

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут

Кафедра метеорології та кліматології

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: « Вплив Північної Атлантики на кліматичні показники
окремих районів України у зимовий період»

Виконав студент 2 курсу групи МЗК-19
спеціальності 103 – «Науки по Землю»
Волков Артемій Кирилович

Керівник к.геогр.н., доцент
Гончарова Людмила Дмитрівна

Рецензент к.геогр.н.
Лужбін Анатолій Михайлович

Одеса 2020

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет _____ Гідрометеорологічний інститут _____
Кафедра _____ метеорології та кліматології _____
Рівень вищої освіти _____ магістр _____
Спеціальність _____ 103 «Науки про Землю» _____
(шифр і назва)
Освітня програма _____ Кліматологія _____

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри _____

Прокоф'єв О.М.

“ 26 ” жовтня 2020 року

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

Волкову Артемію Кириловичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: «Вплив Північної Атлантики на кліматичні показники окремих районів України у зимовий період»

керівник роботи Гончарова Людмила Дмитрівна, к. геогр. н., доцент

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

затверджені наказом закладу вищої освіти від 16 жовтня 2020 року № 124-с

2. Строк подання студентом роботи 07 грудня 2020 р.

3. Вихідні дані до роботи

Середньомісячні значення атмосферного тиску на рівні моря за період 1868-2000 рр. на ст. Понта-Дельгада (37°44' півн.ш.; 25°40' зах.д., район Азорського антициклону) та на ст. Рейк'явік (64° півн.ш.; 22° зах.д., район Ісландської депресії). Ряди середньомісячної температури повітря на 4-х станціях України (Київ, Луганськ, Одеса, Полтава) та ряди місячної кількості опадів на 5-ти станціях України (Київ, Луганськ, Одеса, Полтава, Львів) за період 1901-2000 рр.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити)

Отримати часові ряди різниць середньомісячних значень атмосферного тиску на станціях Понта-Дельгада і Рейк'явік, розрахувати та проаналізувати статистичні оцінки моментів розподілу на основі рядів ПАК за 133-річний період; проаналізувати статистичну структуру рядів ПАК за допомогою методики дослідження нестационарних випадкових процесів; за допомогою косинус-фільтра отримати детерміновані складові часових рядів ПАК за грудень, січень, лютий; проаналізувати тенденції в просторово-часових змінах атмосферного тиску в

Атлантико-Європейському регіоні протягом XX та на початку XXI століть: побудувати регресійні моделі прогнозу опадів та температури повітря для 5-ти регіонів України.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)
Побудувати графіки вихідних та згладжених рядів ПАК за грудень, січень, лютий.
Нанести поліноміальні та лінійні тренди.

6. Консультанти розділів роботи

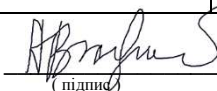
Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 26.10.2020 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Вивчення літературних джерел за темою магістерської роботи.	27.10-02.11 2020 р.	80	добре
2.	Підготовка кліматичних даних до статистичної обробки.	03.11.-05.11 2020 р.	80	добре
3.	Обробка вихідних даних за допомогою графічно-розрахункових пакетів «Microsoft Office Excel», «OSRK».	06.11-10.11.2020 р.	80	добре
4.	Отримання результатів реалізації алгоритму дослідження нестационарних часових рядів ПАК (КП «SKR»).	11.11-13.11.2020 р.	80	добре
5.	Дослідити періодичну складову часових рядів ПАК зимового періоду за допомогою інтегрального перетворення Фур'є.	14.11-15.11.2020 р.	80	добре
6.	За допомогою косинус-фільтра отримати та проаналізувати згладжені ряди ПАК за грудень, січень, лютий. Визначити детерміновану основу вказаних часових рядів. Побудувати відповідні графіки.	16.11-20.11.2020 р.	80	добре
7.	Побудувати регресійні моделі прогнозу температури повітря та опадів для 5-ти регіонів України у зимовий сезон (КП «STEP»).	21.11-26.11.2020 р.	80	добре
Рубіжна атестація		17.11.2020 р.	80	добре
8.	Аналіз отриманих результатів.	27.11-30.11.2020 р.	80	добре
9.	Оформлення магістерської роботи.	01.12-06.12.2020 р.	80	добре
Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня за етапами)			80	добре

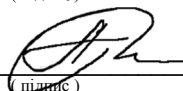
Студент


(підпис)

Волков А.К.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи


(підпис)

Гончарова Л.Д.

(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Тема: «Вплив Північної Атлантики на кліматичні показники окремих районів України у зимовий період».

Автор: Волков Артемій Кирилович.

Актуальність проведеного дослідження визначається необхідністю постійного моніторингу кліматичного режиму Атлантико-Європейського регіону та його динаміки в світі сучасних кліматичних змін.

Метою даного дослідження є комплексний фізико-статистичний аналіз впливу Північної Атлантики на основні кліматичні показники України у зимовий період.

Основними **задачами** наукового дослідження є:

- отримати часові ряди різниць середньомісячних значень атмосферного тиску на станціях Понта-Дельгада і Рейк'явік (ряди ПАК), розрахувати та проаналізувати статистичні оцінки моментів розподілу на основі рядів Північно-Атлантичного коливання за 133-річний період (1868-2000 рр.);
- проаналізувати статистичну структуру рядів ПАК за допомогою інтегрального перетворення Фур'є та проаналізувати періодичні складові, що визначені в цих рядах з імовірністю більше 68%;
- за допомогою косинус-фільтра отримати детерміновані основи часових рядів Північно-Атлантичного коливання за грудень, січень, лютий;
- проаналізувати тенденції в просторово-часових змінах атмосферного тиску в Атлантико-Європейському регіоні протягом ХХ та на початку ХХІ століть;
- побудувати регресійні моделі прогнозу опадів та температури повітря для західної (м. Львів), східної (м. Луганськ), північної (м. Київ), південної (м. Одеса) та центральної (м. Полтава) частин України.

Предмет дослідження: часові ряди ПАК (різниця середньомісячних значень атмосферного тиску на ст. Понта-Дельгада та ст. Рейк'явік) за період 1868-2000 рр.

Об'єкт дослідження – основні кліматичні показники (температура повітря та місячна кількість опадів) в різних регіонах України у зимовий період.

Методи дослідження: методи статистичного оцінювання моментів розподілу випадкових величин, методи дослідження нестационарних випадкових функцій, регресійний аналіз.

Наукова новизна отриманих результатів полягає в комплексному статистичному дослідженні міжширотних зв'язків в Атлантико-Європейському регіоні в умовах змін глобального клімату.

Практичне значення отриманих результатів. Застосовані принципи статистичного дослідження та одержані результати можуть бути використані при вивченні змін глобального клімату, а також при розробці фізико-статистичних моделей довгострокових прогнозів погоди для Атлантико-Європейського сектору.

Магістерська кваліфікаційна робота в обсязі 105 сторінок складається з вступу, чотирьох розділів, висновків, переліку посилань з 43 джерел, 3 додатків, містить 5 рисунків та 10 таблиць.

Ключові слова: атмосферний тиск, Північно-Атлантичне коливання, детермінована основа, глобальний клімат, регресійна модель.

ANNOTATION

Theme: « The impact of the North Atlantic on the climatic indicators of certain regions of Ukraine in the winter.»

Author: Volkov Artemiy.

The relevance of the study of the study is determined by the need for continuous monitoring of the climate regime of the Atlantic-European region and its dynamics in the world of modern climate change

The purpose of this study is a comprehensive physical and statistical analysis of the impact of the North Atlantic on the main climatic indicators of Ukraine in winter.

The main **tasks** of scientific research are:

- to obtain time series of differences of average monthly values of atmospheric pressure at Ponta Delgada and Reykjavik stations (NAF series), to calculate and analyze statistical estimates of distribution moments on the basis of series of North Atlantic fluctuations for 133-year period (1868-2000);

- analyze the statistical structure of NAF series using the integral Fourier transform and analyze the periodic components determined in these series with a probability of more than 68%;

- using the cosine filter to obtain deterministic components of NAF time series for December, January, February;

- analyze trends in spatio-temporal changes in atmospheric pressure in the Atlantic-European region during the twentieth and early twenty-first centuries;

- build regression models of precipitation and air temperature forecast for the western (Lviv), eastern (Luhansk), northern (Kyiv), southern (Odessa) and central (Poltava) parts of Ukraine.

The subject of the study: NAF series (differences of average monthly values of atmospheric pressure at Ponta Delgada station and Reykjavik station) for the period 1868-2000.

Object of research – the main climatic indicators (air temperature and monthly rainfall) in different regions of Ukraine in winter.

Methods of research: methods of statistical estimation of moments of distribution of random variables, methods of research of nonstationary random functions, regression analysis.

The scientific novelty of the obtained results lies in a comprehensive statistical study of interlatitudinal relations in the Atlantic-European region in the context of global climate change.

The practical significance of the results. The applied principles of statistical research and the obtained results can be used in the study of global climate change, as well as in the development of physical and statistical models of long-term weather forecasts for the Atlantic-European sector.

The 105-page master's qualification consists of an introduction, four sections, conclusions, a list of links from 43 sources, 3 appendices, contains 5 figures and 10 tables.

