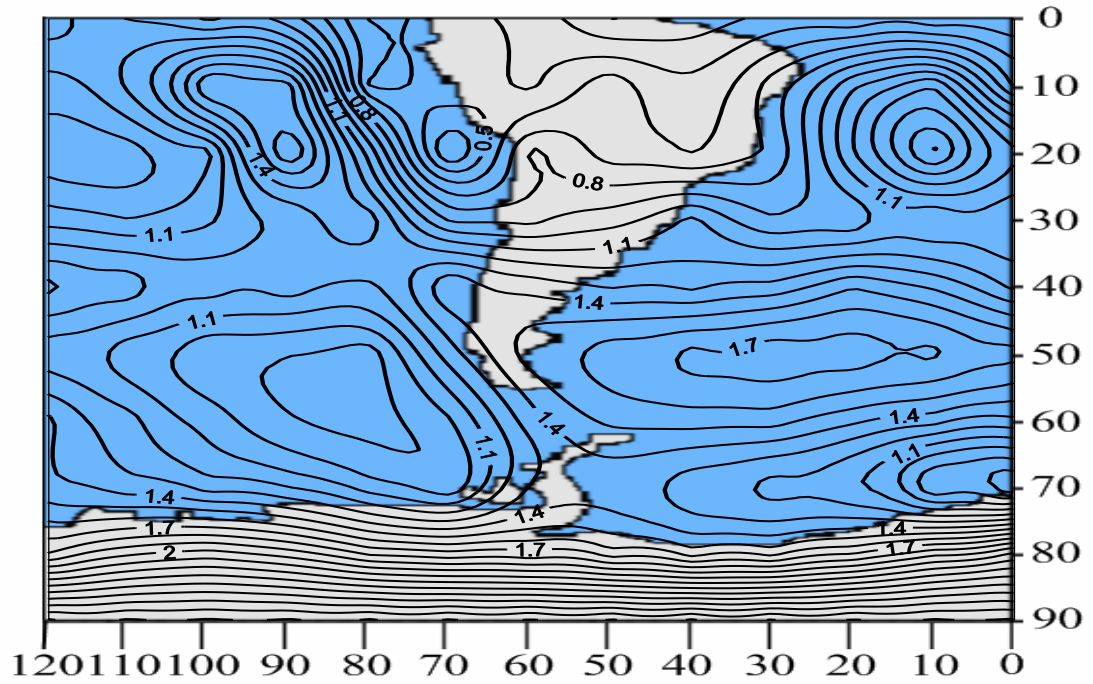


Рис. 3.12 – Середні квадратичні відхилення температури повітря на рівні ізобаричної поверхні АТ-850 у грудні

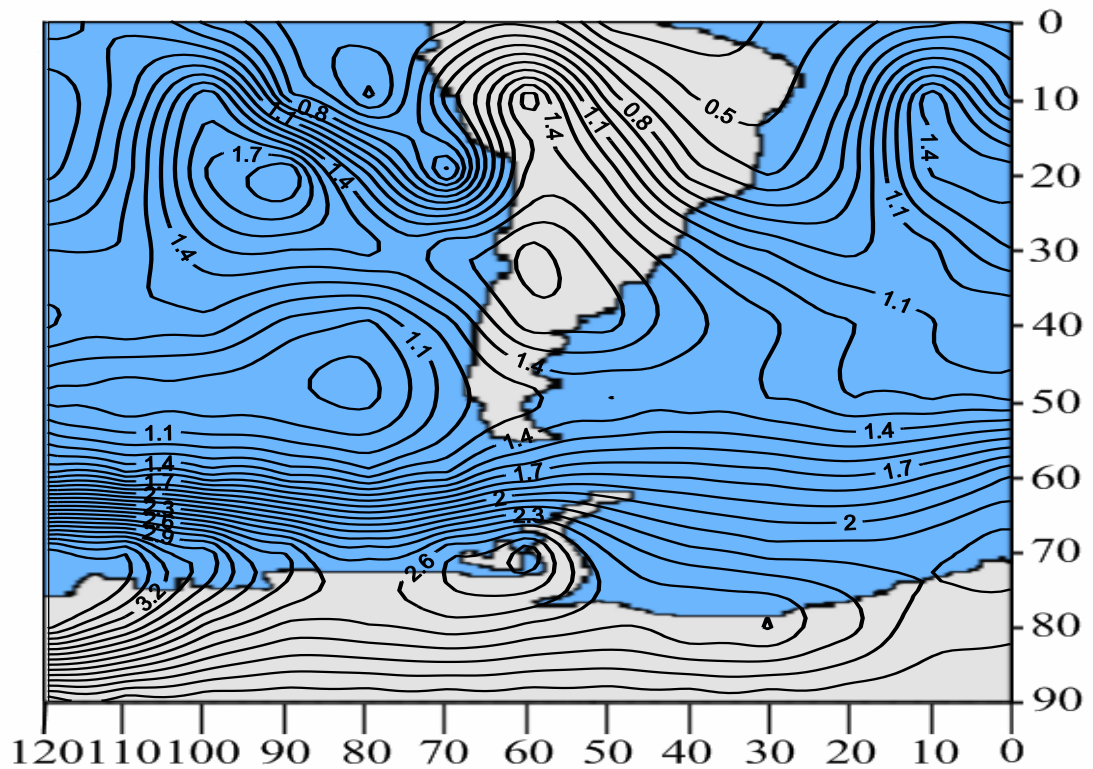


Рис. 3.13 – Середні квадратичні відхилення температури повітря на рівні ізобаричної поверхні АТ-850 у серпні

Якщо орієнтуватися за напрямком струму океанічної теплої води, то вона вливається із регіону №1 в кругову Антарктичну течію саме в регіоні №3, який обмежується  $40^{\circ}$  і  $60^{\circ}$  півд.ш.  $80^{\circ}$  зах.д і  $170^{\circ}$  сх.д. Для аналізу взаємозв'язку атмосферних процесів у регіонах №1 і №3 очевидно є сенс порівняти структуру часових рядів перших і других головних компонент температури й атмосферного тиску, тому що, як зазначається у роботі [53], саме цим шляхом пересуваються у напрямку на південний схід хвилі Россбі, що виникають східніше Австралії у Південному Тихому океані.

Часові ряди першої та другої головних компонент полів температури повітря для області №3 представлені на рисунках 3.14-3.15. Як впливає з рисунка 3.14 часовий ряд першої головної компоненти полів температури являє собою коливальний процес з періодом 7-9 років з поступово зростаючою амплітудою коливань. Необхідно зазначити, що ця періодичність збігається з періодом Антарктичної циркумпольної хвилі [31, 61, 62].

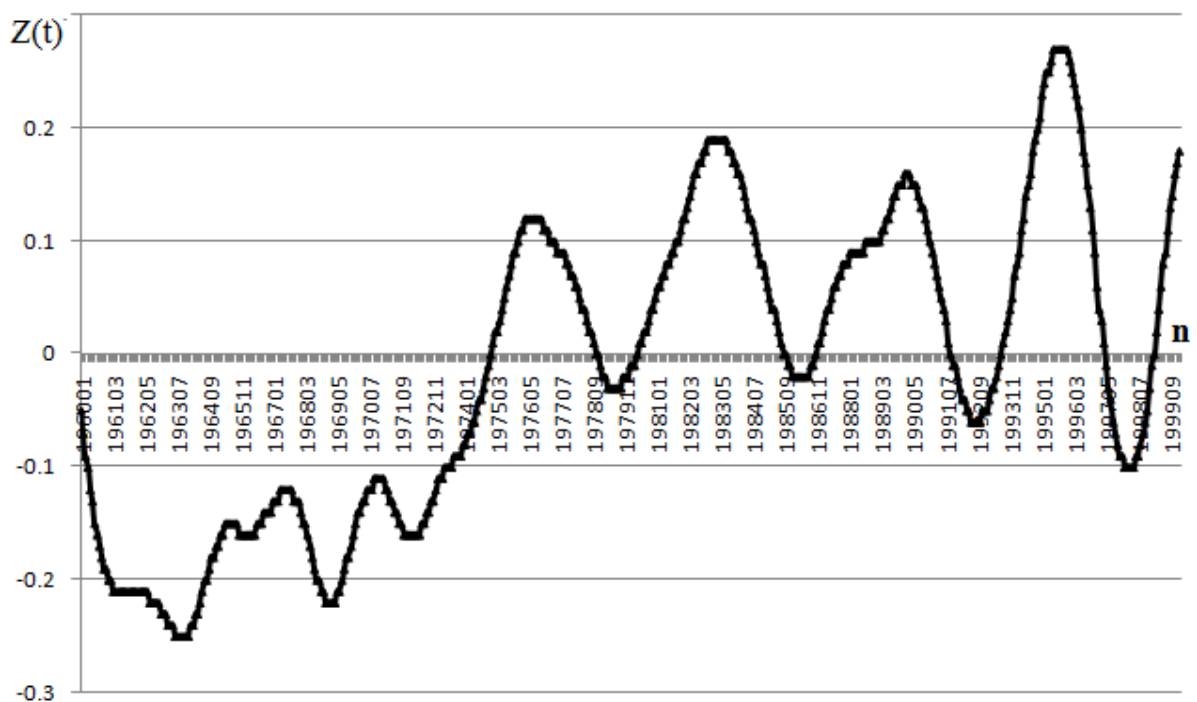


Рис. 3.14 – Згладжений часовий ряд першої головної компоненти полів приводної температури повітря, регіон №3



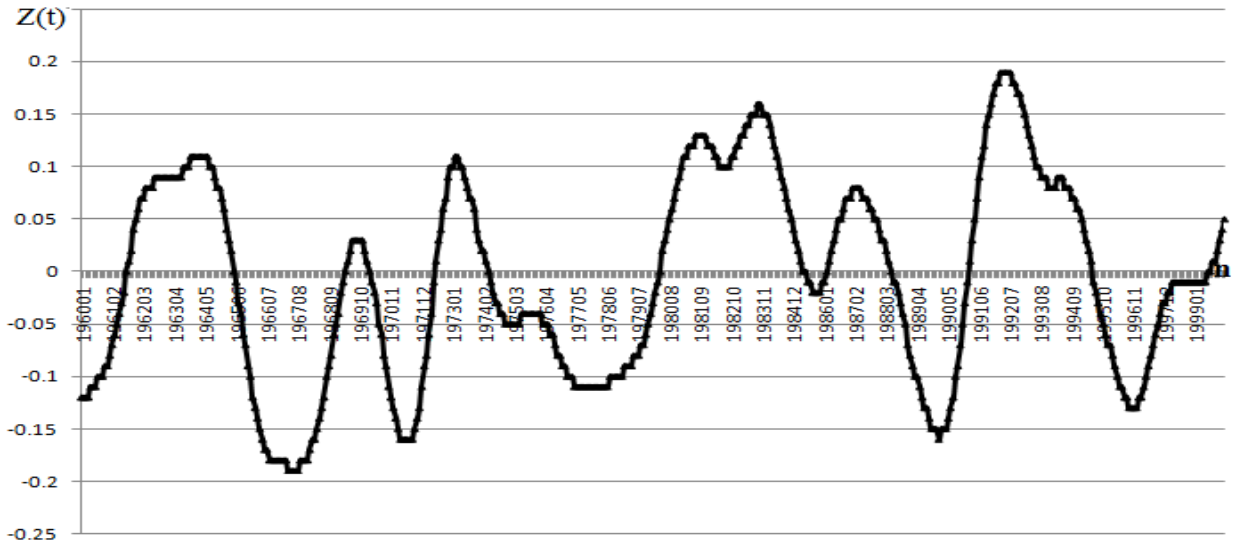


Рис. 3.15 – Згладжений часовий ряд другої головної компоненти полів приводної температури повітря, регіон №3

Як і в регіоні №1, в часовому ряду другої головної компоненти (рис. 3.15) більш чітко проявляється квазидесятирічне коливання на яке накладається 4-5 річна складова.

Порівняння відповідних часових рядів для першого і третього регіонів (рис. 3.16) свідчить про те, що має місце відставання максимумів і мінімумів часових рядів третього регіону відносно часових рядів першого регіону на 2-4 роки.

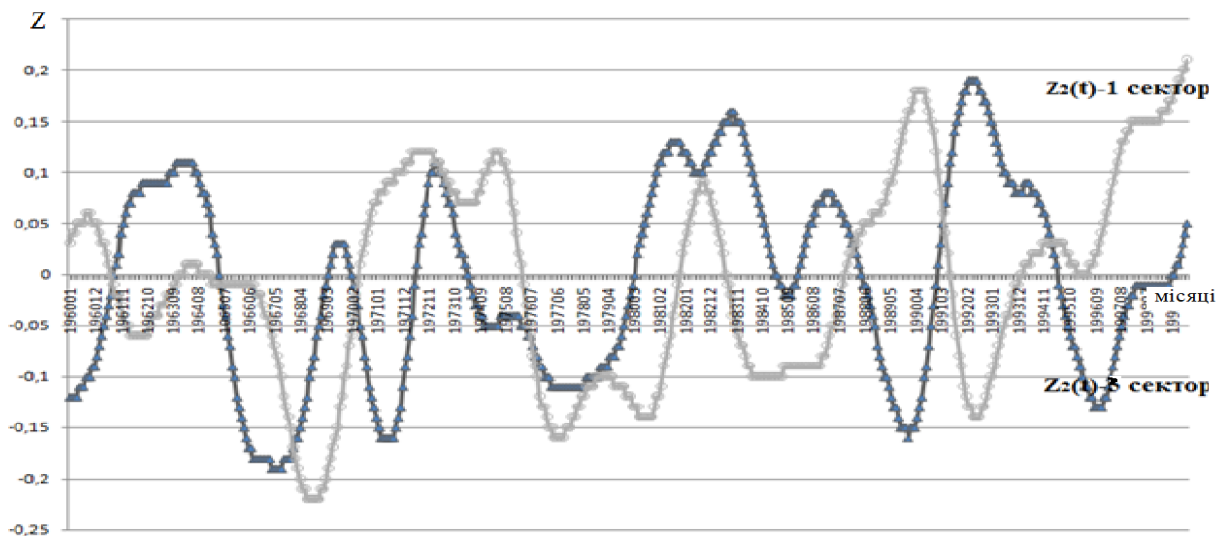


Рис. 3.16 – Згладжені часові ряди другої головної компоненти полів приводної температури повітря, регіони №1 і №3

Особливо це притаманно часовим рядам другої компоненти (рис. 3.17).

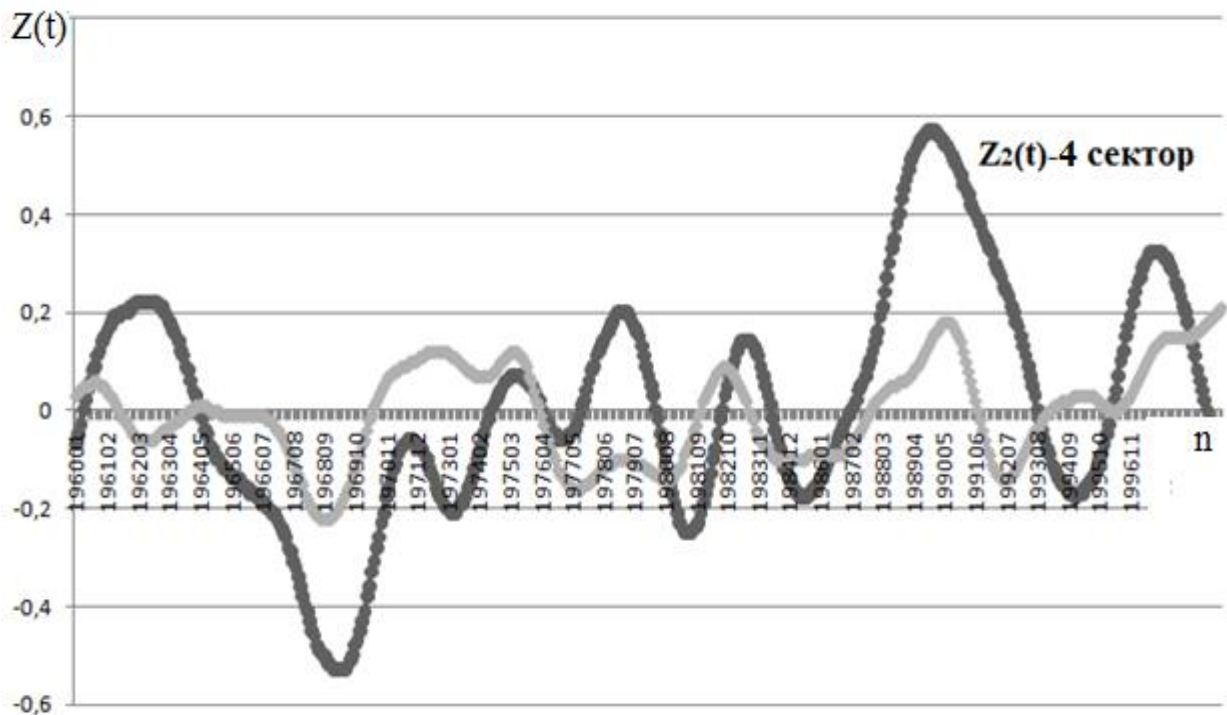


Рис. 3.17 – Згладжені часові ряди другої головної компоненти полів приводної температури повітря, регіони №1 і №4

Згладжені часові ряди першої і другої головних компонент полів атмосферного тиску представлені на рисунках 3.18, 3.19, вони теж мають вигляд коливальних процесів з 4-6 річним періодом. Порівняння структури цих рядів з відповідними часовими рядами для першого регіону вказує, що коли у часових рядах головних компонент полів температури відбувається лише зсув максимумів і мінімумів на зазначений вище період, то у головних компонентах полів тиску коливання проявляються майже у протифазі з таким же періодом відставання у регіоні №3.

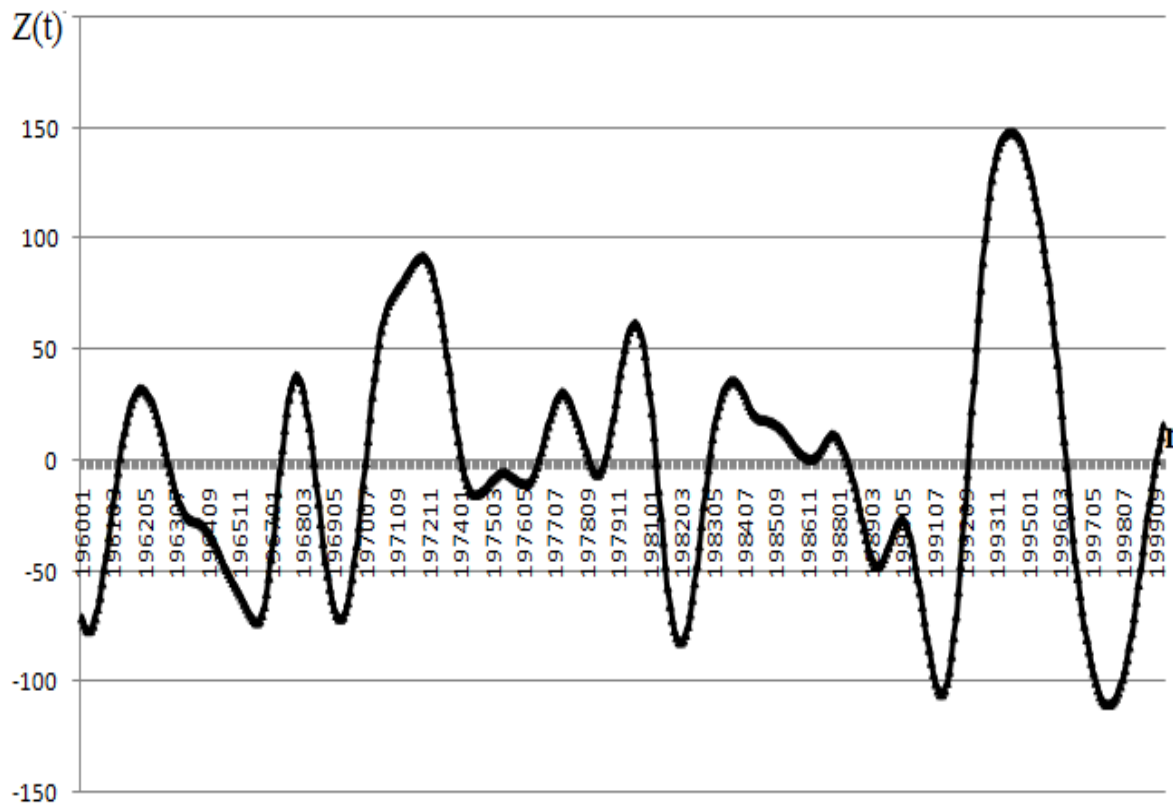


Рис. 3.18 – Згладжений часовий ряд першої головної компоненти полів атмосферного тиску, регіон №3

Це означає, що при збільшенні (зменшенні) загального фону приводної температури у першому регіоні через 2-4 роки відбувається збільшення (зменшення) загального фону температури повітря у третьому регіоні. А також, якщо загальний тиск атмосферного повітря у першому регіоні, наприклад, зменшується, то через 2-4 роки у регіоні №3 він збільшується. Таким чином, можна зробити висновок, що це є ознакою впливу ЕНПК на формування атмосферних процесів у третьому регіоні, який межує з морем Беллінсгаузена.

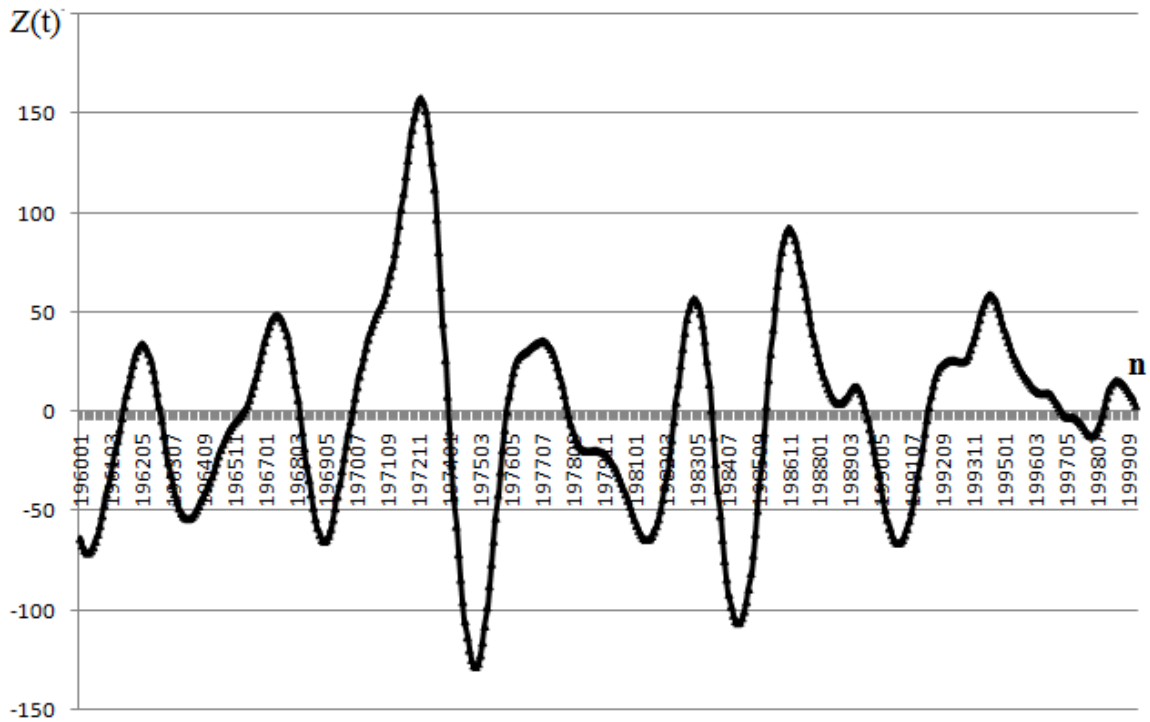


Рис. 3.19 – Згладжений часовий ряд другої головної компоненти полів атмосферного тиску, регіон №3

Розглянемо тепер регіон №4, який обмежується координатами:  $30^{\circ}$  -  $60^{\circ}$  півд.ш.,  $30^{\circ}$  сх.д. і  $50^{\circ}$  зах.д., тобто охоплює південну частину Південного Атлантичного океану в акваторії Антарктичної кругової течії. Згладжені часові ряди першої та другої головних компонент полів приводної температури повітря представлені на рисунках 3.20, 3.21.

Як видно, всі часові ряди теж мають вид гармонічних коливань, з періодами 8-10 і 4-5 років відповідно. Що стосується згладжених часових рядів атмосферного тиску, то як і у першої, так і у другої компоненти вони характеризуються чітко вираженими 4-5 річними періодичностями (рис. 3.22, 3.23).

Якщо порівняти часові ряди перших компонент полів температури у регіонах №3 і №4, то видно, що максимумами і мінімумами коливального процесу у них майже збігаються з випередженням за фазою екстремумів у регіоні №3 на 1-3 роки, але є суттєві відмінності.

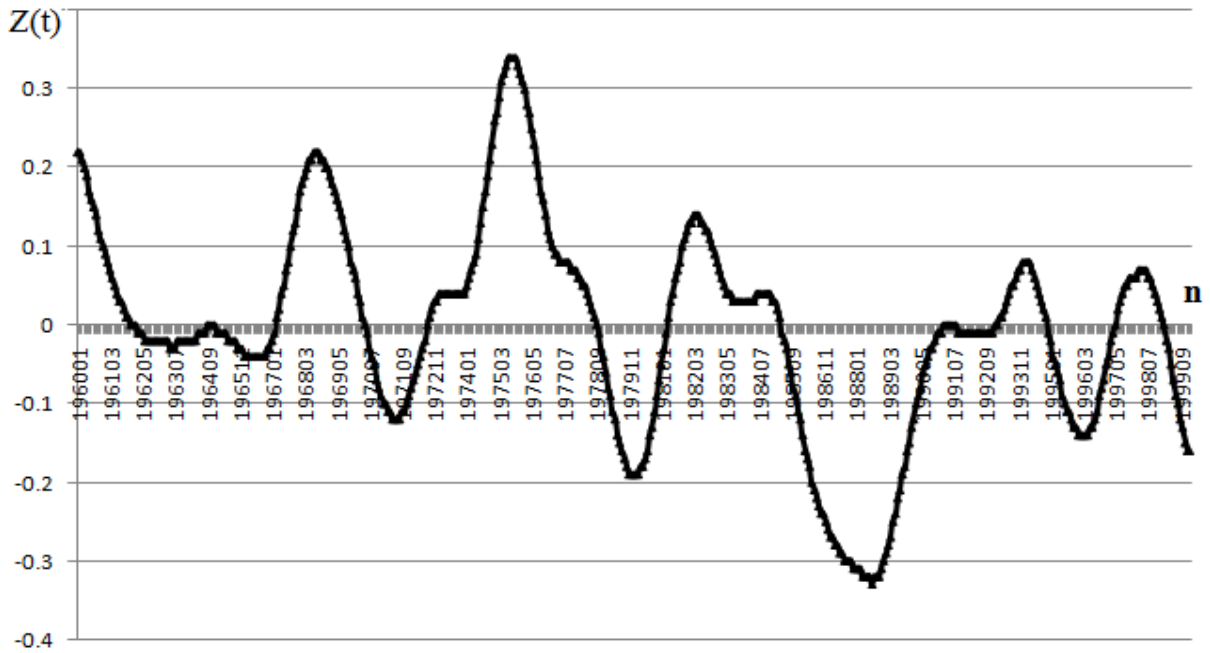


Рис. 3.20 – Згладжений часовий ряд першої головної компоненти полів приводної температури повітря, регіон №4

Вони полягають у тому, що у регіоні №3 має місце тренд збільшення першої головної компоненти, а у відповідній головної компоненти у четвертому регіоні – тренд зменшення загального рівня коливань.

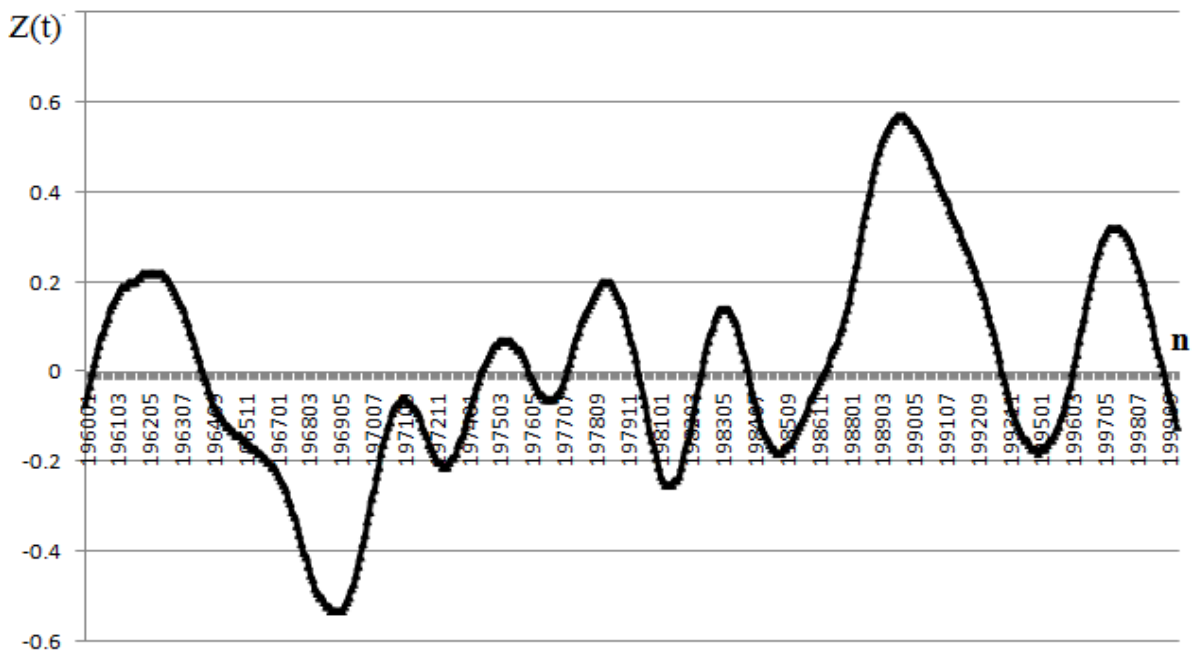


Рис. 3.21 – Згладжений часовий ряд другої головної компоненти полів приводної температури повітря, регіон №4

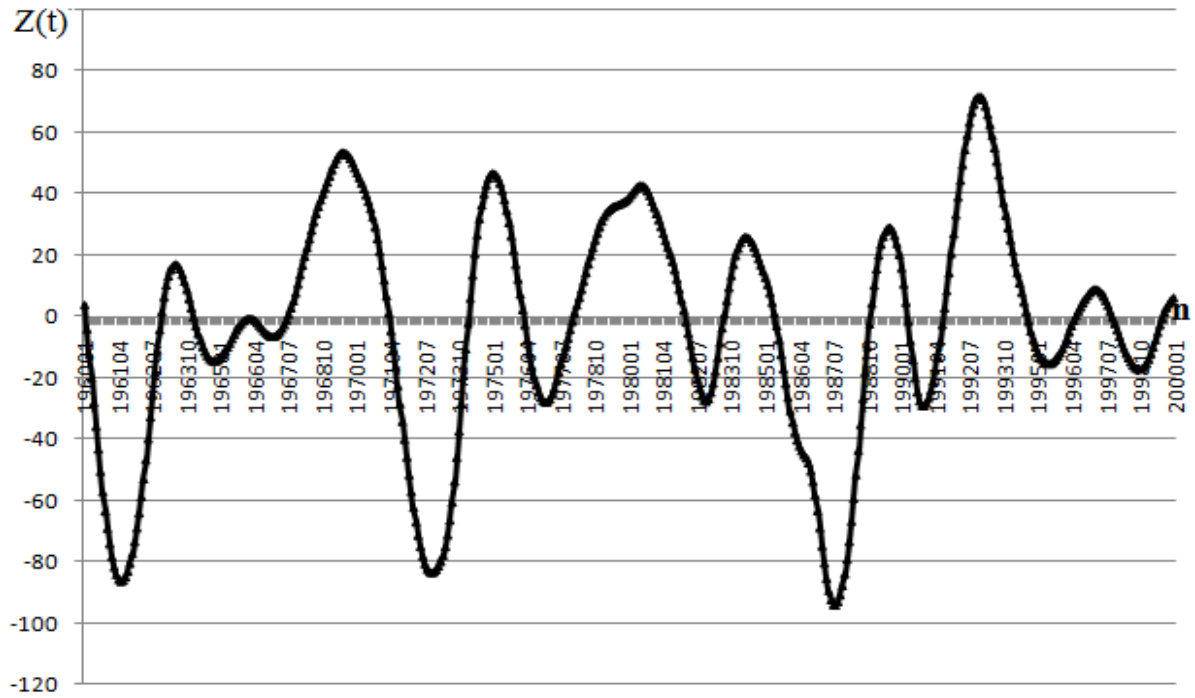


Рис. 3.22 – Згладжений часовий ряд першої головної компоненти полів атмосферного тиску, регіон №4

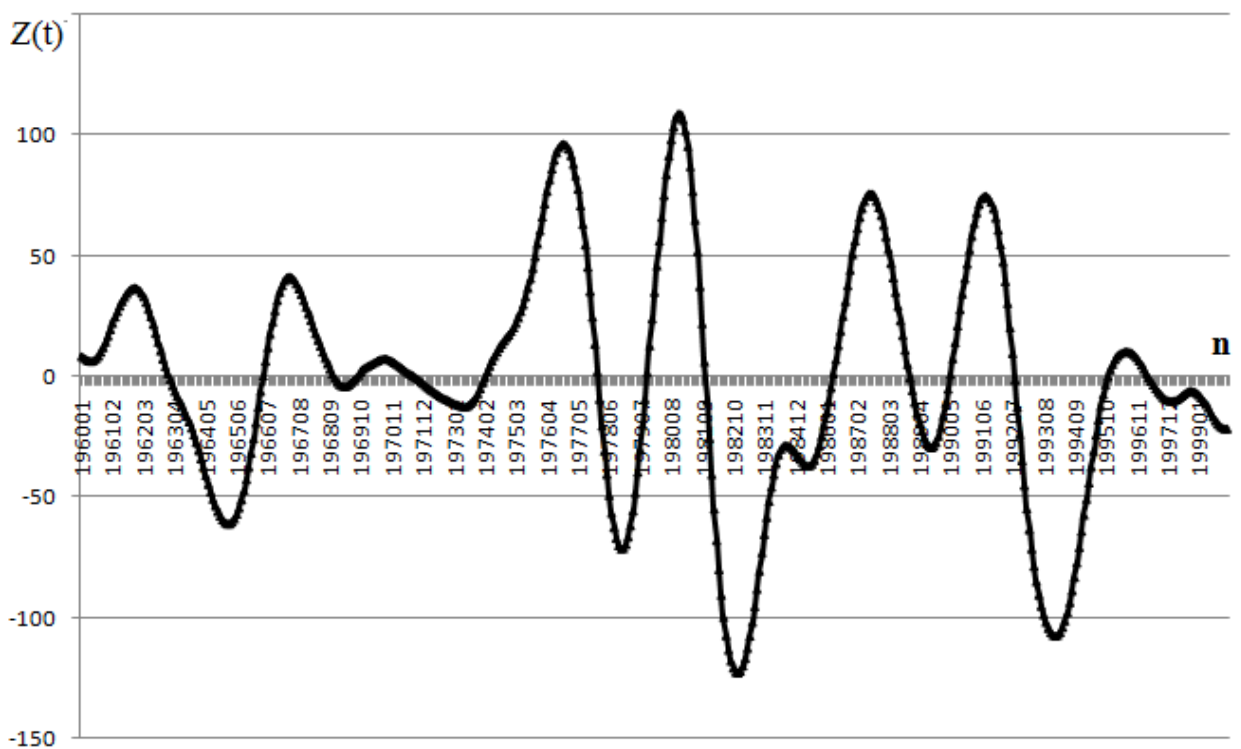


Рис. 3.23 – Згладжений часовий ряд першої головної компоненти полів атмосферного тиску, регіон №4

Як вже зазначалося, у другій головній компоненті полів температури повітря у регіоні №3 добре проявляється коливання з квазідесятирічним періодом, які у другій компоненті в регіоні №4 відсутні. Порівняння положення максимумів і мінімумів першої головної компоненти полів температури повітря у регіонах №1 і №4, показують, що вони у більшості випадків знаходяться у протифазі, причому з випередженням у регіоні №1 (рис. 3.17).

Часові ряди перших двох головних компонент атмосферного тиску характеризуються чітко означеними коливаннями з періодом 4-5 років, причому максимуми і мінімуми коливальних процесів майже у всіх випадках знаходяться у протифазі з відповідними екстремумами у часових рядах головних компонент полів атмосферного тиску в регіоні №3 з відставанням на 2-3 роки.

Як було зазначено вище, майже всі максимуми часових рядів головних компонент полів температури повітря й атмосферного тиску у регіоні №1 збігаються відповідно з явищами Ель-Ніньо і Ла-Нінья. Крім того, виявляється послідовний взаємозв'язок структури часових рядів головних компонент у регіоні №1 з регіонами №3 й №4. Періодичності, які притаманні часовим рядам, що розглядаються, відповідають періодичностям у процесі ЕНПК, а також відповідають періоду Антарктичної циркумполярної хвилі.

Ці результати дають підставу провести більш ретельне дослідження взаємозв'язків між зазначеними процесами, які проявляються при аналізі згладжених часових рядів головних компонент приземних полів температури повітря й атмосферного тиску.

### Висновки до розділу 3

1. Перші дві ортогональні компоненти полів приводної температури повітря й атмосферного тиску, дисперсії яких вичерпують більше 60% сумарної дисперсії цих полів, є головними компонентами, які відображають особливості найбільш великомасштабних процесів. Часові ряди цих головних компонент містять в собі інформацію про їх динаміку. Їх Фур'є-аналіз показав, що приховані періодичності у часових рядах перших двох головних компонент полів атмосферного тиску у виділених регіонах характеризуються періодами чотири, п'ять роки. У другому і третьому регіонах найбільшу енергію мають коливання з періодами вісім років. Значну енергію мають також коливання з періодами 3-4 роки. У часових рядах другої головної компоненти атмосферного тиску коливання з періодом 10 років спостерігається лише у першому регіоні. В інших регіонах найбільш енергетичні коливання мають восьмирічний період.

2. Особливістю періодичностей, які приховані у часових рядах перших двох головних компонент полів температури у виділених регіонах Південної півкулі є те, що коливання з найбільшими амплітудами мають періоди 6-8 і 10 років. Крім того, першій головній компоненті у виділених регіонах, крім другого регіону притаманні 4-х річні періодичності. Періодичності, приховані у часових рядах другої головної компоненти, більш упорядковані. 10-річне коливання спостерігається у першому, другому і третьому регіонах.

3. Більшість екстремумів у часових рядах головних компонент полів температури повітря й атмосферного тиску у регіоні №1 збігаються відповідно з явищами Ель-Ніньо і Ла-Нінья. Крім того, виявляється послідовний взаємозв'язок структури часових рядів головних компонент в регіоні №1 з регіонами №3 й №4.



## РОЗДІЛ 4

### ВЗАЄМНИЙ СПЕКТРАЛЬНИЙ АНАЛІЗ ПОЛІВ ТЕМПЕРАТУРИ Й ТИСКУ

#### 4.1. Методика дослідження

У підрозділі 3.3 було показано, що спостерігаються взаємозв'язки між головними компонентами полів приводної температури повітря й атмосферного тиску регіоні №1, у якому океанічні хвилі Россбі, що пересуваються у південно-східному напрямку, стимулюючи в атмосфері циклонічну діяльність над морями Беллінсгаузена й Ведделла, та іншими регіонами, що розташовуються на шляху цих хвиль. Крім того були наведені дані, що дають підстави для об'єднання цього діючого регіону з регіоном №2. Все це викликає необхідність більш детального дослідження характеристик взаємозв'язків між головними компонентами метеорологічних полів і, як наслідок, самих полів, що розглядаються. Для вирішення цієї задачі доцільно використовувати взаємний спектральний аналіз головних компонент полів приводної температури повітря і атмосферного тиску.

Значення  $i$ -тої головної компоненти ( $i = \overline{1, n}$ ) для  $j$ -того поля отримується за допомогою ортогонального перетворення

$$Z_{ij} = W_i' \Delta X_j, \quad (4.1)$$

де  $W_i'$  – транспонований  $i$ -тий власний вектор,

$\Delta X_j$  –  $n$ -вимірне центроване поле для  $j$ -того часу.

Оскільки розглядається  $m$  таких полів ( $j = \overline{1, m}$ ), то система значень ортогональних компонент  $m$  полів є  $m$ -вимірним вектором, який можна розглядати як випадковий процес  $Z_i(t)$  (рис. 3.1). Розглянемо взаємні статистичні зв'язки між такими випадковими процесами.

Для двох випадкових процесів  $X(t)$  і  $Y(t)$  стаціонарних і ергодичних, що мають взаємну ковариаційну функцію  $K_{xy}(\tau)$  за допомогою перетворення Фур'є можна отримати взаємну спектральну щільність

$$S_{xy}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} K_{xy}(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (4.2)$$

Взаємна спектральна щільність є функцією комплексною і складається з двох функцій

$$S_{xy}(\omega) = C_{xy}(\omega) - iQ_{xy}(\omega), \quad (4.3)$$

тобто з  $ko$ -спектру  $C_{xy}(\omega)$ , і квадратурного спектру  $Q_{xy}(\omega)$ .

Взаємна спектральна щільність характеризується амплітудним спектром

$$A_{xy}(\omega) = \sqrt{C_{xy}^2(\omega) + Q_{xy}^2(\omega)}, \quad (4.4)$$

і фазовим спектром

$$\psi_{xy}(\omega) = \arctg \frac{Q_{xy}(\omega)}{C_{xy}(\omega)}. \quad (4.5)$$

Значну інформацію про особливості взаємозв'язків між процесами визначає когерентність

$$\gamma_{xy}(\omega) = \sqrt{\frac{C_{xy}^2(\omega) + Q_{xy}^2(\omega)}{S_x(\omega)S_y(\omega)}}. \quad (4.6)$$

Когерентність дає можливість порівняти на фіксованій частоті  $\omega$  взаємну енергію цих процесів з енергіями кожного з них, які характеризують їх спектральні щільності  $S_x(\omega)$  і  $S_y(\omega)$ . По суті, когерентність є спектральним коефіцієнтом кореляції між процесами  $X(t)$  і  $Y(t)$ .