Keywords: atmospheric pressure, North Atlantic fluctuations, deterministic basis, global climate, regression model.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	7
1 СУЧАСНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ЦИРКУЛЯЦІЙНИХ УМОВ В АТЛАНТИКО- ЄВРОПЕЙСЬКОМУ СЕКТОРІ	11
1.1 Розподіл атмосферного тиску біля поверхні землі у Північній півкулі.....	11
1.2 Дослідження атмосферної циркуляції українськими вченими	13
1.3 Механізми термобаричних взаємодій у системі океан-атмосфера-суша	17
2 КЛІМАТИЧНІ ВАРІАЦІЇ В СИСТЕМІ ОКЕАН-АТМОСФЕРА.	21
2.1 Індикатори кліматичної мінливості Північної півкулі	21
2.2 Північно-Атлантичне коливання як складна інтерактивна система в Євразійському регіоні	22
2.3 Основні статистичні характеристики часових рядів Північно-Атлантичного коливання за період досліджень.....	26
3 СТАТИСТИЧНА СТРУКТУРА ЧАСОВИХ РЯДІВ ПІВНІЧНО-АТЛАНТИЧНОГО КОЛИВАННЯ.....	29
3.1 Періодичні складові часових рядів Північно-Атлантичного коливання, виявлені за допомогою інтегрального перетворення Фурє.....	29
3.1.1 Основні теоретичні положення	29
3.1.2 Результати застосування інтегрального перетворення Фур'є до часових рядів Північно-Атлантичного коливання.....	32
3.2 Особливості баричного режиму в районі Північної Атлантики	34
3.2.1 Основні теоретичні положення щодо методики згладжування часових рядів нестационарних випадкових процесів.....	34
3.2.2 Особливості статистичної структури детермінованої основи часових рядів Північно-Атлантичного коливання..	37
3.3 Відомі фізичні механізми формування довгоперіодних коливань загальної циркуляції атмосфери.....	42
4 ВПЛИВ ПІВНІЧНО-АТЛАНТИЧНОГО КОЛИВАННЯ НА ФОРМУВАННЯ ОСНОВНИХ КЛІМАТИЧНИХ ПОКАЗНИКІВ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ.....	50
4.1 Методика побудови регресійних моделей прогнозу кліматичних характеристик.....	50
4.1.1 Постановка задачі.....	50

4.1.2	Структура моделі лінійної множинної регресії.....	51
4.1.3	Множинний коефіцієнт кореляції.....	51
4.1.4	«Просіювання» предикторів за методом покрокової регресії.....	56
4.1.5	Оцінка міри адекватності прогностичної моделі кліматичного прогнозу.....	60
4.2	Регресійні моделі прогнозу основних кліматичних показників України у зимовий сезон.....	62
4.2.1	Регресійні моделі кліматичного прогнозу опадів для окремих регіонів України.....	63
4.2.2	Регресійні моделі кліматичного прогнозу температури повітря для окремих регіонів України.....	70
	ВИСНОВКИ.....	78
	ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	81
ДОДАТОК А	Результати розрахунків статистичних оцінок моментів розподілу рядів ПАК за допомогою комп'ютерної програми «OSRK».....	86
ДОДАТОК Б	Результати розрахунків по програмі “SKR” (1868-2000 рр.).....	90
ДОДАТОК В	Результати реалізації алгоритму покрокової регресії за допомогою КП «STEP» (1901-2000 рр.).....	97

ВСТУП

Складність і неоднозначність зв'язків у кліматичній системі, постійна еволюція її компонентів з різною інерційністю є причиною багатьох кліматичних змін, які на сьогодні визнані однією з головних небезпек для планети Земля у XXI столітті [1-3, 5, 12, 28]. Глобальне потепління клімату, яке розпочалося в минулому столітті, продовжується ще з більшою інтенсивністю і зараз [28, 29, 32].

Кліматичні умови постійно змінюються. Особливо це стало відчутно наприкінці XX-го та на початку XXI століть в зростанні глобальної температури повітря та в збільшенні випадків кліматичних аномалій [16, 17, 32].

У сучасних просторово-часових розподілах багатьох метеорологічних величин та гідрометеорологічних параметрів простежуються істотні варіації, які переважна більшість вчених на сьогодні вважають проявом змін клімату. Незважаючи на те, що найяскравіше вони простежуються для часового ряду середньої глобальної температури, в останні роки багато уваги приділяється також і зміні режиму опадів над різними регіонами Земної кулі.

Загальновідомо, що науковою основою довгострокових прогнозів погоди є закономірності загальної циркуляції атмосфери, які відображають дію певних факторів. Невідомими ще досі залишаються як деякі зовнішні впливи, від яких в тій чи іншій мірі залежать атмосферні процеси, так і деякі внутрішні закономірності.

Кліматологічний аналіз багаторічного режиму тиску повітря набуває особливого значення у зв'язку з широкими дослідженнями атмосферної циркуляції в глобальному масштабі, особливості якої створюють метеорологічні та кліматичні зміни в багатьох районах нашої планети.

В останні роки для характеристики стану та інтенсивності атмосферної циркуляції в Атлантико-Європейському секторі найчастіше використовують характеристики центрів дії атмосфери (ЦДА). В багатьох дослідженнях показано, що динаміка ЦДА і, як наслідок, характеру та інтенсивності циркуляції атмосфери повністю визначала зміни кліматичних умов в Європейському регіоні не тільки у XX, а й на початку XXI століть.

Ісландська депресія і Азорський антициклон (як ЦДА) визначають середню картину атмосферної циркуляції над північною частиною Атлантичного океану і є складовими об'єктами Північно-Атлантичного коливання (ПАК).

Важливість питання полягає у тому, що Азорський антициклон та

Ісландська депресія виступають тими баричними утвореннями, що впливають на клімат та погоду європейської території, де розташована Україна. І Північно-Атлантичне колювання є однією з найважливіших характеристик макромасштабної циркуляції атмосфери у Північній півкулі. Визначається як різниця атмосферного тиску на ст. Понта-Дельгада (Азорські острови) і ст. Рейк'явік (о. Ісландія). Воно виражено в усі сезони року і виявляється на масштабах від декількох днів до декількох століть.

Метою даної кваліфікаційної роботи є комплексний фізико-статистичний аналіз впливу Північної Атлантики на основні кліматичні показники України у зимовий період.

Актуальність теми проведеного дослідження визначається необхідністю постійного моніторингу кліматичного режиму Атлантико-Європейського регіону та його динаміки в світі сучасних кліматичних змін.

Предмет дослідження – часові ряди Північно-Атлантичного колювання (різниці середньомісячних значень атмосферного тиску на ст. Понта-Дельгада та ст. Рейк'явік) за період 1868-2000 рр.

Об'єкт дослідження – основні кліматичні показники (температура повітря та місячна кількість опадів) в різних регіонах України у зимовий період.

Основними задачами наукового дослідження є:

- отримати часові ряди різниць середньомісячних значень атмосферного тиску на станціях Понта-Дельгада і Рейк'явік (ряди ПАК), розрахувати та проаналізувати статистичні оцінки моментів розподілу на основі отриманих рядів Північно-Атлантичного колювання за 133-річний період (1868-2000 рр.);
- проаналізувати статистичну структуру рядів ПАК за допомогою інтегрального перетворення Фур'є та проаналізувати періодичні складові, що визначені в цих рядах з імовірністю більше 68%;
- за допомогою косинус-фільтра отримати детерміновані основи часових рядів Північно-Атлантичного колювання за грудень, січень, лютий;
- проаналізувати тенденції в просторово-часових змінах атмосферного тиску в Атлантико-Європейському регіоні протягом ХХ та на початку ХХІ століть;
- побудувати регресійні моделі прогнозу опадів та температури повітря для західної (м. Львів), східної (м. Луганськ), північної (м. Київ), південної (м. Одеса) та центральної (м. Полтава) частин України.

Вихідними даними для дослідження міжширотних зв'язків в Атлантико-Європейському секторі виступають середньомісячні значення атмосферного тиску на рівні моря за період 1868-2000 рр. на ст. Понта-Дельгада (37°44' півн.ш.;

25°40' зах.д., район Азорського антициклону) та на ст. Рейк'явік (64° півн.ш.; 22° зах.д., район Ісландської депресії). Ряди середньомісячної температури повітря на 4-х станціях України (Київ, Луганськ, Одеса, Полтава) та ряди місячної кількості опадів на 5-ти станціях України (Київ, Луганськ, Одеса, Полтава, Львів) за період 1901-2000 рр.

Реалізація перелічених задач наукового дослідження проводилася за допомогою методів статистичного оцінювання моментів розподілу випадкових величин, дослідження нестационарних випадкових функцій та регресійного аналізу.

Магістерська кваліфікаційна робота складається з вступу, 4 розділів, висновків, переліку посилань з 43 найменувань та додатків. Загальний обсяг роботи 105 сторінок друкованого тексту, включаючи 5 рисунків, 10 таблиць та 3 додатки.

У першому розділі за опублікованими літературними джерелами проводиться огляд відомих положень відносно питання, що вивчається, важливості дослідження центрів дії атмосфери, Північно-Атлантичного коливання і як його характеристик – закономірностей змін атмосферного тиску на ст. Понта-Дельгада та ст. Рейк'явік.

Опис індикаторів кліматичної мінливості Північної півкулі наводиться у другому розділі. В ньому також представлені статистичні оцінки моментів розподілу та деякі характеристики середньомісячного атмосферного тиску на ст. Понта-Дельгада та ст. Рейк'явік, які отримані на основі 133-річних часових рядів. Наводиться аналіз інтенсивності (стану) ПАК у зимові місяці за даними різниць атмосферного тиску на вказаних станціях Північної Атлантики.

У третьому розділі представлені результати дослідження статистичної структури нестационарних часових рядів Північно-Атлантичного коливання. В ньому також проаналізовані періодичні складові, що визначені в цих рядах за допомогою інтегрального перетворення Фур'є з імовірністю більше 68%. Досліджена детермінована основа рядів ПАК за грудень, січень, лютий, складовими якої є тренди та періодичні компоненти. Останні виявлені в згладжених рядах ПАК (застосовувався косинус-фільтр).

Четвертий розділ присвячено дослідженню впливу Північно-Атлантичного коливання на формування середньомісячної температури повітря та місячної кількості опадів в різних регіонах України. В ньому наводяться та аналізуються отримані регресійні моделі прогнозу основних кліматичних показників для зимового сезону на території нашої країни.

Для реалізації комплексного фізико-статистичного дослідження міжширотних зв'язків визначеної географічної області Північної півкулі використовувалося комп'ютерне програмне забезпечення: «Microsoft Office Excel», «Paint», «SKR», «OSRK», «STEP».

За результатами магістерської роботи була підготовлена наукова робота на тему «Вплив Північної Атлантики на формування атмосферних опадів зимового сезону в різних регіонах України».

1 СУЧАСНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ЦИРКУЛЯЦІЙНИХ УМОВ В РАЙОНІ АТЛАНТИКО-ЄВРОПЕЙСЬКОГО СЕКТОРУ

1.1 Розподіл атмосферного тиску біля поверхні землі у Північній півкулі

Циркуляція повітря у системі циклонів та антициклонів, які постійно виникають, розвиваються й руйнуються в тропосфері позатропічних широт, є важливою складовою загальної циркуляції атмосфери. Циклонічні й антициклонічні вихори виникають в області висотних фронтальних зон. Ці зони характеризуються великими горизонтальними градієнтами температури у тропосфері і, як наслідок, великими горизонтальними градієнтами тиску й високими швидкостями вітру. Висотні фронтальні зони опоясують практично всю Північну і Південну півкулі. Найбільш сприятливі умови для виникнення циклонів створюють адвекція холоду, яка приводить до загострювання висотних фронтальних зон, й розбіжність повітряних течій у середній тропосфері. Такі умови утворюються у ряді районів Північної й Південної півкуль, особливо у тих районах Землі, де розташовуються так звані енергоактивні зони океанів (ЕЗО) [7, 10].

Вплив океану на циркуляцію атмосфери є більш макромасштабним порівняно з енергоактивними зонами суші. Світовий океан відіграє роль головного акумулятора променистої енергії Сонця, з одного боку, а його діяльний шар – головного джерела тепла, що надходить в атмосферу помірних широт в холодне півріччя, з іншого боку. Отже, генератором загальної циркуляції атмосфери є тепловість Світового океану, який розглядається як його довготривала пам'ять [7, 10].

Розподілення ЕЗО у Північній і Південній півкулях неоднакове. У результаті нерівномірного розподілення материків та океанів у Північній півкулі структура ЕЗО є більш складною. Неоднаковим є й розподілення зон з високою бароклинністю у тропосфері Північної й Південної півкуль. У Північній півкулі поля температури й геопотенціалу у більшій мірі збурені. Узимку над океанами утворюються гребні тепла, а над материками – улоговини холоду. Оскільки осі улоговин приходяться на східні частини материків, а осі гребенів – на східні частини океанів, дельти висотних фронтальних зон розташовуються біля східних бережжів Північної Америки й Азії. Тут же

відбувається інтенсивна адвекція холоду. Таким чином, в зазначених районах складаються сприятливі умови для виникнення циклонів. При описаній структурі термобаричних полів над континентами розташовуються входи висотних фронтальних зон і виникають сприятливі умови для антициклогенезу.

Для більш детального вивчення особливостей загальної циркуляції атмосфери нам також необхідно знати положення областей з найбільш активним циклогенезом і переважаючі напрямки пересування циклонів у Північній півкулі. Перша область значної повторюваності циклонів розташовується над північною частиною Атлантичного океану. Виникаючи біля східних берегів Північної Америки, циклони пересуваються у північно-східному напрямку від Ньюфаундленда на Ісландію й Баринцеве море. Дуже часто в районах Ісландії вони досягають найбільшого розвитку, тобто стають найбільш глибокими. При подальших рухах на північний схід вони заповнюються. Зазначені особливості циклогенезу й обумовлюють витягнутість області високої повторюваності рухомих циклонів у Північній півкулі з південного заходу на північний схід [7, 10].

Найбільша повторюваність антициклонів узимку була зафіксована на материках Північної Америки та Азії, тобто на схід від районів, де виявляється активна циклонічна діяльність. Вона розповсюджується й на прилеглі частини океанів. Цей факт пояснюється тим, що антициклони взагалі не виникають над океанами, а розвиваються у тилівій частині циклонів при переміщенні з материків на океани. Частинні максимуми повторюваності антициклонів виявляються над Східною Європою і Балканами, Західним Сибіром та на півночі Африки [7,10].

У протилежність циклонам, які мають тенденцію відхилятися на північ, тобто у напрямку збільшення відхиляючої дії обертання Землі, антициклони, переміщуючись під дією переважаючого західного переносу, мають тенденцію відхилятися на південь. У відповідності до цього, у липні антициклони часто виникають над океанами у субтропіках. Збільшення повторюваності рухомих антициклонів, крім того, можна спостерігати над морями Арктичного басейну та районами континентів, що до нього прилеглі, а також Середземномор'я.

Особливості процесів цикло- та антициклогенезу, що описані вище, обумовлюють особливості структури поля тиску біля земної поверхні, а це в свою чергу чинить вплив на загальну циркуляцію атмосфери [7,10].

1.2 Дослідження атмосферної циркуляції українськими вченими

При вивченні стану атмосферної циркуляції в Атлантико-Європейському регіоні та погодних умов протягом ХХ століття було встановлено, що макромасштабна атмосферна циркуляція і сформована нею регіональна циркуляція над територією України на початку ХХ століття відрізнялися від циркуляції атмосфери останніх десятиріч [9, 12, 14, 34, 35].

Взимку на початку ХХ століття вся територія України перебувала переважно під впливом Сибірського максимуму, у середині століття – тільки її східна частина території, а наприкінці століття вплив Сибірського антициклону майже відсутній. Влітку країна знаходилася під впливом баричної улоговини за умови зміщення виступу Азорського антициклону на схід, у середині століття під його впливом опинилася лише західна частина, а наприкінці століття – майже вся територія. Внаслідок чого погодні умови наприкінці ХХ століття взимку змінилися на дощові і теплі, а влітку – на дощові і прохолодні.

Підтвердження цього знаходимо у роботі [29], де вивчається макромасштабна атмосферна циркуляція під час другого періоду глобального потепління. Автор підкреслює, що в період 1984-1995 рр. узимку спостерігалися значні зміни середньої атмосферної циркуляції. Так, Північно-Атлантичний максимум змістився на схід і охопив більшу частину території Європи, включаючи західні райони України. Зазначається також зростання атмосферного тиску в центрі даного баричного утворення до 1025 гПа та поглиблення Ісландського мінімуму з 1000 до 995 гПа. Зменшилася територія розповсюдження Сибірського антициклону. Так, у період 1964-1973 рр. західна периферія антициклону охоплювала територію до 20° сх. д., впливаючи на погодні умови більшої частини Східної Європи, у період 1974-1983 рр. – до 40° сх. д., визначаючи погоду лише на території Поволжя, у період 1986-1995 рр. його межа визначається 50° сх. д. Таким чином, Сибірський центр дії атмосфери перемістився на схід на 30°. Одночасно відбувалося при зміщенні кліматичних областей високого тиску змінення положення вісі баричної улоговини над Європою та зростання тиску з 1020 гПа в період 1974-1983 рр. до 1022,5 гПа в період 1986-1995 рр. Автор підкреслює, що значний вплив на формування режиму приземної циркуляції повітря має її стан на високих рівнях тропосфери. Особливо добре це виявляється у зимовий період, коли вплив сонячної радіації найменший. Було встановлено зміщення кліматичних гребенів та улоговин на схід. Крім того, для періоду 1974-1995 рр. характерна значна

амплітуда баричних хвиль у порівнянні з періодом 1967-1973 рр., що можна пояснити посиленням меридіональних атмосферних процесів. Так, Азорський антициклон та Ісландський циклон перемістилися на схід, де більша частина Європи та України опинилася під впливом теплих повітряних мас, що характеризують Азорський максимум. Тому на цій території можна очікувати часті аномалії додатних температур повітря та дефіцит опадів.

Результати дослідження зміни умов циркуляції атмосфери протягом ХХ століття представлені також і в низці інших робіт [12, 14, 16, 17, 19, 21].

Так, Сидоренко М.С. і Орлов І.А. [32] аналізують зміну частоти появи різних форм атмосферної циркуляції, які визначили Вангенгейм та Гірса. Форми атмосферної циркуляції Вангенгейма-Гірса характеризують кліматичний режим Північної півкулі. При зональних процесах західного переносу від'ємні аномалії температури та атмосферного тиску спостерігаються у високих широтах, а додатні – в помірних та субтропічних широтах. При меридіональних формах атмосферної циркуляції додатні аномалії температури повітря та атмосферного тиску в середньому відповідають гребеням, а від'ємні – улоговинам. Аномалії опадів мають обернений зв'язок з аномаліями атмосферного тиску: вони мають додатні значення в улоговинах та від'ємні – в гребенях. Осередки аномалій температури повітря, як правило, зміщені на захід, атмосферного тиску та опадів – на схід від вісі відповідних висотних гребенів та улоговин.

Виконаний аналіз форм циркуляції Вангенгейма за ХХ століття вказує на зменшення частоти західної форми циркуляції від 153 до 90 днів на рік. Річна частота появи східної форми циркуляції, навпаки, зросла від 111 до 191 доби на рік. Частота появи форм циркуляції Гірса має також свої закономірності: річна частота появи меридіональних форм циркуляції зменшилася від 109 до 72 днів на рік, зональні процеси західно-східного переносу характеризуються збільшенням від 122 до 160 днів на рік. Визначена частота появи форм атмосферної циркуляції впродовж року. Так, було встановлено, що найбільші тренди припадають на літній період, де сезонна частота появи східної циркуляції збільшується зі швидкістю 38 днів на сезон, західна та меридіональна – зменшуються зі швидкістю 25 та 12 днів на сезон відповідно [32]. Отже, автори припускаються думки, що кожному багаторічному режиму обертання Землі відповідає переважаюча форма атмосферної циркуляції. Тобто по десятирічним флуктуаціям швидкості обертання Землі можна відслідковувати коливання клімату та складати їх прогнози. Таким чином, проведені дослідження свідчать

про поступове змінення атмосферної циркуляції у Північній півкулі за останні сто років.

В роботі Гущиної Д.Ю. [14] досліджується річний хід циклогенезу за період 1949-1986 рр. у помірних широтах Північної півкулі. Показано, що максимальна інтенсивність циклонів відповідає зимовому періоду, коли спостерігається максимальна інтенсивність зонального переносу. Найбільша повторюваність циклонів характеризує літній період за умов послаблення зонального переносу.

Таким чином, зміна циркуляції атмосфери пов'язана зі зміною характеру центрів дії атмосфери. Тривала зміна циркуляції у межах десятиріччя призводить до зміни регіонального клімату. Тому інтенсивність та відхилення від географічного положення центрів дії атмосфери особливо важливо враховувати під час дослідження зміни глобального і регіонального клімату, а також при розробці довгострокових прогнозів погоди.