#### 4.2. Характеристики взаємних зв'язків між головними компонентами полів приводної температури повітря

Насамперед розглянемо характеристики взаємозв'язку між першими двома головними компонентами полів температури повітря у першому регіоні з головними компонентами цих полів у інших виділених регіонах, приймаючи точку зору [53], що саме цей регіон є одним з активних у формуванні явища ЕНПК. У таблиці 4.1 представлені параметри взаємного спектрального аналізу між першими головними компонентами полів температури повітря регіонах №1 й №2.

Таблиця 4.1

Параметри взаємного спектрального аналізу між першими головними компонентами полів температури повітря в регіонах №1 та №2

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T$ , <i>міс.</i>	$T$ , <i>рік</i>	$\psi(\omega)$ , <i>град.</i>	$\psi(T)$ , <i>міс.</i>
1	0.25	0.2	0.32	0.78	39.3	3.2	39.5	4.3
2	0.43	0.17	0.46	0.82	8.5	0.7	21.9	0.5

Як і у подальшому, у таблиці 4.1 статистично обґрунтованими вважалися зв'язки, коли високі значення когерентності співпадали із значними величинами амплітудного спектру, який є мірою енергії взаємозв'язків між процесами. Наприклад, на рисунку 4.1 наводиться амплітудний спектр взаємодії між першими головними компонентами полів атмосферного тиску у першому і другому регіонах. Між першими головними компонентами полів температури повітря у першому та другому регіоні, тобто регіонах формування явищ ЕНПК, спостерігається тісний кореляційний зв'язок з інтервалом 3 роки, з випередженням у першому регіоні на 4 місяця.

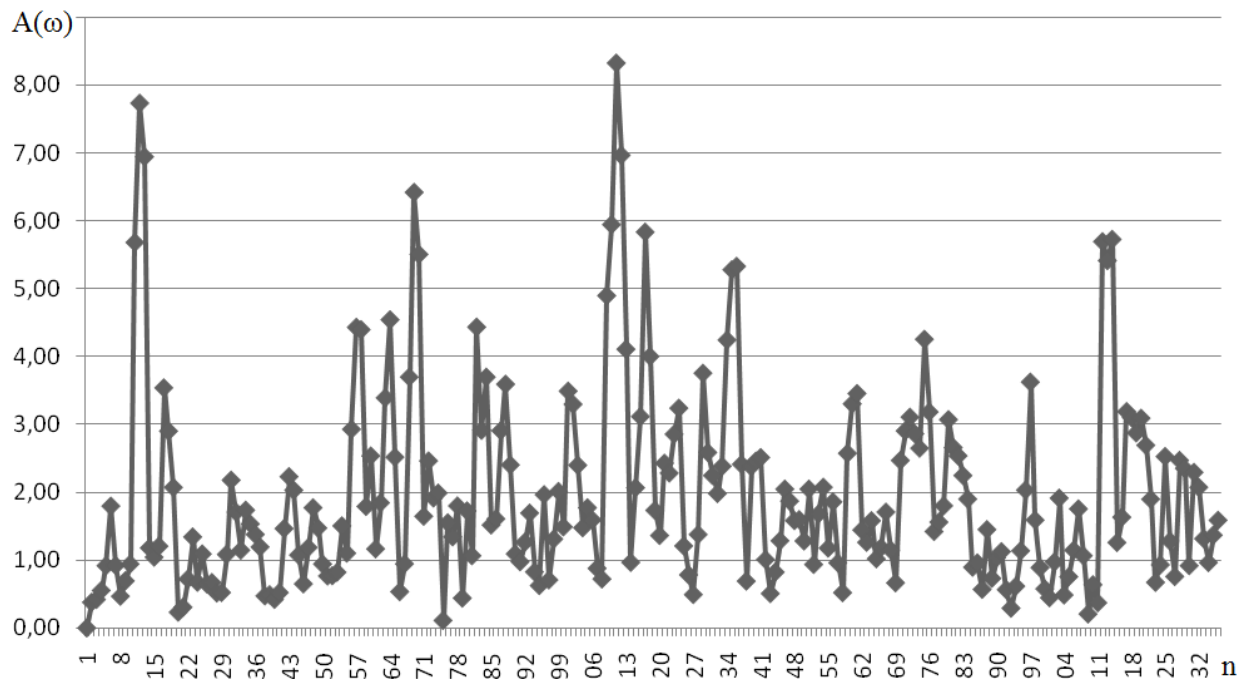


Рис. 4.1 – Амплітудний спектр взаємодії між першими головними компонентами полів атмосферного тиску в регіонах №1 та №2

Крім того, тісний кореляційний зв'язок між цими головними компонентами проявляється з квазірічним періодом, з незначним випередженням у першому регіоні. Перша головна компонента у приекваторіальній зоні Південного Тихого океану відбивають вплив на поля

приводної температури повітря інтенсивності процесів найбільшого масштабу, якими є пасатна циркуляція. Видно, що ці впливи у двох приекваторіальних регіонах тісно пов'язані на зазначених вище періодах коливань. Такі періоди притаманні й явищу ЕНПК. Можна зробити припущення, що ці зв'язки зумовлені, як і представлено у роботах [1-6, 53], екваторіальними океанічними хвилями Россбі.

Другі головні компоненти, як вже зазначалося вище, відображають вплив на структуру полів температури повітря процесів менших масштабів, а саме циклонічними вихорами, які виникають у екваторіально-тропічному поясі. Виникає питання, чи існують кореляційні зв'язки між цими вихровими процесами, які впливають на структуру полів приводної температури повітря у першому й другому регіонах. У таблиці 4.2 представлені параметри взаємного спектрального аналізу між другими головними компонентами полів температури у регіонах №1 і №2

Таблиця 4.2

Параметри взаємного спектрального аналізу між другими головними компонентами полів температури повітря в регіонах №1 та №2

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс.</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град.</i>	$\psi(T),$ <i>міс.</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	-0.24	0.01	0.24	0.69	85.3	7.1	177.9	42.2	3.5
2	-0.1	-0.2	0.22	0.8	11.6	0.97	243.3	-7.9	-0.7
3	0.04	-0.32	0.32	0.82	5.9	0.50	277.9	-4.6	-0.4

Аналіз таблиці 4.2, свідчить, що між вихровими компонентами полів температури у першому і другому регіонах існує тісний кореляційний зв'язок на періодах біля 7 років з випередженням другої головної компоненти у першому регіоні на 3,5 роки. Крім того, тісні кореляційні зв'язки між цими компонентами полів температури повітря мають місце на річному,

піврічному періодах, причому коливання температури повітря починаються раніше у другому регіоні зсувами за фазою відповідно 0,7 і 0,4 роки.

Такі тісні кореляційні зв'язки між головними компонентами полів температури повітря в цих регіонах є ще одним аргументом для висновку, що акваторія першого регіону, яка окреслена у роботі [70], може бути поширена на схід, тобто на всю область, де спостерігається явище ЕНПК. Такий висновок вже був зроблений в результаті порівняння згладжених часових рядів других головних компонент у цих регіонах.

Як зазначається у роботі [70], вихрові компоненти температури, які виникають у регіоні №1 (з нашої точки зору і в регіоні №2), переміщуються у південно-східному напрямку, тобто у регіони №3 і №4. Виникає питання про наявність кореляційних зв'язків між головними компонентами температури у регіоні №3 й зазначених акваторіях Південних Тихого і Атлантичного океанів.

В таблиці 4.3 представлені параметри взаємного спектрального аналізу між першими головними компонентами полів температури у першому й третьому регіонах.

Таблиця 4.3

Параметри взаємного спектрального аналізу між першими головними компонентами полів температури повітря в регіонах №1 і №3

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс.</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град</i>	$\psi(T),$ <i>міс.</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	-0.23	0.19	0.30	0.62	128.0	10.7	106.8	38.0	3.2
2	0.11	-0.24	0.26	0.79	51.2	4.2	301.3	-42.9	-3.6
3	0.35	0.16	0.38	0.7	10.8	0.9	39.0	1.2	0.1
4	-0.4	-0.08	0.41	0.75	5.7	0.5	107.6	1.7	0.1

Як видно, між першими головними компонентами, які відбивають особливості формування полів приводної температури повітря під впливом найбільш великомасштабних процесів, проявляється взаємодія на квазидесятирічному періоді, який притаманний явищу ЕНПК, причому коливання спочатку відбуваються у першому регіоні, тобто у тропічній акваторії Південного Тихого океану, а потім у низьких й помірних широтах, які охоплює регіон №3, причому з запізнюванням в регіоні №3 на 3 роки. Крім того, виявляється взаємозв'язок з коливанням біля 4-х років, період якого співпадає з періодичністю Антарктичної циркумполярної хвилі [61, 62, 74]. Звертає увагу й те, що періодичне коливання найбільш великомасштабних характеристик полів температури повітря проявляється спочатку у середніх широтах, а потім через три місяці у тропічних широтах. Ці результати свідчать про те, що між явищем ЕНПК й процесами в середніх і низьких широтах існують не тільки прямі, але й обернені взаємозв'язки.

Як свідчать дані (табл. 4.3), крім зазначених вище проявляються ще й квазірічні й піврічні кореляційні зв'язки між першими головними компонентами полів температури повітря. Перші два з них характеризуються тим, що коливання починається спочатку у тропічних широтах Південного Тихого океану, потім через 1-2 місяця у середніх широтах. Що стосується кореляційних зв'язків на річному часовому масштабі, то вони проявляються майже одночасно, але знаходяться у протифазі.

Великий інтерес викликає характер зв'язків між другими головними компонентами полів температури повітря у першому й третьому регіонах, оскільки другі головні компоненти цих полів відбивають властивості їх вихрових складових.

Відповідні параметри взаємного спектрального аналізу представлені у таблиці 4.4. Як видно із таблиці 4.4 між зазначеними другими компонентами полів температури повітря проявляється тісний кореляційний зв'язок на 3-х річних й квазидвохрічному періодах, причому коливання відбуваються спочатку у помірних широтах, а вже потім проявляються у тропічній зоні.

Таблиця 4.4

Параметри взаємного спектрального аналізу між другими головними компонентами полів температури повітря в регіонах №1 і №3

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град</i>	$\psi(T),$ <i>міс</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	-0.24	-0.18	0.30	0.96	39.4	3.3	217.2	-23.8	-2.0
2	-0.18	-0.21	0.28	0.82	21.3	1.8	229.3	-13.6	-1.1
3	0.24	0.28	0.37	0.95	12.8	1.1	49.1	1.7	0.1
4	0.01	0.29	0.29	0.84	6.1	0.5	87.2	1.5	0.1

Зв'язки на періоді 3 років добре узгоджуються з рисунком 3.16, де зображені згладжені часові ряди других головних компонент полів температури повітря у першому й третьому регіонах. Як вже зазначалось ці коливальні процеси є майже аналогічними за формою й зсунуті на часовій осі приблизно на 2 роки. Ці результати разом з даними таблиці 4.3 свідчать про те, що між явищем ЕНПК й процесами, що формують поля приводної температури повітря у низьких й помірних широтах акваторії Південного Тихого океану існують не тільки прямі, але й обернені зв'язки, як у найбільш великомасштабних процесах, так і у процесах які відносяться до вихрової компоненти. Крім зазначених, між другими головними компонентами полів температури повітря у першому і третьому регіонах існують статистично значущі кореляційні зв'язки на річному, піврічному часових інтервалах, причому у всіх цих випадках коливання просліджується спочатку у першому регіоні, а потім у третьому.

Якщо сприйняти гіпотезу, сформульовану у роботі [52], то напрошується висновок, що ЕНПК впливає на формування особливостей статистичної структури полів приводної температури повітря послідовно у першому і третьому регіонах. Цей вплив повинен передаватися у помірні широти Південного Атлантичного океану через акваторію регіону №3. Тому



розглянемо статистичні зв'язки між головними компонентами полів температури регіонів №3 і №4. У таблиці 4.5 представлені параметри взаємного спектрального аналізу для цих регіонів.

Таблиця 4.5

Параметри взаємного спектрального аналізу між першими головними компонентами полів температури повітря регіонів №3 і №4

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T$ , міс.	$T$ , рік	$\psi(\omega)$ , град.	$\psi(T)$ , міс.	$\psi(T)$ , рік
1	0,32	0,03	0,32	0,90	30,1	3,6	4,9	0,4	0,03
2	0,7	0,34	0,78	0,91	11,1	0,9	20,1	1,0	0,1
3	0,16	0,44	0,47	0,84	6,5	0,5	70,1	1,3	0,11

Як видно з таблиці 4.5, між цими першими головними компонентами полів температури повітря, які, що неодноразово зазначалося, характеризують вплив на структуру полів температури найбільш великомасштабними процесами, а саме західно-східного переносу водних і повітряних мас, спостерігаються квазічотирьохрічні зв'язки, часовий масштаб їх співпадає з часовим масштабом Антарктичної циркумполярної хвилі. Крім того, дуже тісний кореляційний зв'язок зі значною енергією взаємодії, яку характеризує значення амплітудного спектру, спостерігається на річному часовому масштабі.

Як у першому, так і у другому випадках, процес відбувається спочатку у третьому регіоні, а потім у четвертому. Також з великим значенням когерентності спостерігаються взаємодії між першими головними компонентами на піврічному часових масштабах. Як і у розглянутих вище масштабах кореляційних взаємозв'язків, на піврічному масштабі процеси відбуваються спочатку у третьому регіоні.

Розглянемо тепер характер взаємозв'язків між вихровими масштабами процесів, що формують поля приводної температури повітря у регіонах №3 і №4 (табл. 4.6).

Таблиця 4.6

Параметри взаємного спектрального аналізу між другими головними компонентами полів температури повітря в регіонах №3 і №4

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс.</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град.</i>	$\psi(T),$ <i>міс.</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	-0,3	0,29	0,49	0,96	39,4	3,3	144	15,8	1,3
2	-0,26	0,2	0,33	0,93	10,2	0,9	142,6	4,1	0,3
3	-0,63	-0,12	0,68	0,86	6,1	0,5	190,2	-3,2	-0,3

Як і для взаємозв'язків найбільш великомасштабних компонент у регіонах №3 і №4 чітко проявляються кореляційні зв'язки між другими головними компонентами, причому на 3-х річному і квазірічному періодах процес взаємодії спочатку починається у регіоні №3. Проте піврічні взаємодії між вихровими компонентами відрізняються від характеру взаємодії великомасштабних компонент. Їх зсув за фазою свідчить про те, що існує обернений зв'язок, тобто на формування вихрової компоненти, що обумовлює структуру полів приводної температури повітря у третьому регіоні впливають процеси такого ж масштабу, що розвиваються у регіоні №4.

Узагальнення розглянутих вище взаємозв'язків між головними компонентами полів температури повітря у західному секторі Південної півкулі відображається на діаграмі (рис. 4.2).

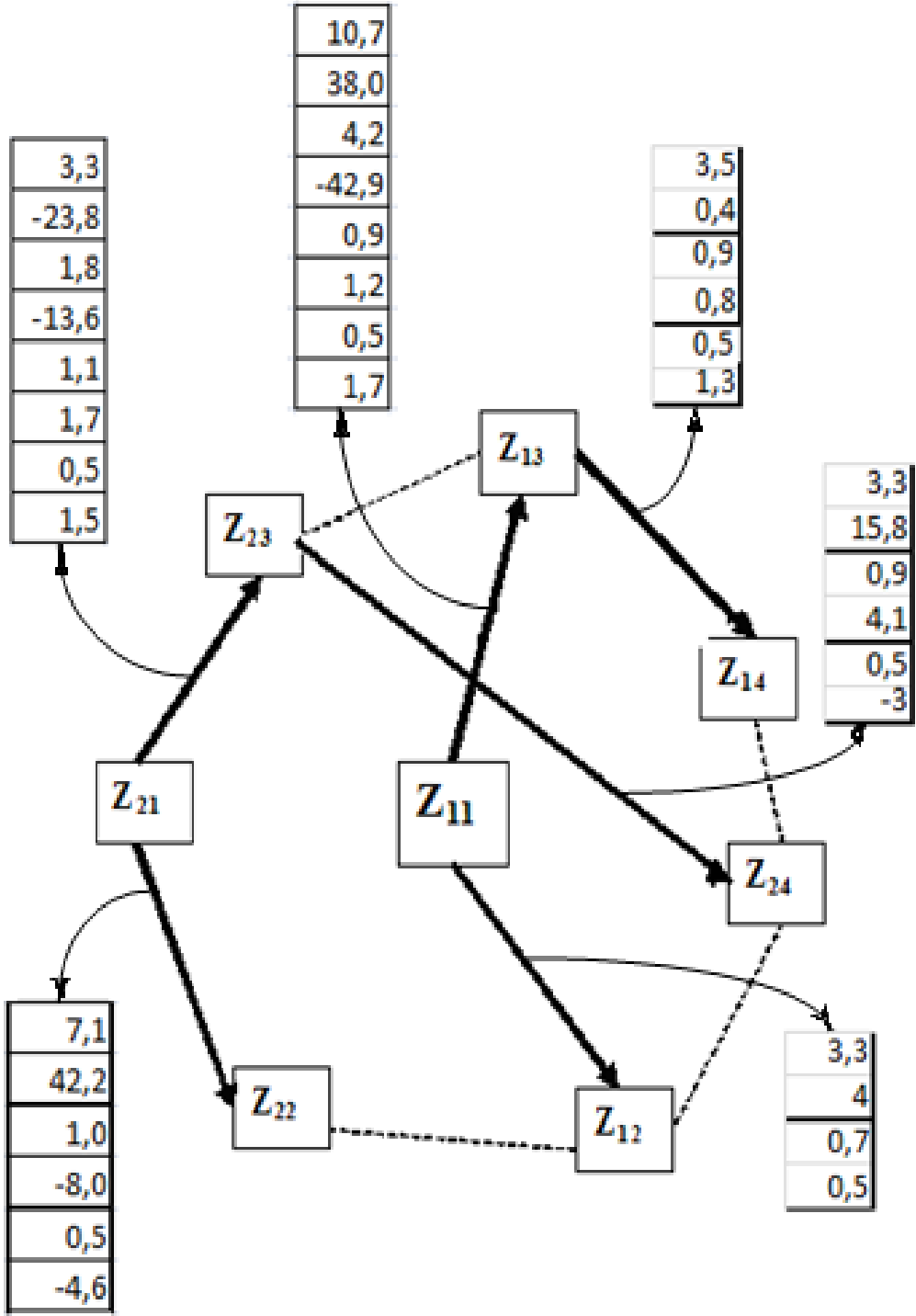


Рис. 4.2 - Характеристики кореляційних зв'язків головних компонент приводної температури повітря

Діаграма утримує сконцентровану інформацію відносно кореляційних зв'язків між головними компонентами полів температури повітря в першому, другому, третьому й четвертому регіонах (зв'язки позначені стрілками). Характеристики кореляційних зв'язків позначені у стовпцях. У кожному із

них у чисельнику показується інтервал коливання (у роках), на якому виявляється кореляційний зв'язок між головними компонентами, а у знаменнику – термін випередження (у місяцях зі знаком плюс) і термін відставання (у місяцях зі знаком мінус). З діаграми випливають такі висновки:

а) У всіх розглянутих парах головних компонент полів приводної температури повітря виявляються кореляційні залежності на 3-5 річних часових масштабах. Процес взаємозв'язку на цих часових масштабах відбувається з випередженням зміни першої головної компоненти першого регіону відносно першої головної компоненти другого регіону на 4 місяці. Це свідчить про те, що при розвитку явищ ЕНПК чинником є зміна приводної температури повітря у західній частині зони ЕНПК. У статистичному зв'язку між першими головними компонентами у першому й третьому регіонах, а також між другими головними компонентами у цих регіонах, випередження приходить на головні компоненти третього регіону. Це свідчить про те, що на розвиток явищ ЕНПК впливають барокліністкість повітря й інтенсивність розвитку вихрової компоненти полів температури повітря у низьких й помірних широтах.

б) Між першими головними компонентами у першому й третьому регіонах крім кореляційного зв'язку на чотирирічному інтервалі проявляється статистично значущий зв'язок на десятирічному інтервалі з випередженням зміни великомасштабних складових полів температури на 38 місяців (біля 3 років). Цей часовий інтервал притаманний явищу ЕНПК.

в) Між розглянутими варіантами головних компонент полів температури повітря спостерігаються кореляційні зв'язки на квазірічних і піврічних часових інтервалах. Між першими головними компонентами першого і другого регіонів, а також першого й третього регіонів, випередження зміни великомасштабних складових полів температури повітря припадає на тропічні широти, причому між регіонами у тропіках майже одночасно, що є підтвердженням того, що діючим відносно утворення хвиль Россбі є не

тільки перший регіон, як зазначається у роботі [52], але й другий регіон, тобто майже вся акваторія тропічної зони Південного Тихого океану. У зв'язках на квазірічному, піврічному інтервалах між першими головними компонентами у першому й третьому регіоні випередження приходиться на перший регіон на термін 2-3 місяці. Є підстави трактувати це явище тим, що таке випередження - результат переміщення хвиль Россбі з тропічних широт на південний схід, тобто у високі широти акваторії Південного Тихого океану.

Такий самий сенс, очевидно, мають випередження других (вихрових) складових полів температури повітря в першому регіоні відносно третього регіону. Термін випередження також складає декілька місяців. Відставання зміни вихрової (другої) компоненти полів температури повітря у третьому регіоні відносно вихрової компоненти у четвертому регіоні можна пояснити впливами на процеси синоптичного масштабу, які формують ці складові полів температури повітря, Південно-Американського континенту, Антарктичного півострова й земель Антарктиди, що розташовуються біля узбережжя Південного океану у секторі, що розглядається.

#### 4.3. Характеристики взаємних зв'язків між головними компонентами полів атмосферного тиску

Якщо існують статистично обумовлені зв'язки між головними компонентами полів приводної температури повітря, то логічно очікувати, що кореляційні зв'язки повинні проявлятися й між головними компонентами полів атмосферного тиску.

У таблиці 4.7 представлені параметри взаємного спектрального аналізу між першими головними компонентами полів атмосферного тиску у першому і другому регіонах. З таблиці 4.7 видно, що між цими головними

компонентами існують дуже тісні кореляційні зв'язки на періодах 6 років, на квазідвохрічному, річному й піврічному періодах. Причому у всіх випадках зміни тиску спочатку відбувається у регіоні №1.

Таблиця 4.7

Параметри взаємного спектрального аналізу між першими головними компонентами полів атмосферного тиску в регіонах №1 і №2

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс.</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град.</i>	$\psi(T),$ <i>міс.</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	1,01	2,35	2,56	0,95	73,1	6,1	66,7	14,0	1,1
2	6,26	0,77	6,31	0,96	21,3	1,8	7,0	0,4	0,1
3	0,79	3,5	3,59	0,98	11,4	0,95	77,3	2,4	0,2
4	-7,22	1,07	7,3	0,96	5,9	0,5	171,5	2,8	0,2

Інший вид мають кореляційні зв'язки між першою головною компонентою полів атмосферного тиску у першому регіоні й другою (вихровою) компонентою у другому регіоні.

Відповідні параметри взаємного спектрального аналізу цих головних компонент представлені в таблиці 4.8.

Таблиця 4.8

Параметри взаємного спектрального аналізу між першою головною компонентою регіону №1 і другою головною компонентою полів атмосферного тиску в регіоні №2

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс.</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град.</i>	$\psi(T),$ <i>міс.</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	-1,91	-4,74	5,11	0,81	11,9	0,99	248,0	-8,2	-0,7
2	-0,28	-5,46	5,47	0,9	8,8	0,74	267,1	-6,6	-0,6

Видно, що між цими головними компонентами існує тісний кореляційний зв'язок на квазірічному часовому масштабі, причому зміни полів атмосферного тиску за рахунок міграції екваторіальної улоговини, які відносяться до першої головної компоненти, у першому регіоні відбувається після того, як у другому регіоні проявляються вихрові компоненти. Кореляційний зв'язок з масштабом півроку, характеризує вплив зміни на вихрову компоненту регіоні №1 на структуру полів найбільшого масштабу у регіоні №2.

Виникає питання про те, як проявляються у статистичному сенсі взаємодії між другими головними компонентами полів атмосферного тиску у цих регіонах. Відповідні параметри взаємного спектрального аналізу представлені у таблиці 4.9.

Таблиця 4.9

Параметри взаємного спектрального аналізу між другими головними компонентами полів атмосферного тиску в регіонах №1 і №2

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс.</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град.</i>	$\psi(T),$ <i>міс.</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	2,48	-7,32	7,73	0,81	42,7	3,56	288,7	-34,2	-2,9
2	1,18	1,83	2,18	0,81	16,5	1,38	57,2	2,6	0,2
3	-2,6	3,72	4,54	0,96	8,0	0,7	124,9	2,8	0,2
4	5,84	-3,79	6,96	0,98	4,6	0,38	327,0	-4,2	-0,4

Таблиця 4.9 дає підстави стверджувати, що між другими головними компонентами полів атмосферного тиску є статистично значимі кореляційні зв'язки на квазічотирирічному, річному, піврічному й квазіпіврічному інтервалах. Якщо на квазічотирирічному інтервалі коливання другої головної компоненти проявляється спочатку у другому регіоні, але майже синфазно з коливанням у першому регіоні, то на більш коротких часових інтервалах –

квазірічному і піврічному відбувається спочатку зміна другої головної компоненти у першому регіоні, крім квазіпіврічного інтервалу.

Такі тісні кореляційні зв'язки між головними компонентами полів атмосферного тиску у цих регіонах є ще однією підставою для висновку, що великомасштабні процеси у першому й другому регіонах є тотожними майже над всією тропічною зоною Південного Тихого океану.

Якщо явище ЕНПК впливає на формування атмосферних процесів у середніх й низьких широтах, то це повинно проявитися у статистичних зв'язках між флуктуаціями атмосферного тиску великих масштабів у тропічних і помірних широтах Південного Тихого океану, тобто у першому й третьому регіонах його акваторії.

Тому розглянемо результати взаємного спектрального аналізу головних компонент полів атмосферного тиску у цих регіонах. Як зазначалося вище, перша головна компонента у тропічних широтах характеризує процеси міграції й зміну інтенсивності екваторіальної улоговини і, як наслідок, південної пасатної течії в атмосфері, а перша головна компонента поля тиску у регіоні №3 відбиває умови формування західно-східного переносу повітряних мас. Останні залежать від бароклінності атмосфери у цьому регіоні, яку характеризують розглянуті вище особливості першої головної компоненти полів приводної температури повітря.

Друга головна компонента полів атмосферного тиску у тропічній зоні Південного Тихого океану відбиває, очевидно, впливи хвиль Россбі, а у помірних широтах - характер вихрової компоненти полів атмосферного тиску, тобто їх циклонічної складової.

У таблиці 4.10 представлені параметри взаємного спектрального аналізу перших головних компонент атмосферного тиску у першому і третьому регіонах.

Аналіз таблиці 4.10 показав, що між першими головними компонентами атмосферного тиску існують тісні кореляційні зв'язки на двоохрічному, річному й піврічному часових інтервалах.



Таблиця 4.10

Параметри взаємного спектрального аналізу між першими головними компонентами атмосферного тиску в регіонах №1 і №3

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град.</i>	$\psi(T),$ <i>міс.</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	-7,53	7,39	10,55	0,83	28,4	2,4	135,5	10,7	0,9
2	-1,89	-3,52	4	0,9	11,6	0,97	241,8	-7,8	-0,7
3	2,29	-3,35	4,06	0,8	7,2	0,6	304,3	-6,1	-0,5

На двохрічному часовому інтервалі випереджає майже на 1 рік коливання першої головної компоненти полів атмосферного тиску в регіоні №1, на річному і піврічному інтервалах випереджує зміна першої головної компоненти у третьому регіоні. Зв'язки на двохрічному інтервалі, як можна вважати, обумовлено явищем ЕНПК. Що стосується піврічних й річних кореляційних зв'язків, то їх характер свідчить, що у розглянутих процесах існують обернені зв'язки, що фізично добре обумовлюється.

Виникає питання про те, чи мають місце кореляційні зв'язки великомасштабних процесів у тропічній зоні з вихровими процесами у помірних широтах. Про це можна отримати інформацію, розглядаючи параметри взаємного спектрального аналізу першої головної компоненти полів тиску у першому регіоні і другої головної компоненти полів атмосферного тиску у третьому регіоні, які представлені у таблиці 4.11.

З таблиці 4.11 видно, що існують статистично обґрунтовані кореляційні зв'язки на двохрічному і квазірічному часових інтервалах першої головної компоненти регіону №1 з другою головною компонентою регіону №3 полів атмосферного тиску, із випередженням процесів у тропічній зоні на 3-6 місяців.

Таблиця 4.11

Параметри взаємного спектрального аналізу між першою головною компонентою у регіоні №1 і другою головною компонентою полів атмосферного тиску в регіоні №3

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс.</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град.</i>	$\psi(T),$ <i>міс.</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	4,79	3,42	5,89	0,9	24,4	2,0	35,5	2,4	0,2
2	-6,14	3,32	6,98	0,82	15,1	1,3	151,6	6,3	0,5
3	6,65	-2,47	7,09	0,88	6,0	0,5	339,6	-5,6	-0,5

А також спостерігається тісний кореляційний зв'язок на піврічному інтервалі між зазначеними головними компонентами, але вихрові процеси у помірних широтах відбуваються з випередженням приблизно з таким же часовим інтервалом.

Як показують розрахунки, вихрові процеси у першому регіоні також впливають на великомасштабні процеси у помірних широтах на річному, піврічному часових інтервалах, але у всіх випадках вихрові процеси у тропічній зоні відбуваються з випередженням відносно процесів у помірних широтах.

Подібним чином проявляються кореляційні зв'язки між другими головними компонентами полів атмосферного тиску у цих регіонах. Їх характеристики представлені у таблиці 4.12.

З цієї таблиці видно, що існують тісні кореляційні зв'язки між другими головними компонентами полів атмосферного тиску у зазначених регіонах на шестирічному, двоохрічному, річному й піврічному інтервалах, причому у всіх випадках вихрові процеси у тропічній зоні проявляються раніше на інтервалах часу, які утримуються в останніх двох стовпцях таблиці 4.12.

Таблиця 4.12

Параметри взаємного спектрального аналізу між другими головними компонентами полів атмосферного тиску в регіонах №1 і №3

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T$ , <i>міс.</i>	$T$ , <i>рік</i>	$\psi(\omega)$ , <i>град.</i>	$\psi(T)$ , <i>міс.</i>	$\psi(T)$ , <i>рік</i>
1	-0,86	2,95	3,07	0,89	73,1	6,1	106,2	21,6	1,8
2	-3,26	6,7	7,45	0,9	23,3	1,9	115,9	7,5	0,6
3	6,21	4,12	7,45	0,9	14,2	1,2	33,5	1,3	0,1
4	-0,44	16,14	16,15	0,83	5,2	0,4	91,6	1,3	0,1

Енергія процесів, які розвиваються у означеному третьому регіоні, що характеризуються зміною за часом головних компонент полів атмосферного тиску, повинна, якщо прийняти гіпотезу [53], мати зв'язок з енергією процесів у регіоні №4. Цей регіон межує з регіоном №3 протокою Дрейка, Антарктичним півостровом й південною частиною Південної Америки.

Тому виникає потреба розглянути питання, чи є між головними компонентами полів атмосферного тиску у цих регіонах статистичні зв'язки і який характер вони мають. Відповідь на ці питання отримуємо, як і раніше, розглянувши параметри взаємної спектрального аналізу між першими головними компонентами у третьому і четвертому регіонах. У таблиці 4.13 представлені ці параметри для.

Таблиця 4.13

Параметри взаємного спектрального аналізу між першими головними компонентами полів атмосферного тиску регіонів №3 і №4

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T$ , <i>міс.</i>	$T$ , <i>рік</i>	$\psi(\omega)$ , <i>град.</i>	$\psi(T)$ , <i>міс.</i>	$\psi(T)$ , <i>рік</i>
1	-7,5	-15,58	17,29	0,84	12,5	1,0	244,3	-8,5	-0,7
2	2,14	-6,72	7,05	0,83	6,2	0,5	287,7	-4,9	-0,4

Перші головні компоненти полів атмосферного тиску у помірних широтах Південного Тихого й Атлантичного океанів характеризують особливості їх структури. Вони відбивають визначні частини західно-східного переносу повітряних мас, тобто циркумполярної повітряної течії.

Як видно з таблиці 4.13, між цими великомасштабними компонентами полів тиску існують кореляційні зв'язки на річному й піврічному часових масштабах. Цікавим є те, що на річних і піврічних масштабах великомасштабні процеси, які розвиваються у Південному Атлантичному океані, випереджають великомасштабні процеси, що формуються у Південному Тихому океані. Є підстави вважати, що чинником цього оберненого зв'язку є вплив Південно-Американського континенту, з одного боку, і Антарктичного півострова, з іншого.

Перша головна компонента полів атмосферного тиску у третьому регіоні має кореляційну залежність з другою компонентою четвертого регіону. Цей висновок підтверджують дані таблиці 4.14.

Таблиця 4.14

Параметри взаємного спектрального аналізу між першою головною компонентою у регіоні №3 і другою головною компонентою полів тиску в регіоні №4

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс.</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град.</i>	$\psi(T),$ <i>міс.</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	-12,93	-1,93	13,07	0,84	64	5,3	188,5	-33,51	-2,8
2	-3,16	-10,55	11,01	0,85	9,66	0,8	253,3	-6,8	-0,6
3	9,08	3,59	9,76	0,9	7,01	0,6	21,6	0,42	0,03

Кореляційні зв'язки між цими головними компонентами проявляються на квазіп'ятирічному, квазірічному й піврічному часових інтервалах. Викликає інтерес той факт, що між першими головними компонентами

третього й четвертого регіонів п'ятирічна телеконекція відсутня, а також відбувається випередження саме вихрової компоненти у четвертому регіоні відносно великомасштабної компоненти, майже на 3 роки. П'ятирічний часовий масштаб цих процесів співпадає з часовим масштабом Антарктичної циркумполярної хвилі і тому можна вважати, що ці взаємозв'язки між процесами різних масштабів є її проявом. Випередження другої головної компоненти відбувається й на квазірічному часовому масштабі, у той час, коли на піврічному масштабі випереджають коливання першої головної компоненти полів тиску у третьому регіоні, що має очевидне фізичне обґрунтування.

З точки зору гіпотези [53], тобто океанічні хвилі Россбі, які утворилися у тропічній зоні Південного Тихого океану, подальше пересуваються на південний схід, тобто проявляються послідовно у третьому й четвертому регіонах, викликає питання про характер кореляційних зв'язків між другими головними компонентами полів атмосферного тиску у цих регіонах. Дані про це представлені у таблиці 4.15.

Таблиця 4.15

Параметри взаємного спектрального аналізу між другими головними компонентами полів атмосферного тиску в регіоні №3 і №4

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс.</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град.</i>	$\psi(T),$ <i>міс.</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	-3,23	-23,02	23,25	0,89	36,6	3,1	262,0	-26,6	-2,2
2	1,4	16,54	16,6	0,83	19,7	1,6	85,2	4,7	0,4
3	-16,56	10,19	19,44	0,94	7,0	0,6	148,4	2,9	0,2

З таблиці 4.15 видно, що існують тісні кореляційні зв'язки між другими головними компонентами на 3-х, квазідвохрічному, піврічному часових інтервалах, причому коливання з періодом 3 роки відбувається з випередженням процесів вихрових масштабів у помірних широтах акваторії

Південного Атлантичного океану відносно процесів таких масштабів в акваторії Південного Тихого океану, що узгоджується з зазначеною вище гіпотезою. Навпаки з квазідвохрічним і піврічним коливанням, випередження процесів відбувається спочатку у помірних широтах Південного Тихого океану.

Як зазначається у ряді робіт [30, 31, 32, 33, 40, 43, 44], спостерігається атмосферна телеконекція між великомасштабними процесами у тропічних широтах Південного Тихого океану, а саме явища ЕНПК, й синоптичними процесами в акваторії помірних широт Південного Атлантичного океану. У ряді інших робіт [36, 38] наявність такої телеконекції заперечується.

Щоб з'ясувати це питання розглянемо параметри взаємного спектрального аналізу першої головної компоненти полів атмосферного тиску у першому регіоні й другої головної компоненти цих полів у четвертому регіоні. Вони представлені у таблиці 4.16.

Дані таблиці 4.16 свідчать про те, що існує достовірний кореляційний зв'язок між явищем ЕНПК і вихровими складовими полів тиску на річному й піврічному часових інтервалах, причому випередження спостерігається саме у першої головної компоненти полів атмосферного тиску у тропічній акваторії Південного Тихого океану.

Таблиця 4.16

Параметри взаємного спектрального аналізу між першою головною компонентою у регіоні №1 й другою головною компонентою полів атмосферного тиску в регіоні №4

$n$	$C(\omega)$	$Q(\omega)$	$A(\omega)$	$\gamma(\omega)$	$T,$ <i>міс.</i>	$T,$ <i>рік</i>	$\psi(\omega),$ <i>град.</i>	$\psi(T),$ <i>міс.</i>	$\psi(T),$ <i>рік</i>
1	-2,65	8,09	8,51	0,81	11,9	0,99	108,1	3,6	0,3
2	1,89	2,47	3,11	0,9	6,5	0,54	52,5	1,0	0,1

Період випередження складає біля чотирьох місяців для зв'язків з річним терміном і біля одного, двох місяців для кореляційних зв'язків з меншими часовими інтервалами. Це свідчить про те, що спостерігається атмосферна телеконекція між явищем ЕНПК і вихровими процесами у помірних широтах акваторії Південного океану.

Стисла інформація відносно телеконекції полів атмосферного тиску утримується на діаграмі (рис. 4.3), позначення якої мають такий же сенс, як і на діаграмі, що міститься на рисунку 4.2.

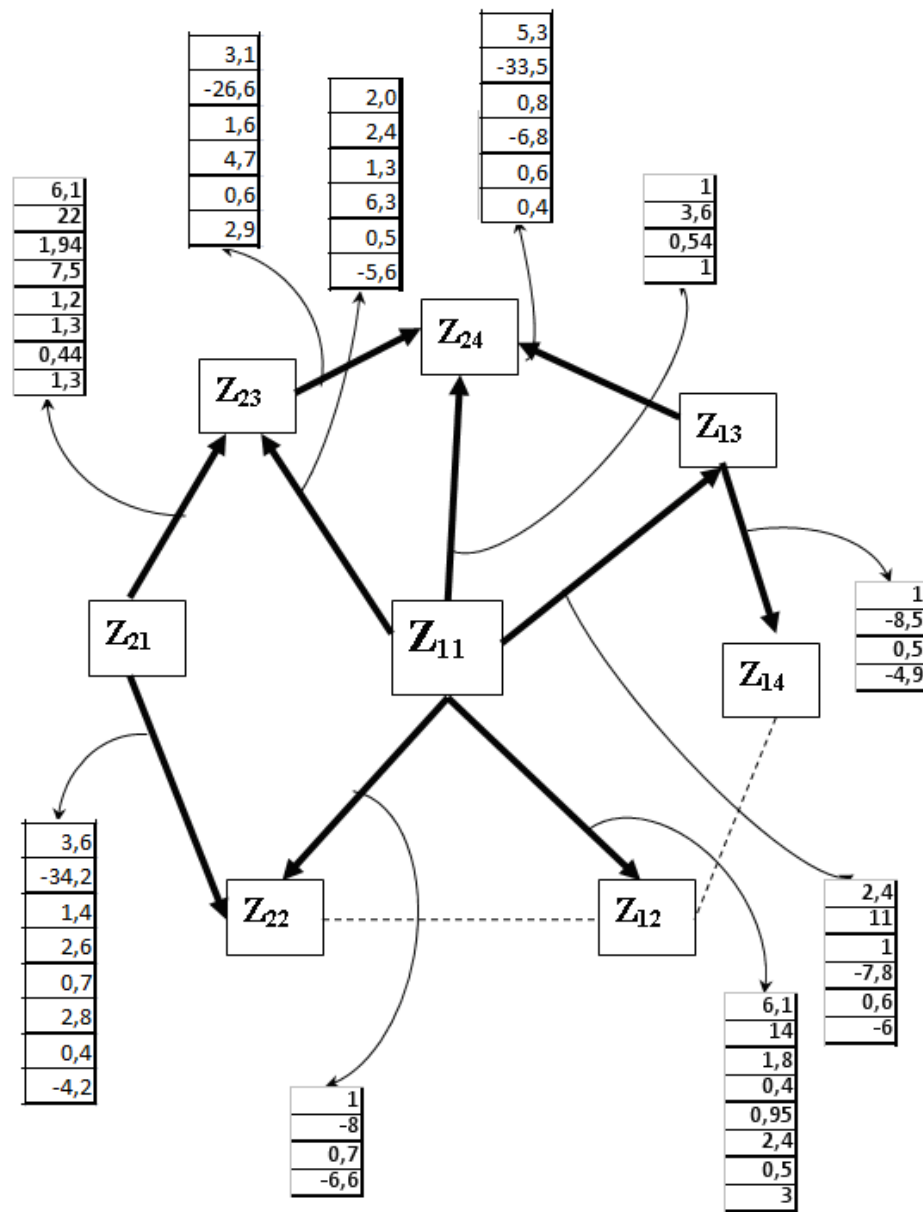


Рис. 4.3 - Характеристики кореляційних зв'язків головних компонент атмосферного тиску

Аналіз даних дає підстави зробити наступні висновки:

- а) Характеристики кореляційних зв'язків між головними компонентами полів атмосферного тиску у визначених регіонах є більш різноманітними, ніж у полів температури. Якщо розглядати кореляційні зв'язки між першими головними компонентами, то зв'язок на великому – шестирічному часовому інтервалі, притаманному явищу ЕНПК, виявляється тільки між першими головними компонентами у першому й другому регіонах з випередженням у першому регіоні на термін біля півтора року, що природно, оскільки обидва регіони приймають участь у формуванні цього явища. Крім того, спостерігається тісний зв'язок на квазідвохрічному, річному, піврічному інтервалах, причому процеси, які формують великомасштабні складові поля тиску у тропічній зоні Південного Тихого океану, поширюються з заходу на схід. Приблизно на таких же часових інтервалах проявляються й зв'язки між другими головними компонентами полів атмосферного тиску у цих регіонах, причому з випередженням 3-4 місяця для півторарічного, піврічного інтервалів й майже трьохрічним випередженням для кореляційного зв'язку на квазічотирирічному інтервалі. Все це свідчить про те, що вихрова компонента полів атмосферного тиску у тропічній зоні змінюється у напрямку із заходу на схід.
- б) Кореляційні зв'язки між головними компонентами у першому й третьому регіонах мають більш складний характер. Перші головні компоненти у цих регіонах тісно зв'язані на квазідворічному часовому інтервалі з випередженням мінливості у першому регіоні з терміном біля одного року. Це може бути підтвердженням того, що телеконеція між полями тиску у тропіках й помірних широтах, яка обумовлена явищем ЕНПК, дійсно існує, що і зазначається у роботах багатьох авторів.