Особливості атмосферної циркуляції над Україною досліджувала низка вчених: В.Ф. Мартазінова, Т.А. Сологуб, О.К. Іванова, М.В. Буйков, В.В. Остапчук, Т.А. Свєрдлик та інші. Її вплив на відлиги вивчали Мартазінова В.Ф. і Іванова О.К. [16]. Проведений аналіз дозволив зробити висновок про максимальну кількість днів з відлигами у лютому та січні, що пояснюється змінами атмосферної циркуляції. Були встановлені три характерні синоптичні процеси зимових відлиг за останнє десятиріччя століття: центральний, східний та західний. Порівняльний аналіз синоптичних ситуацій при відлигах періоду 1988-1999 рр. та середини ХХ сторіччя показав, що відлиги в Україні визначалися в основному циклонічною діяльністю, при добре вираженому західному і південно-західному переносах. В останні десятиріччя відлиги формуються переважно областю підвищеного тиску субтропічного походження.

Мартазінова В.Ф. і Сологуб Т.А. вивчали вплив макромасштабної атмосферної циркуляції ХХ століття на виникнення посух на Україні [17]. В роботі показано, що в періоди глобального потепління характеристики атмосферної циркуляції різні, які пояснюються зміщенням ЦДА на схід у порівнянні з попереднім їх місцезнаходженням.

Проведення досліджень макромасштабної і регіональної циркуляції атмосфери доповнюють і пояснюють зміну режиму температури і опадів регіону [12, 28].

В роботі [31] Семенова І.Г. представила результати дослідження особливості поля тиску над Європою в кінці ХХ століття. Автор підтверджує думку про те, що аномалія температури повітря пов'язана переважно зі зміною характеру атмосферної циркуляції. Особлива увага приділяється різним фазам Північно-Атлантичного колювання. Із досліджень повторюваності фаз було встановлено, що від'ємна фаза є переважаючою в зимовий період з середини 50-х років до зими 1978-1979 рр. Додатна фаза спостерігалася з зими 1979-1980 рр. до періоду 1994-1995 рр. Останні роки ХХ століття характеризуються різкими внутрішньосезонними змінами фаз Північно-Атлантичного колювання. Проводяться дослідження інших осередків аномалій поля атмосферного тиску та температури повітря. Над Східною Європою існуючий осередок атмосферного тиску спричиняє підвищення температури повітря взимку до $2,0^{\circ}\text{C}$ впродовж останніх 20-ти років, а в літній період – її зниження на $1,0^{\circ}\text{C}$. Були вивчені зміни атмосферного тиску між Києвом і Лондоном та Києвом і Шпіцбергеном за допомогою градієнтів тиску, які характеризують макромасштабний зональний градієнт та макромасштабний меридіональний градієнт за період 1980-2002 рр. Дане дослідження виявило колювання атмосферного тиску з періодом близько 13,5-14 років. Максимальна фаза спостерігалася в період 1991-1992 рр. Зміни тиску між Києвом і Шпіцбергеном мають стійкі внутрішньорічні колювання з максимумом у зимовий період та мінімумом у літній період. Необхідно зазначити схожість трендів Північно-Атлантичного колювання зі змінами атмосферного тиску Київ-Шпіцберген. Обидва показники характеризують меридіональний градієнт тиску, який змінюється синхронно над всіма частинами Європи.

Таким чином, регіональна циркуляція атмосфери є складовою частиною загальної і формує режим метеорологічних величин у Атлантико-Європейському регіоні. Дослідження макромасштабної і регіональної циркуляції атмосфери належить до складної проблеми зміни клімату, яка на сьогодні залишається не вирішеною, тому сучасні дослідження основних кліматичних показників дають більш докладні пояснення просторового розподілу регіональних змін кліматичних умов та вимагають їх подальшого вивчення.

1.3 Механізми термобаричних взаємодій у системі океан-атмосфера-суша

Одним з аспектів проблеми змін клімату з характерними часовими масштабами від року до декілька десятків років є крупномасштабні взаємодії атмосфери та океану. Океани, як відомо, відіграють дуже важливу роль у глобальній кліматичній системі. Світовий океан покриває більшу частину поверхні Землі та має середню глибину приблизно 3700 м (це тільки 0,0007 радіусу Земної кулі). Від нього атмосфера отримує до 75% всієї енергії, що в ній знаходиться. Південна півкуля більш океанічна (~81%), ніж Північна (~61%) і тому має температуру приблизно на 1°C нижчу за Північну півкулю [7].

Шар із сезонними коливаннями температури в океані у середньому має товщину 240 м. Його маса дорівнює $8,7 \cdot 10^{16}$ т, а питома теплоємність у чотири рази більша питомої теплоємності повітря і складає $4,2 \cdot 10^3$ Дж/кг·К, а повна теплоємність цього шару – $36,45 \cdot 10^{16}$ МДж/К.

Атмосфера має загальну межу з океаном більш ніж на 72% поверхні Землі та реагує на всі зміни, що відбуваються в океані. У будь-який момент часу кількість тепла, що міститься в вертикальному стовпі атмосфери висотою від поверхні землі до меж космічного простору, приблизно така ж, як в стовпі води океану висотою 3 м, рахуючи від поверхні. Тому саме океан є головним акумулятором та зберігачем сонячної радіації, яка надходить до поверхні землі, а потім передається в атмосферу. Володіючи великою теплоємністю, океани чинять стабілізуючий вплив на атмосферу Землі і таким чином на довгоперіодні коливання клімату [7].

Середня річна температура поверхні Світового океану складає ~ 17,8°C, причому у Північній півкулі вона на 3° вища, ніж у Південній. Найвищі температури води у Північній півкулі спостерігаються у серпні, найменші – у лютому; у Південній – навпаки.

Світовий океан має масу поверхневого діяльного шару в 15 разів більшу, ніж в атмосфері. Якщо умовно надати атмосфері, діяльному шару океану та суші однакову кількість тепла – $5,3 \cdot 10^{19}$ Дж, то атмосфера нагріється на 1°C, діяльний шар суші на 2,22°C, а океану – тільки на 0,015°C [7].

Виникнення льоду в значній мірі зменшує взаємодію океану з атмосферою, затримуючи розповсюдження конвекції вглиб океану. Морські льоди займають великі простори Земної кулі. У середньому їх площа складає $26 \cdot 10^6$ км². В залежності від сезону площа полів морського льоду зазнає значних коливань.

Якщо влітку в акваторії Північного Льодовитого океану морський лід у середньому розташовується на площі $\sim 8 \cdot 10^6$ км², то взимку площа збільшується до $18 \cdot 10^6$ км². У Південній півкулі навколо Антарктиди морські льоди влітку спостерігаються на площі $\sim 2 \cdot 10^6$ км², а взимку їх площа збільшується майже у 10 разів. В окремі роки взимку в Атлантичному та Індійському секторах Південної півкулі льоди можуть досягати 60–55° ш. Морський лід відіграє й іншу важливу роль в енергетичному бюджеті океану. Вода, як відомо, гарний поглинач сонячної енергії, а лід, особливо прісний, та сніг – дуже хороші відбивачі. Якщо чиста вода поглинає $\sim 80\%$ радіації, що поступає, то морський лід може відбивати до 80% [7].

За рахунок різних густини та питомої теплоємності морської води та повітря, а також більш високої (у середньому) температури океану порівняно з температурою тропосфери та стратосфери, питома теплоємність верхнього 10-метрового шару океану перевищує питому теплоємність усієї атмосфери.

Висока молекулярна в'язкість морської води призводить до значно меншого турбулентного перемішування в океані порівняно з атмосферою. Крім того, для інтенсивності перемішування ще більш важливим є той факт, що океан нагрівається зверху, а атмосфера – знизу. Це призводить до формування стійкої стратифікації на більшій частині акваторії Світового океану, в той час як нижній шар атмосфери на протязі більшої частини року характеризується конвективною нестійкістю, низьким числом Річардсона і дуже високим – Рейнольдса [7].

Як відомо, взаємодії з діяльним шаром літосфери залежать у великій мірі від його теплового стану, який обумовлюється кількістю поглиненої сонячної енергії, з одного боку, і процесами молекулярного теплообміну у ґрунті, з іншого, а в океані крім молекулярної теплопровідності велике значення мають процеси іншої природи. Відмінності розповсюдження тепла в океані обумовлені, перш за все, великою теплопровідністю води, особливо у верхньому її шарі, товщиною 50-100 метрів, яка майже у два рази більша, ніж теплопровідність у ґрунті, великою об'ємною теплоємністю, проникненням сонячної радіації до значно більших глибин. Завдяки зазначеним чинникам виникають більш складні порівняно з молекулярною теплопровідністю фізичні механізми теплообміну. Тепловміст води обумовлюється радіаційним балансом її поверхні, турбулентним потоком тепла у приземному шарі атмосфери та витратами тепла на випаровування. Крім того, теплообмін відбувається під

впливом упорядкованих вертикальних рухів води, а також під дією адвекції океанічними течіями та вихровими рухами синоптичного та мезомасштабу.

Верхній шар океану за рахунок динамічного та теплового впливу атмосфери завжди знаходиться у турбулізованому стані. Найбільш інтенсивний приплив енергії турбулентності припадає на вихори синоптичного масштабу. Але значний вплив на теплообмін, особливо у верхньому шарі океану, чинить дрібномасштабна турбулентність. У дрібномасштабній ділянці спектра спостерігається добре виявлений вплив вітру, який приводить до вертикального перемішування верхнього шару океану. Великий турбулізований вплив чинять вітрові хвилі. Флуктуаційна складова поля швидкості відзначається збуреннями, обумовленими орбітальним рухом частинок рідини та чисто турбулентними неупорядкованими пульсаціями. Внесок перших з них швидко зменшується з глибиною і практично стає незначним на глибині 5-6 м. Отже, найбільше значення має дрібномасштабна турбулентність, яка виникає у дрейфовому русі поверхневих океанічних вод за рахунок передачі енергії вітру.

Атмосфера впливає на інтенсивність турбулентного перемішування в океані не тільки обміном імпульсу, але й за допомогою тепло- й вологообміну, дія яких виявляється у формуванні певної стратифікації вод у поверхневому шарі океану. Турбулентні вихори у стійко стратифікованому шарі дисипуються. Нестійка стратифікація, навпаки, збільшує інтенсивність турбулентного перемішування, яке за певних умов може перейти у конвекцію [7].