Кореляційний зв'язок на річному часовому інтервалі між першими головними компонентами у першому і третьому регіонах, який добре проявляється, має випередження саме у третьому регіоні з досить великим терміном біля 8 місяців. Він підтверджує той факт, що інтенсивність й



положення екваторіальної улоговини, що характеризує перша головна компонента у першому регіоні, у великій мірі залежить від структури полів атмосферного тиску у помірних широтах. Це відноситься й до кореляційних зв'язків на піврічному часовому інтервалі між першими головними компонентами полів атмосферного тиску у цих регіонах. Мають також тісний кореляційний зв'язок великомасштабні процеси у тропічній зоні й вихрові процеси у помірних широтах, тобто між першою головною компонентою у першому регіоні й другою компонентою полів атмосферного тиску у третьому регіоні на двохрічному й річному часовому інтервалах, причому з випередженням процесів у тропічній зоні на 2-6 місяців. Характер кореляційних зв'язків на піврічному інтервалі свідчить про наявність у процесах різного масштабу у першому і третьому регіонах обернених зв'язків.

в) Вихрові процеси у тропічній зоні мають тісний кореляційний зв'язок з вихровими процесами у помірних широтах акваторії Південного Тихого океану. Вони реалізуються на 6-річному й дворічному часових інтервалах з випередженням у тропічних широтах. Випередження складає біля двох років для 6-річного часового інтервалу й біля півроку для двохрічного інтервалу. Крім того, теж з випередженням, в тропічних широтах виявляються тісні кореляційні зв'язки на річному й квазіпіврічному інтервалах. Це є підтвердженням того, що вихрова компонента полів тиску переміщується, як показується в роботі [53], на південний схід у високі широти Південного Тихого океану.

г) Між першими головними компонентами полів тиску у третьому і четвертому регіонах реалізується тісний кореляційний зв'язок на річному і піврічному часових інтервалах, причому випередження взаємодії між ними на перших двох інтервалах на 5-8 місяців відбувається не в третьому, а у четвертому регіоні. Можна вважати, що ці обставини є результатом впливу на формування полів тиску Південно-Американського материка, з одного

боку, і примикаючими до Південного океану земель Антарктиди у секторі Південної півкулі, з іншого.

д) На формування великомасштабної складової полів атмосферного тиску у помірних широтах акваторії Південного Тихого океану впливають вихрові складові помірних широт акваторії Південного Атлантичного океану на часових інтервалах у 5 років і 1 рік, у той час, коли на піврічному часовому інтервалі, процеси вихрових масштабів є результатом процесів, які відбиваються першою головною компонентою. Це чітко просліджується на діаграмі (рис. 4.3). Такий саме висновок впливає при розгляданні кореляційних зв'язків між другими головними компонентами третього й четвертого регіонів. Всі зміни, переходять від акваторії Південного Тихого океану до акваторії Південного Атлантичного океану.

е) Викликає значний інтерес телеконекції полів атмосферного тиску між тропічними широтами й акваторією Південного Атлантичного океану. Про її наявності свідчать тісні кореляційні зв'язки на річному й піврічному часових інтервалах між першою головною компонентою у першому регіоні і другою головною компонентою у четвертому регіоні. Ці зв'язки свідчать про вплив процесів у тропічній зоні, а саме явища ЕНПК, на помірні широти Південного Атлантичного океану.

ж) Висновки, які зроблені відносно статистичної структури полів приводної температури повітря й атмосферного тиску добре узгоджуються між собою.

#### 4.4. Особливості зв'язків між полями аномалій атмосферного тиску з явищем ЕНПК

У підрозділах 4.2, 4.3 розглядалися кореляційні зв'язки між головними компонентами полів температури повітря над підстильною поверхнею й атмосферним тиском. Було виявлено, що в усіх чотирьох регіонах західного сектора Південної півкулі майже у всіх випадках проявляються взаємозв'язки між головними компонентами полів приводної температури повітря і атмосферного тиску на дальніх (2-10) й більш близьких (0,5-1,0) річних часових інтервалах. З урахуванням отриманих результатів досліджень, які свідчать про те, що в океані хвилі Россбі є механізмом переносу теплої води з тропічної зони Південного Тихого океану у південно-східному напрямку, можна зробити оцінку інтервалів часу, протягом яких хвилі Россбі переносять води океану з регіонів №1 і №2 до регіонів №3 і №4. Останній регіон є особливо цікавим тому, що біля нього розташовується українська антарктична станція Академік Вернадський.

У розділі 1 обговорювалось, що хвилі Россбі у тропічному поясі Південного Тихого океану пересуваються з швидкостями від десятих часток м/с до 2.5 м/с. При переміщенні у більш високі широти їх швидкість зменшується. Якщо взяти 0.2 м/с за середню швидкість переносу теплої води за схемою на рис. 1 з регіонів №1 і №2 в регіон №3, то за термін у 1 рік шлях частинки води становить більше ніж 6000 км, а півроку більше ніж 3000 км, це значно більше, ніж довжина зазначеної траси. Ці оцінки добре узгоджуються з дослідженнями І.В. Рязанової [19, 20], яка встановила наявність у річному й піврічному термінах зміну положення й інтенсивності циклонічних центрів дії у Південній півкулі, тобто, що річне й піврічне коливання є основними у формуванні великомасштабних атмосферних процесів у Південній полярній області.

Температура приводного повітря й атмосферний тиску, як відомо, визначаються у великій мірі процесами взаємодії атмосфери й підстильної поверхні. З урахуванням наведених оцінок є підстави вважати, що вплив Ель-Ніньо й Ла-Нінья у найбільшій мірі повинен проявлятися у регіоні №4 при врахуванні статистичних зв'язків між полями атмосферного тиску у

четвертому регіоні з полями температури повітря й атмосферного тиску у першому й другому регіонах саме через 1 рік й через 0,5 року між зазначеними фізичними полями у 3-му й 4-му регіонах, після максимуму прояву цього явища. Як було показано у попередніх розділах, взаємозв'язки річних й піврічних часових масштабів мають місце в усіх випадках.

Спроба визначення впливу явища Ель-Ніньо й Ла-Нінья на структуру полів атмосферного тиску регіону №4 здійснювалась шляхом застосування регресійного аналізу [28]. Було побудовано 2 рівняння лінійної множинної регресії, в яких у якості «предиктантів» розглядалися перша  $\tilde{Z}_{1p}^{(4)}$  і друга  $\tilde{Z}_{2p}^{(4)}$  головні компоненти атмосферного тиску у регіоні №4 (номер його визначається на місці показника степеня).

Впливаючими факторами («предикторами») вважалися перші  $Z_1$  й другі  $Z_2$  головні компоненти полів атмосферного тиску й приводної температури повітря у 1, 2 й 3 регіонах, тобто сукупність потенційних «предикторів» складала 12 зазначених величин, а об'єм їх вибірок дорівнює 480 значень. У модель залучалися лише перші дві головні компоненти полів фізичних величин тому, що як було показано у розділі 2, суми їх дисперсій охоплюють більшу частину сумарної дисперсії вихідних полів.

Просіювання «предикторів» з метою визначення сукупності статистично-значущих здійснювалось за методом покрокової регресії [26]. Статистична значущість визначалась за допомогою критерію Стьюдента  $t_{кр}$  й множинного коефіцієнта кореляції  $R$ . У таблиці 4.17, 4.18 представлені результати просіювання на десятому кроці процедури.

Процедура просіювання «предикторів» закінчувалася, коли виконувалися такі вимоги: множинний коефіцієнт кореляції досягає насичення, відповідно до критерія Стьюдента  $t_{кр} > 1.8$ , що при рівні зазначеного вище числа ступенів вільності відповідає ймовірності  $p=0,975$ . За зазначених умов вірогідності «предикторів», із їх системи були відкинуті

“предиктор” з коефіцієнтом регресії  $a_9$  у першому рівнянні регресії (табл. 4.17) й з коефіцієнтом  $a_2$  у другому рівнянні (табл. 4.18).

Таблиця. 4.17

Результати просіювання головних компонент  $Z_1$  і  $Z_2$  у рівнянні регресії для  
”предиктанта”  $\tilde{Z}_{1p}^{(4)}$  ( $R=0.90$ )

Значення коефіцієнта регресії	Значення критерія Стьюдента	Назва предиктора
-0,449	14,3	$Z_{2p}^{(3)}$
-1,014	32,3	$Z_{1t}^{(2)}$
0,907	28,9	$Z_{1p}^{(2)}$
-0,305	9,7	$Z_{2p}^{(2)}$
-0,331	10,5	$Z_{2t}^{(2)}$
0,057	1,8	$Z_{2p}^{(1)}$
-0,233	7,4	$Z_{1p}^{(1)}$
-0,413	13,1	$Z_{1p}^{(3)}$
0,346	11,0	$Z_{2t}^{(1)}$

Отже, отримане рівняння лінійної множинної регресії для першої головної компоненти атмосферного тиску у регіоні №4  $\tilde{Z}_{1p}^{(4)}$  має вигляд:

$$\begin{aligned} \tilde{Z}_{1p}^{(4)} = & -0,449 Z_{2p}^{(3)} - 1,014 Z_{1t}^{(2)} + 0,907 Z_{1p}^{(2)} - 0,305 Z_{2p}^{(2)} - 0,331 Z_{2t}^{(2)} + 0,057 Z_{2p}^{(1)} - \\ & - 0,233 Z_{1p}^{(1)} - 0,413 Z_{1p}^{(3)} + 0,346 Z_{2t}^{(1)} \end{aligned} \quad (4.7)$$

Якщо коефіцієнт множинної кореляції у процедурі просіювання для  $\tilde{Z}_{1p}^{(4)}$  прийшов до стану насичення лише після досягнення значення  $R=0.90$  на десятому кроці, то для  $Z_{2p}^{(4)}$  стан насичення настав лише після значення  $R=0.976$  теж на 10-му кроці процедури. Відповідні коефіцієнти регресії для цього рівняння регресії знаходяться у таблиці 4.18

Таблиця 4.18

Результати просіювання головних компонент  $Z_1$  і  $Z_2$  у рівнянні регресії для «предиктанта»  $\tilde{Z}_{2p}^{(4)}$  ( $R=0.976$ )

Значення коефіцієнта регресії	Значення критерія. Стьюдента	Назва предиктора
0,869	60,1	$Z_{2p}^{(2)}$
-0,249	17,2	$Z_{2t}^{(3)}$
0,240	16,6	$Z_{1t}^{(2)}$
-0,243	16,8	$Z_{2p}^{(1)}$
-0,851	58,9	$Z_{1p}^{(1)}$
-0,207	14,3	$Z_{1t}^{(1)}$
0,378	26,2	$Z_{1p}^{(2)}$
0,445	30,8	$Z_{2p}^{(3)}$
-0,440	30,4	$Z_{2t}^{(1)}$

Лінійне рівняння множинної регресії для другої головної компоненти полів тиску  $\tilde{Z}_{2p}^{(4)}$  у регіоні №4 має такий вигляд:

$$\begin{aligned} \tilde{z}_{2p}^{(4)} = & 0,869 Z_{2p}^{(2)} - 0,249 Z_{2t}^{(3)} + 0,240 Z_{1t}^{(2)} - 0,243 Z_{2p}^{(1)} - 0,851 Z_{1p}^{(1)} - \\ & - 0,207 Z_{1t}^{(1)} + 0,378 Z_{1p}^{(2)} + 0,445 Z_{2p}^{(3)} - 0,440 Z_{2t}^{(1)} \end{aligned} \quad (4.8)$$

Оцінки відносно часових інтервалів взаємодії теплового струму океанічних вод з полями приводної температури повітря й атмосферного тиску у районах формування явищ Ель-Ніньо і Ла-Нінья, які були зроблені вище безпосередньо через кореляційні зв'язки між першими двома головними компонентами цих полів свідчать про те, що «предиктори» у регіонах №1 і №2 необхідно брати з річним інтервалом після зазначеного строку максимуму розвитку цих явищ, а для «предикторів» регіону №3 з піврічним.

У роботах [70, 71] наводиться перелік термінів Ель-Ніньо і Ла-Нінья, які спостерігалися у 20 столітті, починаючи з 1969 року. Ці дані представлені у таблиці 4.19

Таблиця 4.19

## Явища Ель-Ніньо і Ла-Нінья починаючи з 1969 р. [71]

№	Ель-Ніньо		Ла-Нінья	
	початок	закінчення	початок	закінчення
1	Вересень 1969	Березень 1970	Липень 1970	Січень 1972
2	Квітень 1972	Березень 1976	Січень 1973	Квітень 1976
3	Серпень 1976	Січень 1978	Вересень 1984	Січень 1985
4	Жовтень 1979	Квітень 1980	Травень 1988	Січень 1989
5	Квітень 1982	Липень 1983	Вересень 1995	Березень. 1996
6	Серпень 1986	Лютий 1988	Січень 1998	Грудень. 1999
7	Березень 1991	Березень 1995		
8	Квітень 1997	Квітень 1998		

Для проведення чисельного експерименту на основі побудованих рівнянь множинної регресії були розглянуті явища Ель-Ніньо, що відбувалися протягом періоду 1991 - 1995 року і Ла-Нінья з 1970 по 1972 роки.

Оскільки реперними роками були, як зазначалося вище, роки максимального розвитку цих явищ, тому значення “предикторів” бралися: для теплого явища у березні 1995 року, для холодного-у січні 1972 року в регіонах №1 і №2, у жовтні 1995 року для Ель-Ніньо і у червні 1972 року для Ла-Нінья у регіоні №3, відповідно.

Розрахунки за рівнянням регресії показали, що для Ель-Ніньо  $\tilde{Z}_{1p}^{(4)}=133,5$ ;  $\tilde{Z}_{2p}^{(4)}=-5,9$ , а для Ла-Нінья  $\tilde{Z}_{1p}^{(4)}=-51,6$ ;  $\tilde{Z}_{2p}^{(4)}=32,4$ .

Звертає увагу той факт, що значення головних компонент, розрахованих за моделлю для теплої й холодної фаз явища Ель-Ніньо, мають протилежні знаки.

Ці значення «предиктантів» дали можливість шляхом обернених перетворень на основі матриць власних векторів  $W$  для зазначених вище місяців, отримати вектор

$$Zp = \begin{pmatrix} z_{1p}^{(4)} \\ z_{2p}^{(4)} \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \end{pmatrix}, \quad (4.9)$$

та «модельні» поля аномалій тиску.

Як відомо [26], це перетворення має вигляд:



$$\Delta p_{np} = W Z p \quad (4.10)$$

У результаті розраховані «модельні» центровані поля атмосферного тиску, тобто поля аномалій атмосферного тиску у регіоні №4 при зазначеному явищі Ель-Ніньо і Ла-Нінья. Ці поля представлені на рисунках 4.4, 4.7.

Для того, щоб зробити висновки про наявність впливу ЕНПК на поля тиску, були створені вектори  $\Delta p_{\phi}$ , де перші головні компоненти мали фактичні значення у терміни, для яких проводилися розрахунки. Це дало можливість розрахувати фактичні поля аномалій тиску (рис. 4.5, 4.6)

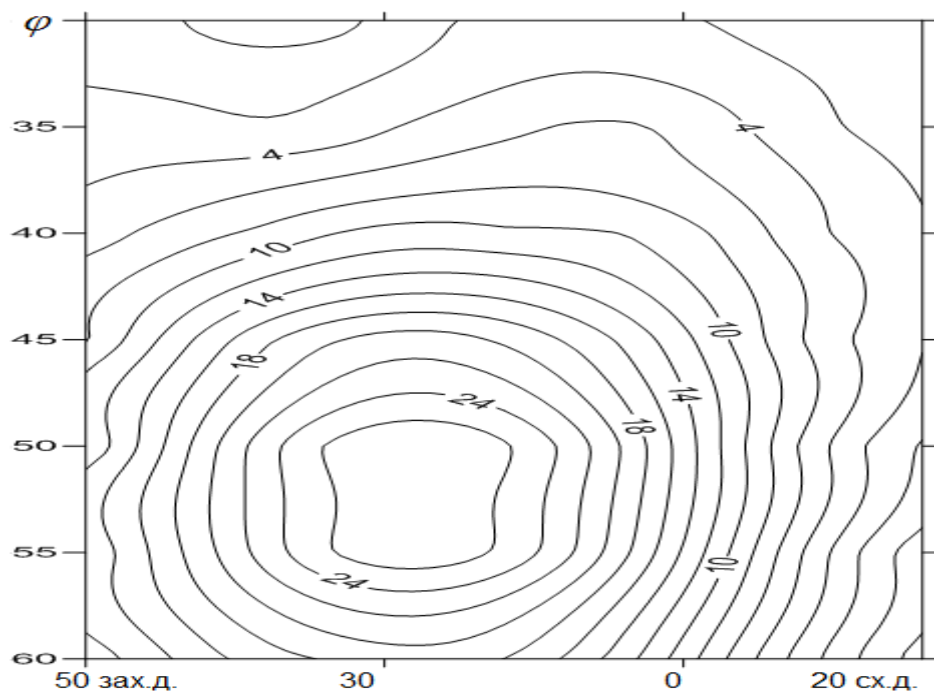


Рис. 4.4 – Модельне поле аномалій атмосферного тиску в регіоні №4 (Ель-Ніньо 1991-1995 рр., березень)

Порівняння фактичних полів аномалій атмосферного тиску з полями, отриманими за моделями, показують, що структура цих полів добре узгоджується.

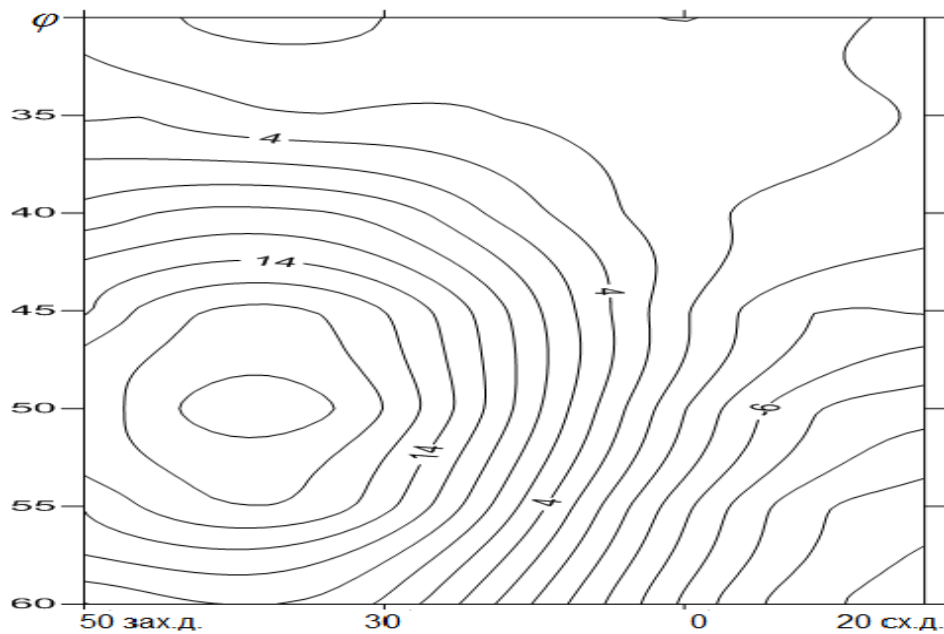


Рис. 4.5 – Фактичне поле аномалій атмосферного тиску в регіоні №4 (Ель-Ніньо 1991-1995 рр., березень)

По-перше, при Ель-Ніньо 1991-1995 рр. фактичне поле аномалій атмосферного тиску має майже подібну структуру з «модельним». Це відноситься, по-перше, до положення екстремума й значень аномалій тиску в області екстремуму. По-друге, при Ель-Ніньо майже весь регіон, як за фактичним, так і за «модельним» полями аномалій, має додатні аномалії. Зміни значень у цих полях аномалій як за широтою, так і за довготою характеризується значними горизонтальними градієнтами.

Різниця між «модельним» й фактичним полями полягає у тому, що на південно-східній окраїні останнього спостерігається незначний за величиною осередок від'ємних значень. Отже, структура полів аномалій атмосферного тиску дає підставу зробити висновок, що при Ель-Ніньо має місце зменшення інтенсивності циклонічної діяльності у східній частині західного сектору Південної півкулі, що видно із структури «модельних» й фактичних аномалій полів атмосферного тиску. Цей вплив проявляється таким чином, що через один рік після максимуму розвитку теплої фази явища, відбувається підвищення атмосферного тиску майже у всьому регіоні №4, тобто у низьких й помірних широтах акваторії Південного Атлантичного океану.

При Ла-Нінья (рис. 4.6, 4.7) весь регіон характеризується від'ємними значеннями аномалій атмосферного тиску, тобто при наявності холодного явища у регіоні збільшується інтенсивність циклонічної діяльності.

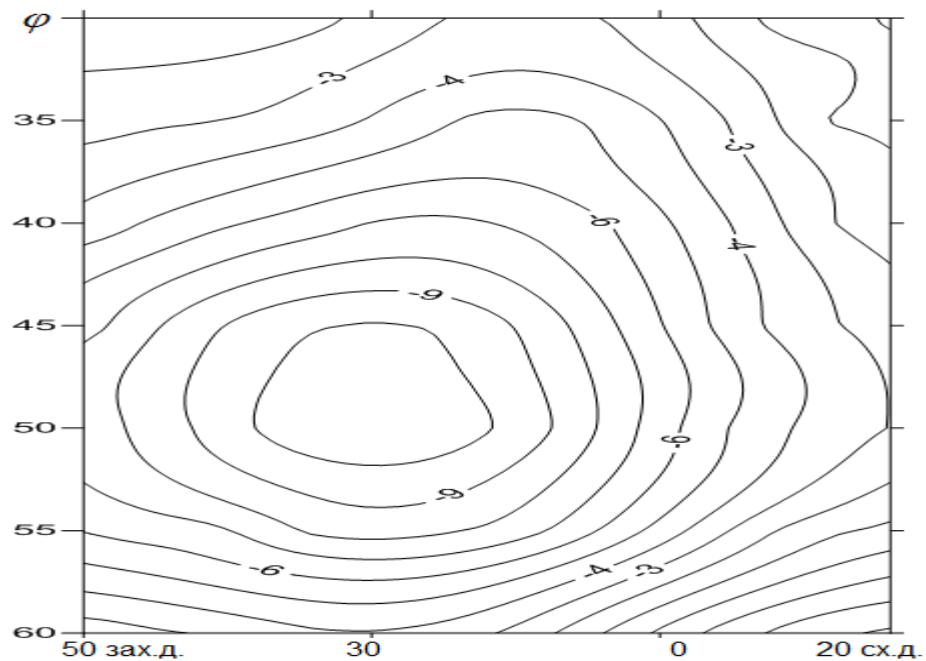


Рис. 4.6 – Фактичне поле аномалій атмосферного тиску в регіоні №4, (Ла-Нінья 1970-1972 рр., січень)

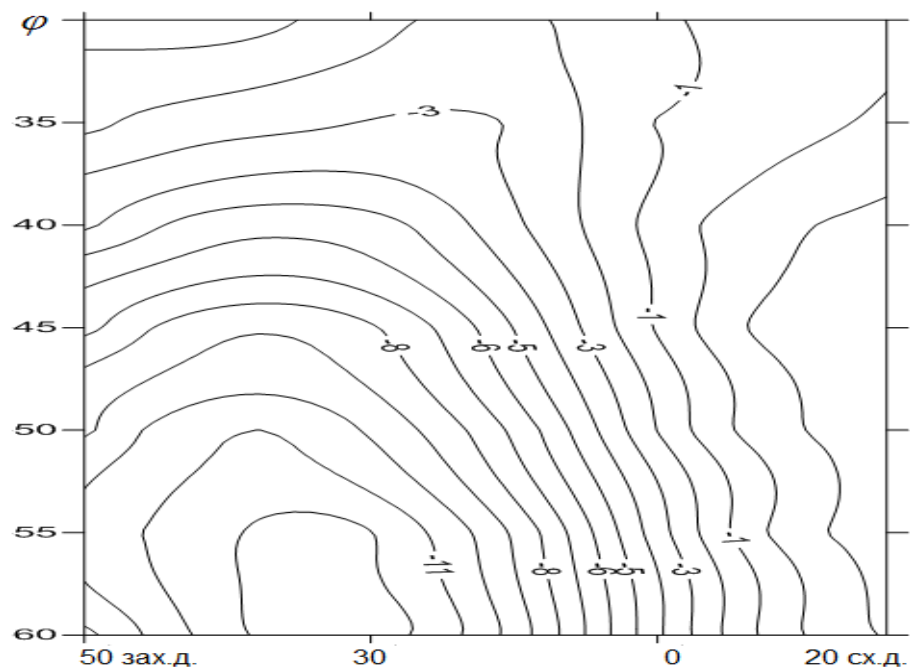


Рис. 4.7 – Модельне поле аномалій атмосферного тиску в регіоні №4 (Ла-Нінья 1970-1972 рр., січень)

Різниця між полями фактичних й «модельних» аномалій полягає у тому, що в останньому екстремум спостерігається між  $55^\circ$  і  $60^\circ$  півд.ш., а у полі дійсних значень між  $45^\circ$  і  $60^\circ$  півд.ш.

Ще два чисельних експеримента були проведені для Ель-Ніньо, яке відбувалося протягом 1976-1978 рр. і Ла-Нінья 1995-1996 рр. Відповідні розрахунки при Ель-Ніньо проводилися для реперного часового інтервалу – січень 1977 року для «предикторів» першого і другого регіонів й липня цього ж року для регіона №3.

Відповідні модельні значення дорівнюють  $\tilde{Z}_{1p}^{(4)}=11.9$  і  $\tilde{Z}_{2p}^{(4)}=63.2$ .

Обернене перетворення вектора  $Z_p$  у цьому випадку за допомогою відповідної матриці власних векторів дозволило відтворити «модельне» поле  $\Delta p_{np}$ , яке відноситься до січня 1977 р. Це поле аномалій атмосферного тиску представлено на рисунку 4.9. Таким же чином на основі фактичних значень,  $Z_{1p}^{(4)}$ ,  $Z_{2p}^{(4)}$  побудовано фактичне поле аномалій атмосферного тиску  $\Delta p_\phi$  для четвертого регіону у січні (рис. 4.8).

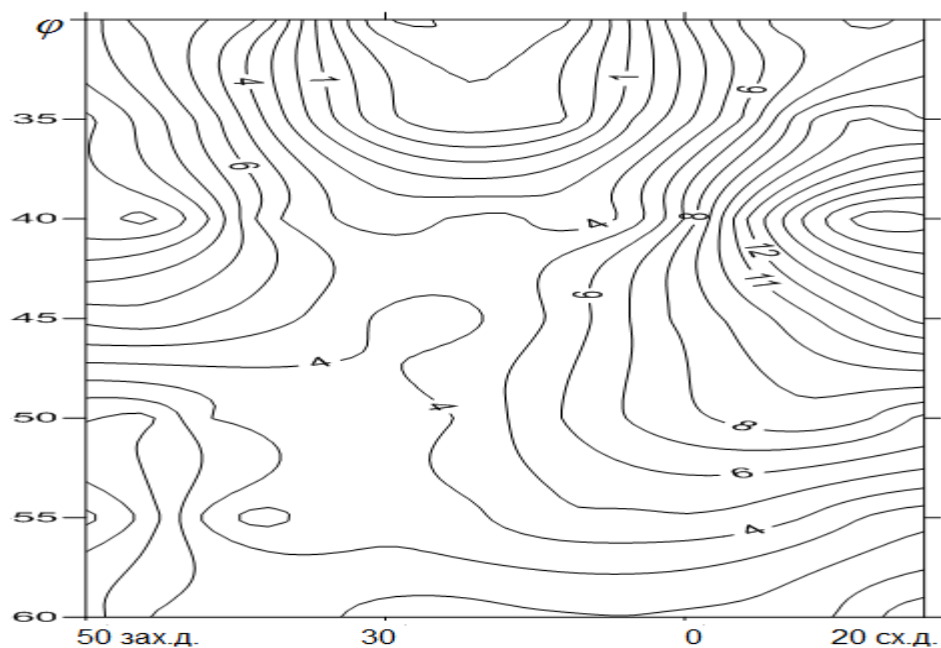


Рис. 4.8 – Фактичне поле аномалій атмосферного тиску в регіоні №4 (Ель-Ніньо 1976-1978 рр., січень)

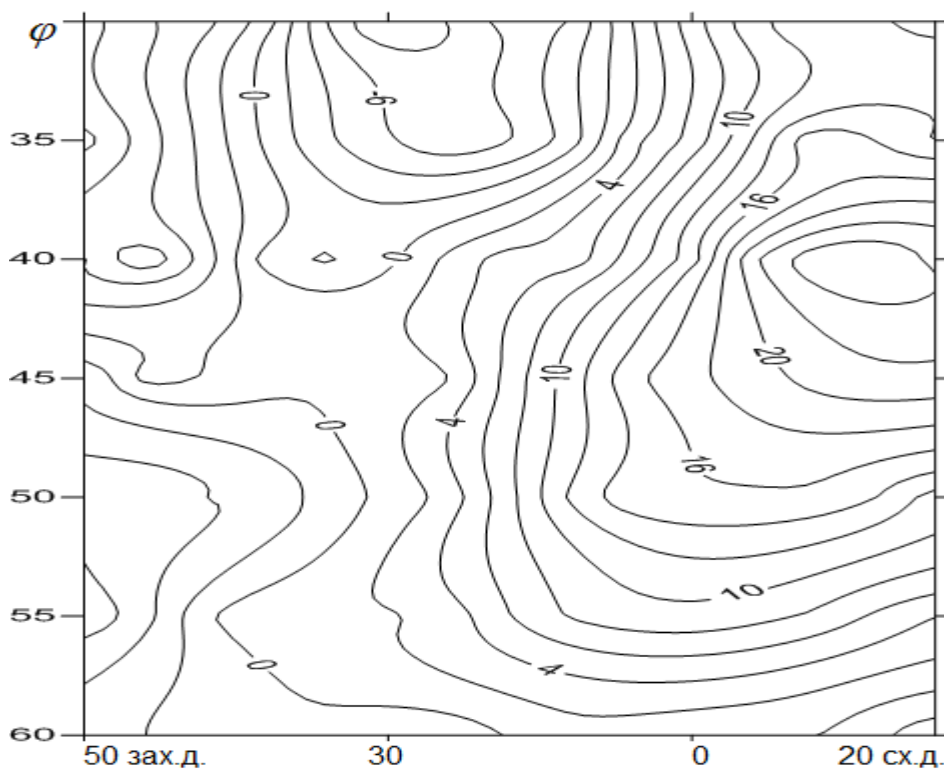


Рис. 4.9 – Модельне поле аномалій атмосферного тиску в регіоні №4 (Ель-Ніньо 1976-1978 рр., січень)

Порівняння цих полів показує, що «модельне» й фактичне поля аномалій атмосферного тиску добре узгоджуються. По-перше, як і при Ель-Ніньо 1991-1995 рр. більша частина регіону покрита додатними значеннями аномалій атмосферного тиску. По-друге, співпадають положення основних екстремумів у «модельному» і «фактичному» полях й значення аномалій в області екстремумів. По-третє, загальна конфігурація ізобар у «модельному» полі аномалій мало чим відрізняється від конфігурації їх у фактичному полі.

Якщо зробити порівняння полів аномалій тиску Ель-Ніньо 1976-1978 років й 1991-1995 років, то видно, що вони мають загальну перевагу у регіоні додатних аномалій. Це можна трактувати як послаблення циклонічної діяльності. Різниця у деталях структури полів обох явищ обумовлюється різними атмосферними процесами, які протікали у ці періоди у низьких й середніх широтах Південного Атлантичного океану, примикаючих землях Антарктиди й південної частини Південно-Американського континенту.

Розглянемо тепер результати чисельного експеримента, який відноситься до Ла-Нінья 1995-1996 рр. Значення «предикторів», які притаманні першому, другому й третьому регіонам вибирались зазначеним вище чином, так що «модельні» значення першої й другої компонент для терміну максимальної інтенсивності явища, а саме для березня 1996 року, дорівнюють відповідно  $\tilde{Z}_{1p}^{(4)} = -62.1$ ;  $\tilde{Z}_{2p}^{(4)} = 5.1$ . Як і у попередніх випадках, обернене перетворення здійснювалось на основі відповідної матриці власних векторів, що дало можливість розрахувати «модельне» поле аномалій тиску, яке представлено на рисунку 4.10.

Поле аномалій атмосферного тиску, що розраховувалися на основі фактичних величин перших двох головних компонент представлено на рисунку 4.11.

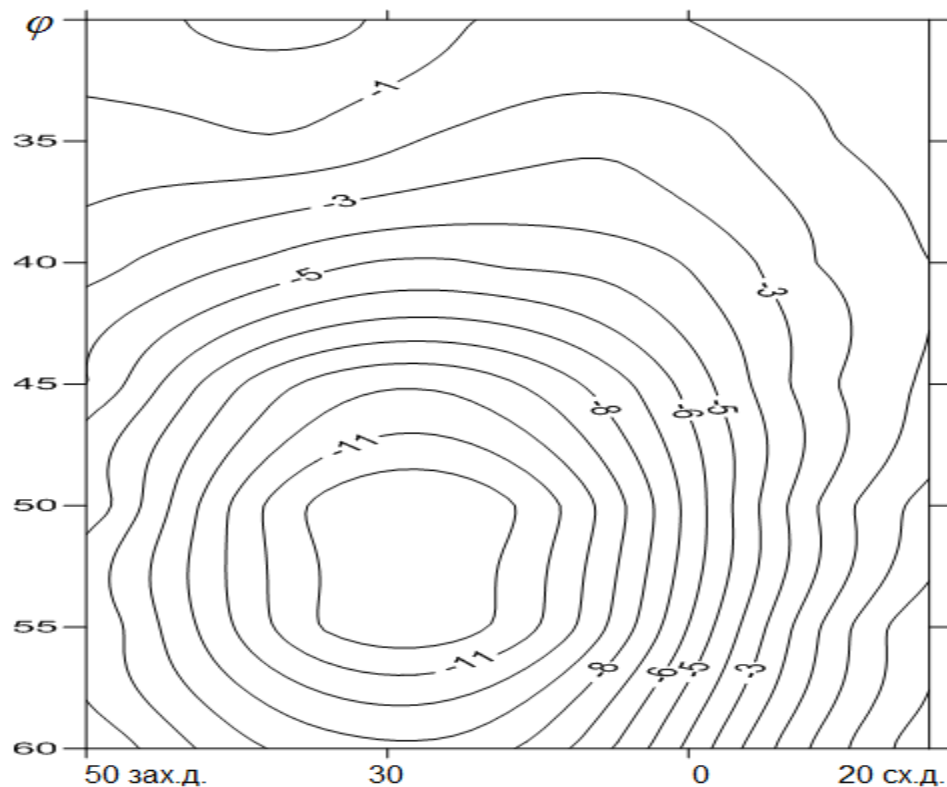


Рис. 4.10 – Модельне поле аномалій атмосферного тиску в регіоні №4 (Ла-Нінья 1995-1996 рр., березень)

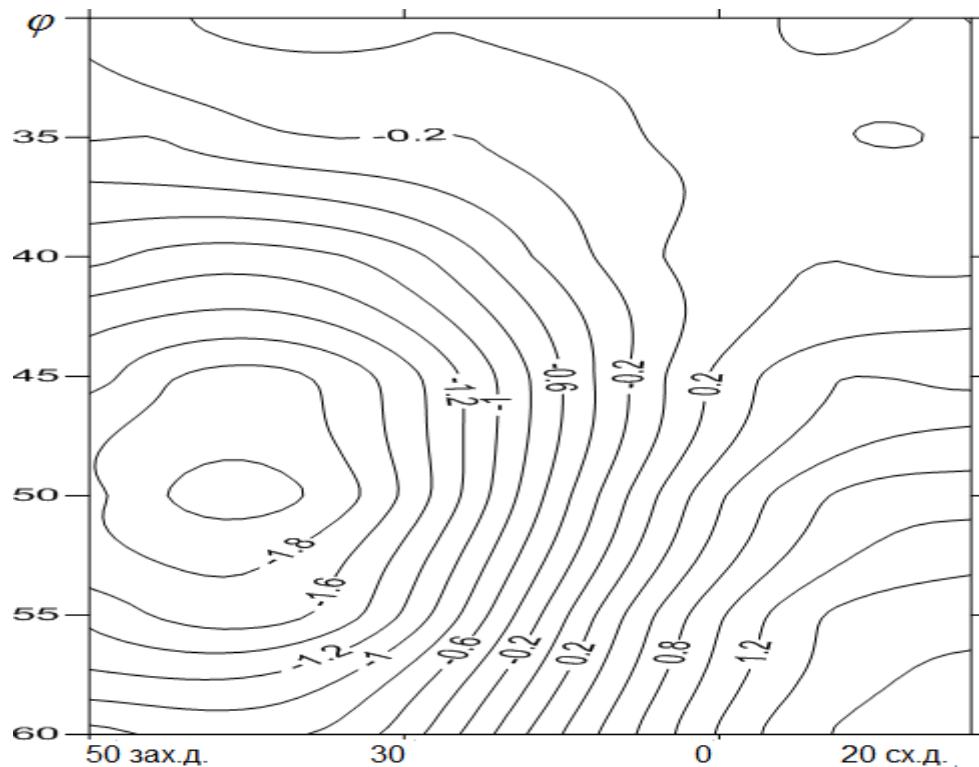


Рис. 4.11 – Фактичне поле аномалій атмосферного тиску в регіоні №4 (Ла-Нінья 1995-1996 рр., березень)

Порівняння цих полів свідчить про майже повну подібність, як структури «модельного» й фактичного полів, так і положення областей найбільших значень аномалій атмосферного тиску після явища Ла-Нінья, які розташовуються над морем Ведделла. Такий же результат отриманий у чисельному експерименті для Ла-Нінья 1970-1972 рр. Отже є підстави вважати, що явища Ла-Нінья приводять до підвищення інтенсивності циклонічної діяльності у південній частині Південного Атлантичного океану й прилеглими до нього земель Антарктиди і Південно-Американського континенту.

Таким чином, як свідчать результати проведеного дослідження шляхом моделювання взаємозв'язків характеристик полів температури і атмосферного тиску у регіонах формування явища Ель-Ніньо та регіонах середніх й низьких широт Південного Атлантичного океану, наявність впливу його теплої й холодної фаз явища на інтенсивність розвитку атмосферних процесів не викликає сумніву.

Запропонований метод оцінки телеконекції між полями приводної температури повітря й атмосферного тиску в області утворення Ель-Ніньо-Ла-Нінья й у середніх і низьких широтах західного сектора Південної півкулі може бути основою при розробці методики довгострокових прогнозів зміни структури метеорологічних полів під впливом цих явищ і, як наслідок, інтенсивності розвитку атмосферних процесів у регіоні.

#### Висновки до розділу 4

1. У всіх розглянутих парах головних компонент полів приводної температури повітря виявляються кореляційні залежності на 3-5 річних часових масштабах. Процес взаємозв'язку на цих часових масштабах відбувається з випередженням зміни першої головної компоненти регіону №1 відносно першої головної компоненти регіону №2 на 4 місяці. Це свідчить про те, що при розвитку явища ЕНПК чинником є зміна приводної температури повітря у західній частині зони ЕНПК. У статистичному зв'язку між першими головними компонентами у регіонах №1 і №3, а також між другими головними компонентами у цих регіонах випередження приходить на головні компоненти регіону №3. Це свідчить про те, що на розвиток явища ЕНПК великий вплив чинить барокліність повітря й інтенсивність розвитку вихрової компоненти полів температури повітря у помірних широтах.

2. Характеристики кореляційних зв'язків між головними компонентами полів тиску у визначених регіонах є більш різноманітними, ніж у полів температури. Якщо розглядати кореляційні зв'язки між першими головними компонентами, то тільки зв'язок на великому – шестирічному часовому інтервалі притаманному явищам ЕНПК, виявляється між першими головними компонентами регіонах №1 і №2 з випередженням у першому регіоні на термін біля півтора року, що природно, оскільки обидва регіони приймають участь у формуванні цього явища. Крім того, спостерігається тісний зв'язок на квазідворічному, річному, піврічному інтервалах, причому



процеси, які формують великомасштабні складові поля тиску у тропічній зоні Південного Тихого океану, поширюються з заходу на схід. Приблизно на таких же часових інтервалах проявляються і зв'язки між другими головними компонентами полів атмосферного тиску у цих регіонах, з випередженням на 3-4 місяця для півторарічного, піврічного інтервалів й майже трьохрічним випередженням для кореляційного зв'язку на квазічотирирічному інтервалі. Все це свідчить про те, що вихрова компонента полів тиску у тропічній зоні змінюється у напрямку із заходу на схід.

3. Результати проведених досліджень, дають підставу зробити висновок про безумовний вплив теплої та холодної фаз явища Ель-Ніньо, на формування структури полів атмосферного тиску в низьких і помірних широтах Південного Атлантичного океану і прилеглих ділянок суші. При цьому реалізація теплої фази приводить до формування додатних по відношенню до середніх багаторічних значень аномалій полів тиску. Навпаки, з реалізацією холодної фази явища пов'язані поля від'ємних аномалій тиску. Формування таких полів можна пояснити зміною інтенсивності циклонічної діяльності під впливом фаз явища Ель-Ніньо в західному секторі Південної півкулі.