Процеси взаємодії атмосфери та океану найбільш розвинуті в області енергоактивних зон океанів (ЕЗО). Ці зони характеризуються максимумом мінливості температури поверхні океану (ТПО). Аномалії ТПО у північній частині Атлантичного океану, наприклад, можуть існувати на протязі 1–6 місяців та коливатися від 6°C в області Гольфстріму до 1°C у Норвежському морі. ЕЗО розташовані біля східних берегів континентів, тобто там, де в атмосфері мають місце зони високої бароклінності. Ці зони формуються тому, що, по-перше, енергоактивні зони океанів характеризуються максимальними потоками явного та прихованого тепла у тропосфері. По-друге, близькість вихолоджених взимку континентів обумовлюють винос холодного повітря на західні частини океанів, що спричиняє у тропосфері великі контрасти температури і, таким чином, великі градієнти тиску [7].

Енергетична взаємодія між океаном та атмосферою на масштабах, порівнянних із сезонним ходом, має важливу особливість. Вона полягає у тому, що мають місце амплітудно-фазові розходження характеристик тепла атмосфери

і океану. Дослідження показали, що спостерігається випередження у річному ході термічних та вологісних характеристик океану вказаними характеристиками атмосфери. Запізнювання за фазою температури води відносно температури повітря складає у середньому по Світовому океану 25-30 діб.

Таким чином, швидкість перетворення енергії в атмосфері в багато разів перевищує швидкість її трансформації в океані. В системі океан–атмосфера океан виступає інерційним середовищем, повільно накопичуючи зміни. Атмосфера ж представляє собою нестационарну частину, глобальна довгоперіодна стійкість якої підтримується океаном [7].

2 КЛІМАТИЧНІ ВАРІАЦІЇ В СИСТЕМІ ОКЕАН-АТМОСФЕРА

2.1 Індикатори кліматичної мінливості Північної півкулі

Кліматичні варіації в системі океан-атмосфера з типовими міжрічними періодами чітко проявляються в різних районах Земної кулі за різними типами даних, тобто носять глобальний характер. Ось чому суттєвим елементом аналізу кліматичної мінливості є виявлення таких сигналів у системі океан–атмосфера та відгуків на них в різних точках нашої планети, так званих далеких зв'язків. Типові прояви низькочастотної мінливості атмосферної циркуляції називають далекодіючими низькочастотними коливаннями або кліматичними сигналами. Цьому напрямку досліджень приділяється велика увага в рамках багатопланових Міжнародних та Національних кліматичних програм з використанням сучасних різноманітних підходів [7].

Як відомо, кліматичні зміни суттєво впливають на стан природного середовища, суспільства та економіки. Зараз в різних країнах розробляються таблиці індикаторів, які можуть бути використані для моніторингу кліматичних змін та відбиття впливу цих змін на оточуюче середовище. Більше того, в ряді країн вже опрацьовані документи, які утримують індикатори сталого розвитку країни та індикатори кліматичної мінливості. Індикатори – це фрагменти інформації про велику систему, які дозволяють отримати уявлення про те, що відбувається, і зорієнтуватися в даній ситуації для прийняття індивідуального рішення [7].

Всю групу індикаторів кліматичної мінливості, що зараз використовуються, можна розділити на дві частини. В першу входять кліматичні індекси, які відбивають стан атмосфери та океану у глобальному масштабі. До іншої групи можна включити індикатори, які відбивають стан атмосфери та гідросфери в визначеному регіоні Земної кулі, наприклад, на території будь-якої конкретної країни. Значення глобальних кліматичних індексів розраховуються за визначеними методиками і їх значення (історичні та оперативні) представлені на WEB сайтах провідних Світових кліматичних центрів [7].

Найбільш інтенсивні типи просторової узгодженості кліматичної мінливості припадають на міжрічні та міждесятирічні масштаби. Головні центри далекодії, що впливають на клімат Євразії, концентруються над екваторіальною та північною частинами Тихого океану, Північною Америкою

та Північно-Атлантико-Європейським сектором. В якості мінливості перелічених кліматичних сигналів зазвичай використовують характеристики їх інтенсивності, найчастіше виражені як перепад тиску між центрами дії атмосфери або, як просторові емпіричні моди в розкладанні полів тиску (Barnston, Livezey, 1987).

Гарними індикаторами клімату вважаються термодинамічні взаємодії в системі океан–атмосфера на великих масштабах [7].

2.2 Північно-Атлантичне коливання як складна інтерактивна система в Євразійському регіоні

Переважаючі циркуляційні процеси, які визначають умови формування кліматів Європи і великої частини Азіатського материка, формуються над Північною Атлантикою і територіями, що примикають, і отже залежать від характеру процесів взаємодії атмосфери з поверхнею цього океану і прибережних морських акваторій.

Як відомо, у Північній півкулі центр субтропічної області високого тиску розташовується в районі Азорських островів (Азорський максимум). На північ від нього приблизно до 60° півн.ш. переважають західні вітри. На 60° півн.ш. в районі Ісландії формується область зниженого тиску (Ісландська депресія). Середньорічний приземний тиск в Ісландській депресії – біля 1006 гПа, а в Азорському максимумі – ~1024 гПа. Таким чином, середня різниця тиску між цими ЦДА (так званий індекс Россбі) складає ~ 18 гПа (Полонський, 2008). Градієнт тиску між Азорським максимумом та Ісландським мінімумом в значній мірі визначає інтенсивність західної атмосферної циркуляції в середніх широтах і погоду над Європейським континентом [7, 23-26].

Квазісинхронні низькочастотні коливання тиску в Азорському максимумі та в Ісландському мінімумі називають Північно–Атлантичним коливанням (ПАК). Воно було вперше описано Г. Уолкером і Є. Бліссом у 1932 році (Walker, Bliss, 1932). В якості кількісної міри цього коливання використовують індекс ПАК (NAO) [7].

Просторові особливості та часова мінливість ПАК зазвичай визначається по нормованій різниці поля тиску на рівні моря (SLP) між однією зі станцій на Азорських островах (м. Понта-Дельгада або в м. Ліссабон) та однією зі станцій в Ісландії або індекс Россбі. Хоча взаємозв'язок між ЦДА проявляється на протязі всього року, амплітуда коливань максимальна у зимовий сезон, коли

атмосфера динамічно найбільш активна. ПАК в значній мірі визначає погоду (інтенсивність і траєкторії циклонів та штормів, аномалії опадів та приземної температури повітря) в більшості країн Європи і на акваторії Північної Атлантики в зимовий сезон, тому тенденції кліматичних змін у Європейському регіоні неможливо вірно пояснити без цього індексу [7, 31, 34, 39, 40].

Виділяють «додатну» та «від'ємну» фази ПАК. В додатній фазі Ісландський мінімум та Азорський максимум добре розвинуті, градієнти тиску між ними збільшені, зональна циркуляція посилена. За від'ємної фази спостерігається послаблення зональних і посилення меридіональних процесів. Ці процеси визначають характер бароклинності, положення та інтенсивність західно-східного переносу у середній тропосфері, і таким чином, траєкторії циклонічних вихорів та їх інтенсивність [7, 10, 18, 27, 30].

Аналіз умов в океані та атмосфері, що передують формуванню в листопаді-лютому тієї чи іншої фази Північно-Атлантичного коливання, показав, що важливе значення мають стан Азорського антициклону влітку, теплонакопичення океану в районі Гольфстріму в вересні та теплообмін океану і атмосфери в листопаді-грудні (Нестеров, 1998) [7, 18]. Формуванню додатної фази ПАК у січні передують:

- посилення Азорського максимуму в червні-липні;
- додатна аномалія температури поверхні океану в області Гольфстріму в вересні;
- послаблення (порівняно зі звичайними умовами) у листопаді-грудні потоку прихованого тепла з океану в атмосферу в районі Гольфстріму та посилення його в області Ісландського мінімуму.

При формуванні від'ємної фази ПАК всі процеси протилежні і ця фаза в грудні-січні може формуватися за рахунок виникнення блокуючої ситуації в атмосфері за наступною схемою:

- винос холодного повітря з Північно-Американського континенту на Гольфстрім; саме інтенсивні потоки прихованого та явного тепла, що виникають в час виносу, сприяють перетворенню звичайного циклону в «бомбу». Це позатропічний циклон, який поглиблюється зі швидкістю 1 гПа/год і більше (в залежності від широти) протягом 24 годин; в зоні виносу сумарний потік прихованого та явного тепла досягає 1000-1500 Вт/м², то в «бомбі» він може складати 3000 Вт/м²;
- виникнення «взривного» циклону (метеорологічної бомби);

- формування блокуючого режиму циркуляції атмосфери, вивченню яких присвячена велика низка робіт;
- формування від'ємної фази ПАК.

При змінюванні фази Північно-Атлантичного коливання (зміні знаку індекса) циркуляція атмосфери в Атлантико-Європейському регіоні суттєво змінюється. Особливо значні зміни відбуваються в зимовий період у тому випадку, якщо значення індексу ПАК до і після зміни фази достатньо великі (більше 1-2 за абсолютною величиною). Аналіз показав, що випадки різкої зміни фази ПАК, як правило, пов'язані зі зміною переважаючого режиму циркуляції атмосфери, під яким розуміють квазістійкий стан циркуляції з часовим масштабом від декількох діб до декількох тижнів. Проблемі виділення режимів циркуляції атмосфери у Північній півкулі присвячені роботи, в яких для регіону Північної Атлантики визначено від 2 до 6 режимів [7,18].

Обидві фази пов'язані з розповсюдженням на весь басейн змінами інтенсивності та розташування Північно-атлантичної струминної течії, а також крупномасштабних зональних та меридіональних переносів тепла і вологи. Останні, в свою чергу, призводять до змін в полях температури та опадів, які часто розповсюджуються від сходу Північної Атлантики до Центральної Європи. Також є наявність значної кореляції між зимовими індексами ПАК та блокуючими ситуаціями в цьому регіоні, причому процес блокування спостерігається при невеликих величинах цих індексів, тобто за умови достатньо розвинутої меридіональній циркуляції [7,18].

Існує суттєва міжрічна мінливість Північно-Атлантичного коливання, при цьому як додатна, так і від'ємна фази можуть спостерігатися протягом декількох місяців підряд. Як правило, існують тривалі періоди, коли переважає одна з фаз. Наприклад, протягом періоду 1979-1995 рр. взимку переважала додатна фаза, а значна від'ємна фаза спостерігалася тільки двічі. У той же час, в мінливості ПАК існує визначена періодичність. Як показують дослідження, Північно-Атлантичне коливання має двох-, шести- і квазідесятирічну періодичності [25].

З іншого боку, з початку 80-х років ХХ століття ПАК мало тенденцію залишатися в одній екстремальній фазі і було відповідальним за більшу частину зимових потеплінь, що спостерігалися над Європою, та похолодань в північно-західній Атлантиці. Аномалії опадів, у тому числі посушливі зими над півднем Європи і Середземномор'ям, та більш вологі умови над Північною Європою і Скандинавією, також пов'язують з характером ПАК. Зміни в середньомісячних атмосферних течіях над Атлантикою були пов'язані зі зсувом на північ

траєкторії циклонів. Аномалії Північно-Атлантичного коливання у зимовий період впливають і на формування літніх аномалій погодних умов у Європі:

- при посиленні ПАК (додатні аномалії ТПО в Норвежському морі) над більшою частиною Європи формується висотна улоговина та переважає відносно холодна погода з надмірною кількістю опадів;
- при послабленні ПАК (від'ємні аномалії ТПО в Норвежському морі) над більшою частиною Європи виникає стійкий висотний гребінь та переважає відносно тепла погода з дефіцитом опадів.

Аналіз довгоперіодної мінливості характеристик водних мас показав, що існує тісний взаємозв'язок між мінливістю індекса ПАК, мінливістю циркуляції вод у субполярній Атлантиці з мінливістю характеристик проміжних та глибинних вод у регіоні [25].

Можна зробити висновок, що Північно-Атлантичне коливання – це складна інтерактивна система, яка регулює міжрічну мінливість різноманітних гідрометеорологічних характеристик в Євразійському регіоні. Зараз встановлено, що ПАК – один з елементів макромасштабної мінливості завихрення в атмосфері Північної півкулі, названий в роботі (Thornton, Wallace, 1998) Арктичним коливанням [7, 9, 10, 38].

Північно-Атлантичне коливання – один з основних об'єктів дослідження Міжнародної програми CLIVAR (Climatic Variability and Predictability). Однією з важливих конкретних цілей CLIVAR є дослідження ролі сумісної системи океан-атмосфера в глобальній кліматичній системі [37].

Океан грає важливу роль в регулюванні довгоперіодної мінливості системи океан-атмосфера з типовими періодами від декількох десятиріч до сторіч. Роль Північної Атлантики в цьому значенні особливо велика, оскільки низькочастотні зміни глобальної меридіональної циркуляції (найбільш ймовірний механізм довгоперіодної мінливості), очевидно, генеруються саме тут. Разом з тим, в системі океан-атмосфера зареєстровані коливання з характерним періодом 10-20 років, амплітуда яких близька до амплітуди більш низькочастотних довгоперіодних коливань [13].

Наявність значущого атмосферного відгуку на аномалії ТПО у Північній Атлантиці, що призводить до інтенсифікації Північно-Атлантичного коливання та суттєвим кліматичним наслідком для Європейського регіону, проаналізована в багатьох роботах [4, 9, 26, 27, 34, 39, 40]. Доведено, що атмосферна циркуляція у Північній Атлантиці є важливою компонентою загальної циркуляції атмосфери, яка набула змін за останні десятиріччя і тому потребує нових наукових досліджень.

2.3 Основні статистичні характеристики часових рядів Північно-Атлантичного коливання

Головний центр далекодії, що впливає на клімат України, концентрується над Північно-Атлантико-Європейським сектором.

В якості мінливості кліматичних сигналів у вказаній географічній області в кваліфікаційній роботі будуть використані характеристики інтенсивності ЦДА Північної Атлантики у зимовий сезон, оскільки, як свідчать результати багатьох досліджень, амплітуда коливань між цими центрами дії атмосфери максимальна у зимовий сезон, коли атмосфера найбільш активна. Стан ПАК (його інтенсивність) буде вираженим як перепад тиску між цими ЦДА Північно-Атлантичного сектору, а саме Азорського максимуму та Ісландської депресії.

В табл. 2.1 представлені середні та екстремальні значення середньомісячного атмосферного тиску у вказаних центрах дії атмосфери за багаторічний період (1868-2000 рр.) зимового сезону.

Таблиця 2.1 – Характеристики часових рядів середньомісячного атмосферного тиску в районі Азорського антициклону та Ісландської депресії

Місяць	ст. Понта-Дельгада			ст. Рейк'явік		
	P_{min} , гПа	P_{max} , гПа	\bar{P} , гПа	P_{min} , гПа	P_{max} , гПа	\bar{P} , гПа
12	1007,8 (1925 р.)	1029,9 (1993 р.)	1020,5	979,8 (1924 р.)	1019,9 (1878 р.)	998,9
01	1001,0 (1881 р.)	1033,6 (1984 р.)	1020,7	977,7 (1974 р.)	1026,9 (1963 р.)	998,4
02	1001,4 (1895 р.)	1031,8 (1908 р.)	1019,8	976,3 (1990 р.)	1028,1 (1965 р.)	1001,7

Як випливає з табл. 2.1, середнє багаторічне значення атмосферного тиску на ст. П.-Дельгада у грудні складає 1020,5 гПа, а на ст. Рейк'явік – 998,9 гПа. Індекс Россбі становить 21,6 гПа. Відповідні значення у січні: 1020,7 гПа в районі Азорського максимуму і 998,4 гПа – в районі Ісландської депресії. Індекс Россбі у січні дорівнює 22,3 гПа. У лютому середній атмосферний тиск за 133-річний період в районі Азорського антициклону становив 1019,8 гПа, а в районі Ісландської депресії – 1001,7 гПа, що зменшує індекс Россбі до 18,1 гПа.

Аналіз даних за багаторічний період вказує на те, що середньорічний атмосферний тиск в Азорському антициклоні складав 1021,4 гПа, і відповідно в Ісландській депресії – 1005,8 гПа.

Питання завчасного передбачення поля тиску в районі Північної Атлантики залишається важливим, так як по заданому полю тиску з достатньою (для практичних цілей) точністю можуть бути розраховані важливі для прогнозу елементи режиму атмосфери та океану в Євразійському регіоні.

У подальшому, за допомогою комп'ютерної програми «OSRK» були розраховані статистичні оцінки моментів розподілу [8] по часових рядах Північно-Атлантичного колювання зимового сезону, які представлені в Додатку А (табл. А.1 - А.3) та в табл. 2.2.

В табл. 2.2 у чисельнику наводяться значення, що визначені за період 1868-2000 рр., а в знаменнику – за останні 50 років.

Таблиця 2.2 – Деякі характеристики часових рядів різниці атмосферного тиску на ст. Понта-Дельгада і ст. Рейк'явік

Характеристика	Різниця атмосферного тиску, гПа		
	грудень	січень	лютий
Абсолютний мінімум (гПа)	-11,6 (1878 р.)	-20,9 (1881 р.)	-20,2 (1895 р.)
Абсолютний максимум (гПа)	43,0 (1924 р.)	45,8 (1990 р.)	47,1 (1997 р.)
Середнє багаторічне (гПа)	21,39/20,9	22,15/20,6	17,93/17,2
Дисперсія (гПа) ²	111,80	184,61	203,94
Середнє квадратичне відхилення (гПа)	10,57/11,1	13,59/14,7	14,28/15,0
Коефіцієнт асиметрії	-0,31	-0,72	-0,31
Ексцес	-0,40	-0,08	-0,46
Модальне значення (гПа)	23,34	29,12	24,84

Як впливає з табл. 2.2, за період досліджень у зимовий сезон багаторічні значення атмосферного тиску в районі Ісландії в деяких випадках перевищували відповідні значення атмосферного тиску в Азорському антициклоні від 11,6 гПа у грудні 1878 р. до 20,2-20,9 гПа наприкінці 90-х років ХІХ століття. Такі значення різниць атмосферного тиску в ЦДА Північної Атлантики вказують на переважання в деякі роки середньомісячного атмосферного тиску в області Ісландської депресії порівняно з Азорським

антициклоном. Середнє багаторічне значення перепаду атмосферного тиску вказаних ЦДА було зафіксовано від 17,93 гПа у лютому до 22,15 гПа – у січні.

Аналіз часових рядів перепаду тиску між центрами дії атмосфери Північної Атлантики дозволяє стверджувати, що додатна фаза переважала над від'ємною фазою, найбільше останніх було зафіксовано у лютому і найменше – у грудні (рис. 3.1 - 3.3).

На початку періоду досліджень зміна фаз була не такою активною, як з початку ХХ століття. У грудні з кінця 20-х років ХХ століття перехід до від'ємної фази Північно-Атлантичного коливання наступав через 30-35 років.

У січні та лютому (порівняно з груднем) кількість від'ємних фаз ПАК зростає, як і зростає інтенсивність самого ПАК, що добре видно по амплітудах коливань (рис. 3.1-3.3). Крім того, у січні та лютому за весь період досліджень також переважала додатна фаза ПАК, але її зміні на стійку від'ємну фазу відбувалася вже через 20-30 років, починаючи з 20-х років ХХ століття. Слід зазначити, що зміна фаз Північно-Атлантичного коливання у січні та лютому стала більш частою (з періодом 5-10 років).

В додатній фазі ПАК Ісландський мінімум та Азорський максимум добре розвинуті, градієнти тиску між ними збільшені, зональна циркуляція посилена. За від'ємної фази Північно-Атлантичного коливання спостерігається послаблення зональних і посилення меридіональних процесів. А ці процеси визначають бароклинність, положення та інтенсивність західного глобального переносу помірних широт Північної півкулі [7].