Запропонований метод оцінки телеконекції між полями приводної температури і атмосферного тиску у місці виникнення Ель-Ніньо і Ла-Нінья й в низьких і помірних широтах Південної півкулі може бути взятий за основу при розробці методики довгострокового прогнозу зміни загальної структури метеорологічних полів під впливом розглянутих явищ.

## ВИСНОВКИ

У дисертаційній роботі розглядаються особливості формування полів приводної температури повітря й атмосферного тиску в західному секторі Південної півкулі та їх зв'язок з явищем Ель-Ніньо. Дослідження, які виконувалися за допомогою методів багатовимірною статистичного аналізу (кореляційний та регресійний аналізи), методів теорії випадкових процесів (спектральний аналіз, взаємний спектральний аналіз, методів виявлення прихованих періодичностей та згладжування часових рядів) дають підстави для таких висновків:

1. Статистичні зв'язки між ЕНПК й різними характеристиками атмосфери, встановлені у дослідженнях різних авторів, не дають загальної картини того, як воно виникає, а також, як впливає явище Ель-Ніньо-Ла-Нінья на формування статистичної структури метеорологічних полів. Дослідження цих ефектів має самостійне наукове значення, а також може скласти основу розробки методів довгострокових прогнозів розвитку атмосферних процесів. У такому великому регіоні атмосферні процеси великого масштабу мають різний характер. Якщо у тропічній зоні Південної півкулі вони великою мірою визначаються міграцією з широтою у приекваторіальній зоні пониженого атмосферного тиску, то у низьких й помірних широтах вони залежать від інтенсивності бароклінності у полях температури й тиску. Тому виникає питання щодо того, яким чином відбувається взаємодія між цими циркуляційними системами й як вони сприяють розвитку вихрової компоненти циркуляції атмосфери у Південній півкулі.

2. Компонентний аналіз полів приводної температури повітря й атмосферного тиску показав, що для кожного з регіонів більш ніж 60% сумарної дисперсії вихідних полів вичерпують перші два власні значення.

Отже основні великомасштабні особливості зазначених метеорологічних полів описують перші дві головні компоненти (емпіричні ортогональні функції).

3. Характер полів перших емпіричних ортогональних функцій атмосферного тиску й приводної температури повітря зумовлюється відповідними сезонними властивостями підстильної поверхні й великомасштабними атмосферними процесами. Поля других емпіричних ортогональних функцій суттєво відрізняються за своєю структурою від полів перших емпіричних ортогональних функцій. Ці відмінності зумовлюються тим, що дисперсії других головних компонент, яким відповідають поля других емпіричних ортогональних функцій, характеризують процеси меншого масштабу, тобто процеси вихрового характеру.

4. Перші дві ортогональні компоненти полів приводної температури повітря й атмосферного тиску, дисперсії яких вичерпують більше 60% сумарної дисперсії цих полів, є головними компонентами, які відображають особливості найбільш великомасштабних процесів. Часові ряди цих головних компонент містять в собі інформацію про їх динаміку. Їх Фур'є-аналіз показав, що приховані періодичності у часових рядах перших двох головних компонент полів атмосферного тиску у виділених регіонах характеризуються періодами 4-5 років.

5. Особливістю періодичностей, прихованих у згладжених часових рядах перших двох головних компонент полів температури повітря й атмосферного тиску у виділених регіонах Південної півкулі, є те, що коливання з найбільшими амплітудами мають періоди 6-8 і 10 років. Крім того, першій головній компоненті у виділених регіонах притаманні 4-річні періодичності. Періодичності, приховані у часових рядах другої головної компоненти, більш упорядковані. Коливання з періодом 10 років спостерігається у першому, другому і третьому регіонах.

6. Більшість екстремумів у часових рядах головних компонент полів температури повітря й атмосферного тиску в регіоні №1 збігаються

відповідно з проявом явища Ель-Ніньо і Ла-Нінья. Крім того, виявляється послідовний взаємозв'язок структури часових рядів головних компонент в регіоні №1 з регіонами №3 й №4.

7. У всіх розглянутих парах головних компонент полів приводної температури повітря виявляються кореляційні залежності на 3-5-річних часових масштабах. Процес взаємозв'язку на цих часових масштабах відбувається з випередженням зміни першої головної компоненти регіону №1 відносно першої головної компоненти регіону №2 на 4 місяці. Це свідчить про те, що при розвитку явища ЕНПК чинником є зміна приводної температури повітря у західній частині зони ЕНПК. У статистичному зв'язку між першими головними компонентами у регіонах №1 і №3, а також між другими головними компонентами у цих регіонах випередження припадає на головні компоненти регіону №3. Це свідчить про те, що на розвиток явища ЕНПК великий вплив чинить барокліність повітря й інтенсивність розвитку вихрової компоненти полів температури повітря у помірних широтах.

8. Характеристики кореляційних зв'язків між головними компонентами полів тиску у визначених регіонах є більш різноманітними, ніж у полів температури. Якщо розглядати кореляційні зв'язки між першими головними компонентами, то тільки зв'язок на великому – шестирічному часовому інтервалі, притаманному явищам ЕНПК, виявляється між першими головними компонентами у регіонах №1 і №2, з випередженням у першому регіоні на термін близько півтора року, що природно, оскільки обидва регіони беруть участь у формуванні цього явища. Крім того, спостерігається тісний зв'язок на квазідворічному, річному, піврічному інтервалах, причому процеси, які формують великомасштабні складові поля тиску в тропічній зоні Південного Тихого океану, поширюються із заходу на схід. Приблизно на таких же часових інтервалах проявляються і зв'язки між другими головними компонентами полів атмосферного тиску в цих регіонах, з випередженням на 3-4 місяці для півторарічного, піврічного інтервалів й майже трирічним випередженням для кореляційного зв'язку на квазічотирирічному інтервалі.

Все це свідчить про те, що вихрова компонента полів тиску в тропічній зоні змінюється у напрямку із заходу на схід.

9. Результати виконаних досліджень дають підставу зробити висновок стосовно безумовного впливу теплої та холодної фаз явища Ель-Ніньо на формування структури полів атмосферного тиску в низьких і помірних широтах Південного Атлантичного океану і прилеглих ділянок суші. При цьому реалізація теплої фази спричиняє формування додатних по відношенню до середніх багаторічних значень аномалій полів тиску. Навпаки, з реалізацією холодної фази явища пов'язані поля від'ємних аномалій тиску. Формування таких полів можна пояснити зміною інтенсивності циклонічної діяльності під впливом фаз явища Ель-Ніньо в західному секторі Південної півкулі.

10. Запропонований метод оцінки телеконекції між полями приводної температури і атмосферного тиску в місці виникнення Ель-Ніньо і Ла-Нінья й в низьких і помірних широтах Південної півкулі можна взяти за основу при розробці методики довгострокового прогнозу зміни загальної структури метеорологічних полів під впливом розглянутого явища.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Т. Андерсон Статистический анализ временных рядов. - М.: Мир, 1976. – С. 752.
2. Багров Н.Н. Численные методы. - М.: Наука, - С. 511.
3. Бондаренко А.Л. Закономерности формирования явления Эль-Ниньо - Ла-Нинья / А.Л. Бондаренко, В.В. Жмур // Физические проблемы экологии (экологическая физика). М.: МАКС ПРЕСС. Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Физический факультет. 2005. - № 13. - С. 35-44.
4. Бондаренко А.Л. О природе и возможности прогнозирования явления Эль-Ниньо-Ла-Нинья / А.Л. Бондаренко, В.В. Жмур // Метеорология и гидрология, – 2004. – №11. – С.39-52.
5. Бондаренко А.Л. О переносе масс воды морскими и океаническими длиннопериодическими волнами / А.Л. Бондаренко, В.В. Жмур, Ю.Г. Филиппов, В.А. Шевцов // Морской гидрофизический журнал // Севастополь. –2004. –№5 –С.24-34.
6. Бышев В.И. О годовых и полугодовых колебаниях некоторых характеристик приводного слоя атмосферы / В.И. Бышев // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана.- 1968.-Т. 4, № 5.-С. 540-547.
7. Бышев В.И. О проявлении эффекта Эль-Ниньо в Индийском океане / В.И. Бышев, Ю.А. Иванов, В.Г. Нейман, Ю.А. Романов, И.В. Серых, В.Е. Складаров, А.Д. Щербинин // Доклады РАН. 2008. - С. 391-396.
8. Бышев В.И. О глобальном характере явления Эль-Ниньо в климатической системе Земли / В.И. Бышев, В.Г. Нейман, Ю.А. Романов, И.В. Серых // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. –2011.–№4, – С. 200-208.
9. Галич Е.А. Особенности метеорологических полей в регионе формирования явления Эль-Ниньо / Е.А. Галич, А.И. Сущенко // Вісник

Одесского державного екологічного університету. - 2012. – Вип. 13. – С. 124-131.

10. Гущина Д.Ю. Объединенная модель тропического Тихого океана и атмосферы. Прогноз явления ЭНЮК 1997-98 гг. / Д.Ю. Гущина, Б. Девитт, М.А. Петросянц // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана.. - 2000. - №5. - С. 581-604.
11. Гущина Д.Ю. О связи температуры поверхности экваториального Тихого океана с циркуляцией скорости ветра в центрах действия атмосферы / Д.Ю. Гущина, М.А. Петросянц // Метеорология и гидрология. - 1998. - №12. - С. 5-15.
12. Гущина Д.Ю., Петросянц М.А., Семенов Е.К. Эмпирическая модель циркуляции тропической тропосферы в период явления Эль-Ниньо-Южное колебание. Анализ эволюции циркуляционных характеристик / Д.Ю. Гущина, М.А. Петросянц, Е.К. Семенов // Метеорология и гидрология. - 1997. - №2. - С. 14-27.
13. Луценко Е.И. Полугодовые колебания термобарических полей в северном и южном полушариях / Э.И. Луценко, С.М. Прямикова, Э.И. Саруханян, Н.П. Смирнов // Тр. ААНИИ.-Л.: Гидрометеиздат.- 1983.- Т.371.- С.6-18.
14. Калиткин Н.Н. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих // Труды ЦИП. - 1959. - №74. - С. 133-138.
15. Калиткин Н.Н. Численные методы. - М.: Наука, 1978. - С.511.
16. Кендалл М.Дж., Стьюарт А. Многомерный статистический анализ и временные ряды. - М.: Наука, 1976. - С.733
17. Мещерская А.В., Репинская Р.П., Юдин М.Н. Естественные ортогональные составляющие метеорологических полей. - Л.: Гидрометеиздат, 1970. - С.210
18. Петросянц М.А. Крупномасштабное взаимодействие глобальной циркуляции атмосферы с температурой поверхности экваториального

Тихого океана / М.А. Петросянц, Д.Ю. Гущина // Метеорология и гидрология. - 1998. - №5. - С. 5-24.

19. Розанова И.В. Изменчивость интенсивности и положения циклонического центра действия в атлантическом секторе Южного океана во второй половине 20-го столетия / И.В. Розанова, Н.П. Смирнов, Э.И. Саарухунян // Метеорология и гидрология. - 2003. - №1. - С. 75 – 82.
20. Розанова И.В., Н.П. Смирнов, Э.И. Саарухунян Циклонические центры действия атмосферы в южном полушарии и изменения климата. - СПб.,:Изд.РГГМУ.: - С. 217.
21. Серга Э.Н. Универсальный итерационный метод кластеризации данных / Э.Н. Серга // Український гідрометеорологічний журнал.-2013.-№13. С.112-123.
22. Серга Э.Н. Климатическое районирование полей среднемесячной температуры воздуха в северной части Тихого океана в зимний период / Э.Н. Серга, А.И. Сущенко// Український гідрометеорологічний журнал. - 2014. – Вип. 14. – С. 53-68.
23. Серга Э.Н. Климатическое районирование полей среднемесячных температур подстилающей поверхности и воздуха в северной части Атлантического океана в зимний период / Э.Н. Серга, А.И. Сущенко // Austrian Journal of Humanities and Social Sciences/ 2014 № 9-10 С. 180-186.
24. Сидоренков Н.С. Межгодовые колебания системы Атмосфера-Океан-Земля / Н.С. Сидоренков // Природа. - 1999. - №7. - С. 26-34.
25. Служба данных ECMWF ERA-40 URL: <http://www.ecmwf.int/products/data> (дата обращения: 12.03.2012).
26. Школьный Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: Підручник.- К.: Міносвіти України, 1999. – С. 600.



27. Школьный Е.П. Особенности телеконекций приземной температуры між тропічними й високими широтами в західному секторі південної півкулі. / Е.П. Школьный, Є.А. Галич, А.І. Сущенко // Український гідрометеорологічний журнал. - 2013. – Вип. 12. – С. 124.
28. Школьный Е.П. Оценка влияния явления Эль-Ниньо-Ла-Нинья на формирование метеорологических полей в Южном полушарии / Е.П. Школьный, Э.Н. Серга, А.И. Сущенко / Вісник Одеського національного університету// 2014 Вип.4(23) С. 13-27.
29. Федоров К.Н. О причинах полугодовой периодичности в атмосферных и океанических процессах / К.Н. Федоров //Изв. АН СССР. Сер. География.- 1959.- №4.- С. 17-25.
30. Barnston A. Long-lead seasonal forecasts-where do we stand / A. Barnston H.M. Van den Dool, S.E. Zebiak, T.P. Barnett, M. Ji, D.R. Rodenhuis, M.A. Cane, A. Leetmaa, N.E. Graham, C.R. Ropelewski, V.E. Kousky, E.A. O'Lenic, and R.E. Livezey // Bulletin of the American Meteorological Society. - 1994. - №75. - pp. 2097-2114.
31. Bo Qiu. Antarctic circumpolar waves: An indication of ocean-atmosphere coupling in the extratropics / Qiu Bo and jin Fei-Fei // Geophysical Research Letters. - 1997. - №21. - pp. 2585-2588.
32. Cabos Narvaez W. Generation of equatorial Atlantic warm and cold events in a coupled general circulation model simulation / W. Cabos Narvaez, F.A. Garcia // Tellus. - 2002. - №54A. - pp. 426-438.
33. Carton J. Warm events in the tropical Atlantic / J. Carton, B. Huang // Journal of Physical Oceanography. - 1994. - №24. - pp. 888-903.
34. Chang C. Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperatures in the tropics / C. Chang // Journal of Climate.- 1993.- №6. - pp. 1898-1913.
35. Chang P. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions / P. Chang, L. Ji, H. Li // Nature. - 1997. - №385. - pp. 516-518.

36. Chang, P. A hybrid coupled model study of tropical Atlantic variability/ P. Chang, L. Ji, R. Saravanan // *Journal of Climate*. - 2001. - №14. - pp. 361-390.
37. Chang P. The effect of local sea surface temperatures on atmospheric circulation over the tropical Atlantic sector / P. Chang, R. Saravanan L. Ji, G.C. Hegerl // *Journal of Climate*. - 2000. - №13. - C. 2195-2216.
38. Covey D.C. The Pacific El Nino phenomenon and the Atlantic circulation / D.C. Covey, S. Hastenrath // *Monthly Weather Review*. - 1978. - №106. - pp. 1280-1287.
39. Delworth T.L., North Atlantic interannual variability in a coupled ocean-atmosphere model / T.L. Delworth // *Journal of Climate*. - 1996. - №9. - pp. 2356-2375.
40. Deser C. On the relationship between tropical and North Pacific sea surface temperature variations / C. Deser, M.L. Blackmon // *Journal of Climate*. - 1995. - №8. - pp. 1677-1680.
41. Enfield D.B. Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability / D.B. Enfield // *Geophysical Research Letters*. - 1996. - №23. - pp. 3305-3308.
42. Enfield D.B. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Nino-Southern Oscillation / D.B. Enfield, D.A. Mayer // *Journal of Geophysical Research*. - 1997. - №102. - pp. 929-945.
43. Gu, D. Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics / D. Gu, Philander // *Science*. - 1997. - №275. - pp. 721-892.
44. Haranzogo S.A. A search for ENSO teleconnections in the west Antarctic Peninsula climate in Austral winter / S.A. Haranzogo // *International Journal of Climatology*. - 2000. - №20 - p. 663-679.
45. Hastenrath S. The Southern Oscillation in the Atlantic sector / S. Hastenrath, L.C. Castro, P. Aceituno // *Contributions in Atmospheric Physics*. - 1987. - №60. - pp. 447-463.

46. Held I.M. Transients and extratropical response to El Nino. / I.M. Held, S.W. Lyons, S. Nigam // Journal of Atmospheric Sciences. - 1989. - №36. - pp. 163-174.
47. Hoskins B.J. The study linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing / B.J. Hoskins D.J. Karoly // Journal of the Atmospheric Sciences. - 1981. - №38. - pp. 1179-1196.
48. Houghton R.W. Characteristics of low frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic / R.W. Houghton, Y. Tourre // Journal of Climate. - 1992. - №5. - pp. 765-771.
49. Houseago R Climate anomaly wave train patterns linking southern low and high latitudes during South Pacific warm and cold events / R. Houseago, G.R. McGregor, J.C. King, S.A Haranzogo // International Journal of Climatology. - 1998. - №18. - pp. 1181-1193.
50. Huang B. Characteristics of the interannual and decadal variability in a general circulation model of the tropical Atlantic Ocean / B.Huang, J. Shukla // Journal of Physical Oceanography. - 1997. - №27. - pp. 1693-1712.
51. Huang B. A numerical simulation of the variability in the tropical Atlantic Ocean / B. Huang, J.A. Carton, J.Shukla // Journal of Physical Oceanography. - 1980-88. - №25. - pp. 835-854.
52. Huang B. Coupled ocean-atmosphere variability in the tropical Atlantic Ocean / B. Huang, P.S. Schopf, J.Shukla // CLIVAR Exchanges. - 2002. - №7 (No. 3/4). - pp. 24-27.
53. Karoly D.J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Nino-southern oscillation events / D.J. Karoly // Journal of Climate. - 1989. - №2. - pp. 1239-1252..
54. Krishnamurti T.N. On the sea level pressure of the southern oscillation / T.N. Krishnamurti, S.H. Chu, W. Iglesias // Archiv fur Meteorologic, Geophysik und Biokl imatologic. - 1989. - №A 34. - pp. 385-425.

55. Lamb P.J. Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with subsuهران weather anomalies / P.J. Lamb // *Tellus*. - 1978. - №30. - pp. 240-251..
56. McPhaden M.J. El-Nino and its relationship to changing conditions in the tropical Pacific Ocean / M.J. McPhaden, T. Lee, D. McClurg // *Geophysical Research Letters*. - 2011. - №38.
57. Michelle L. L'Heureux. Linear trends in sea surface temperature of tropical Pacific Ocean and implications for the El Nino-Southern Oscillation / L. L'Heureux Michelle Dan C. Colins Zeng-Zhen Hu.// *Climate Dynamic*. - 2013. - №49. - pp. 1223-1236.
58. Mo K.C. Teleconnections in the Southern Hemisphere / K.C. Mo, G.H. White // *Monthly Weather Review* . - 1985. - №113. - pp. 22-37.
59. Mo K.C. Internnual variability in the tropical Atlantic and linkages to the pacific / K.C. Mo, S.Hakkinen // *Journal of Climate*. - 2001. - №14. - pp. 2740-2762..
60. Neelin J.D. ENSO Theory / J.D. Neelin, D.S. Battisti, A.C.Hirst, F.-F.Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, S. Zebiak // *Journal of Climate*. - 1998. - №103(C7). - pp. 14261-14290..
61. Baines P.G. The Antarctic Circumpolar Wave / P.G. Baines // *CSIRO Atmospheric Research*. - 1998. - №33. - pp. 35-36.
62. Peterson R.G. Slow oceanic teleconections linking the Antartsc circumpolar wave with tropical El Nino-southern oscilation / R.G. Peterson, W.B. White // *Journal of Geophysical Research*. - 1998. - №103. - pp. 24573-24583.
63. Philander S.G.H. El Nino, La Nina and the Southern Oscillation / S.G.H. Philander // *New York: Academic Press*. - 1990. - pp. 293.
64. Platonov V. The large-scale moisture transfer in the tropical zone during the culmination of El-Nino and La-Nina events. In: *Climate variability in the tropical Pacific: mechanisms, modeling and observations*. Ed. By Y.DuPenhoat, A.V. Kislov, Moscow, Max-press, -2010, pp. 77-88.

65. Ruttlund J. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the southern oscillation / J. Ruttlund, H. Fuenzalida // *International Journal of Climatology*. - 1991. - №11. - pp. 63-76.
66. Saravanan R., Ping Chang Interaction between Tropical Atlantic variability and El Nino- Southern oscillation / R. Saravanan, Ping Chang // *Journal of Climate*. - 1999. - №13. - pp. 2177–2194.
67. Schopf P.S. Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model / P.S. Schopf, M.J. Suarez // *J. Atmos. Sci.*. - 1988. - №45. - Cpp. 549–566.
68. Schwerdtfeger W. Der Jahresgang des Luftdrucks auf der Erde und seine halbjährige Komponente / W. Schwerdtfeger, F. Prohaska // *Meteorol. Rundschau*. - 1956. - Bd. 9, №3/4. - pp. 33-43.
69. Servain S. Evidence of remote forcing in the Equatorial Atlantic ocean / S.Servain, J.Picaut, J.Merle // *Journal of Physical Oceanography*. - 1982. - №12. - pp. 549–566.
70. Trenberth K.E. Spatial and temporal variations of the southern oscillation / K.E. Trenberth // *Journal of the Royal Meteorological Society*. - 1976. - №102. - pp. 639-653.
71. Trenberth K.E. The definition of the El Nino / K.E.Trenberth // *Bulletin of the American Meteorological Society*. - 1997. - №78. - C. 2771-2777.
72. Turner J. Summer-season mesoscale cyclones in the Bellingshausen-Weddell region of the Antarctic and links with the synoptic-scale environment / J. Turner, J.P. Thomas // *International Journal of Climatology*. - 1994. - №14. - p. 871-894.
73. Van Loon H. The southern oscillation, part 4: the precursors south of 15 S to the extremes of the oscillation / H. Van Loon, D.J. Shea // *Monthly Weather Review*. - 1985. - №113. - pp. 2063-2074.
74. White W.B. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent / W.B. White, R.G. Peterson // *Nature*. - 1996. - №380. - pp. 699-702.

75. White W.B. The Antarctic circumpolar wave: A beta effect in Ocean-Atmosphere Coupling over the Southern Ocean / White W.B., Peterson R.G. Shyh-Chin Chen / W.B. White, R.G. Peterson Shyh-Chin Chen // Journal of physical oceanography. - 1998. - №28. - pp. 2345-2361.
76. Xie S.P. A dynamic ocean-atmosphere model of the tropical Atlantic decadal variability / S.P. Xie // J. Climate. - 1999. - №12. - pp. 64-70.
77. Zebiak S.E. Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. / S.E. Zebiak // J. Climate. - 1993. - №8. - C. 1567-1586.

## Додаток А

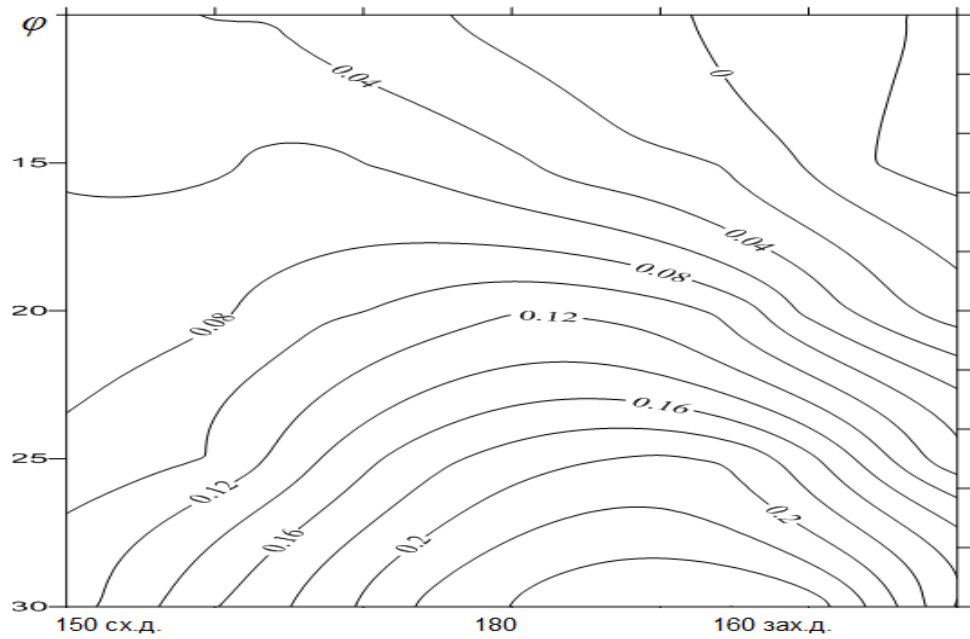


Рис. А. 1 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску в квітні, регіон №1

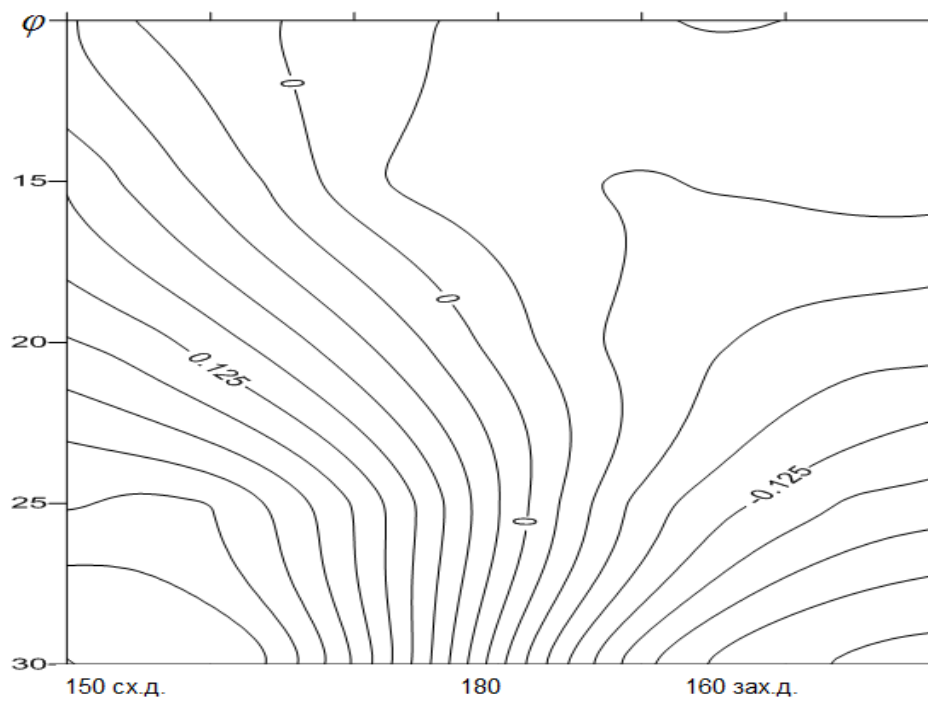


Рис. А. 2 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску в квітні, регіон №1

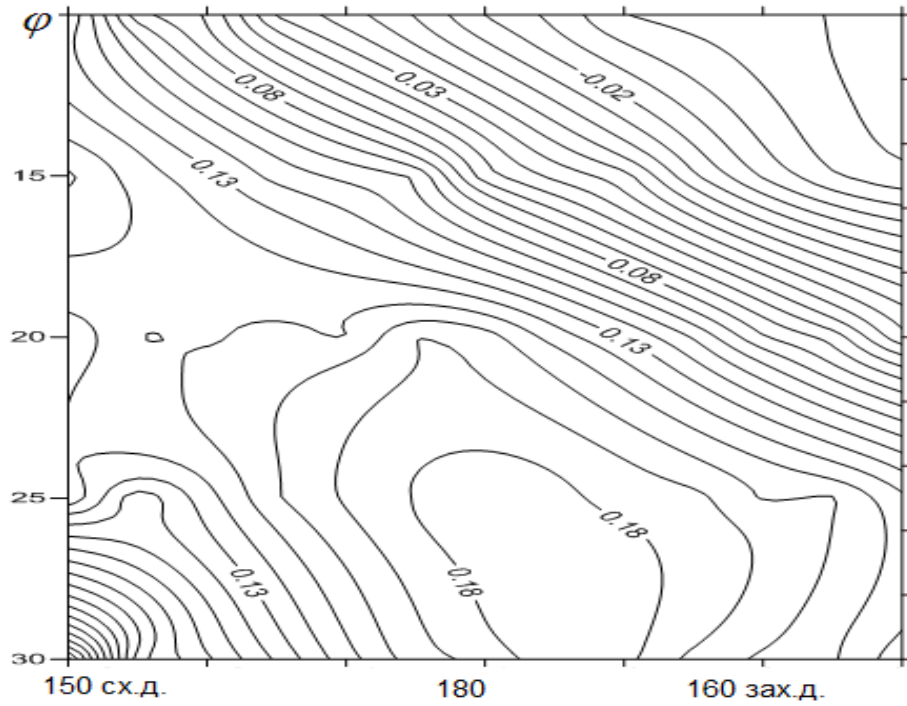


Рис. А. 3 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря у жовтні, регіон №1

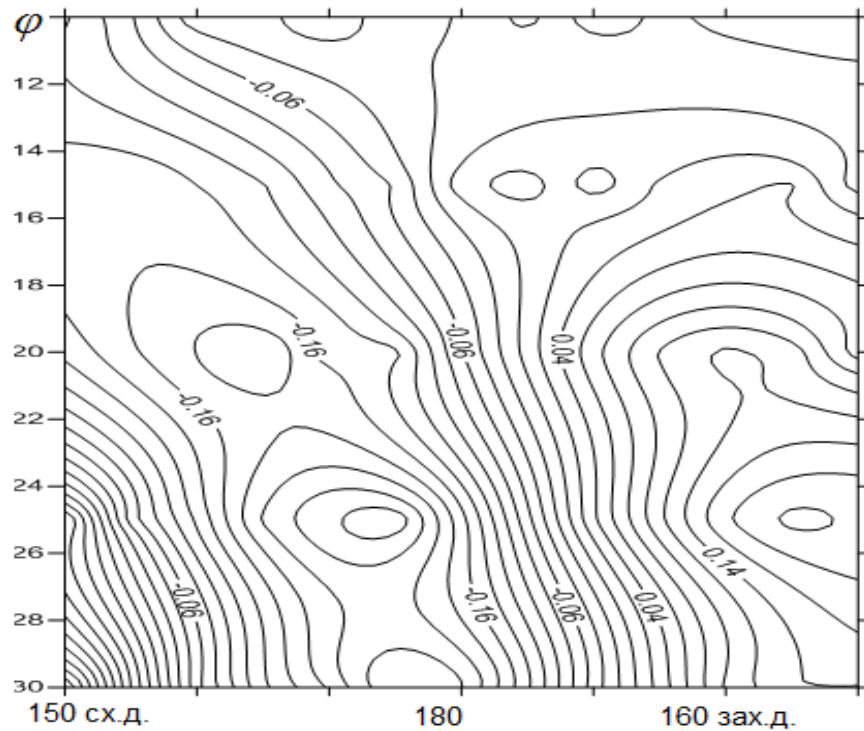


Рис. А. 4 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря у квітні, регіон №1



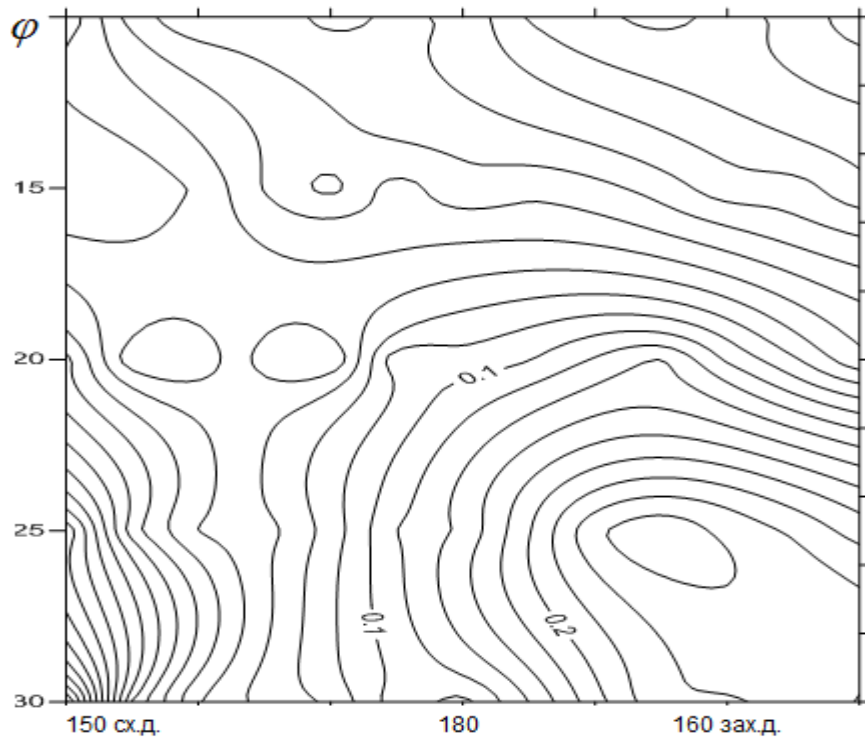


Рис. А. 5 – Поле второго власного вектора приводної температури повітря у квітні, регіон №1

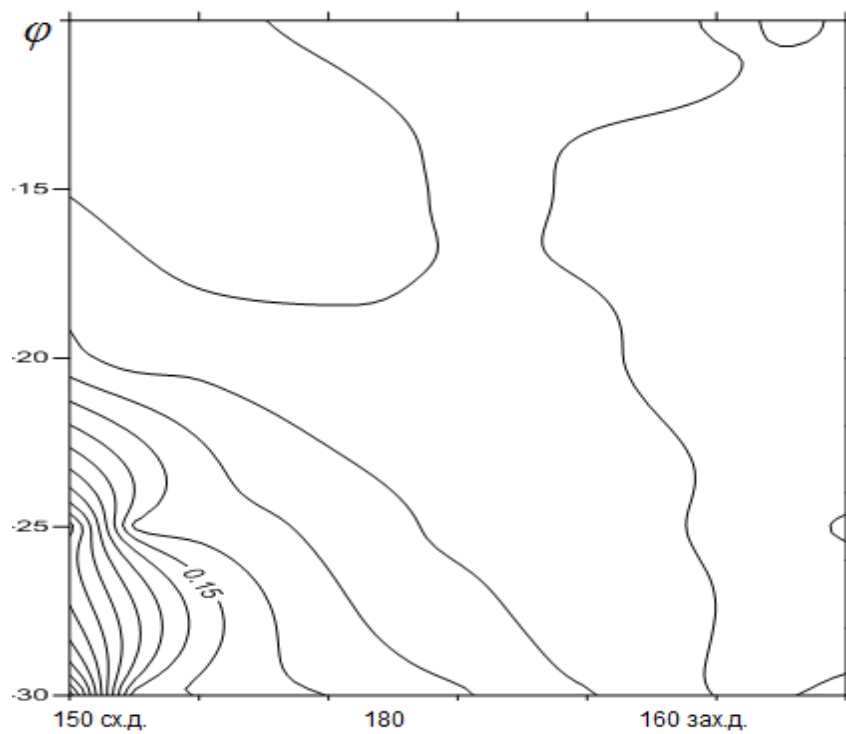


Рис. А. 6 – Поле второго власного вектора приводної температури повітря у жовтні, регіон №1

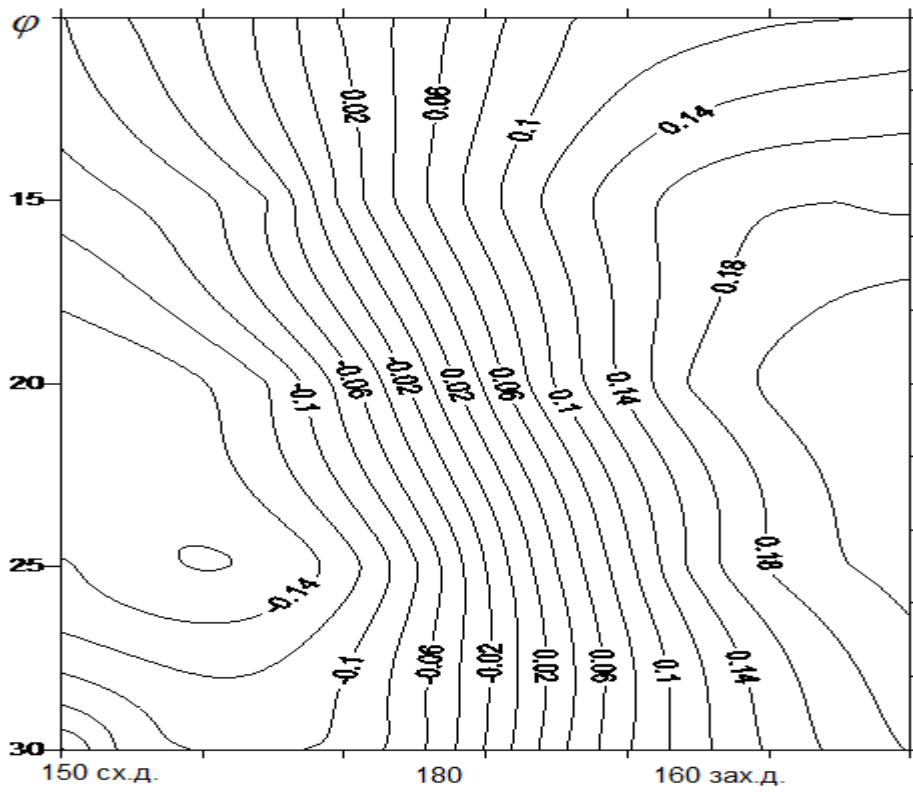


Рис. А. 7 – Поле второго власного вектора атмосферного тиску у січні, регіон №1

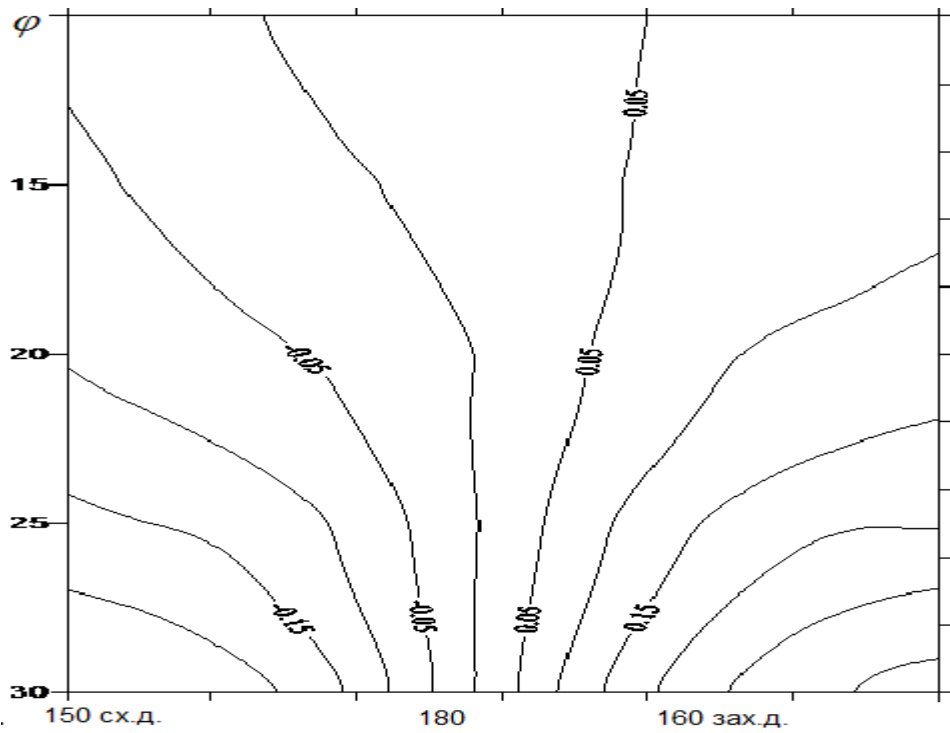


Рис. А. 8 – Поле второго власного вектора атмосферного тиску у липні, регіон №1

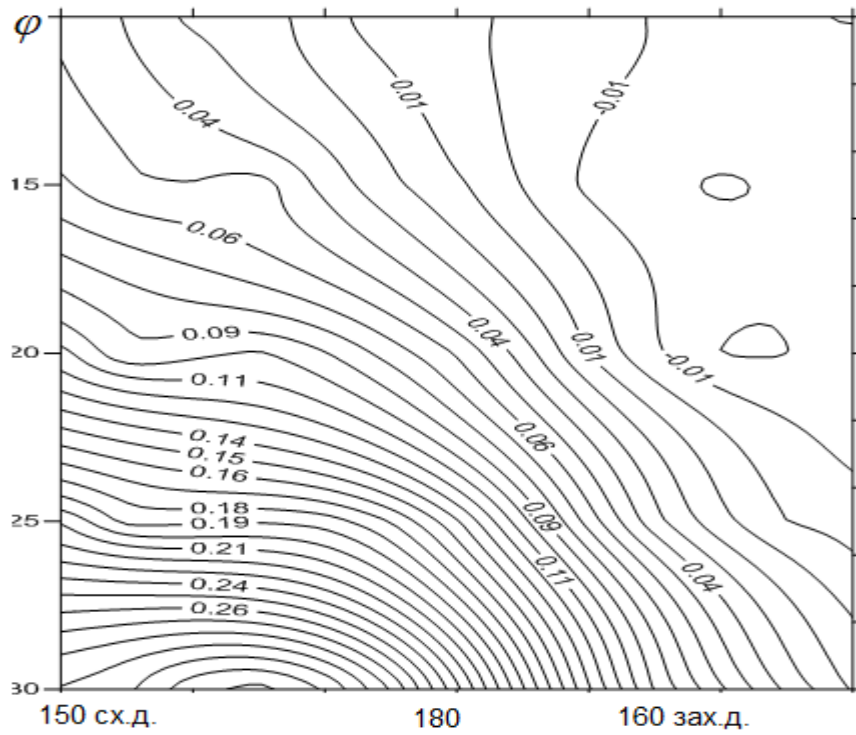


Рис. А. 9 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску у жовтні, регіон №1