Як свідчать проведені дослідження перепаду тиску між Азорським антициклоном та Ісландською депресією у грудні з 60-х років, у січні та лютому з кінця 80-х років ПАК мало тенденцію залишатися в одній (додатній) фазі і було відповідальним за більшу частину зимових потеплінь, що спостерігалися у цей час над Європою. Аномалії опадів, у тому числі посушливі зими над півднем Європи і Середземномор'ям, та більш вологі умови над Північною Європою, також пов'язані з характером Північно-Атлантичного коливання [25, 31].

Тому наступним етапом наукового дослідження є визначення статистичної структури часових рядів Північно-Атлантичного коливання, інтенсивність якого буде розглядатися через перепад тиску між центрами дій атмосфери Північної Атлантики, а саме Азорського антициклону (ст. Понта-Дельгада) та Ісландської депресії (ст. Рейк'явік).

3 СТАТИСТИЧНА СТРУКТУРА ЧАСОВИХ РЯДІВ ПІВНІЧНО-АТЛАНТИЧНОГО КОЛИВАННЯ

3.1 Періодичні складові часових рядів Північно-Атлантичного коливання, виявлені за допомогою інтегрального перетворення Фур'є

3.1.1 Основні теоретичні положення

Як показують чисельні дослідження, часові ряди метеорологічних та кліматичних величин утримують «приховані» періодичні компоненти, обумовлені хвильовою природою атмосферних процесів.

Використання даного методу дає можливість отримати частоти, амплітуди та початкові фази періодичних компонент, «прихованих» у часовій послідовності [8].

Так, часовий ряд $X(t)$, заданий на інтервалі $t \in [-\tau, \tau]$, можна розглядати як кусково-гладку функцію часу. Таку функцію у відповідності до теореми Діріхле можна виразити суперпозицією простих гармонік [8]

$$X(t) = \sum_{k=0}^{\infty} A_k \sin(\omega_k t + \varphi_k), \quad (3.1)$$

де A_k - амплітуда k - тої гармоніки, ω_k - її частота, φ_k - початкова фаза.

Рівність (3.1) може бути переписаною таким чином

$$X(t) = \sum_{k=0}^{\infty} [a_k \cos \omega_k t + b_k \sin \omega_k t], \quad (3.2)$$

якщо позначити

$$a_k = A_k \sin \omega_k, \quad (3.3)$$

$$b_k = A_k \cos \omega_k. \quad (3.4)$$

Як свідчать формули (3.3) та (3.4), початкова фаза розраховується за допомогою рівняння

$$\omega_k = \arctg \frac{a_k}{b_k}. \quad (3.5)$$

Для кусково-гладкої функції $X(t)$, заданої на нескінченному інтервалі, справедливим є перетворення Фур'є

$$F(i\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \cdot e^{-i\omega t} dt, \quad (3.6)$$

де $i = \sqrt{-1}$ - уявна одиниця.

Але часові ряди гідрометеорологічних величин визначені на обмеженому інтервалі і можуть бути апроксимовані таким чином

$$X(t) = \begin{cases} x(t), & \text{за умови } t \in [-\tau, \tau]; \\ 0, & |t| > \tau. \end{cases} \quad (3.7)$$

Для такої функції перетворення Фур'є має вигляд

$$F_{\tau}(i\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} X(t) \cdot e^{-i\omega t} dt. \quad (3.8)$$

Якщо впровадити відому формулу Ейлера, то інтеграл (3.8) приймає таку форму

$$F_{\tau}(i\omega) = U(\omega) - iV(\omega), \quad (3.9)$$

де

$$U(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} X(t) \cos \omega t dt, \quad (3.10)$$

$$V(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} X(t) \sin \omega t dt. \quad (3.11)$$

Рівності (3.10) та (3.11) є відповідно косинус- і синус-перетворення Фур'є функції $X(t)$, що апроксимована виразом (3.7). Якщо частоти гармонічних компонент, які утримуються в $X(t)$, не є близькими, то $U(\omega)$ і $V(\omega)$ мають вигляд кривих з різко вираженими піками в точках $\omega = \omega_k$. Висота піків приблизно дорівнює амплітудам парної (a_k) і непарної (b_k) складових періодичного коливання з частотою ω_k , «прихованого» в процесі $X(t)$. На тих

самих частотах ω_k будуть спостерігатися піки амплітуд $A_k = A(\omega_k)$, оскільки $a_k \approx U(\omega_k)$ і $b_k \approx V(\omega_k)$.

Амплітуду k -ої гармоніки в такому разі розраховують за формулою

$$A(\omega_k) = [U^2(\omega_k) + V^2(\omega_k)]^{\frac{1}{2}}. \quad (3.12)$$

З метою поліпшення селективних якостей перетворень Фур'є (3.10) та (3.11) в них вводять множники («вікна»), які зменшують вплив значень $X(t)$, заданих поблизу меж інтервалу визначення функції.

Отже, з врахуванням «вікна» Гіббса косинус- та синус-перетворення Фур'є описуються рівняннями (3.13) і (3.14) відповідно

$$U(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} \frac{\sin \frac{\pi t}{2\tau}}{\tau} X(t) \cos \omega t dt, \quad (3.13)$$

$$V(\omega) = \frac{1}{\tau} \int_{-\tau}^{\tau} \frac{\sin \frac{\pi t}{2\tau}}{\tau} X(t) \sin \omega t dt. \quad (3.14)$$

Періодичності, що утримуються у випадковому процесі, визначаються по піках амплітуд $A(\omega_i)$ на періодограмі (амплітудно-частотній характеристиці). Для ліквідації малозабезпечених піків застосовують фільтр Тьюккі

$$\tilde{A}(\omega_i) = 0.25A(\omega_{i-1}) + 0.5A(\omega_i) + 0.25A(\omega_{i+1}). \quad (3.15)$$

Визначення статистично значущих періодичностей, характерних для процесу $X(t)$, ґрунтується на побудові верхньої довірчої межі для амплітуд із заданою ймовірністю за умови, що амплітуди підпорядковуються нормальному розподілу. Періоди T_k гармонік ω_k , які відповідають пікам амплітуд, що виходять за довірчу межу, ототожнюються з періодами гармонічних коливань, які утримуються у випадковому процесі $X(t)$. Для кожного з них знаходять початкову фазу

$$\varphi_k = \arctg \frac{U(\omega_k)}{V(\omega_k)}. \quad (3.16)$$

Початкова фаза дає можливість знайти точку h_k на осі часу, яка є початком коливання, тобто

$$h_k = \begin{cases} \frac{(\pi + \varphi_k)}{2\pi} \cdot T_k & \text{за умови } \varphi_k \leq 0; \\ \frac{\varphi_k \cdot T_k}{2\pi} & \text{за умови } \varphi_k > 0, \end{cases} \quad (3.17)$$

де φ_k - початкова фаза гармонічного коливання в радіанах, T_k - період гармонічного коливання в одиницях часу, який розраховується за формулою

$$T_k = \frac{2\pi}{\omega_k}. \quad (3.18)$$

3.1.2 Результати застосування інтегрального перетворення Фур'є до часових рядів Північно-Атлантичного коливання

Останнім часом велику увагу приділяють аномальним процесам в тропічній та субтропічній зонах океана та атмосфери, так як зростає повторюваність погодно-кліматичних аномалій у середніх широтах. Чисельне модулювання кліматичних змін сьогодні не дає відповідей на всі запитання. Тому більшість дослідників продовжують вивчати статистичні закономірності та встановлювати зв'язки, використовуючи результати багаторічних спостережень за кліматичними показниками і різного роду індекси, які представляють собою якісну оцінку явищ.

Значне місце серед досліджень займають пошуки циклічних складових в атмосферних процесах. Можна стверджувати, що дослідження природи низькочастотної мінливості атмосферних процесів, стало головною задачею сучасної геофізичної гідродинаміки. Оскільки будь-який із запропонованих механізмів пов'язаний з вивченням стійкості (нестійкості) окремих бароклінних або квазібароклінних атмосферних потоків. Так, сучасна задача дослідження стійкості атмосферної циркуляції виявилася більш складною, ніж очікувалося. Тому слід продовжувати вивчення таких циклічностей у геофізичних сферах.

Враховуючи складність та неоднозначність складових кліматичної системи, у подальшому було проведено дослідження низькочастотної мінливості загальної циркуляції атмосфери Північно-Атлантичного регіону.

На основі методики, що викладена у пункті 3.1.1, нами були проаналізовані

амплітудно-частотні характеристики часових рядів Північно-Атлантичного коливання за зимовий період.

В табл. 3.1 та в Додатку Б (табл. Б.1 - Б.3) наводяться основні характеристики довгоперіодних коливань, що були виявлені в часових рядах Північно-Атлантичного коливання за допомогою інтегрального перетворення Фур'є.

Таблиця 3.1 – Періоди (T , рік) та амплітуди (A , гПа) періодичних компонент, що були отримані за допомогою перетворення Фур'є з заданою імовірністю (P , %)

Місяць	P , %	Характеристика періодичності							
		T , рік	A , гПа	T , рік	A , гПа	T , рік	A , гПа	T , рік	A , гПа
12	68	7.9	2.4	5.5	2.7	2.6	2.7	2.0	3.2
	95							2.0	3.2
01	68	24.9	3.2	5.5	3.6	4.7	3.9	2.0	3.7
	95					4.7	3.9		
02	68	10.6	3.0	5.5	3.2	4.7	3.3	2.0	3.6
	95							2.0	3.6

Як випливає з табл. 3.1, в часових рядах різниць атмосферного тиску в районі Північної Атлантики за допомогою перетворення Фур'є був виявлений широкий спектр низькочастотних коливань, які є характерними для всього зимового сезону, а саме: дворічні та 5-6-річні (5,5 років).

У січні та лютому в часових рядах ПАК вдалося за допомогою інтегрального перетворення Фур'є виявити 4-5-річні (4,7 років) коливання. Квазітрирічні (2,6 років) та 8-річні (7,9 років) компоненти виявлені тільки у грудні. Лише у січні вдалося виявити 25-річні, а у лютому – 11-річні періодичні складові. Амплітуди виявлених довгоперіодних мод максимальні у січні (3,2-3,9 гПа), а найменші – у грудні (2,4-3,2 гПа).