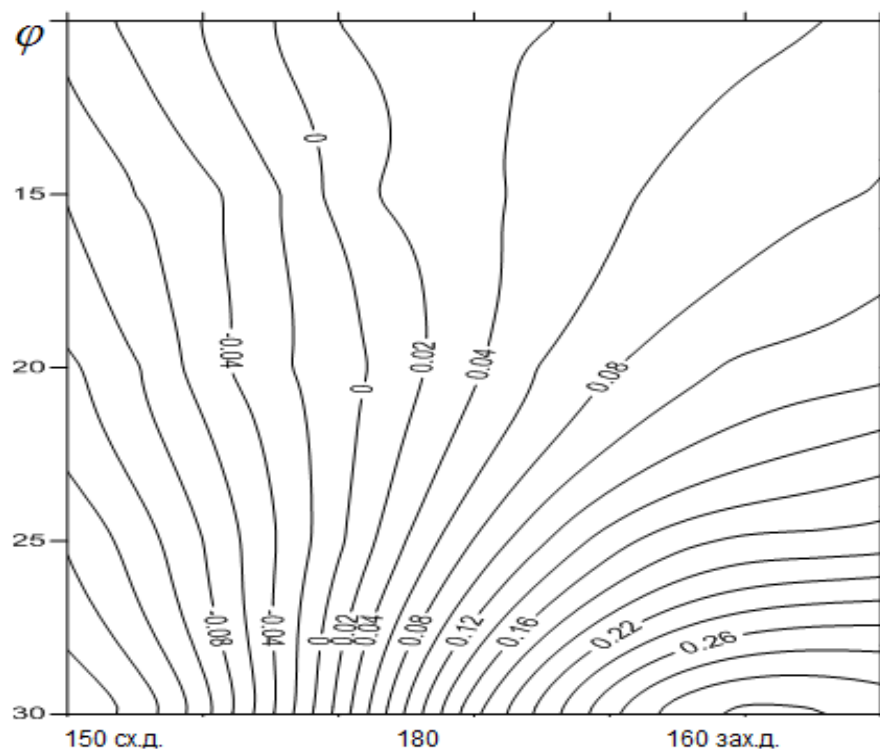


Рис. А. 10 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску у жовтні, регіон №1

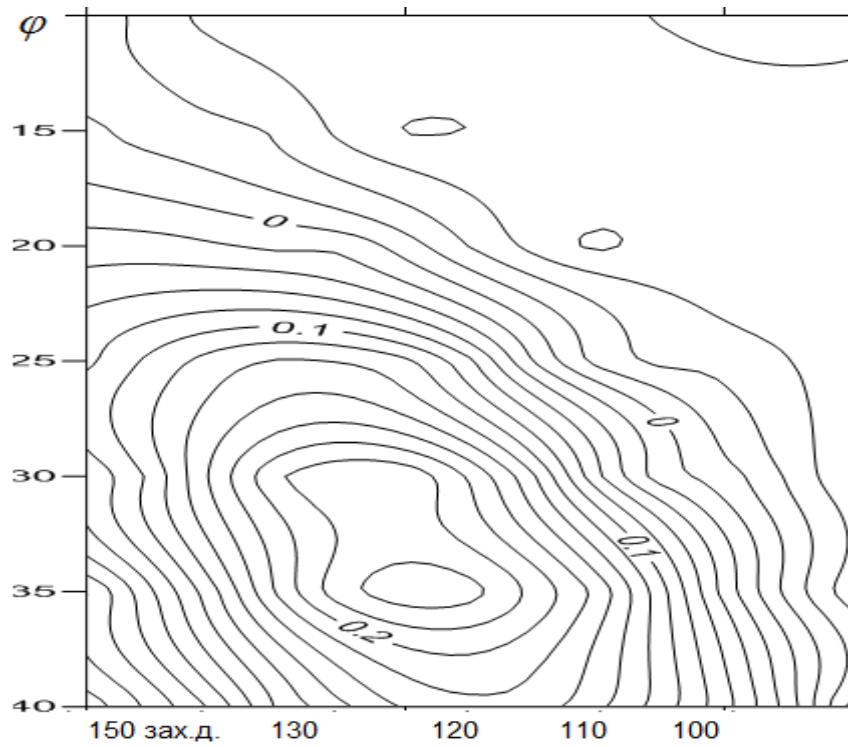


Рис. А. 11 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря у квітні, регіон №2

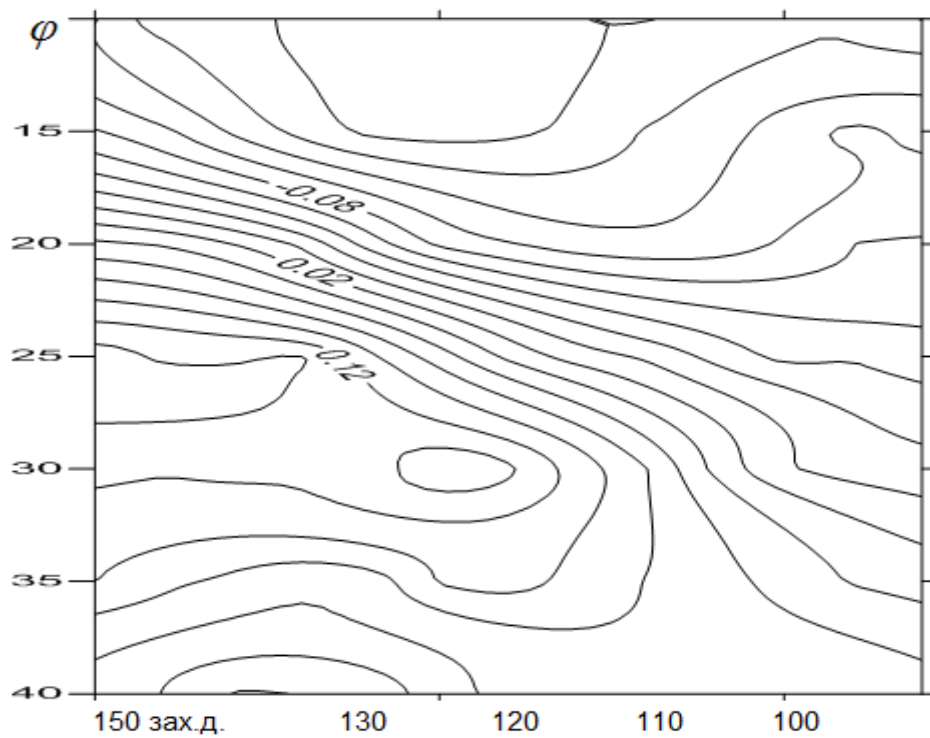


Рис. А. 12 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря у жовтні, регіон №2

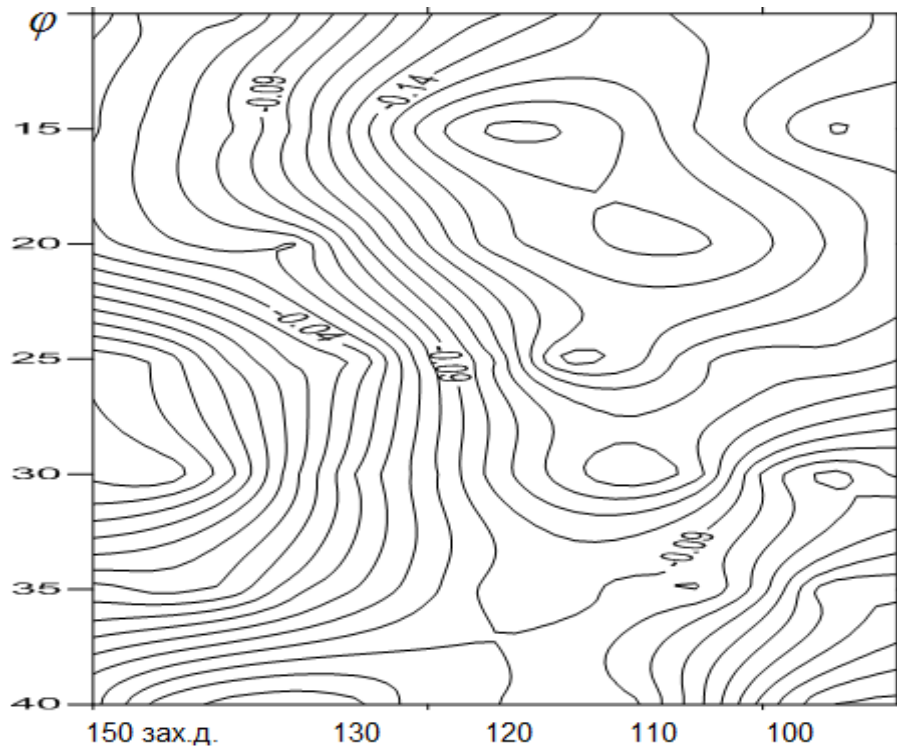


Рис. А. 13 – Поле другого власного вектора приводної температури повітря у квітні, регіон №2

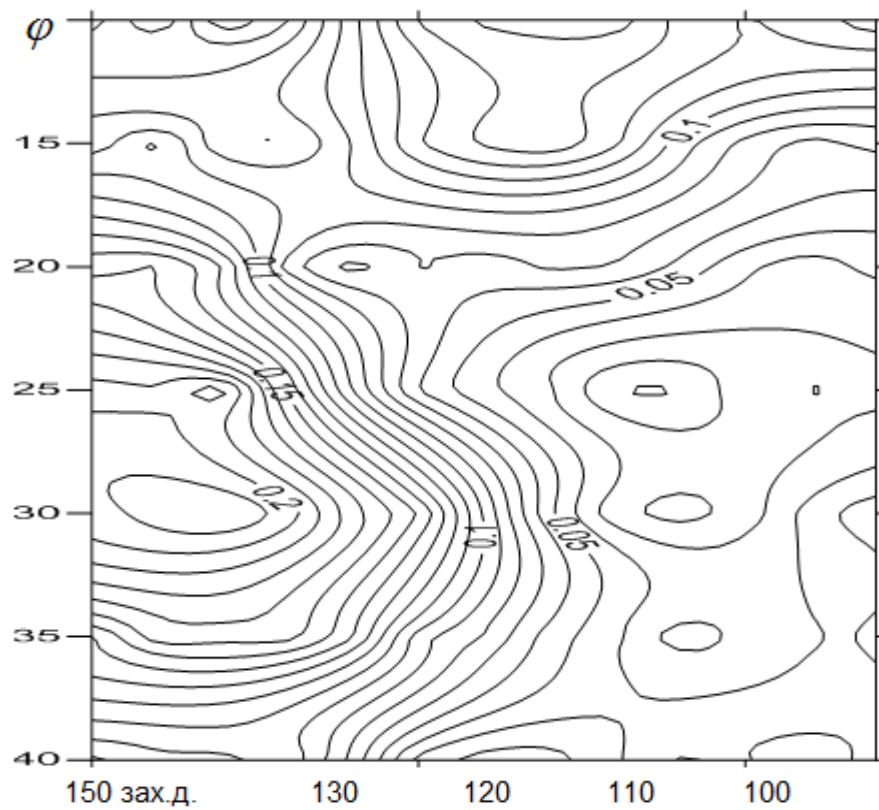


Рис. А. 14 – Поле другого власного вектора приводної температури повітря у жовтні, регіон №2

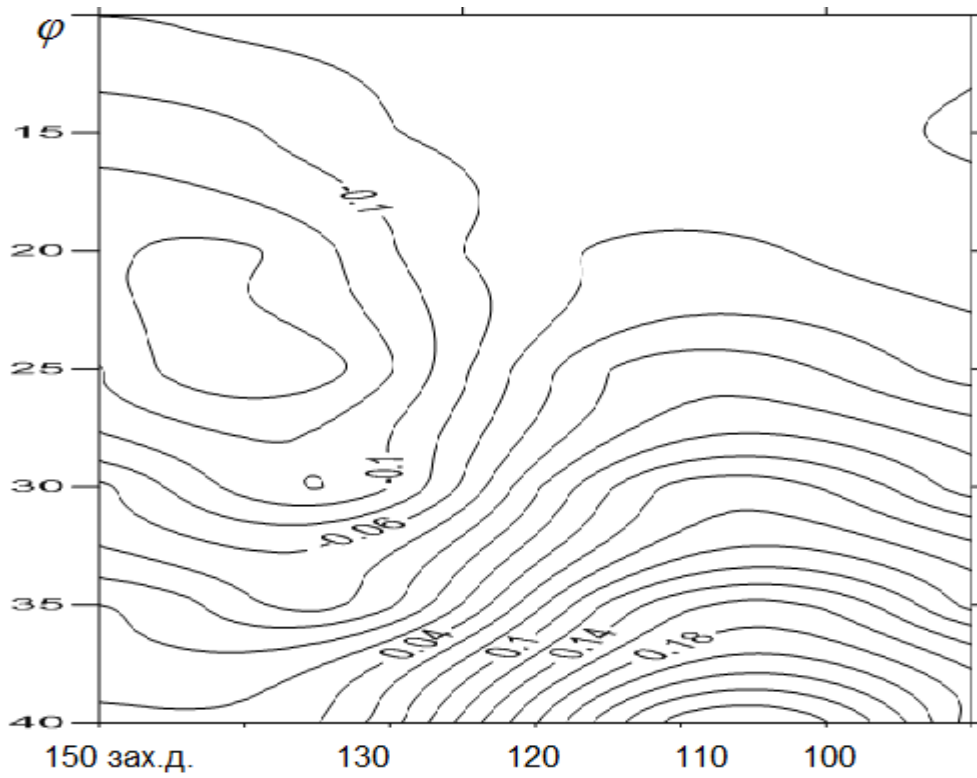


Рис. А. 15 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску у січні, регіон №2

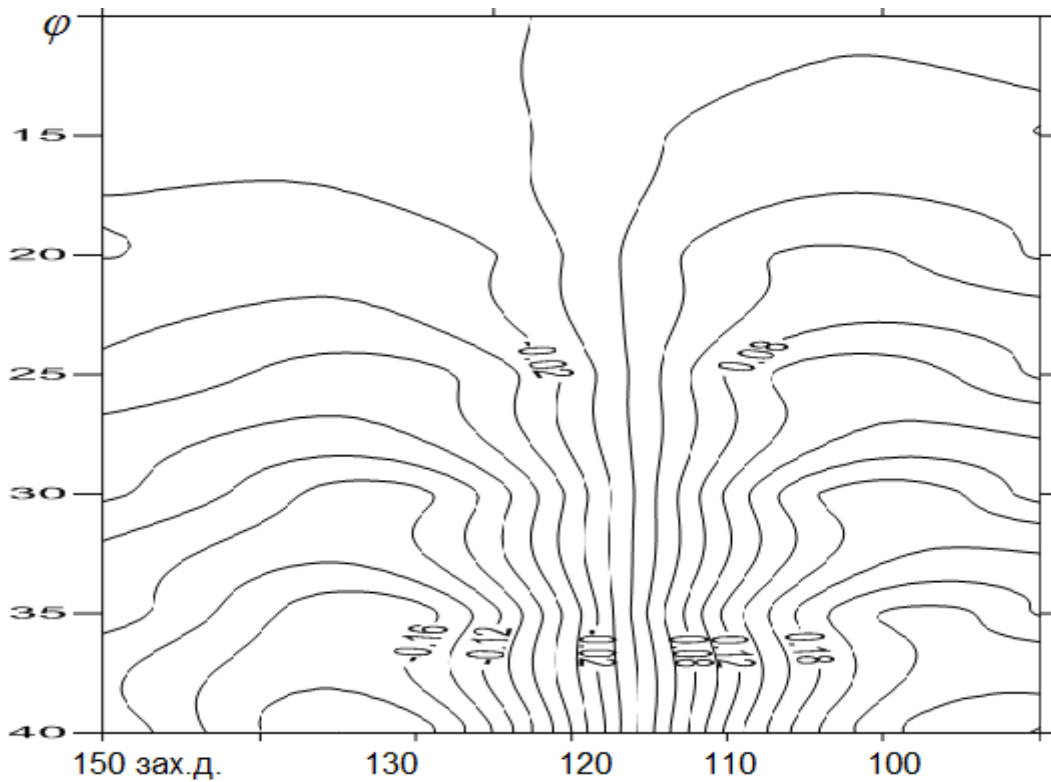


Рис. А. 16 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску у липні, регіон №2

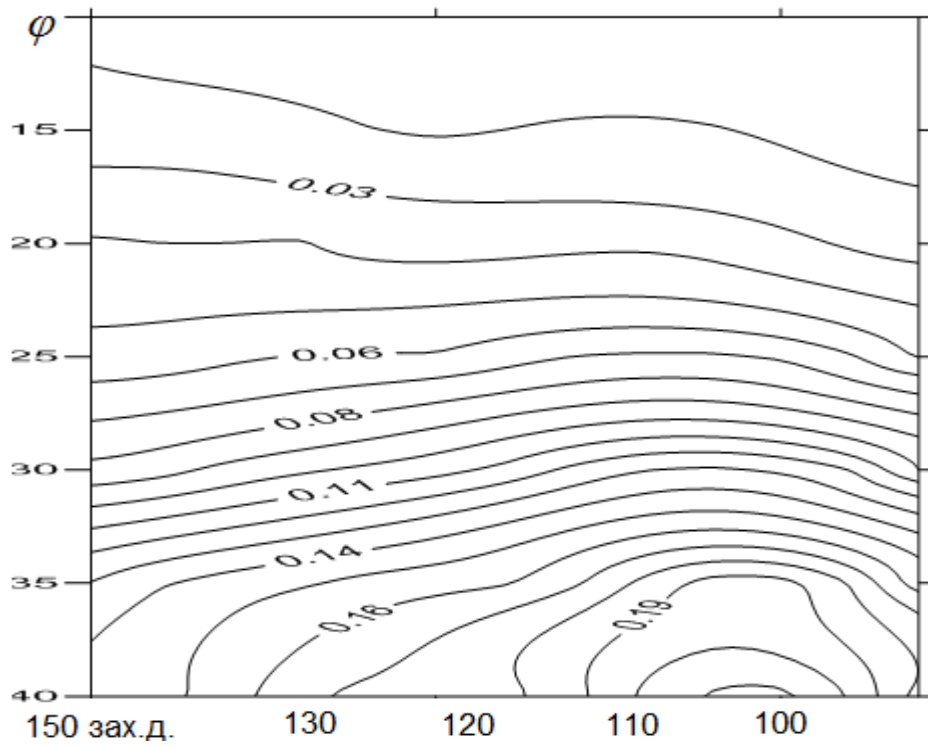


Рис. А. 17 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску у квітні,  
регіон №2

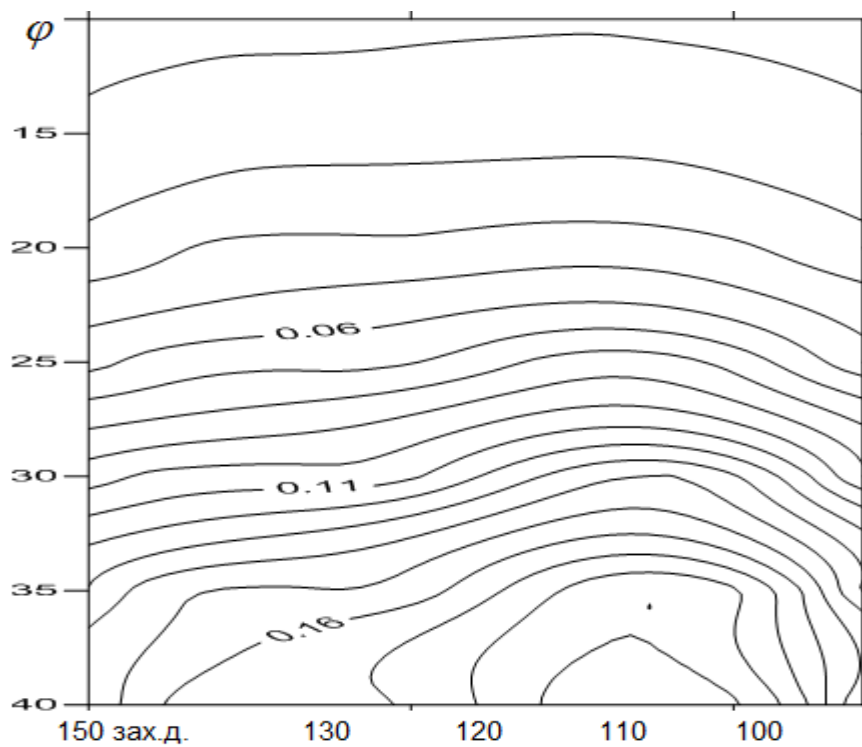


Рис. А. 18 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску у жовтні,  
регіон №2

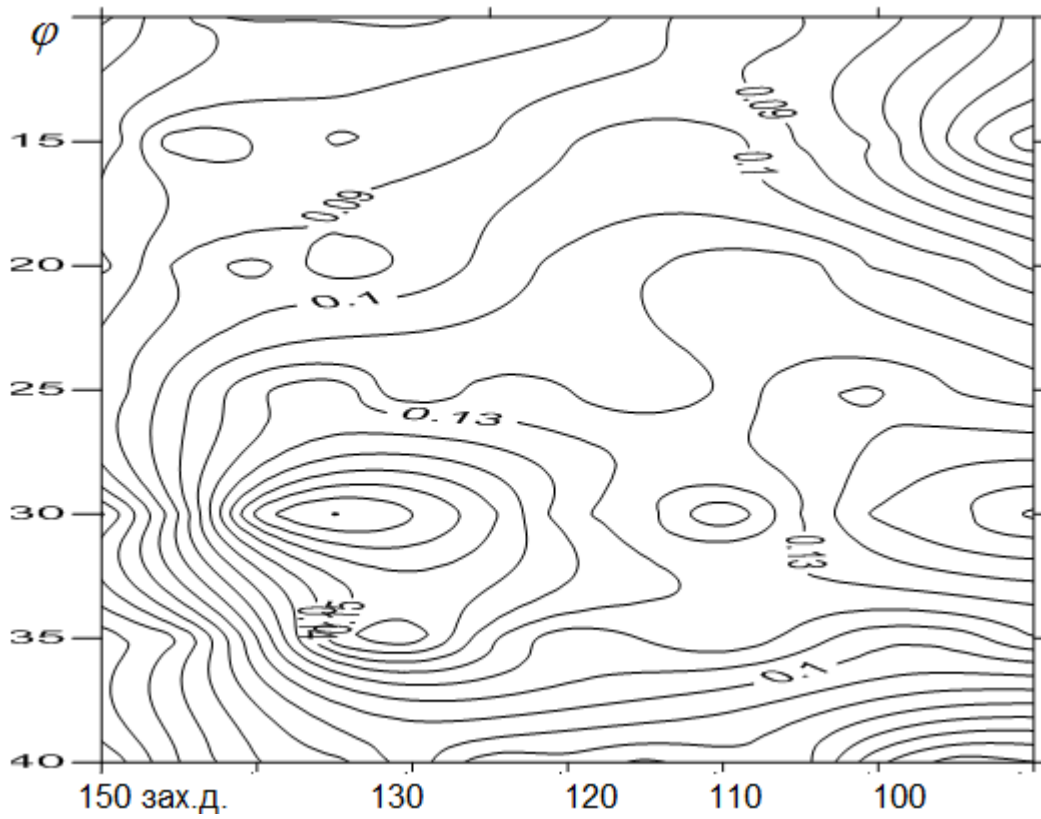


Рис. А. 19 – Поле второго власного вектора приводної температури повітря у січні, регіон №2

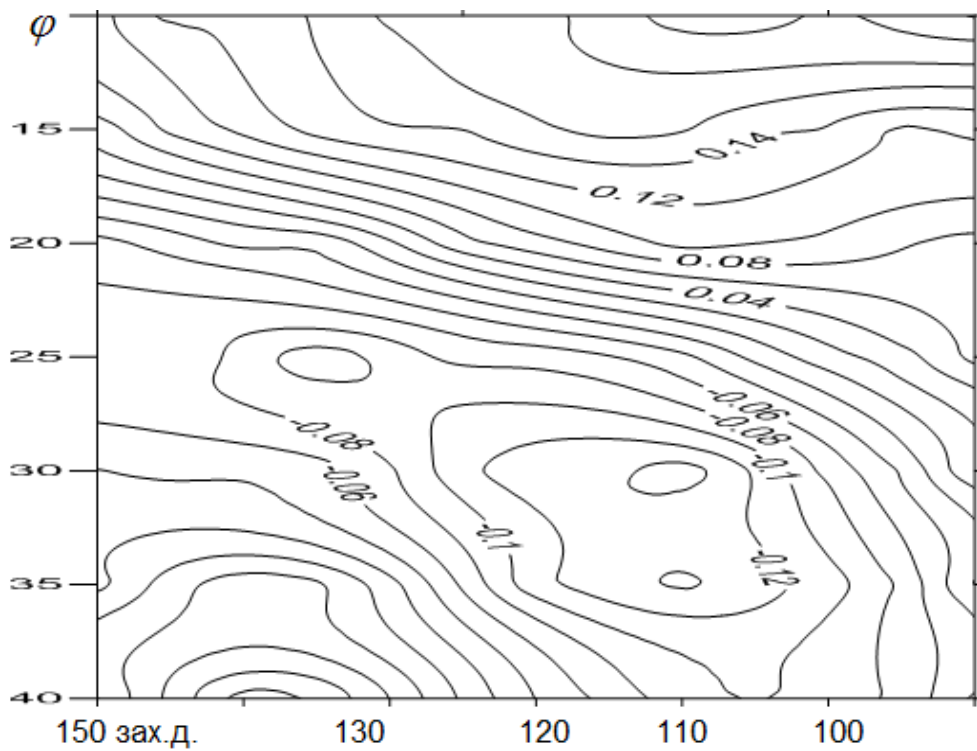


Рис. А. 20 – Поле другого власного вектора приводної температури повітря у липні, регіон №2



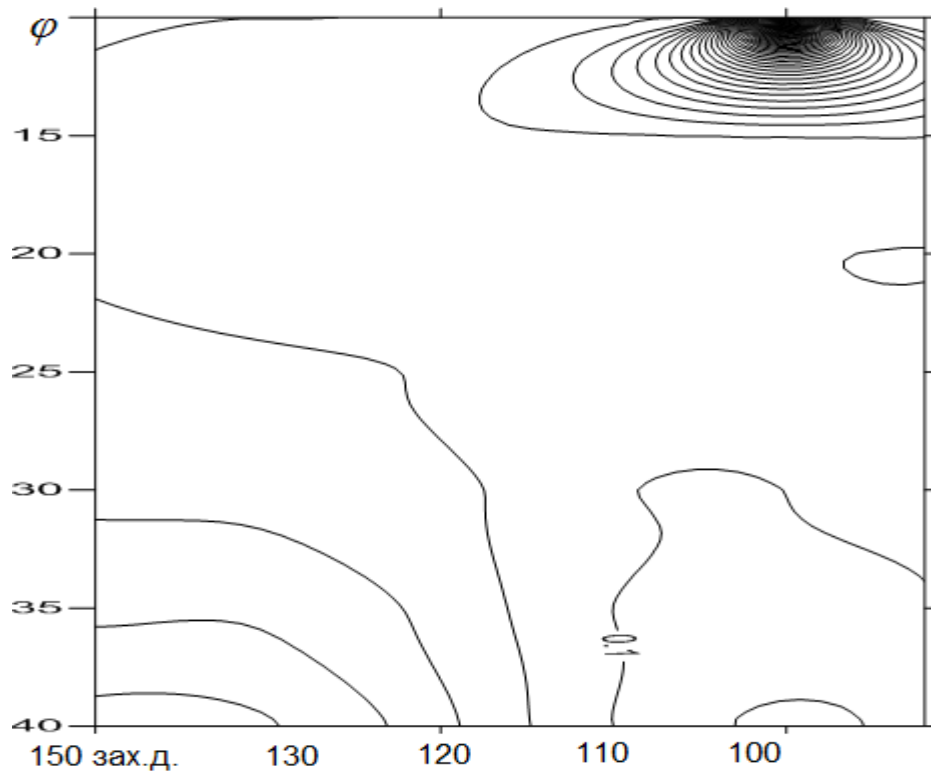


Рис. А. 21 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску в квітні, регіон №2

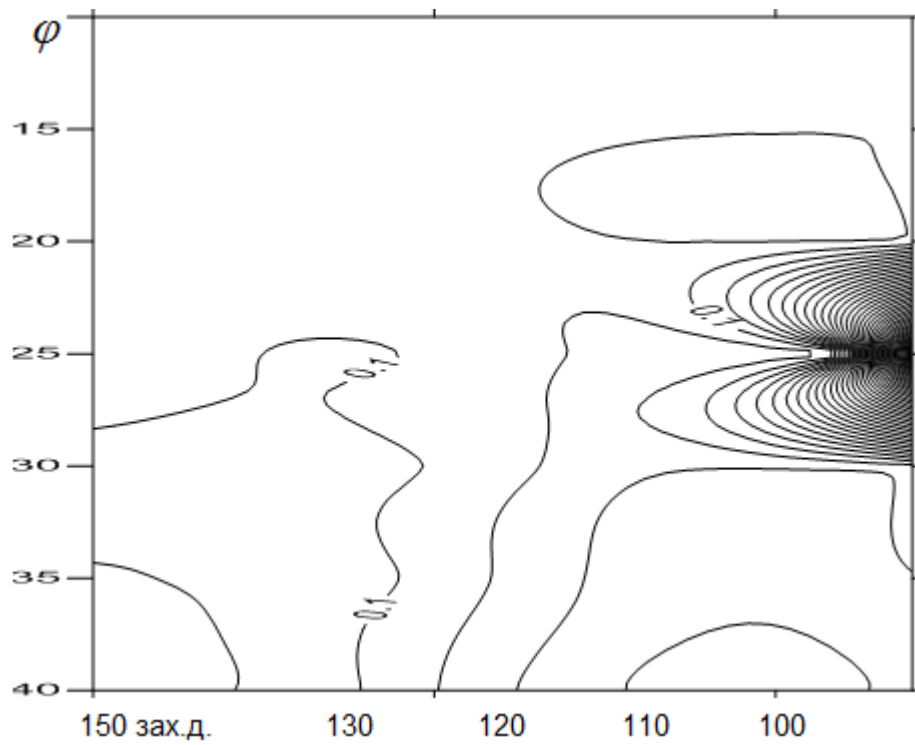


Рис. А. 22 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску у жовтні, регіон №2

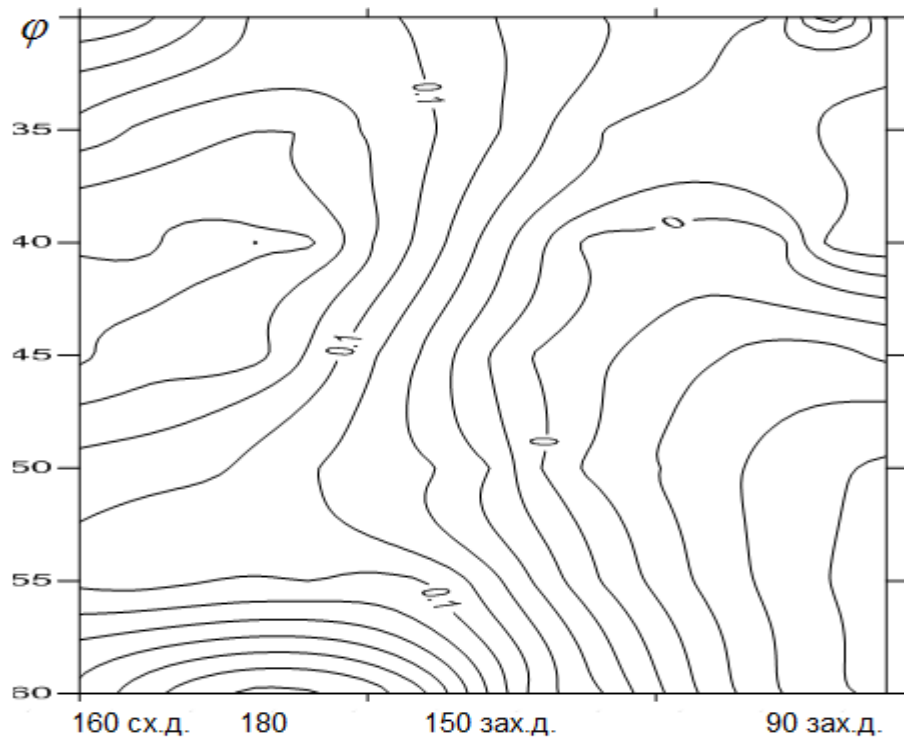


Рис. А. 23 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря у квітні, регіон №3

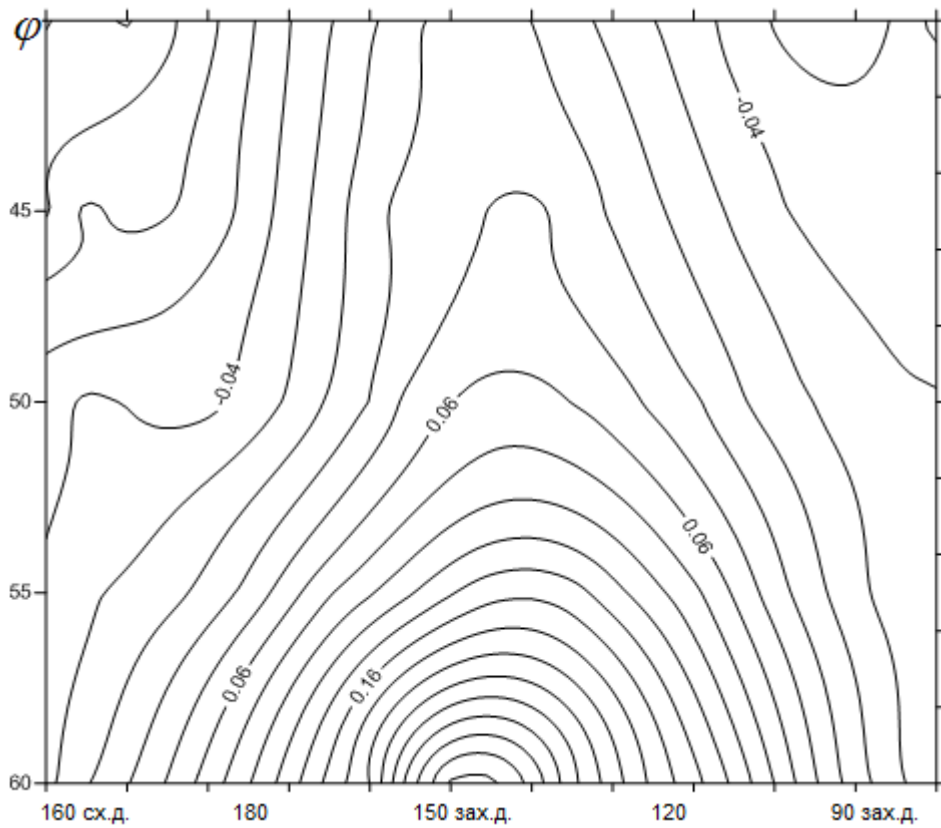


Рис. А. 24 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря у жовтні, регіон №3

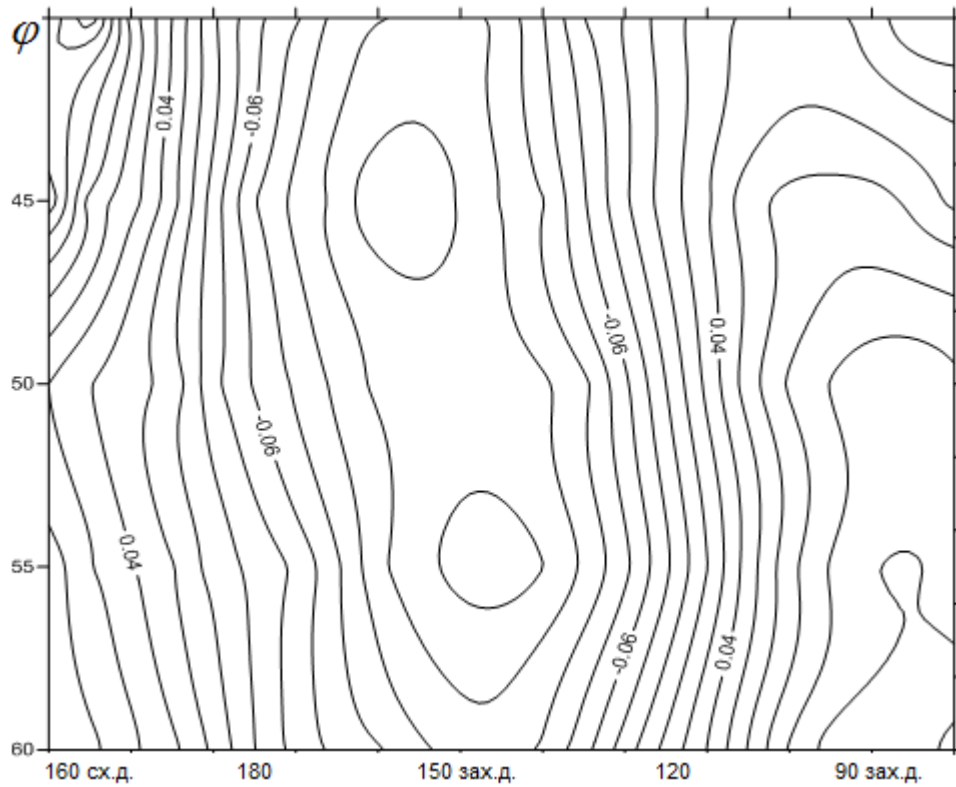


Рис. А. 25 – Поле другого власного вектора приводної температури повітря у квітні, регіон №3

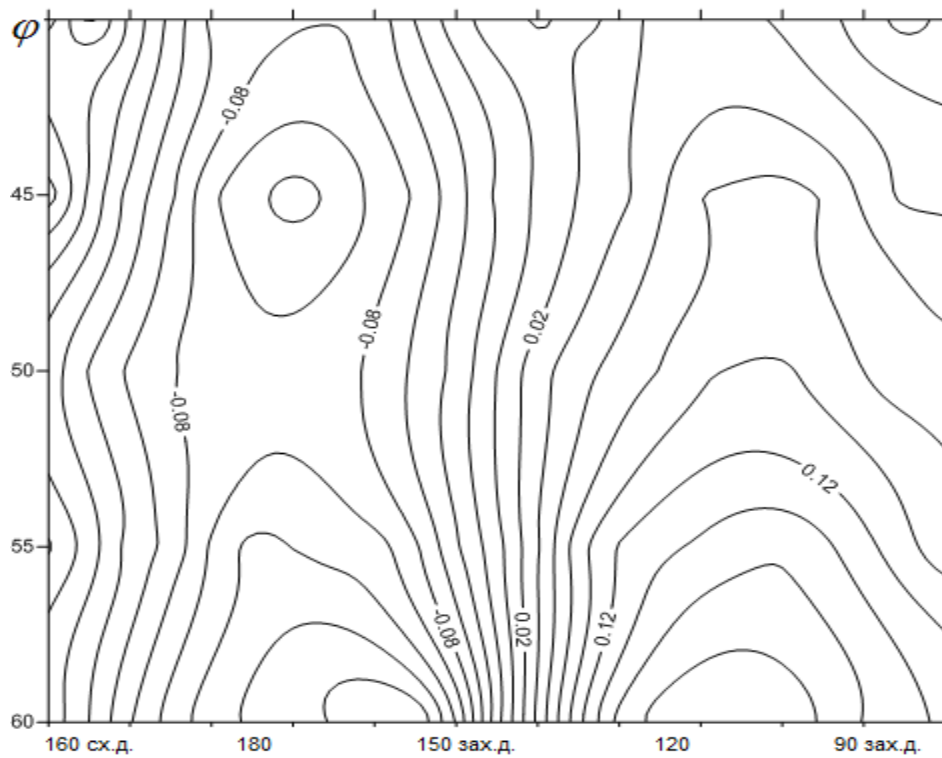


Рис. А. 26 – Поле другого власного вектора приводної температури повітря у жовтні, регіон №3

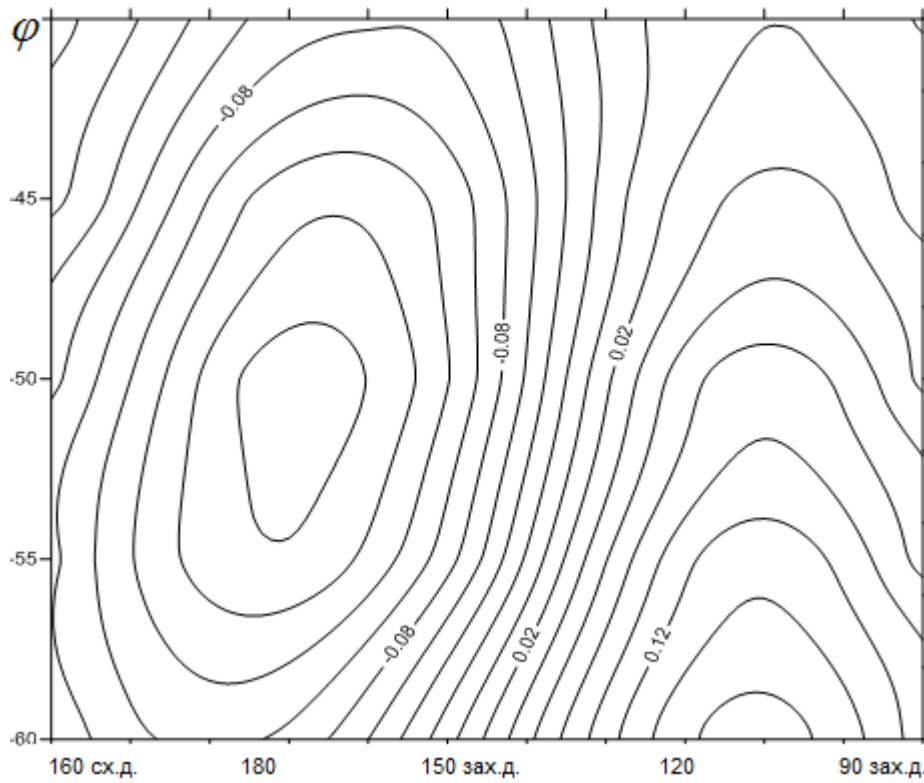


Рис. А. 27 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску у квітні, регіон №3

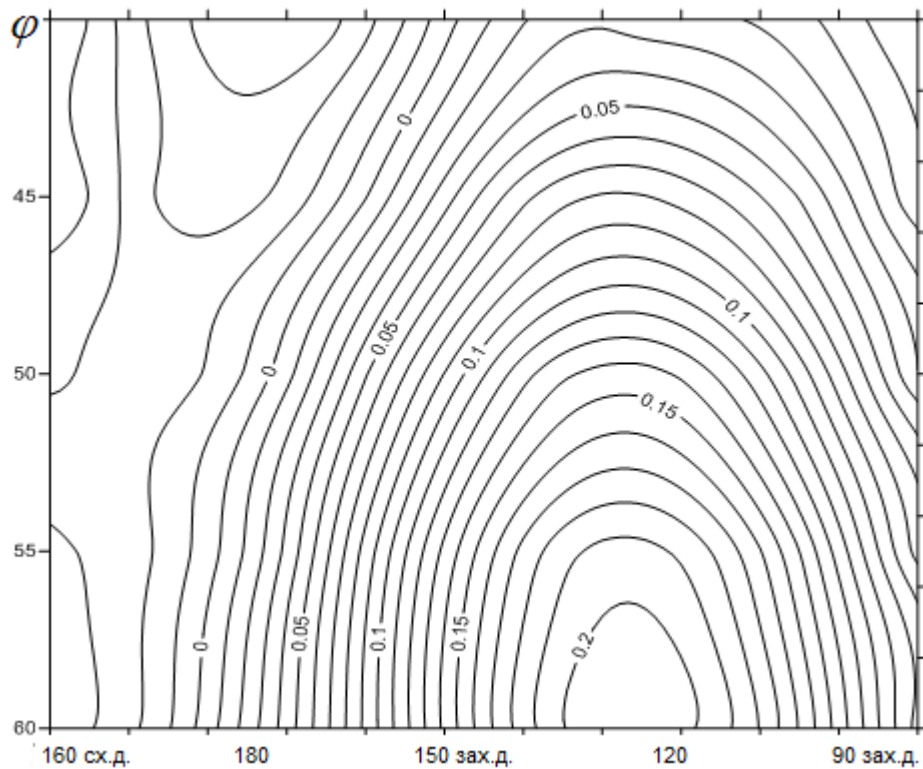


Рис. А. 28 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску у жовтні, регіон №3

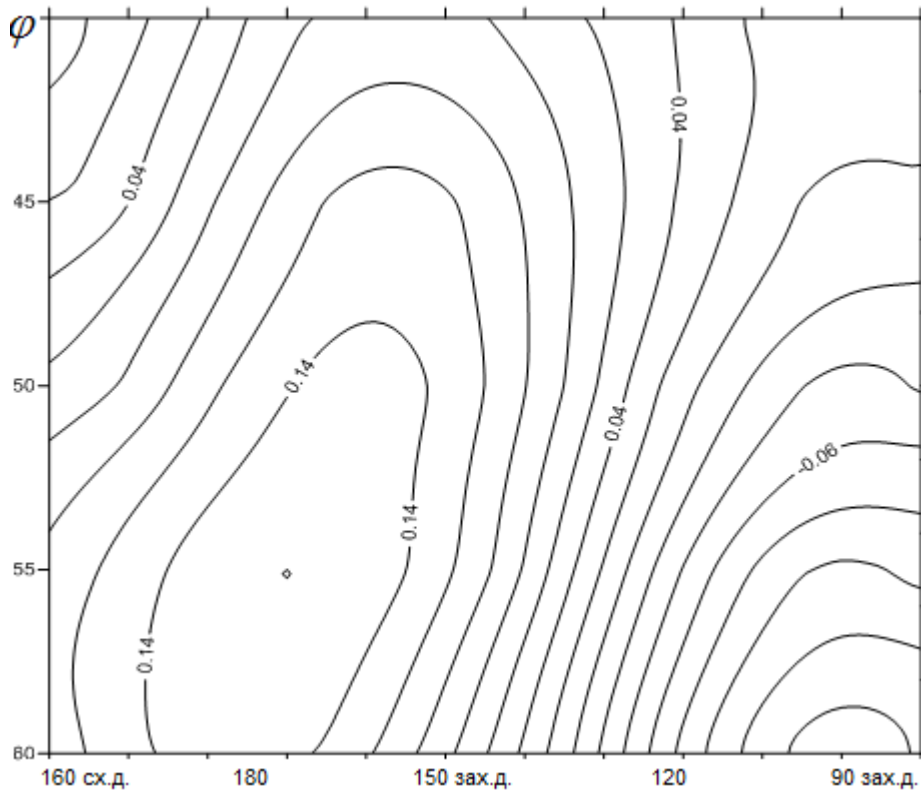


Рис. А. 29 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску у жовтні, регіон №3

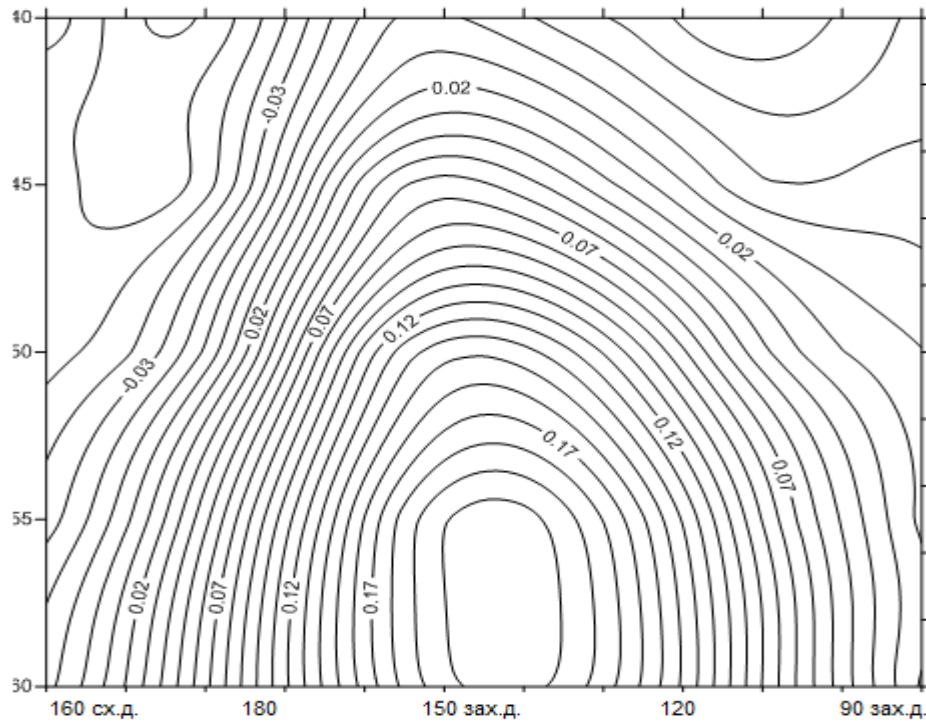


Рис. А. 30 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску в квітні, регіон №3

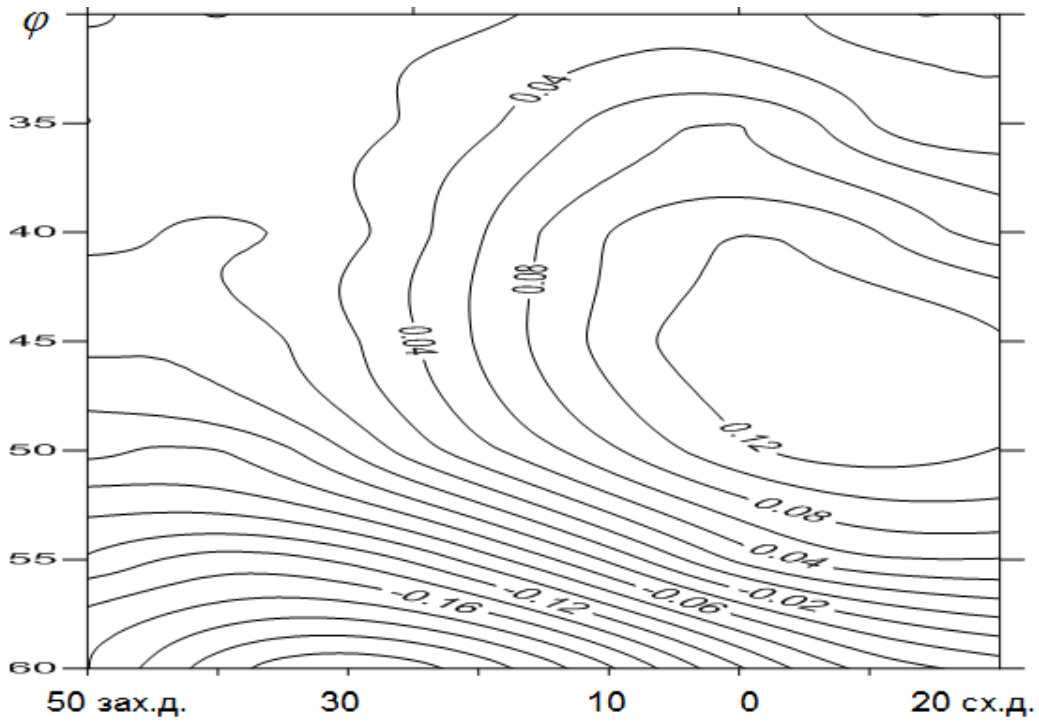


Рис. А. 31 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску в січні, регіон №4

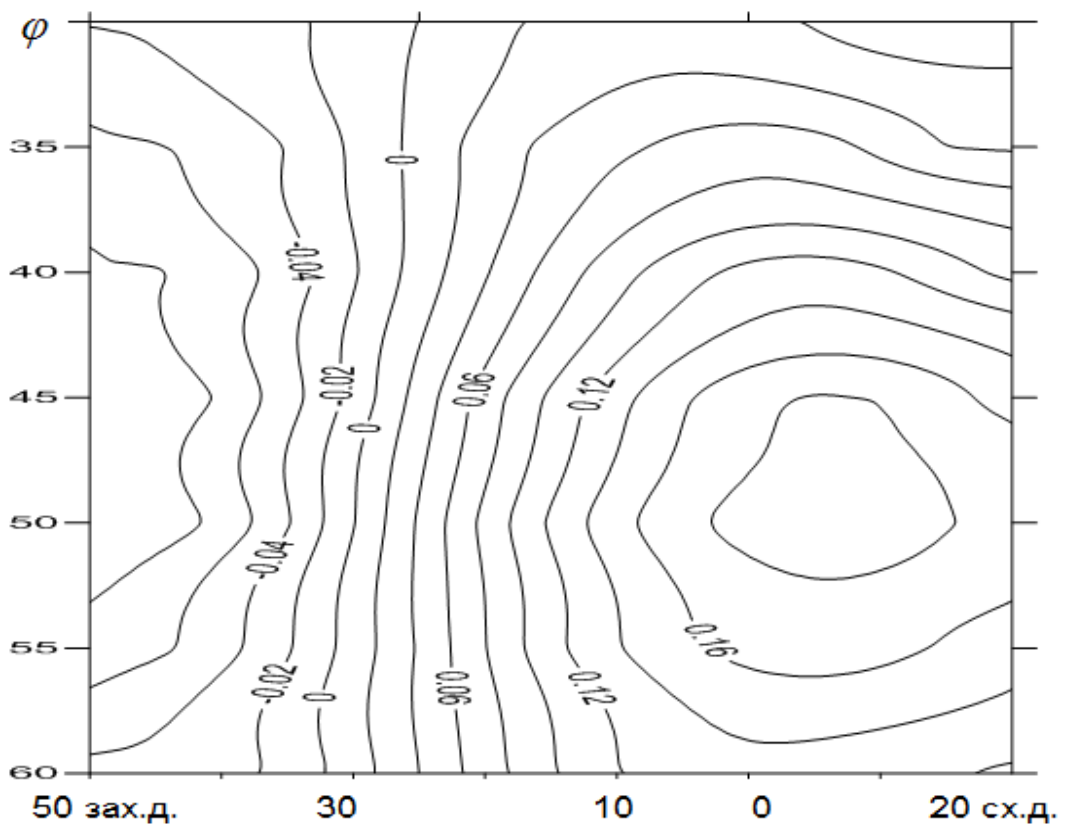


Рис. А. 32 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску в липні, регіон №4

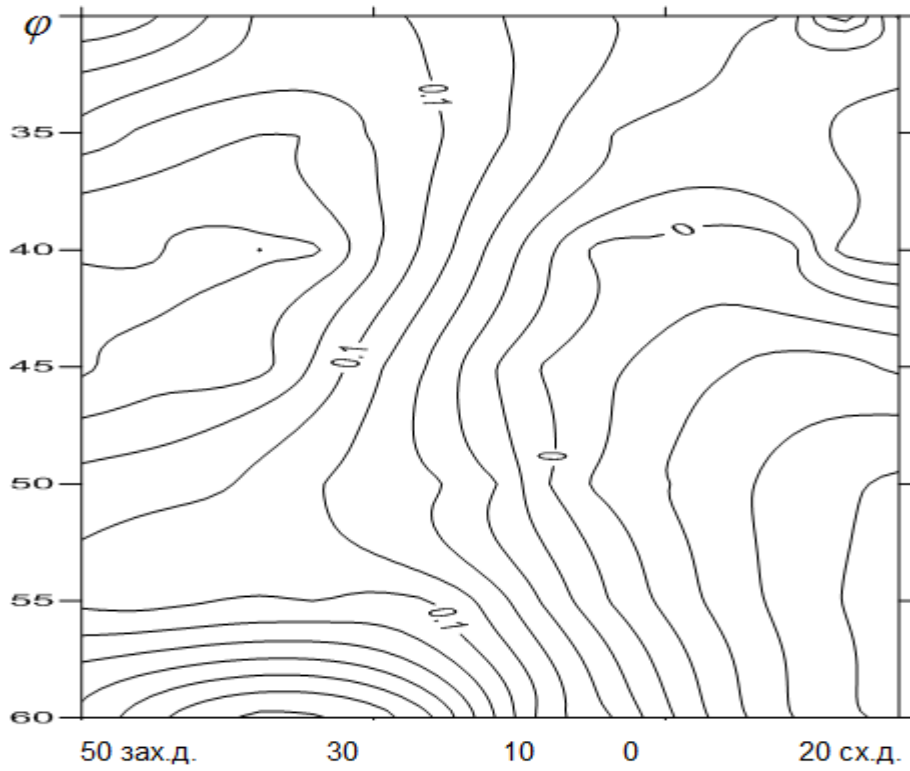


Рис. А. 33 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря у квітні, регіон №4

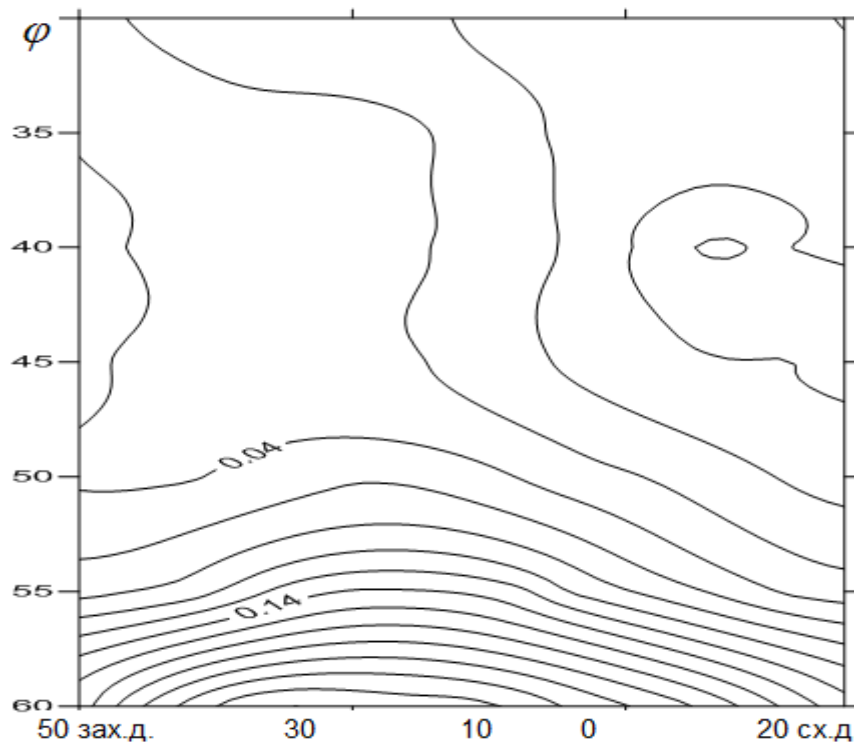


Рис. А. 34 – Поле першого власного вектора приводної температури повітря у жовтні, регіон №4

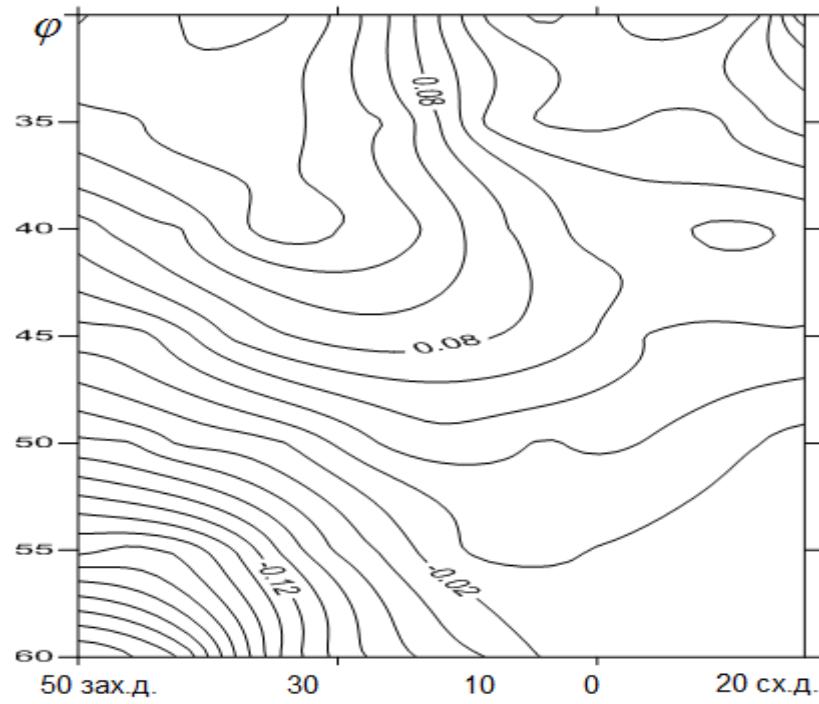


Рис. А. 35 – Поле второго власного вектора приводної температури повітря у квітні, регіон №4

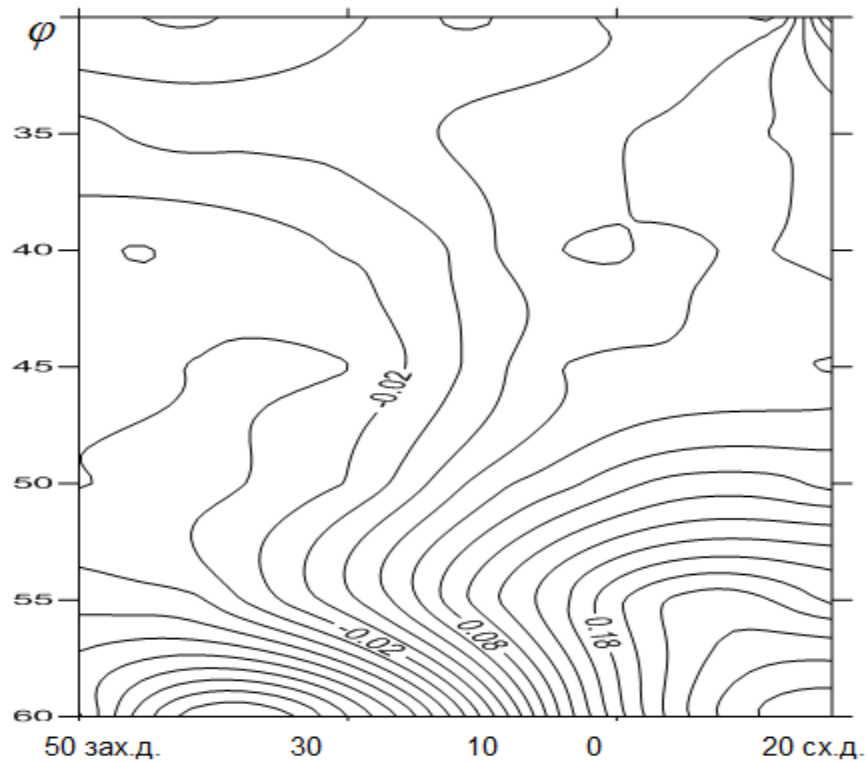


Рис. А. 36 – Поле второго власного вектора приводної температури повітря у жовтні, регіон №4



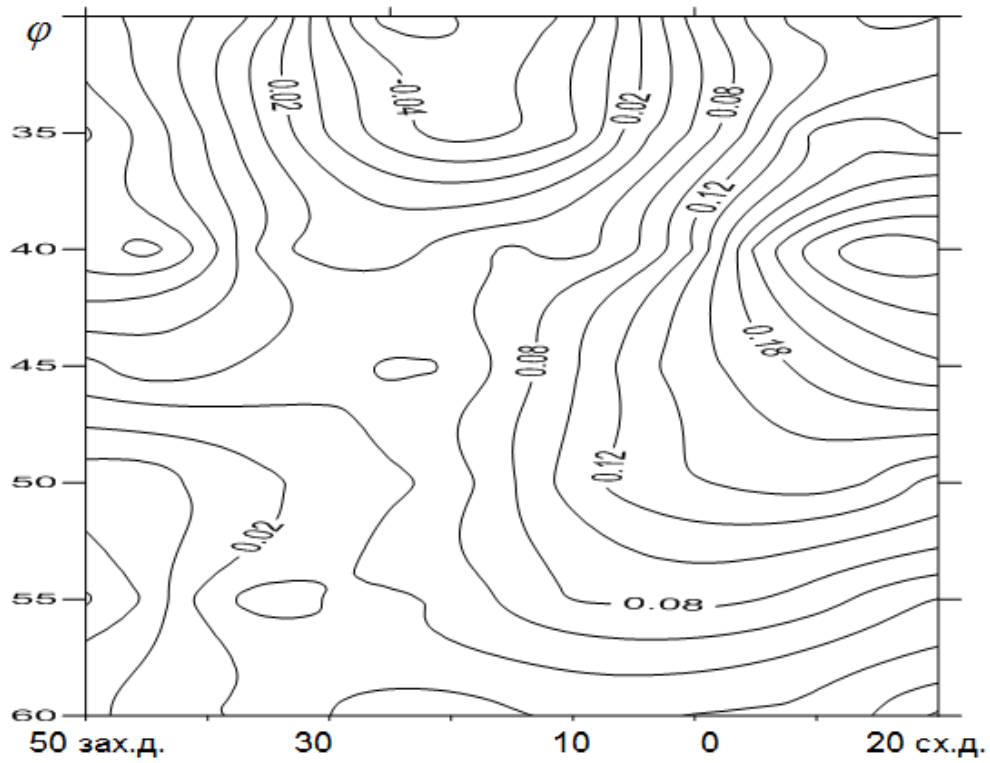


Рис. А. 37 – Поле другого власного вектора приводної температури повітря у січні, регіон №4

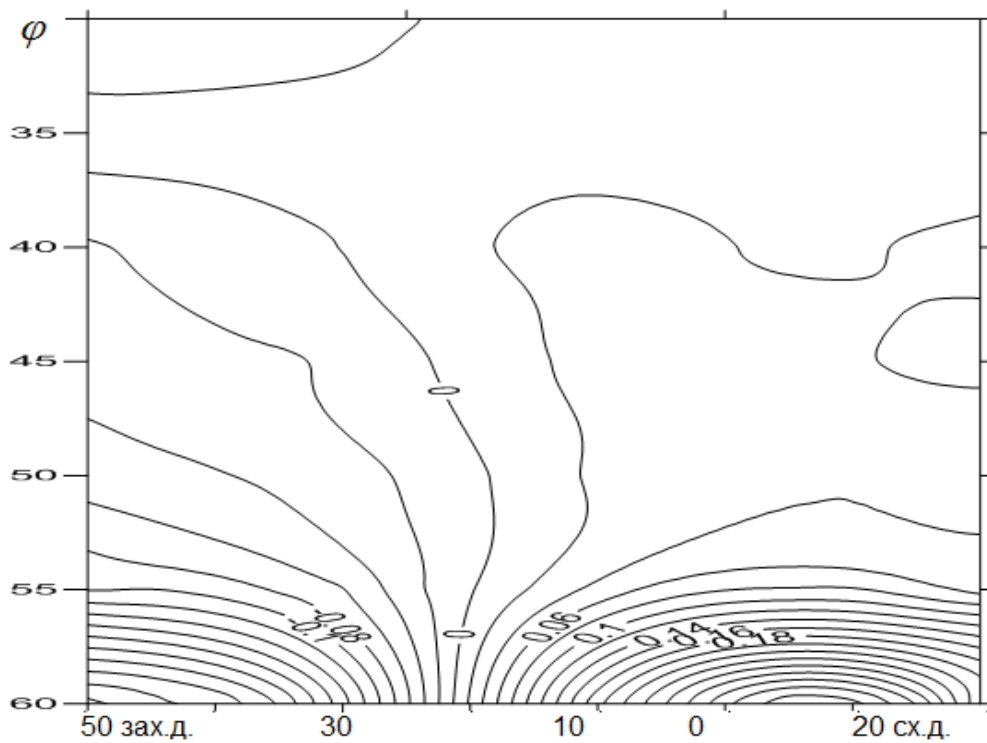


Рис. А. 38 – Поле другого власного вектора приводної температури повітря у липні, регіон №4

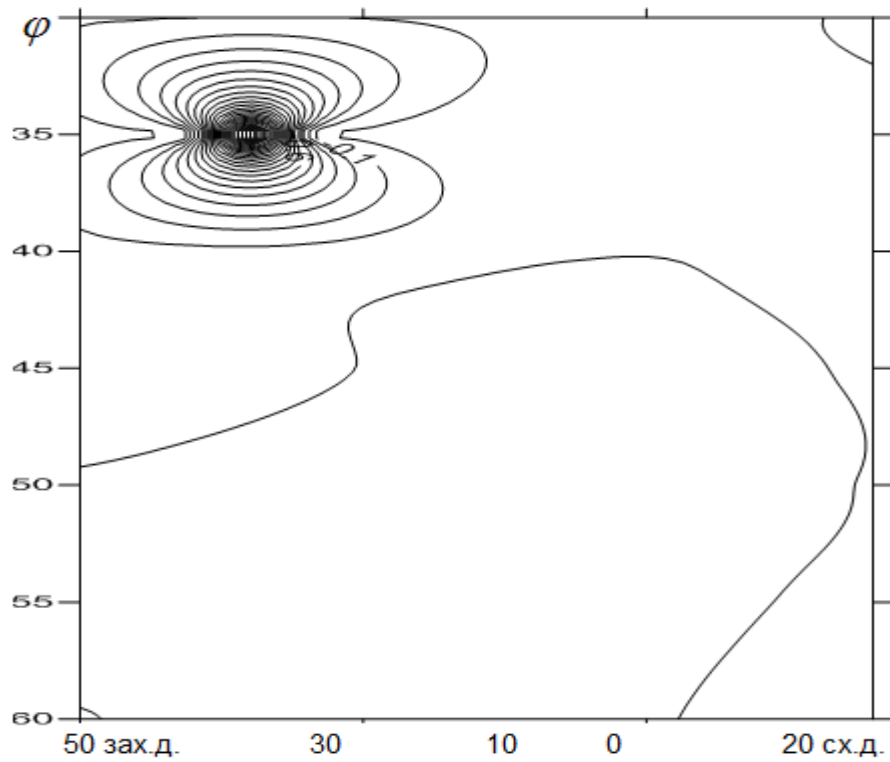


Рис. А. 39 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску у квітні,  
регіон №4

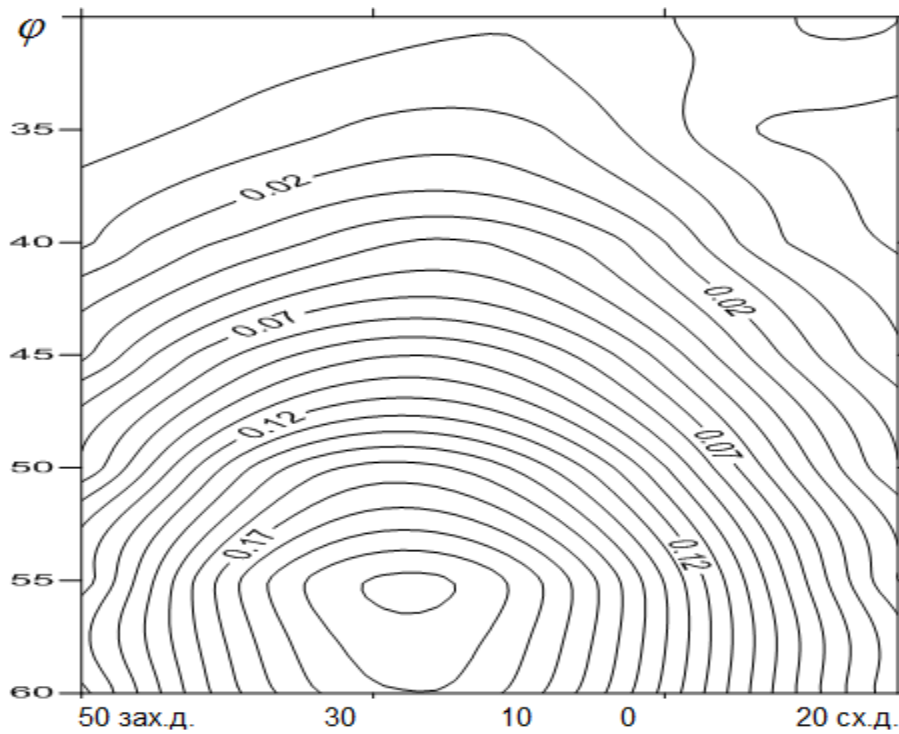


Рис. А. 40 – Поле першого власного вектора атмосферного тиску у жовтні,  
регіон №4

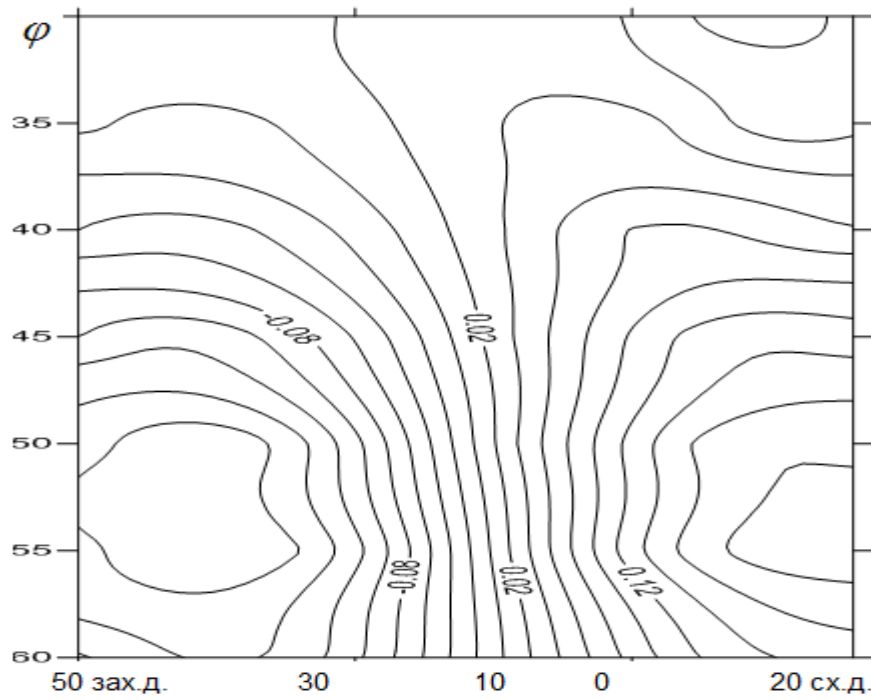


Рис. А. 41 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску у квітні, регіон №4

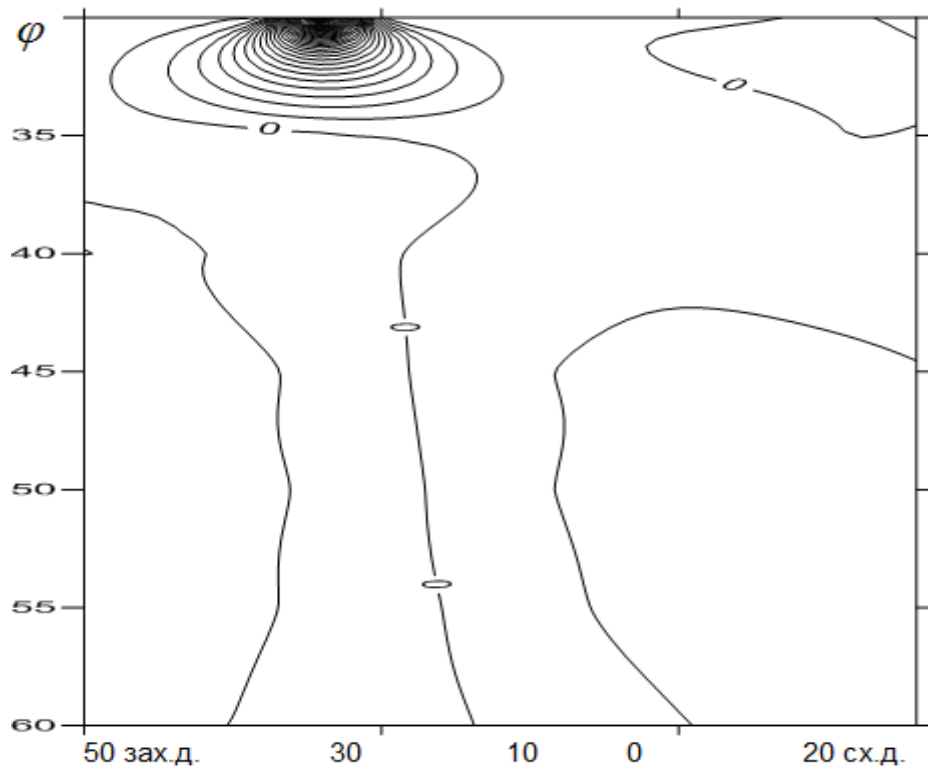


Рис. А. 42 – Поле другого власного вектора атмосферного тиску у жовтні, регіон №4

## Додаток Б

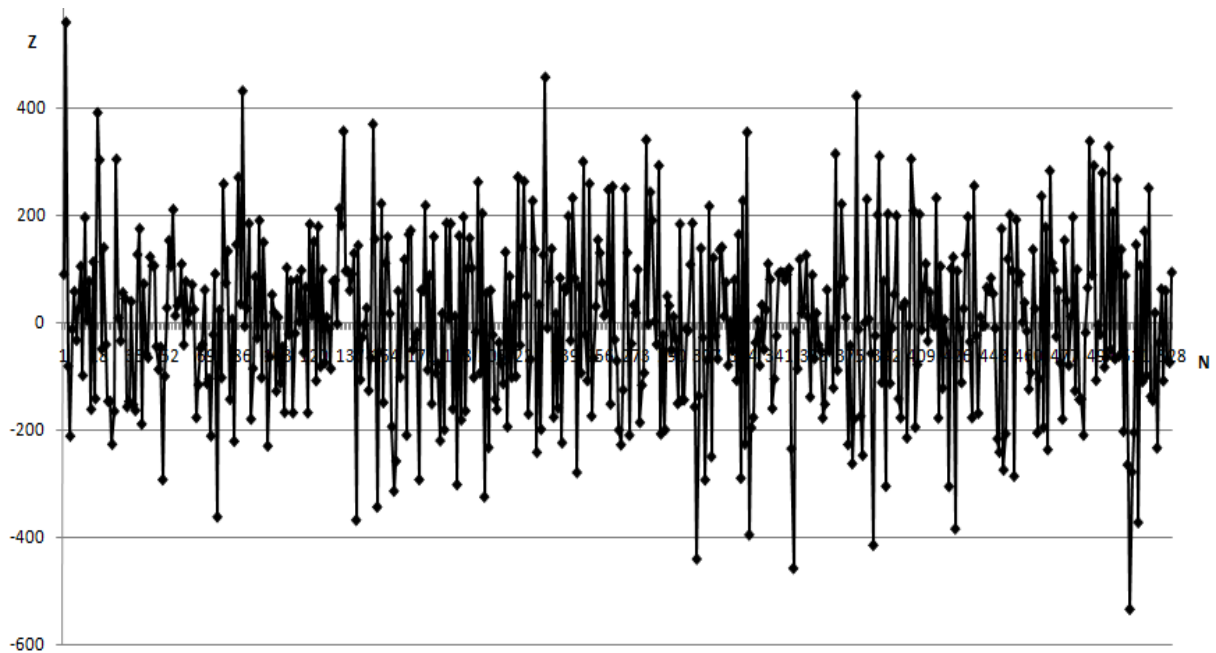


Рис. Б. 1 – Часовий ряд першої головної компоненти приземного атмосферного тиску за період 1958 - 2002 рр.(1 сектор)

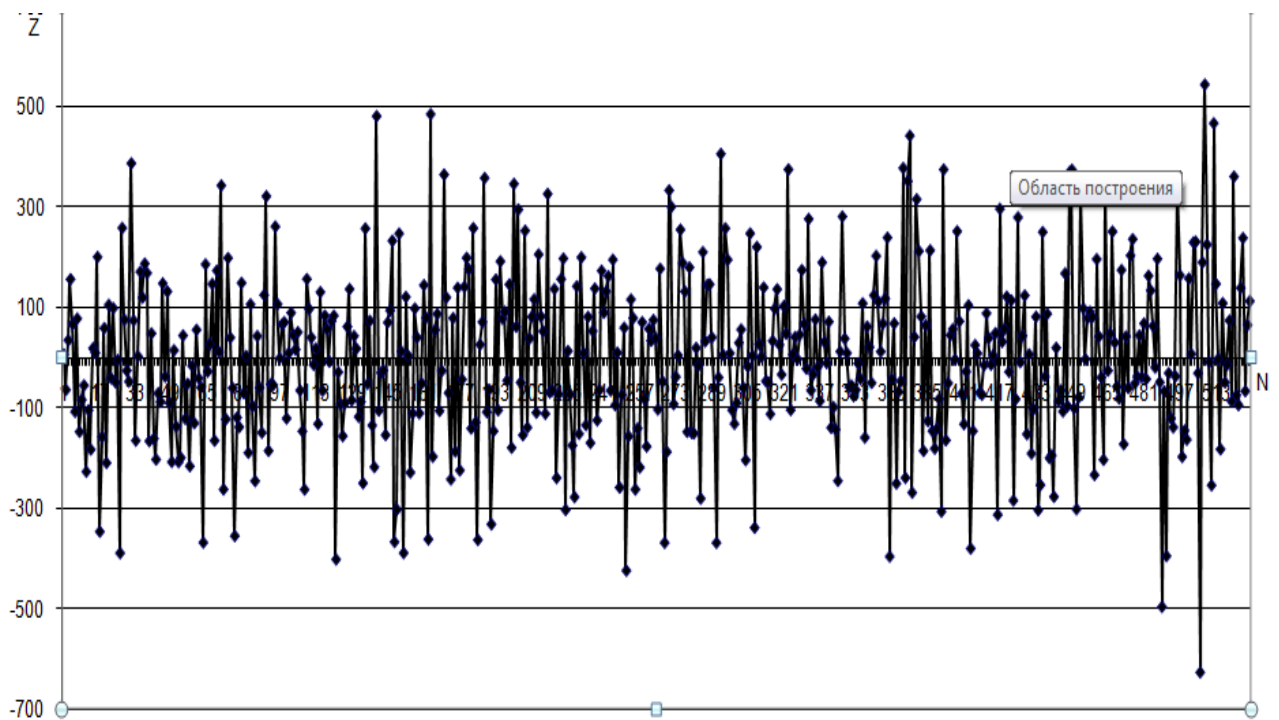


Рис. Б. 2 – Часовий ряд другої головної компоненти приземного атмосферного тиску за період 1958 - 2002 рр.(1 сектор)

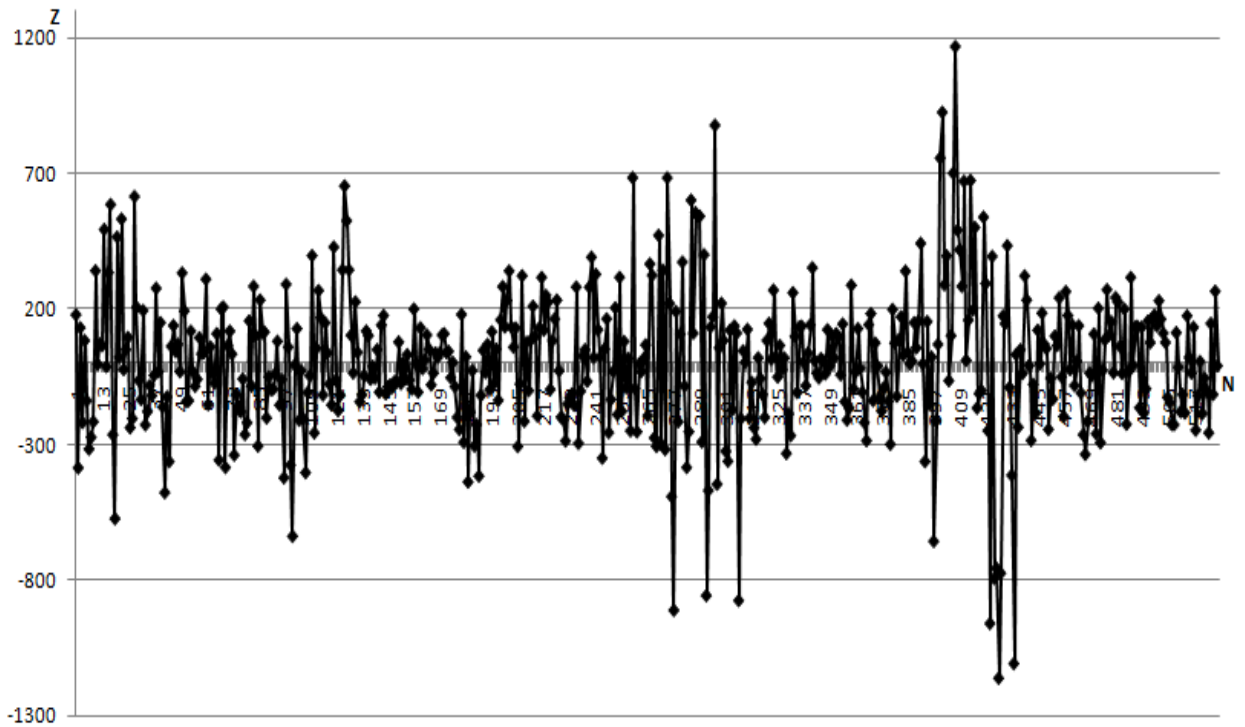


Рис. Б. 3 – Часовий ряд першої головної компоненти приземного атмосферного тиску за період 1958 - 2002 рр.(2 сектор)

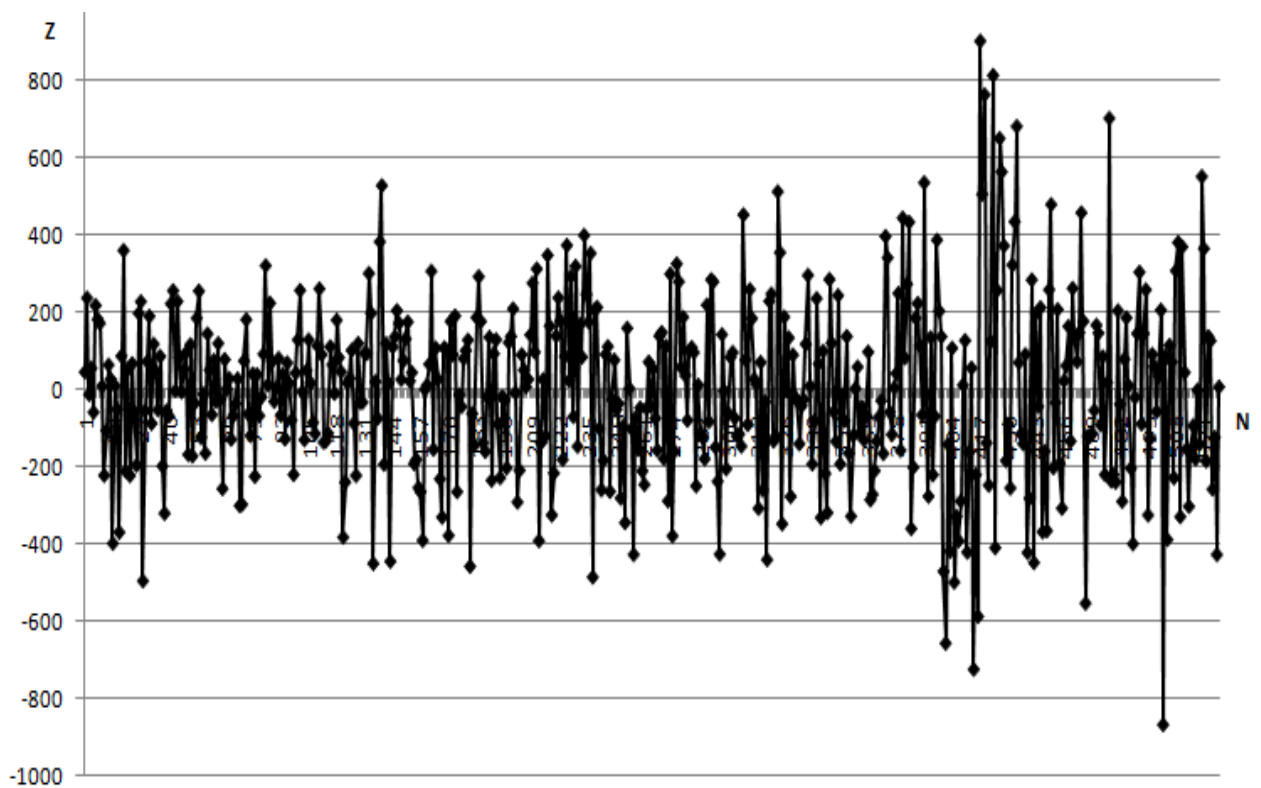


Рис. Б. 4 – Часовий ряд другої головної компоненти приземного атмосферного тиску за період 1958 - 2002 рр.(2 сектор)

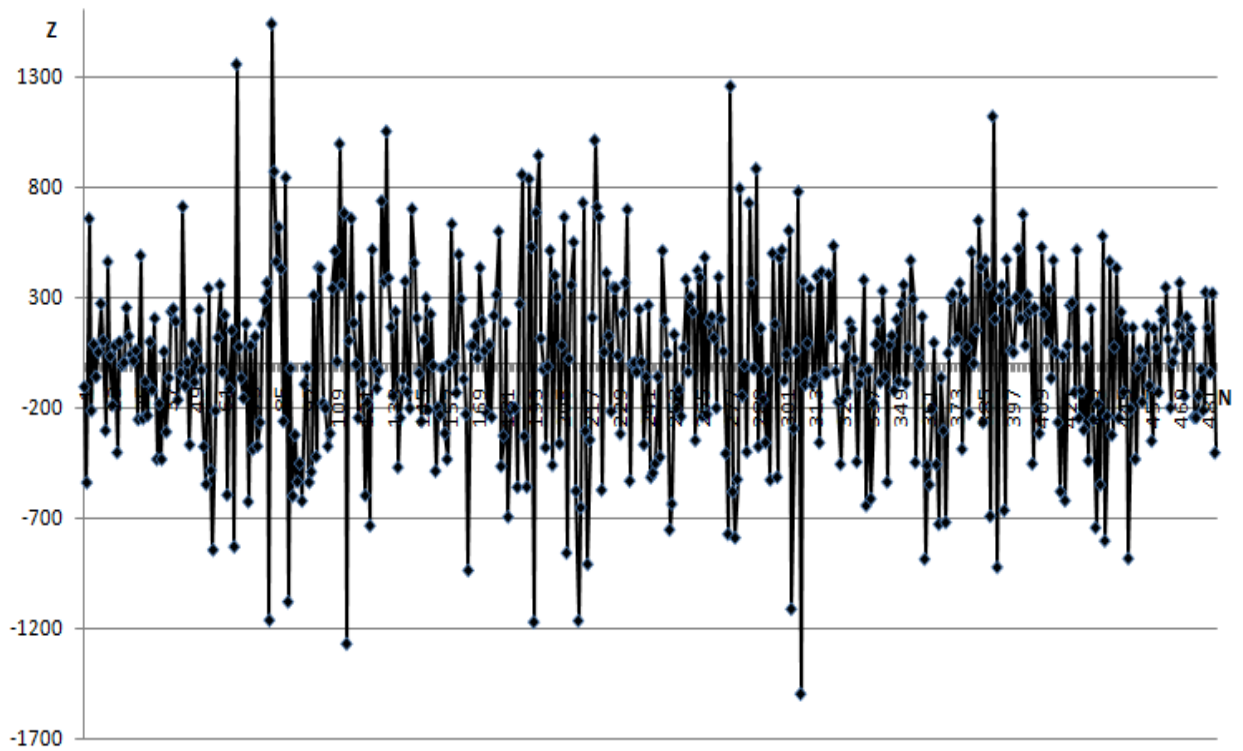


Рис. Б. 5 – Часовий ряд першої головної компоненти приземного атмосферного тиску за період 1958 - 2002 рр.(3 сектор)

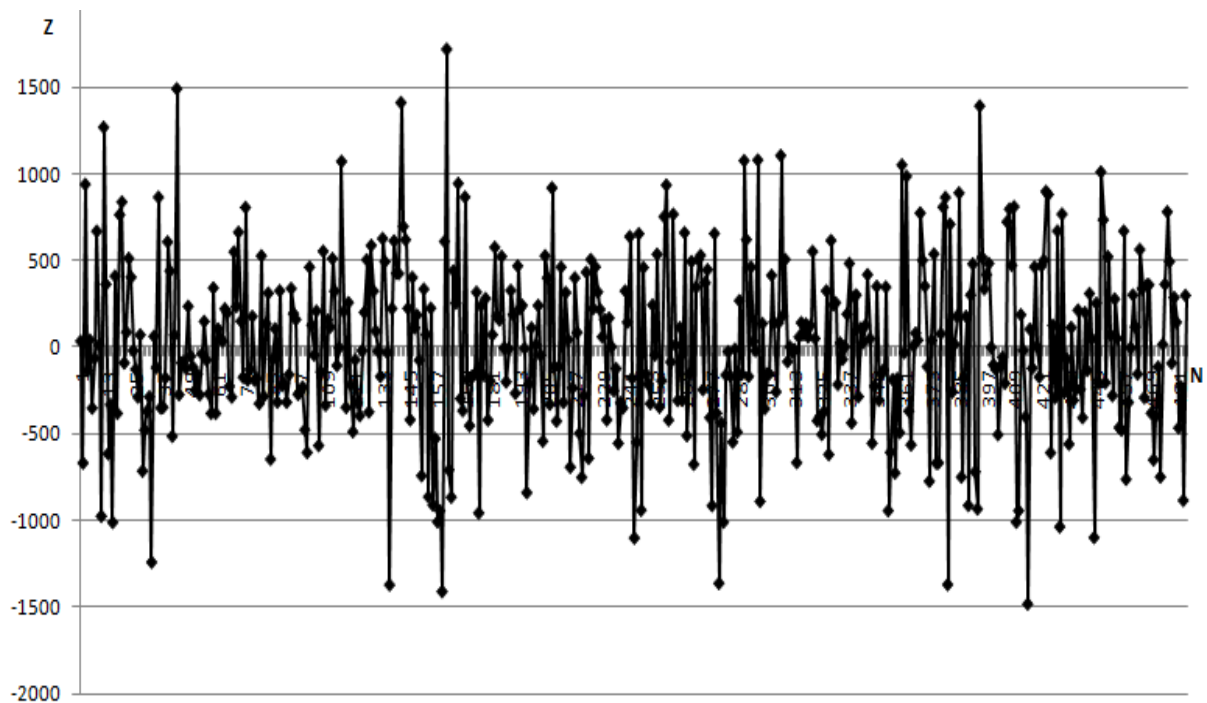


Рис. Б. 6 – Часовий ряд другої головної компоненти приземного атмосферного тиску за період 1958 - 2002 рр.(3 сектор)

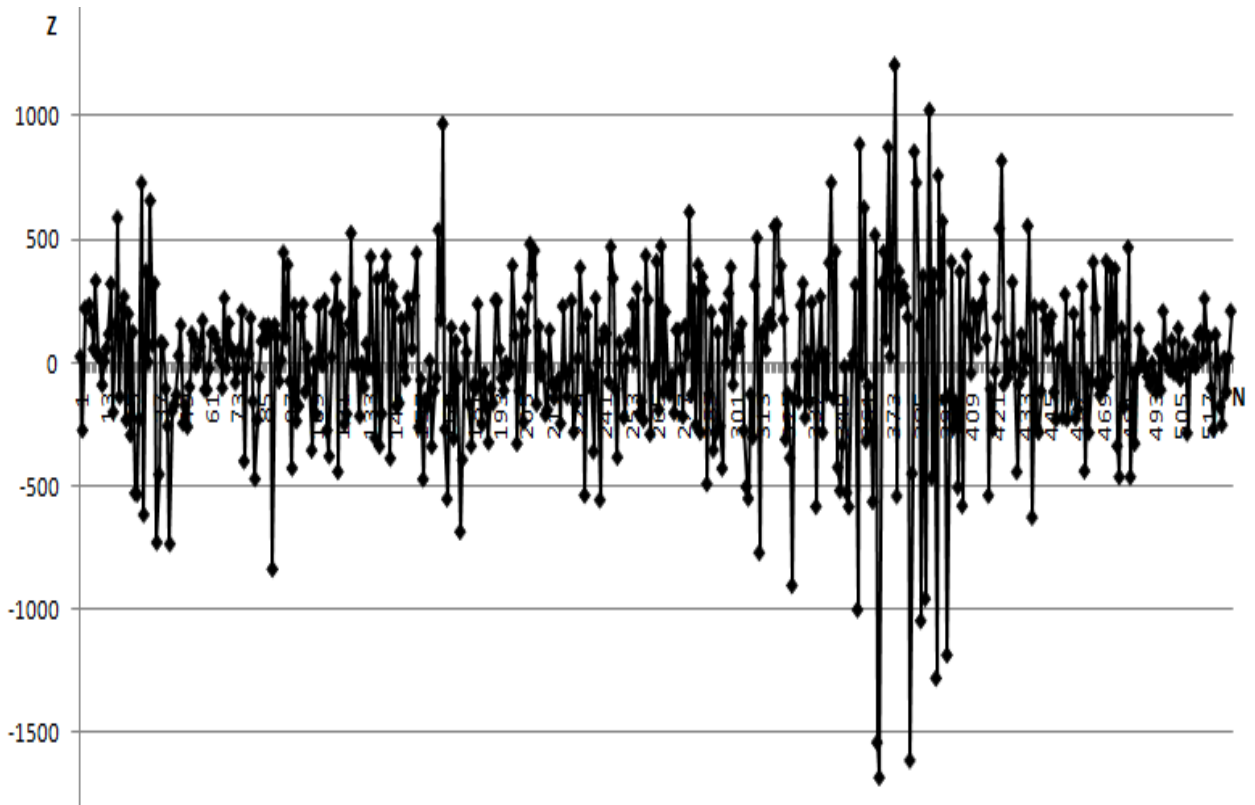


Рис. Б. 7 – Часовий ряд першої головної компоненти приземного атмосферного тиску за період 1958 - 2002 рр.(4 сектор)

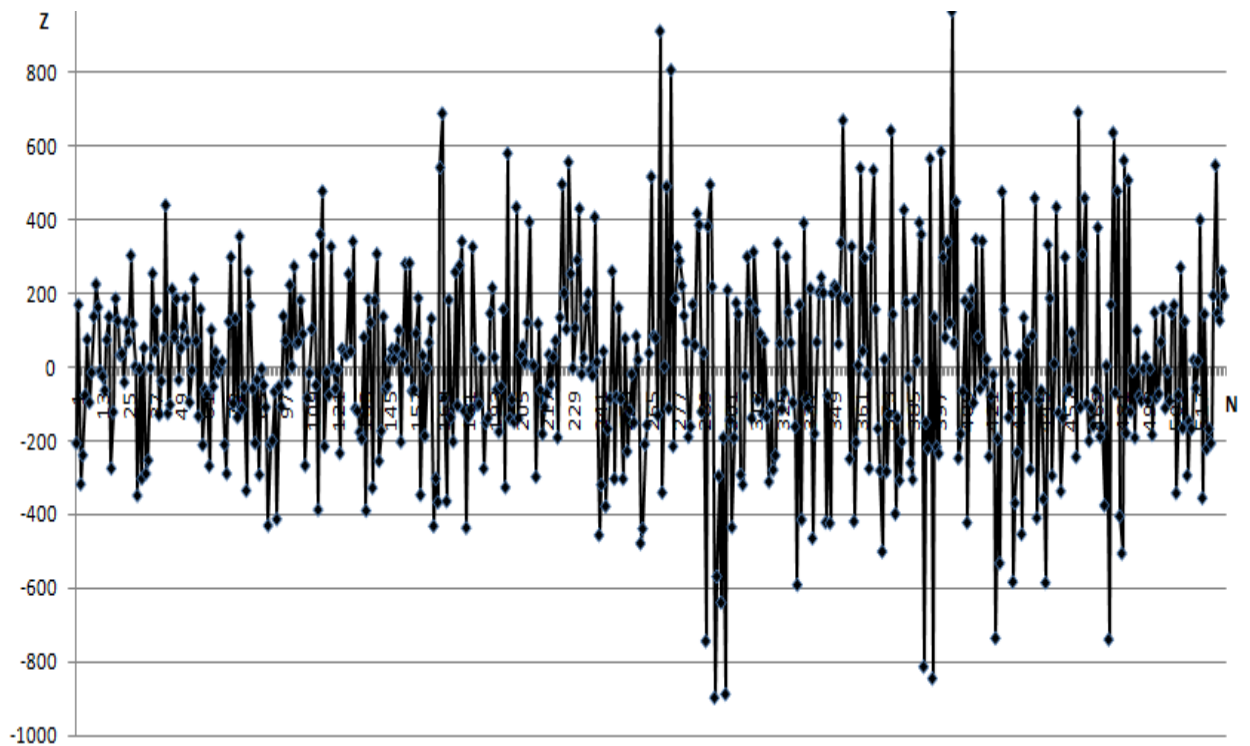


Рис. Б. 8 – Часовий ряд другої головної компоненти приземного атмосферного тиску за період 1958 - 2002 рр.(4 сектор)

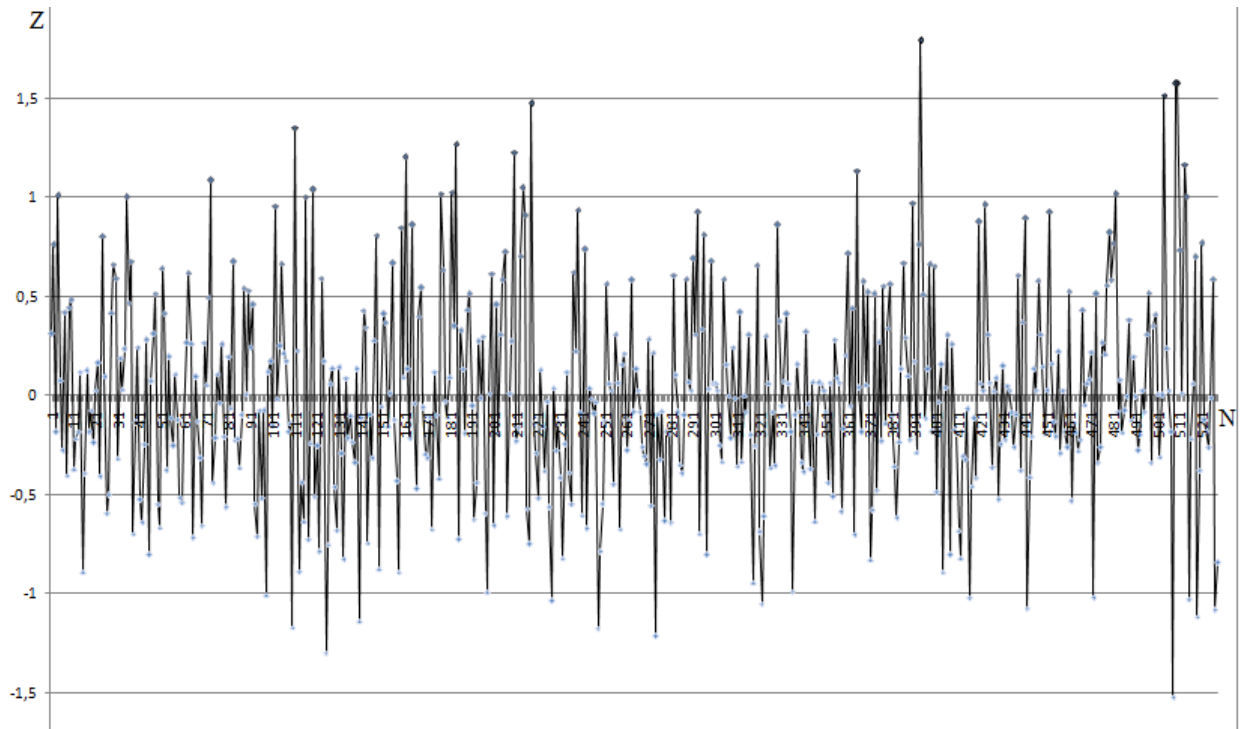


Рис. Б. 9 – Часовий ряд другої головної компоненти приводної температури повітря за період 1958 - 2002 рр.(1 сектор)

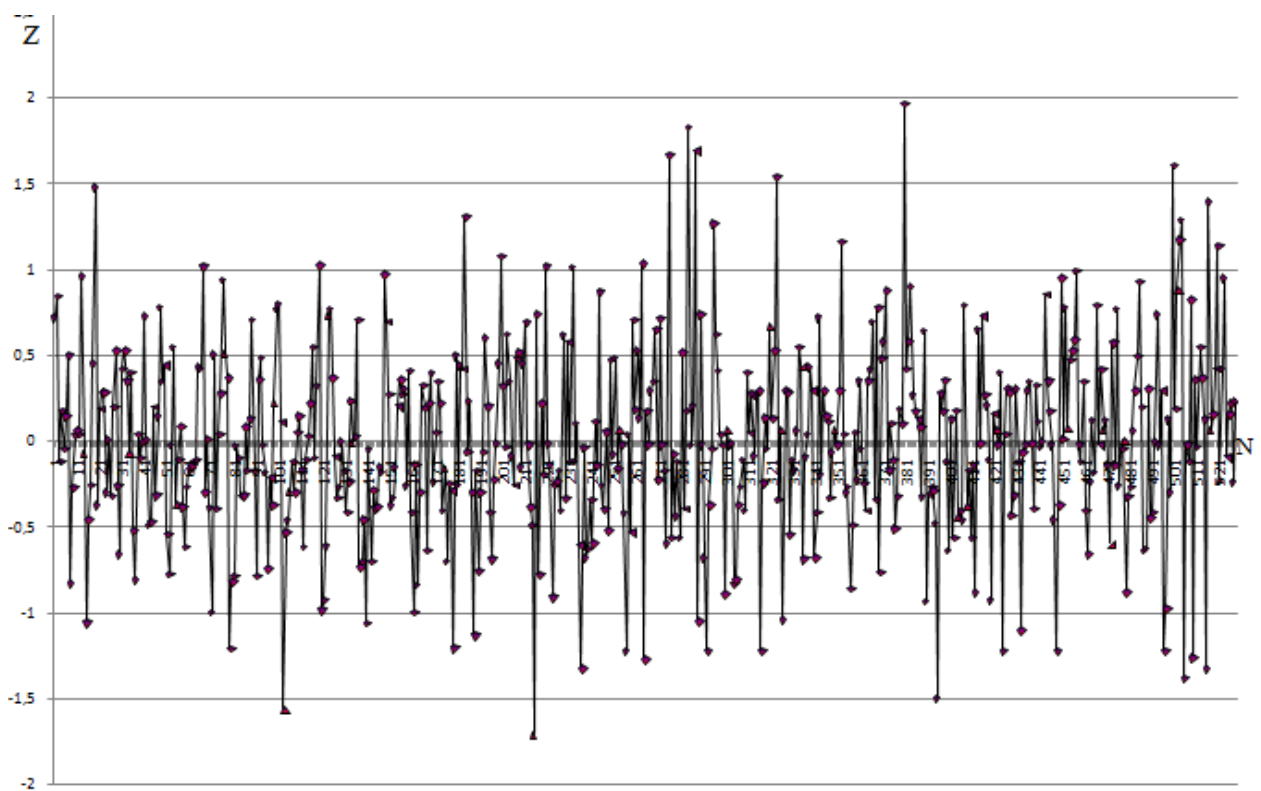


Рис. Б. 10 – Часовий ряд першої головної компоненти приводної температури повітря за період 1958 - 2002 рр.(2 сектор)



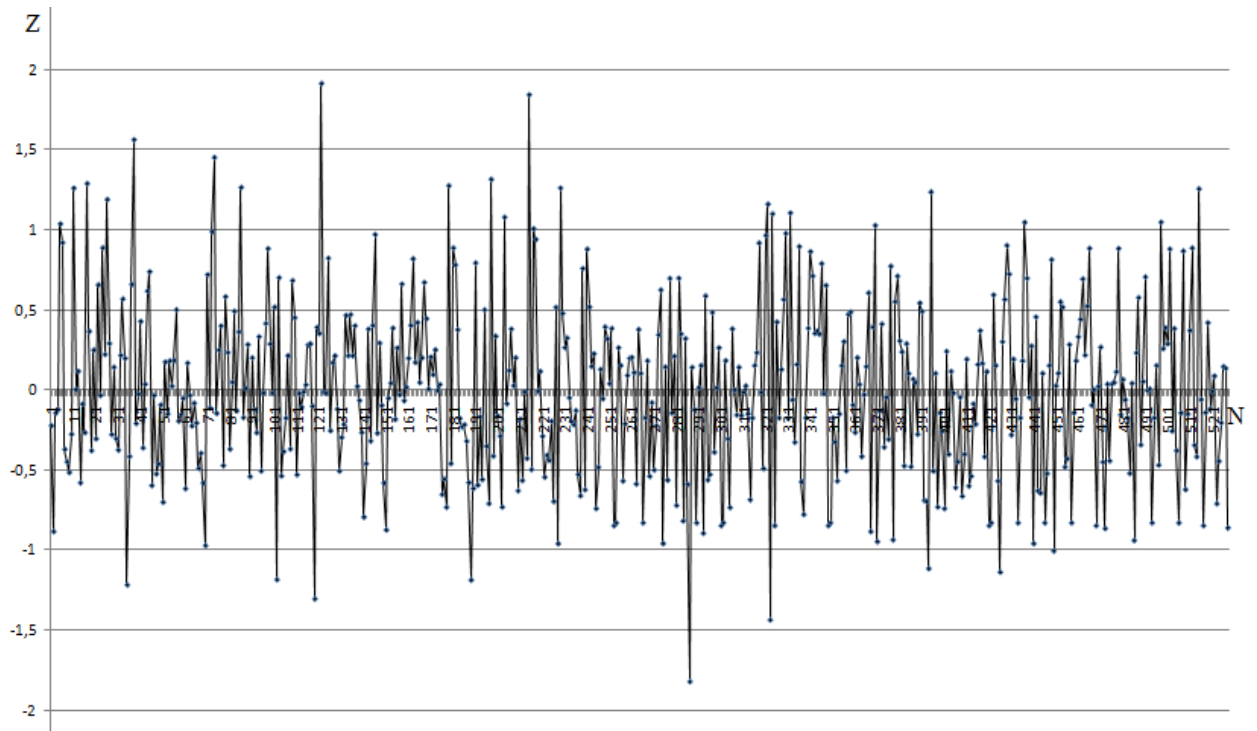


Рис. Б. 11 – Часовий ряд другої головної компоненти приводної температури повітря за період 1958 - 2002 рр.(2 сектор)

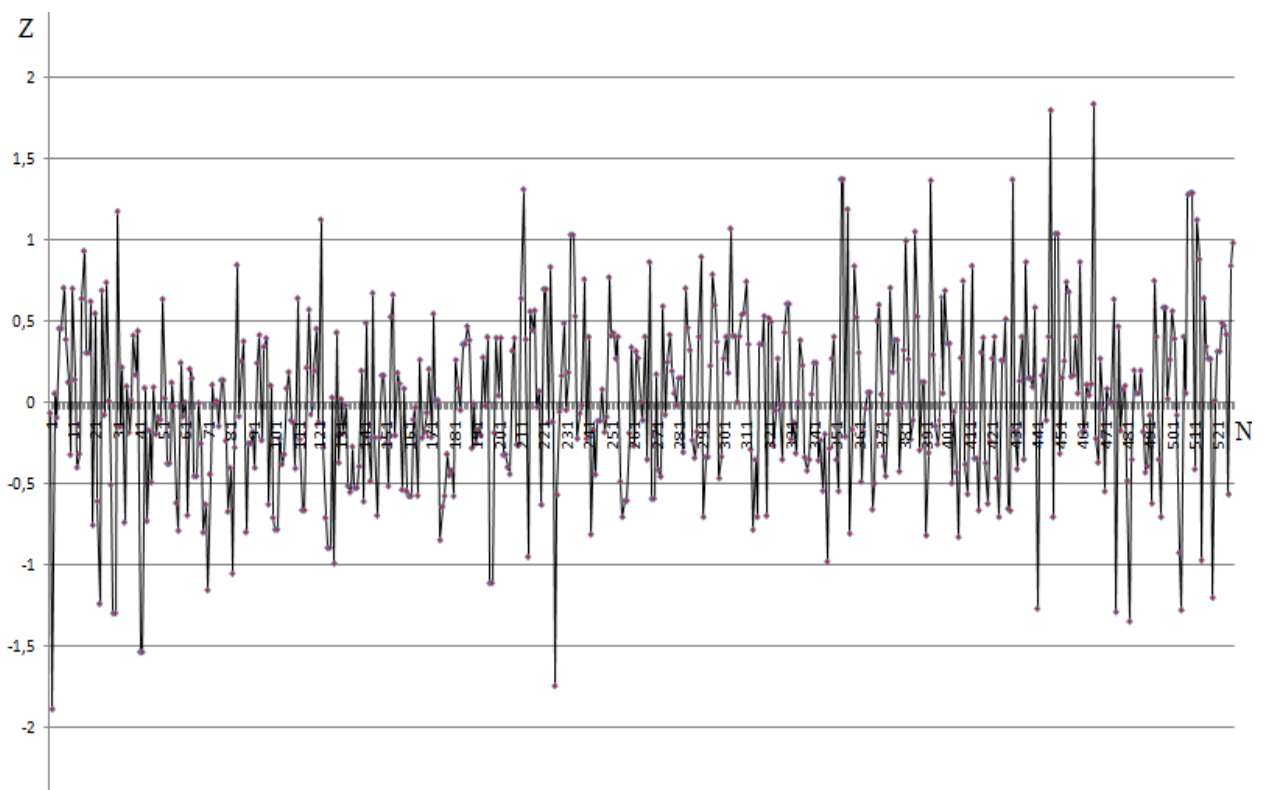


Рис. Б. 12 – Часовий ряд першої головної компоненти приводної температури повітря за період 1958 - 2002 рр.(3 сектор)

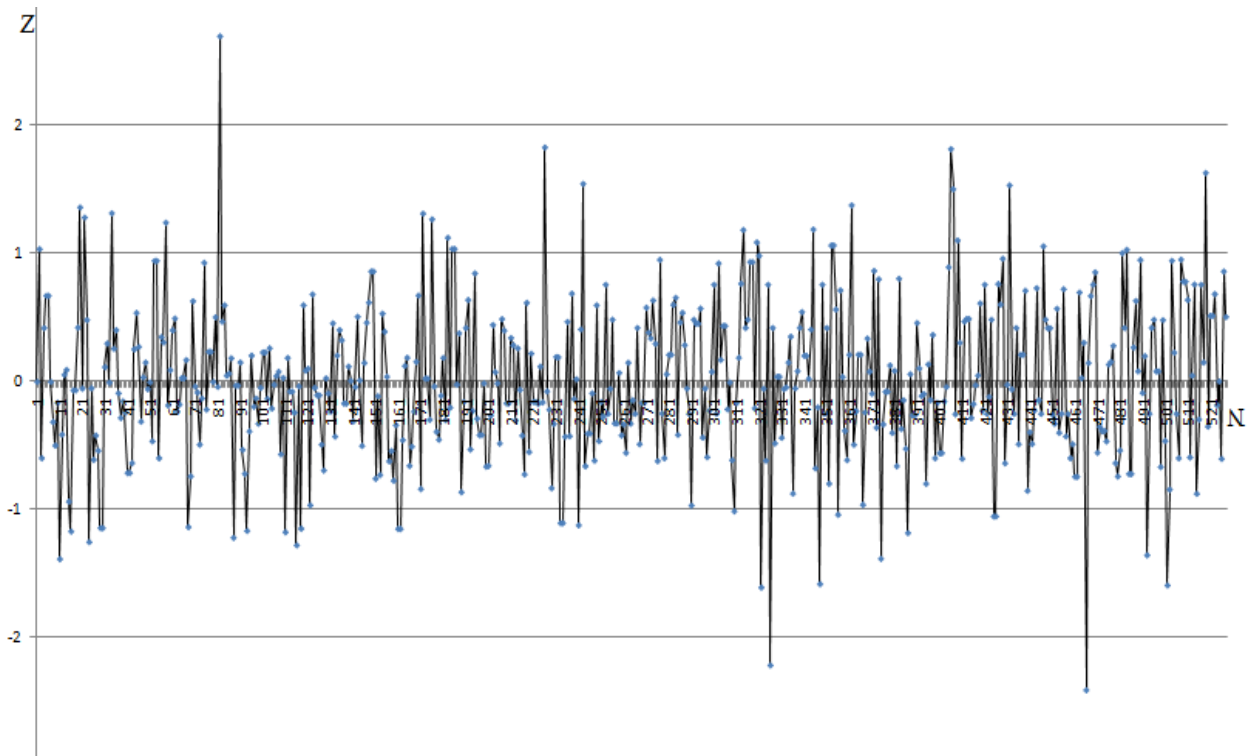


Рис. Б. 13 – Часовий ряд другої головної компоненти приводної температури повітря за період 1958 - 2002 рр.(3 сектор)

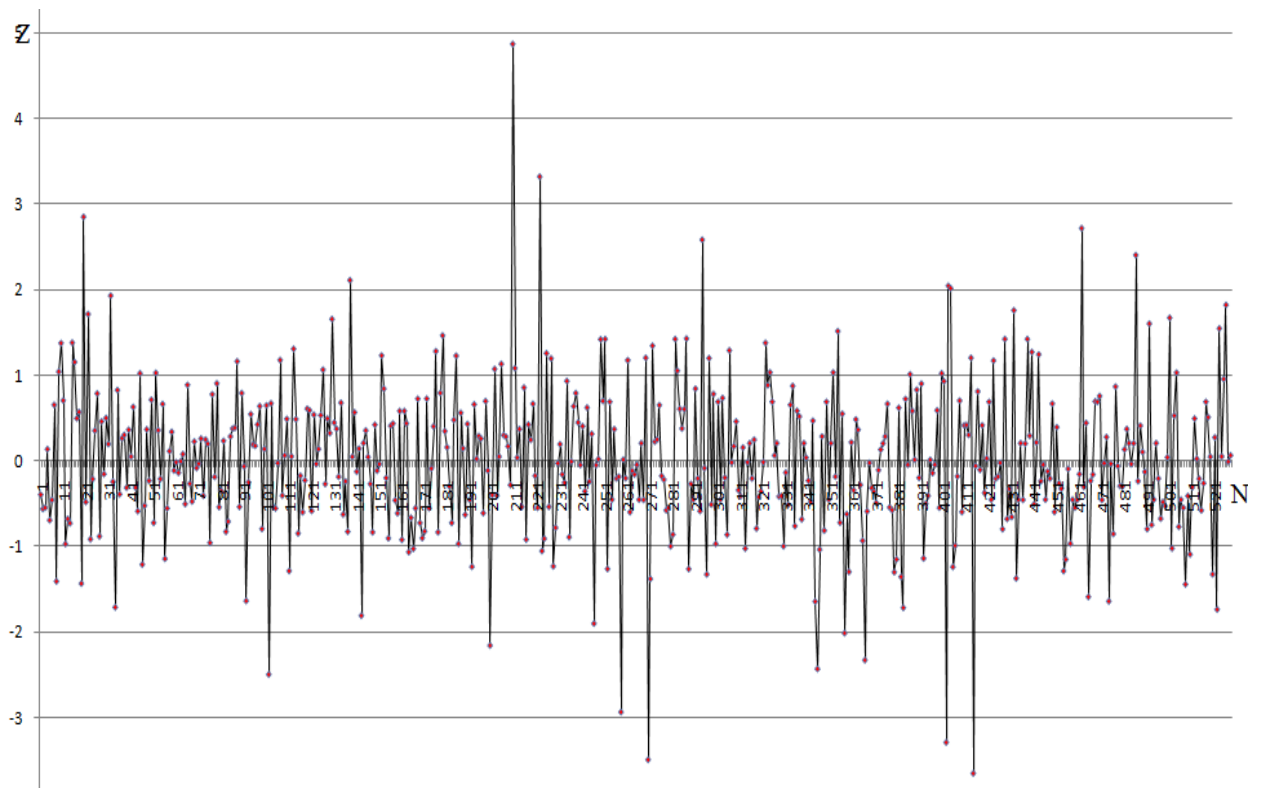


Рис. Б. 14 – Часовий ряд першої головної компоненти приводної температури повітря за період 1958 - 2002 рр.(4 сектор)

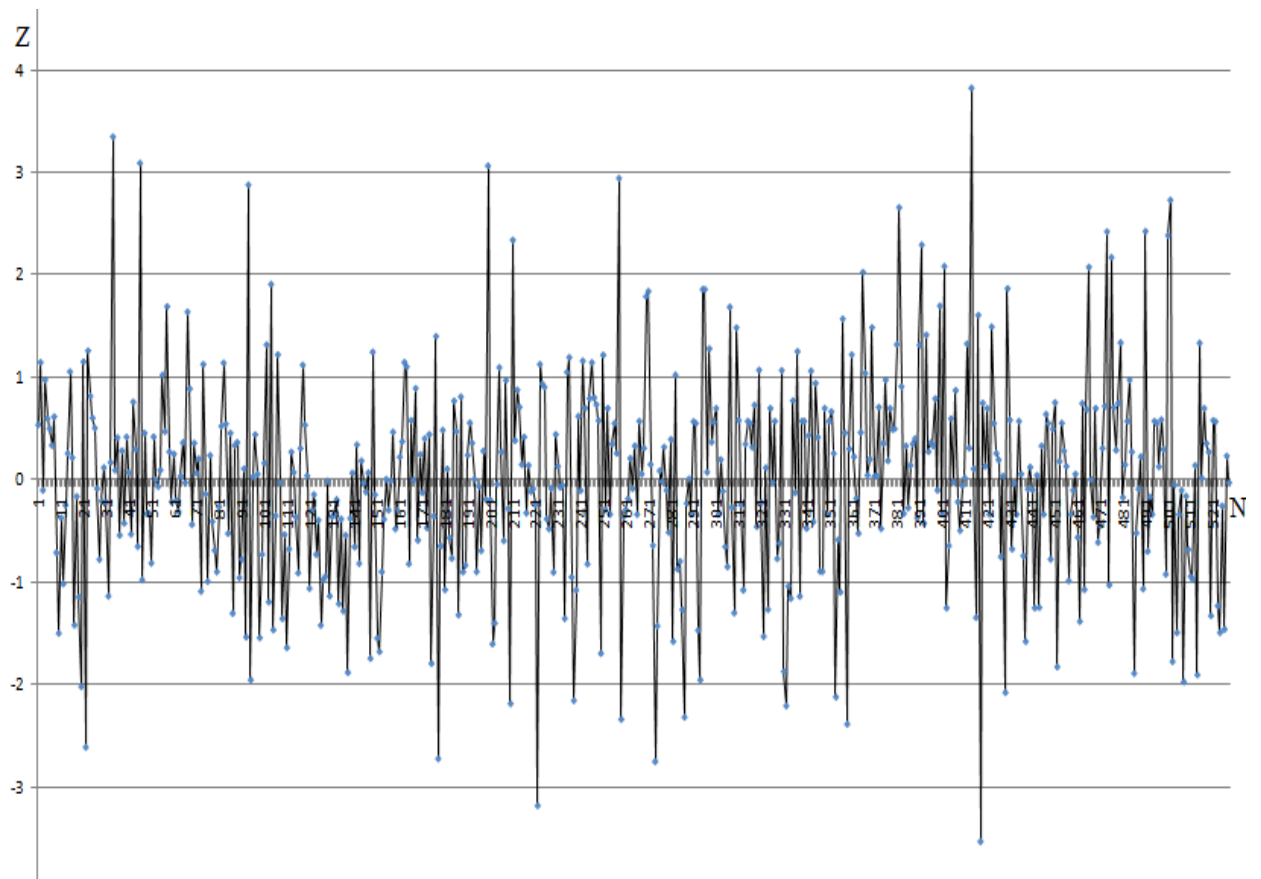


Рис. Б. 15 – Часовий ряд другої головної компоненти приводної температури повітря за період 1958 - 2002 рр.(4 сектор)

## Додаток В

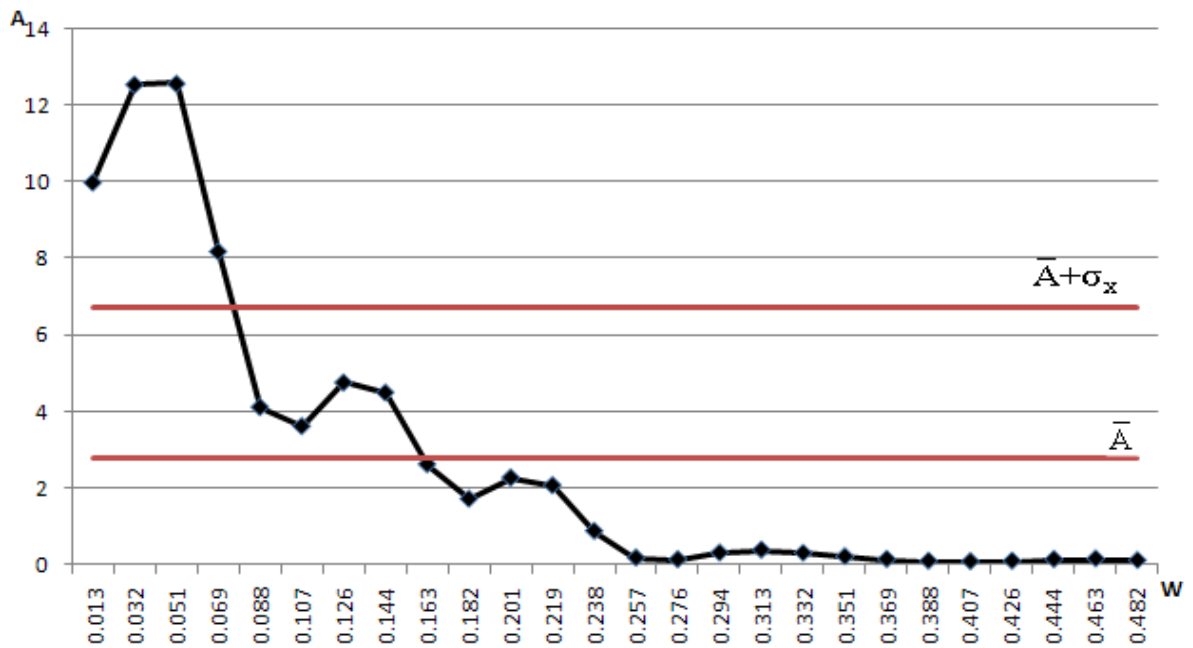


Рис. В. 1 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_1(p)$  атмосферний тиск  
(1 сектор)

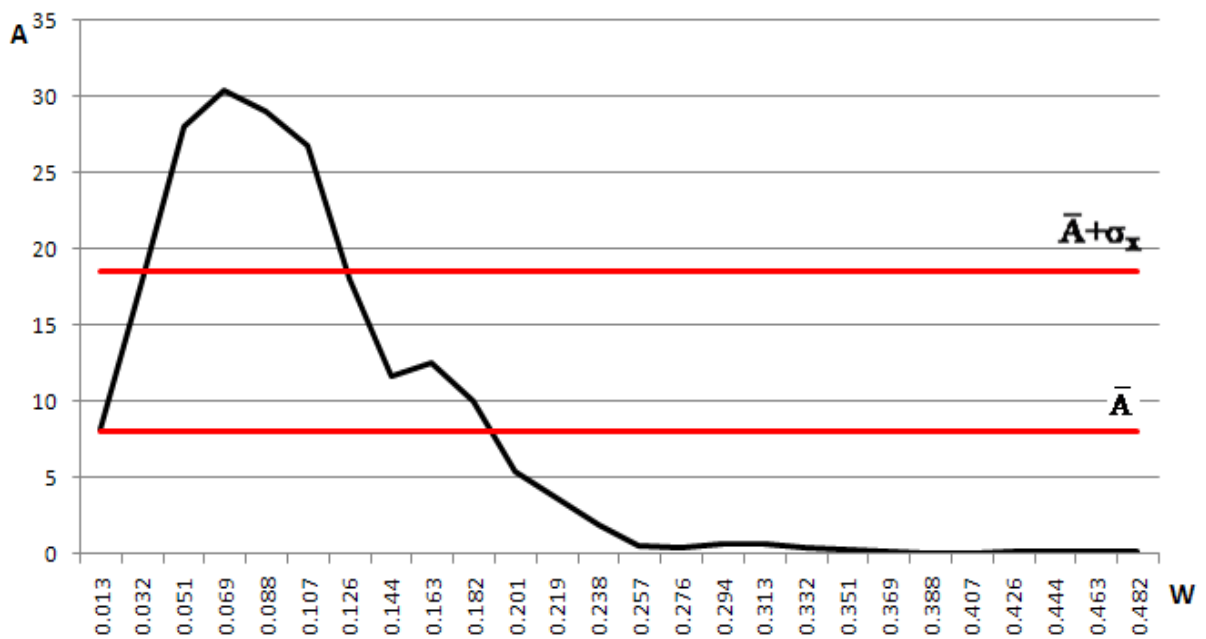


Рис. В. 2 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_1(p)$  атмосферний тиск  
(2 сектор)

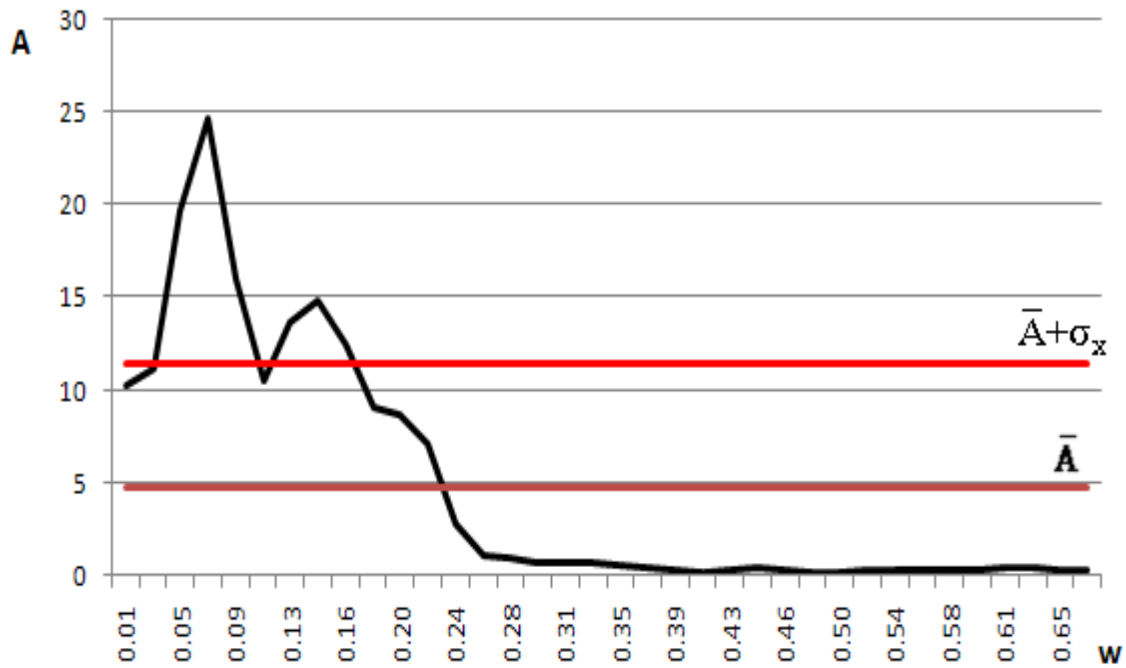


Рис. В. 3 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_1(p)$  атмосферний тиск (3 сектор)

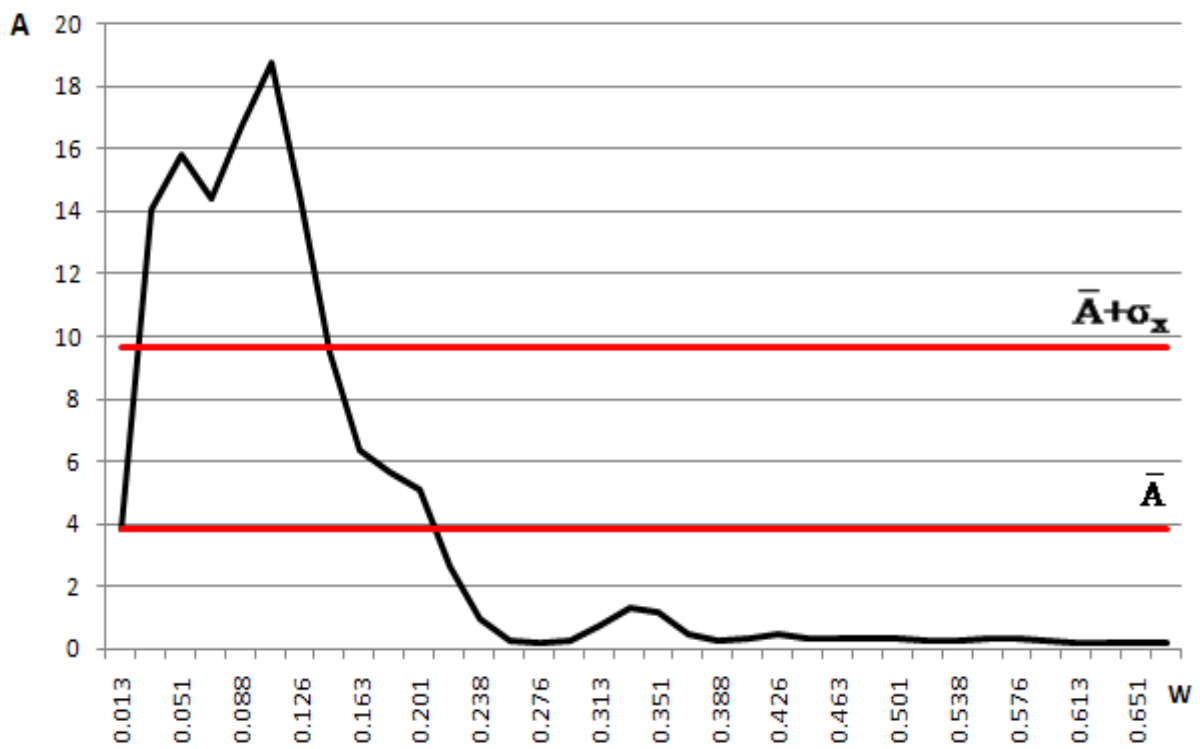


Рис. В. 4 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_1(p)$  атмосферний тиск (4 сектор)

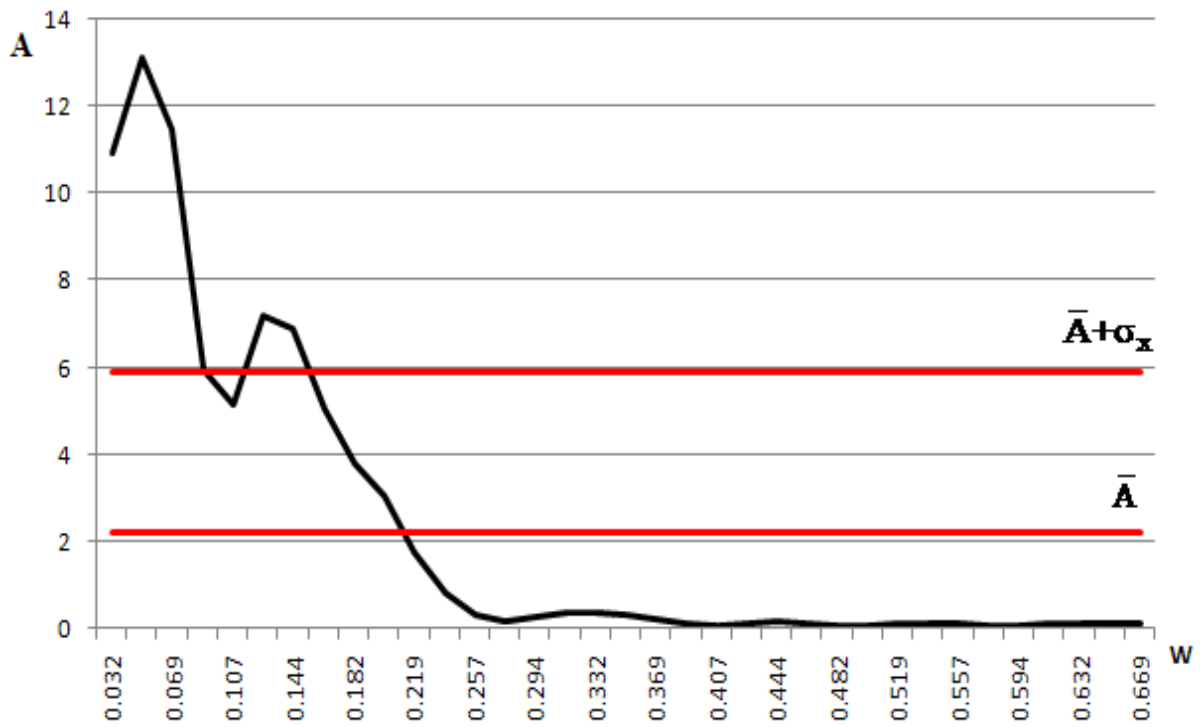


Рис. В. 5 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_2(p)$  атмосферний тиск  
(1 сектор)

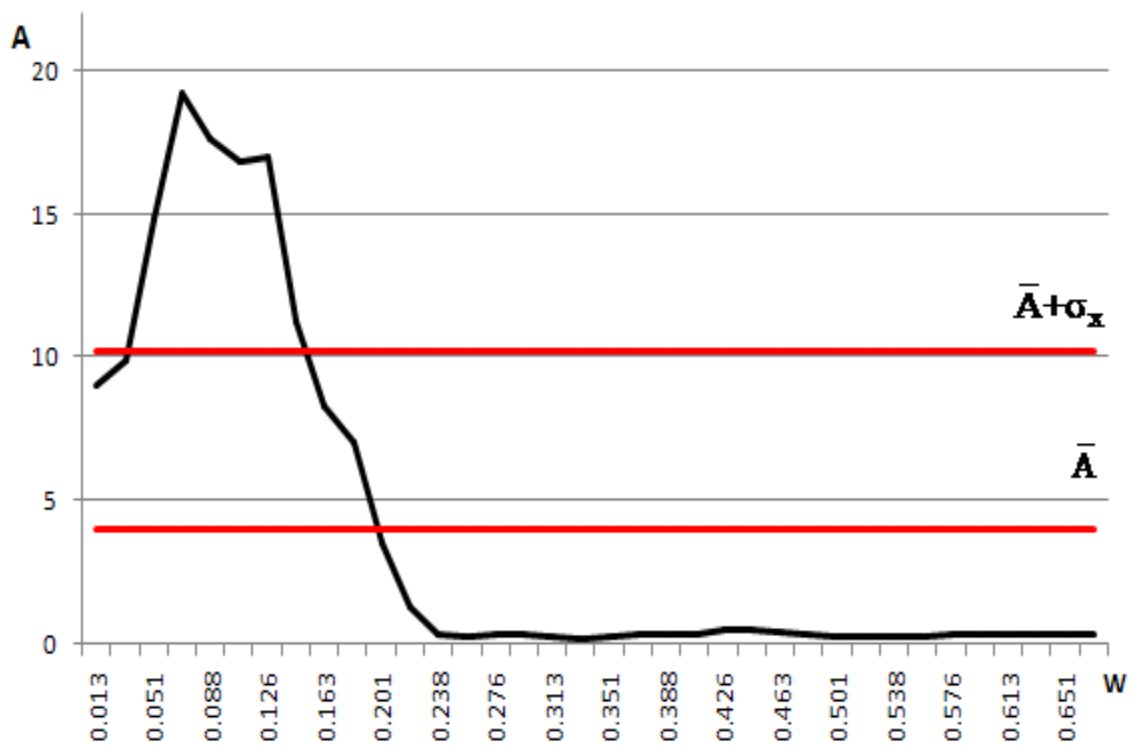


Рис. В. 6 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_2(p)$  атмосферний тиск  
(2 сектор)

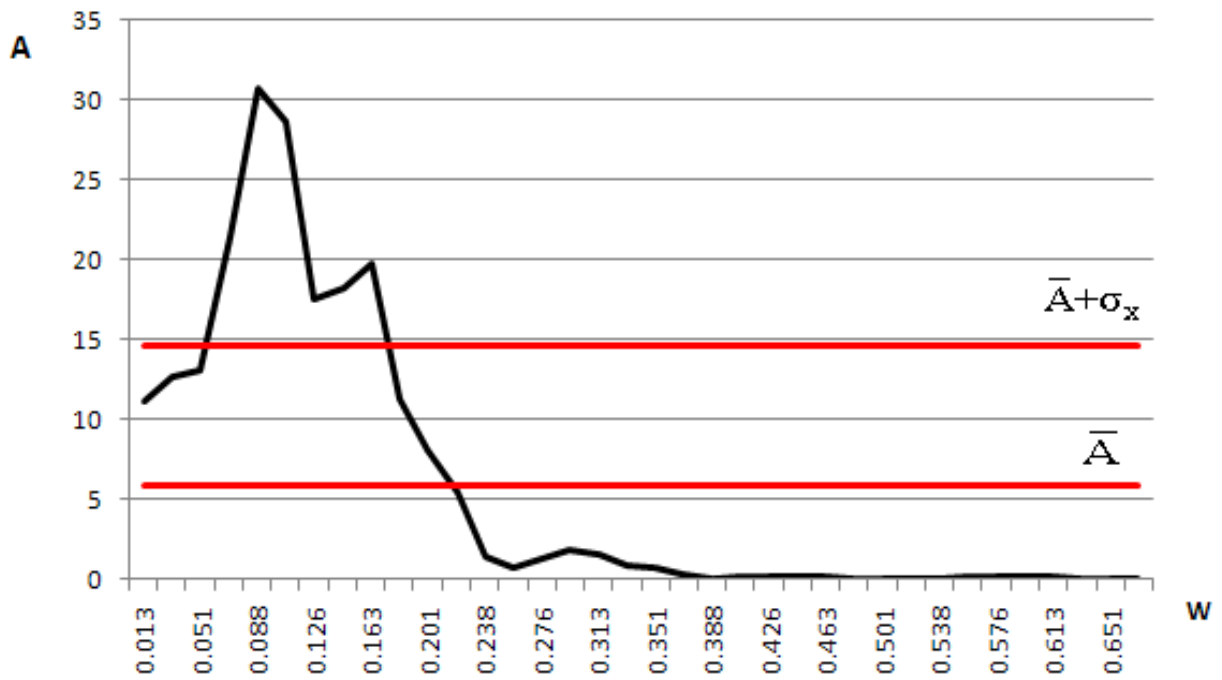


Рис. В. 7 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_2(p)$  атмосферний тиск  
(3 сектор)

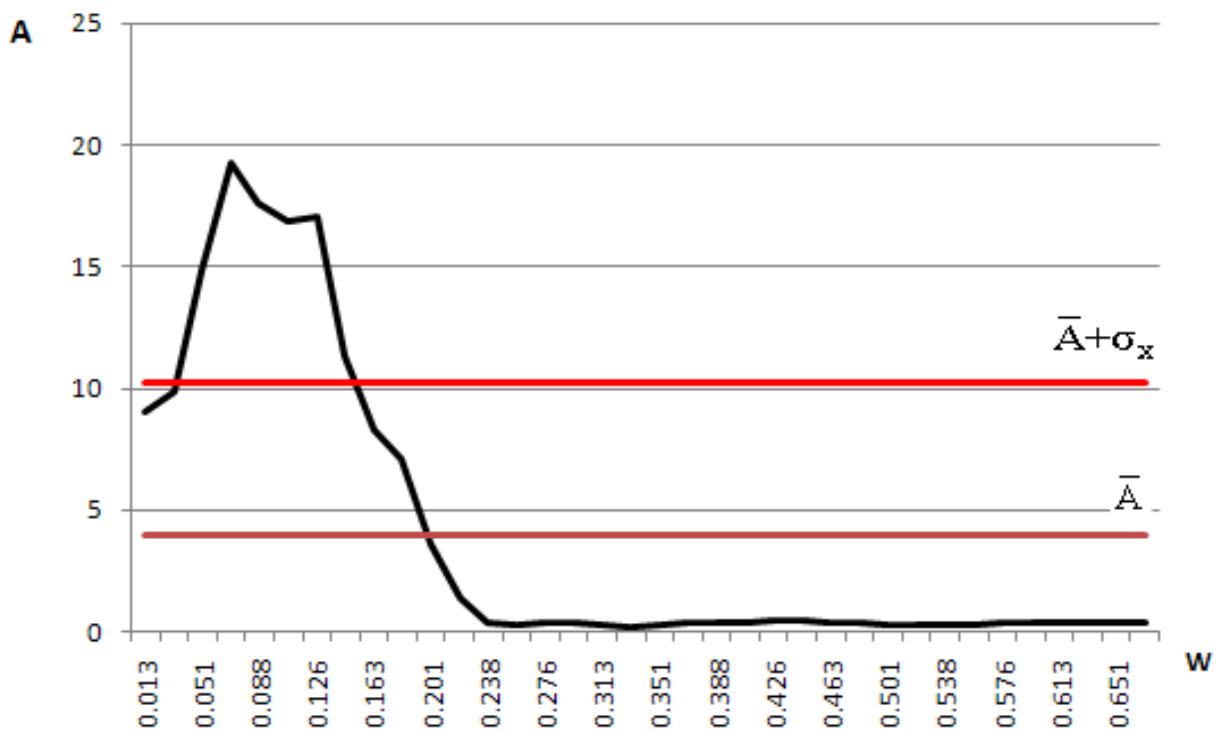


Рис. В. 8 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_2(p)$  атмосферний тиск  
(4 сектор)

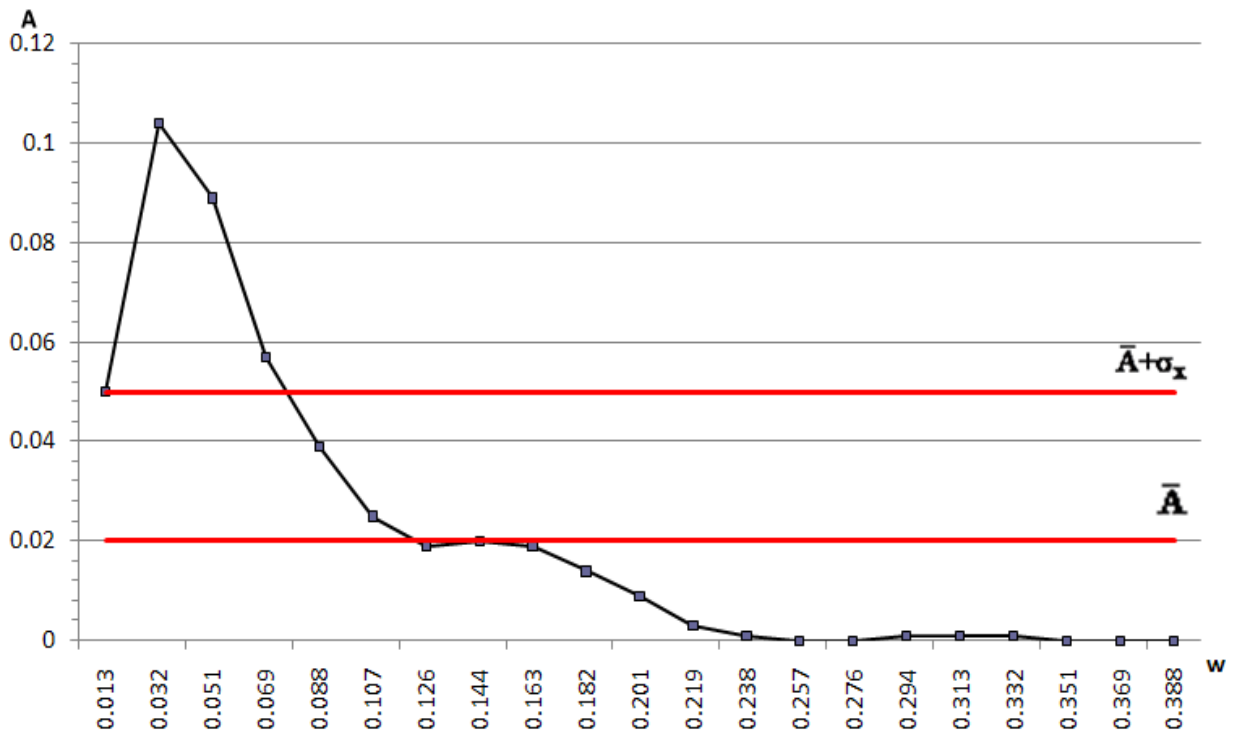


Рис. В. 9 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_1(t)$  приземна температура повітря (1 сектор)

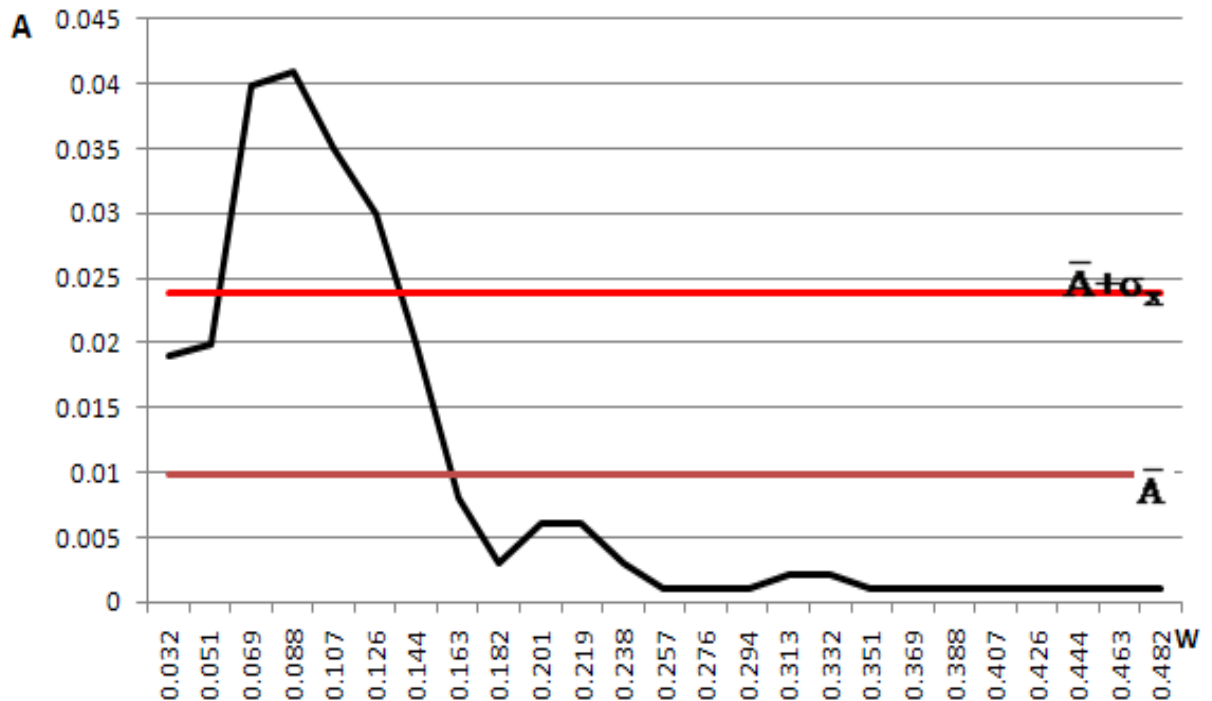


Рис. В. 10 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_1(t)$  приземна температура повітря (2 сектор)



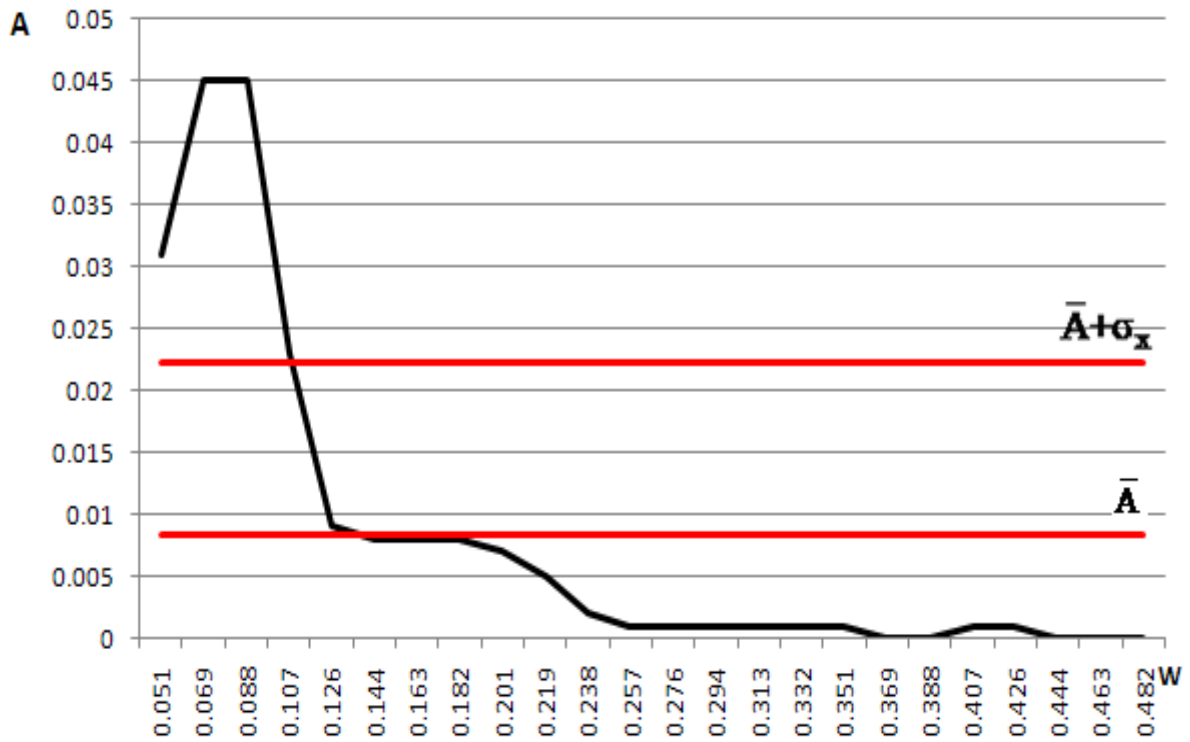


Рис. В 11 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_1(t)$  приземна температура повітря (3 сектор)

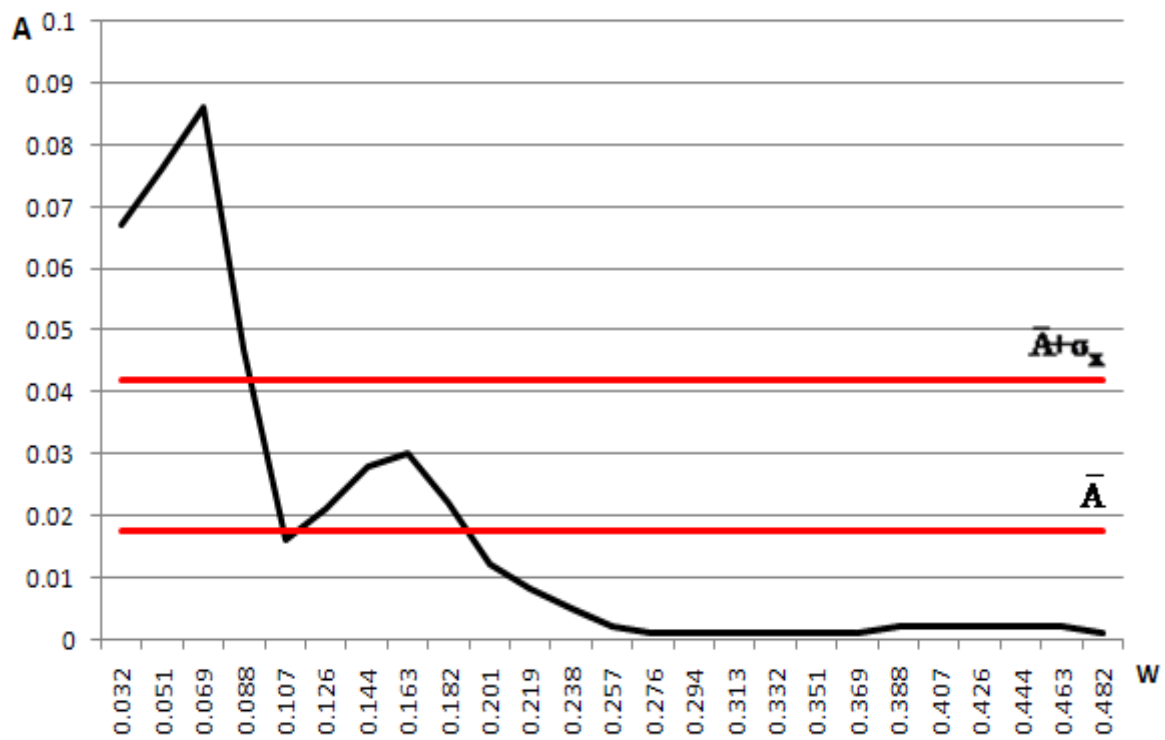


Рис. В 12 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_1(t)$  приземна температура повітря (4 сектор)

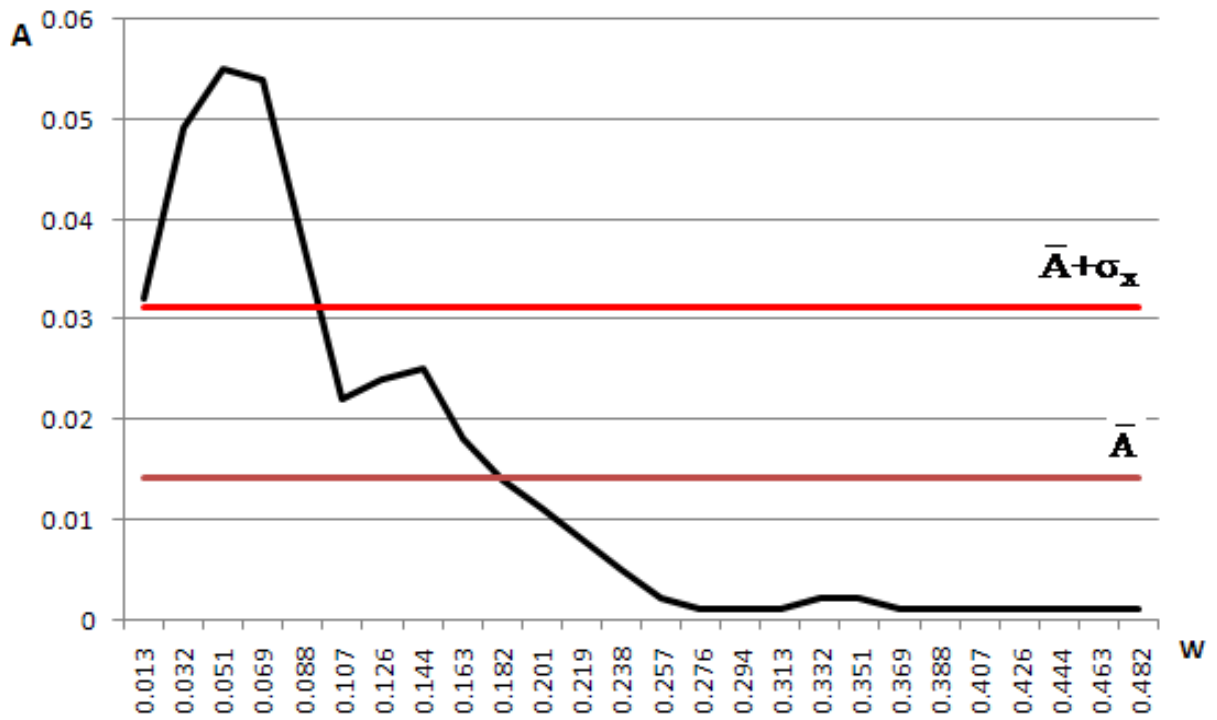


Рис. В 13 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_2(t)$  приземна температура повітря (1 сектор)

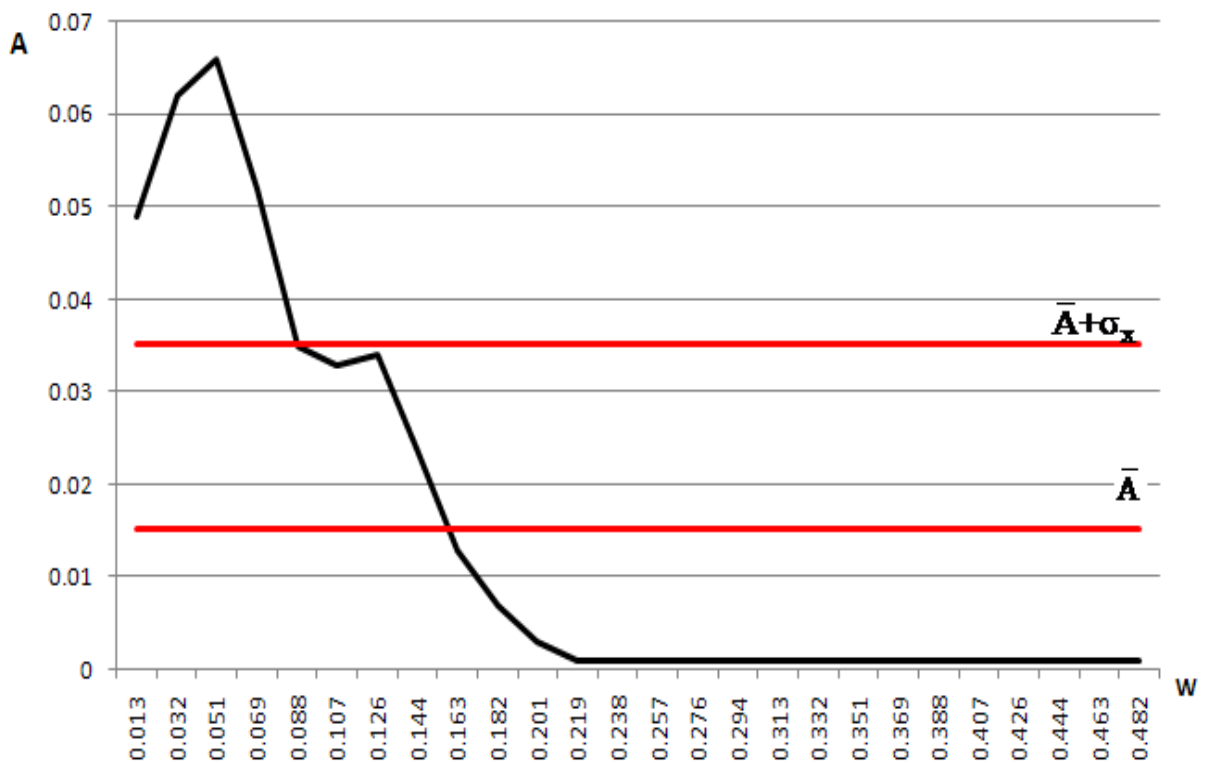


Рис. В 14 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_2(t)$  приземна температура повітря (2 сектор)

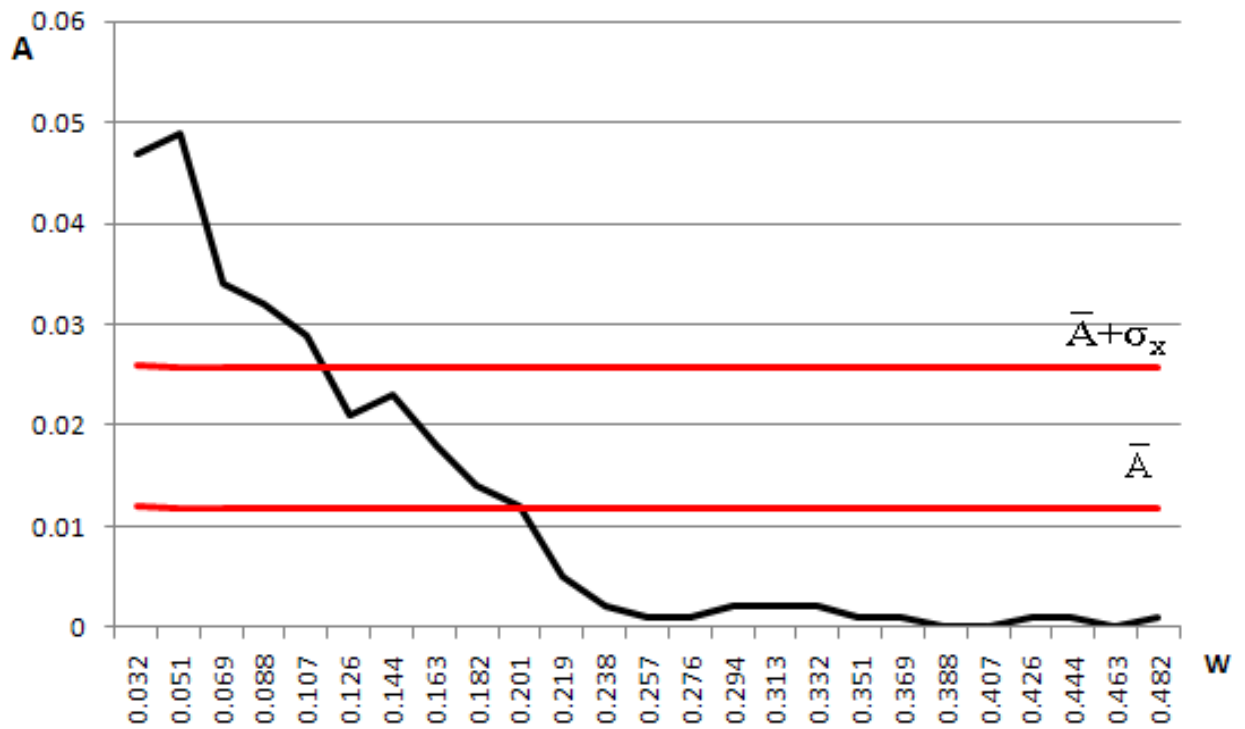


Рис. В 15 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_2(t)$  приземна температура повітря (3 сектор)

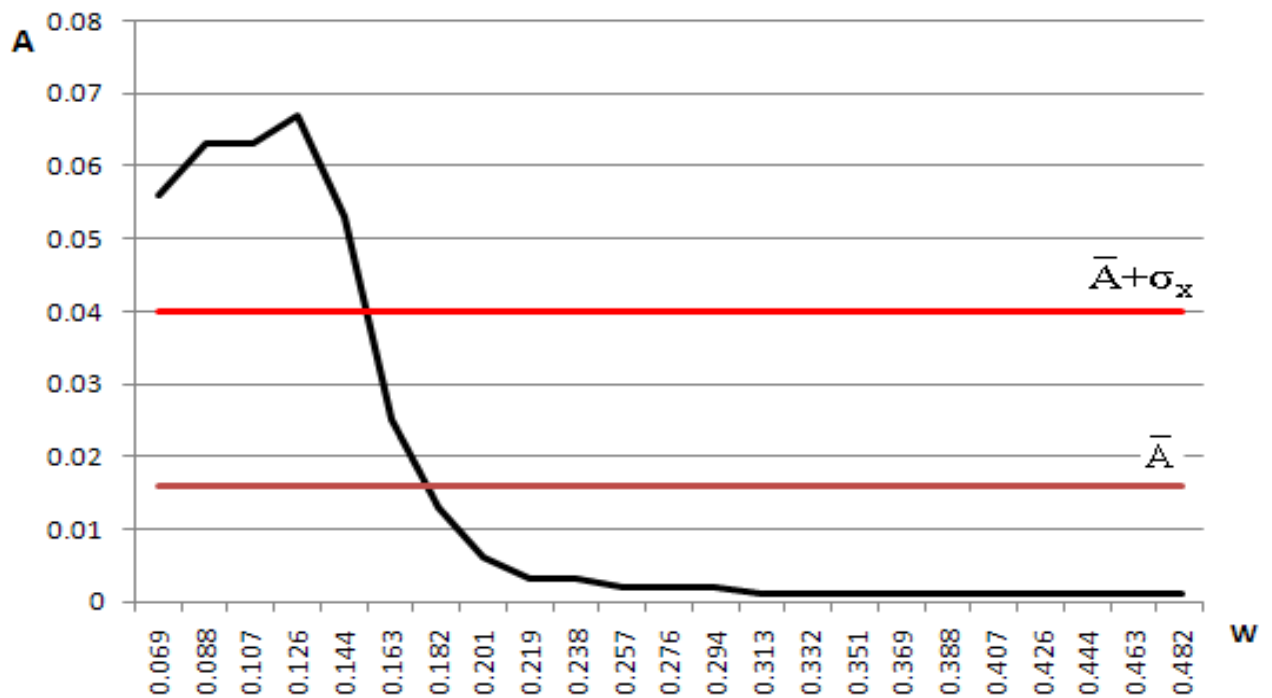


Рис. В 16 – Амплітудно – частотна характеристика  $Z_2(t)$  приземна температура повітря (4 сектор)