З імовірністю 95% у грудні та лютому стійкими є дворічні, у січні – 4-5-річні (4,7 років) періодичні компоненти.

У підрозділі 3.3 буде розглянуто ряд (відомих вже) наукових гіпотез, які

присвячені питанням виникнення різних низькочастотних періодичних коливань у гідрометеорологічних процесах.

3.2 Особливості баричного режиму в районі Північної Атлантики

3.2.1 Основні теоретичні положення щодо методики згладжування часових рядів нестационарних випадкових процесів

Більшість метеорологічних величин являють собою нестационарні випадкові процеси. Основною причиною цього є те, що під впливом різного надходження до земної поверхні кількості сонячної радіації протягом доби, сезону і року величини мають добовий, сезонний, річний хід і т. п. [8, 9, 10, 13, 19].

Багаторічні змінення характеру кліматоутворювальних факторів приводять до виникнення трендів, тобто однонаправлених змін метеорологічних величин протягом тривалого часу.

Дослідження статистичної структури гідрометеорологічних характеристик ґрунтуються на послідовності їх значень у вигляді еквідистантних часових рядів. Останні можуть бути зображені як сума детермінованої $\hat{X}(t)$ і випадкової $X_3(t)$ компонент. У свою чергу, детермінована компонента складається з тренду $X_1(t)$ і періодичної компоненти $X_2(t)$, яка відбиває віковий, річний або добовий хід процесу $X(t)$ в залежності від інтервалу дискретності часового ряду [8].

Отже,

$$X(t) = X_1(t) + X_2(t) + X_3(t). \quad (3.19)$$

При вірному вилученні з випадкового процесу $X(t)$ детермінованої складової $\hat{X}(t)$, випадкова компонента може розглядатися як стаціонарні випадкові прирощення.

Детермінована основа випадкового процесу отримується шляхом фільтрації (або згладжування) вихідного часового ряду. Позначимо оператор згладжування через L і застосуємо його до рівності (3.19):

$$L[X(t)] = L[X_1(t)] + L[X_2(t)] + L[X_3(t)]. \quad (3.20)$$

Припустимо, що оператор L точно вилучає трендову компоненту, тобто

$$L[X_1(t)] = X_1(t). \quad (3.21)$$

Якщо відняти від рівності (3.19) рівність (3.20), то з урахуванням (3.21) будемо мати:

$$X(t) - L[X(t)] = X_2(t) - L[X_2(t)] + X_3(t) - L[X_3(t)]. \quad (3.22)$$

Важливим є питання про те, у якій мірі члени $L[X_2(t)]$ і $L[X_3(t)]$ можуть спотворювати справжні коливання залишкового ряду (3.22) та індукувати хибні коливання.

Одним з видів згладжування є ковзне осереднення, яке у загальному вигляді може бути зображене таким чином [8]:

$$\hat{X}(t_k) = \frac{1}{n} \sum_{i=k-\frac{n}{2}}^{k+\frac{n}{2}} \alpha_i X(t_i), \quad (3.23)$$

де α_i – ваговий множник;

n – кількість точок, по яких проводиться згладжування:

$$k = 1 + \frac{n}{2}; 2 + \frac{n}{2}; \dots; N' + \frac{n}{2}; \quad N' = N(n-1); \quad N - \text{число членів ряду.}$$

Якщо в рівності (3.23) $\alpha_i = 1 \forall i = \overline{1, n}$, то оператор згладжування визначає просте ковзне осереднення, в якому вага всіх точок, котрі приймають участь при розрахунках середнього значення на інтервалі $\left[k - \frac{n}{2}; k + \frac{n}{2}\right]$, однакова. Більш коректними є фільтри, що утримують тригонометричні

$$\alpha_i = 1 + \cos \frac{2\pi(k-i)}{n} \quad (3.24)$$

або експоненціальні

$$\alpha_i = \exp \left[-\frac{|k-i|}{n} \right] \quad (3.25)$$

вагові множники. Вони зменшуються по відзначених формулах (3.24) і (3.25) законах від середини інтервалу згладжування до його кінців [8].

Дійсно, нехай в рівності (3.24) величина i приймає такі значення: $i = k - \frac{n}{2}$;

$$i = k; \quad i = k + \frac{n}{2}.$$

Тоді, очевидно, α_i мають значення $\alpha_{k-\frac{n}{2}} = 0; \alpha_k = 2; \alpha_{k+\frac{n}{2}} = 0$.

Окрім виду вагового множника, результат фільтрації залежить й від кількості точок (n), по яких виконується згладжування. Вона, очевидно, визначається рівністю:

$$n = \frac{\tau}{\Delta t}, \quad (3.26)$$

де Δt – інтервал дискретності ряду.

Чим більше n , тим швидше реакція фільтра, але тим гірші його фільтруючі якості, і навпаки. Отже, задача полягає у правильному виборі періоду згладжування.

Означені вище особливості ковзного осереднення приводять до того, що при надто великому періоді згладжування з детермінованої основи $\hat{X}(t)$ процесу $X(t)$ відфільтровується визначна частина періодичної компоненти $X_2(t)$, яка переходить до випадкової компоненти $X_3(t)$. Навпаки, за умови малого періоду осереднення, частина випадкової складової процесу $X(t)$ переходить до детермінованої частини процесу, а випадкова компонента $X_3(t)$ набуває властивостей «білого шуму» [8].

Для вибору періоду згладжування випадкової послідовності $X(t)$ при ковзному осередненні, треба дотримуватися таких рекомендацій. По-перше, необхідно, щоб період згладжування відповідав періодичності, яка існує в процесі $X(t)$. По-друге, значення періоду згладжування повинно відповідати періодичності, яку дослідник хоче зберегти в детермінованій складовій випадкової послідовності.

Наприклад, якщо треба у складовій $\hat{X}(t)$ зберегти річний хід метеорологічної величини $\hat{X}(t)$, а коливання з меншими періодами необхідно відфільтрувати з вихідного часового ряду, то ковзне осереднення проводять при такому числі значень випадкової величини n , яке відповідає річному інтервалу. Тоді на виході з фільтра ми отримаємо процес, який утримує, крім трендів, коливання з періодом один рік і більше, а коливання з меншими періодами перейдуть у випадкову складову. Остання має, як правило, властивості квазістаціонарного процесу. Тому для дослідження її статистичної структури використовують методи кореляційного або спектрального аналізу [8].

Важливо при побудові згладженого ряду враховувати початкову фазу коливання (h_i) тієї періодичності процесу $X(t)$, по якій проводилося

згладжування часового ряду, а також величину періоду осереднення. Тобто при проведенні згладжування за допомогою тригонометричних множників не враховується k_i початкових точок та kk точок у кінці вихідного часового ряду.

Початок коливання в детермінованій основі (k_1) приходиться на значення часового ряду, яке розраховується так:

$$k_1 = h_i + n/2, \quad (3.27)$$

де

h_i – початкова фаза гармонічного коливання в одиницях часу, по якому проводилося згладжування;

n – період гармонічного коливання (кількість точок), по якому проводилося згладжування.

$$h_i = \begin{cases} \frac{(\pi + \varphi_i)}{2\pi} \cdot n & \text{за умови } \varphi_i \leq 0; \\ \frac{\varphi_i \cdot n}{2\pi} & \text{за умови } \varphi_i > 0. \end{cases} \quad (3.28)$$

Початкова фаза гармонічного коливання (в радіанах), по якому проводиться згладжування, розраховується за допомогою рівняння:

$$\varphi_i = \operatorname{arctg} \frac{U(t)}{V(t)}, \quad (3.29)$$

де

$U(t)$ та $V(t)$ – відповідно косинус- і синус-перетворення Фур'є [12, 38].

3.2.2 Особливості статистичної структури детермінованої основи часових рядів Північно-Атлантичного коливання

Зміни випадкового процесу в часі будь-якої метеорологічної чи кліматичної характеристики можна визначити по його детермінованій основі. Однонаправлені зміни у випадкових процесах, що досліджувалися, визначалися на основі лінійних та поліноміальних трендів.

Для отримання згладжених часових рядів ПАК був залучений метод, в основі якого виступав тригонометричний фільтр. Основи цього методу викладені у пункті 3.2.1.

Алгоритм дослідження нестационарних часових рядів Північно-Атлантичного коливання був реалізований за допомогою комп'ютерної програми «SKR». Результати цих розрахунків наведені у Додатку Б.

На основі отриманих характеристик були побудовані та проаналізовані графіки часових рядів та детермінованої основи Північно-Атлантичного коливання для зимового сезону, які представлені на рис. 3.1-3.3.

Як випливає з рис 3.1, у грудні тренд чітко не виражений. Але з 1906 р. по 1965-1970 рр. була зафіксована слабка тенденція падіння перепаду тиску між Азорським антициклоном та Ісландською депресією. А у період з 1868 по 1905 рр. та з 70-х років ХХ століття зафіксовано слабке зростання перепаду тиску між центрами дії атмосфери Північної Атлантики, яке, на наш погляд, залишиться до 2025-2035 рр.

У січні (рис.3.2) детермінована основа добре виражена. Особливо слід зауважити, що, починаючи з 70-х років 20-го століття спостерігалось різке зростання інтенсивності ПАК, яке може продовжитися до 2025-2035 рр. Аналогічна (січневій) структура детермінованої основи і у лютому (рис. 3.3).

В табл. 3.2 представлена детермінована основа, яка була виділена в рядах Північно-Атлантичного коливання за період 1868-2000 рр.

Таблиця 3.2 – Детермінована основа часових рядів різниці атмосферного тиску на ст. ст. Понта-Дельгада - Рейк'явік

Місяць	Період (рр.); періодичність (T, рік)			
	Тенденція росту		Тенденція падіння	
12	1868-1905 (8-10-річні)	1970-2000 (8-ми; 10-12-річні)	1906-1965-1970 (6-ти; 10-річні)	
01	1895-1924 (20-річні)	1970-2000 (20; ~25-річні)	1868-1894 (~15-річні)	1925-1970 (20-річні)
02	1880-1920 (~10; ~13-річні)	1970-2000 (10-річні)	1921-1970 (6-8-ми; ~13-річні)	

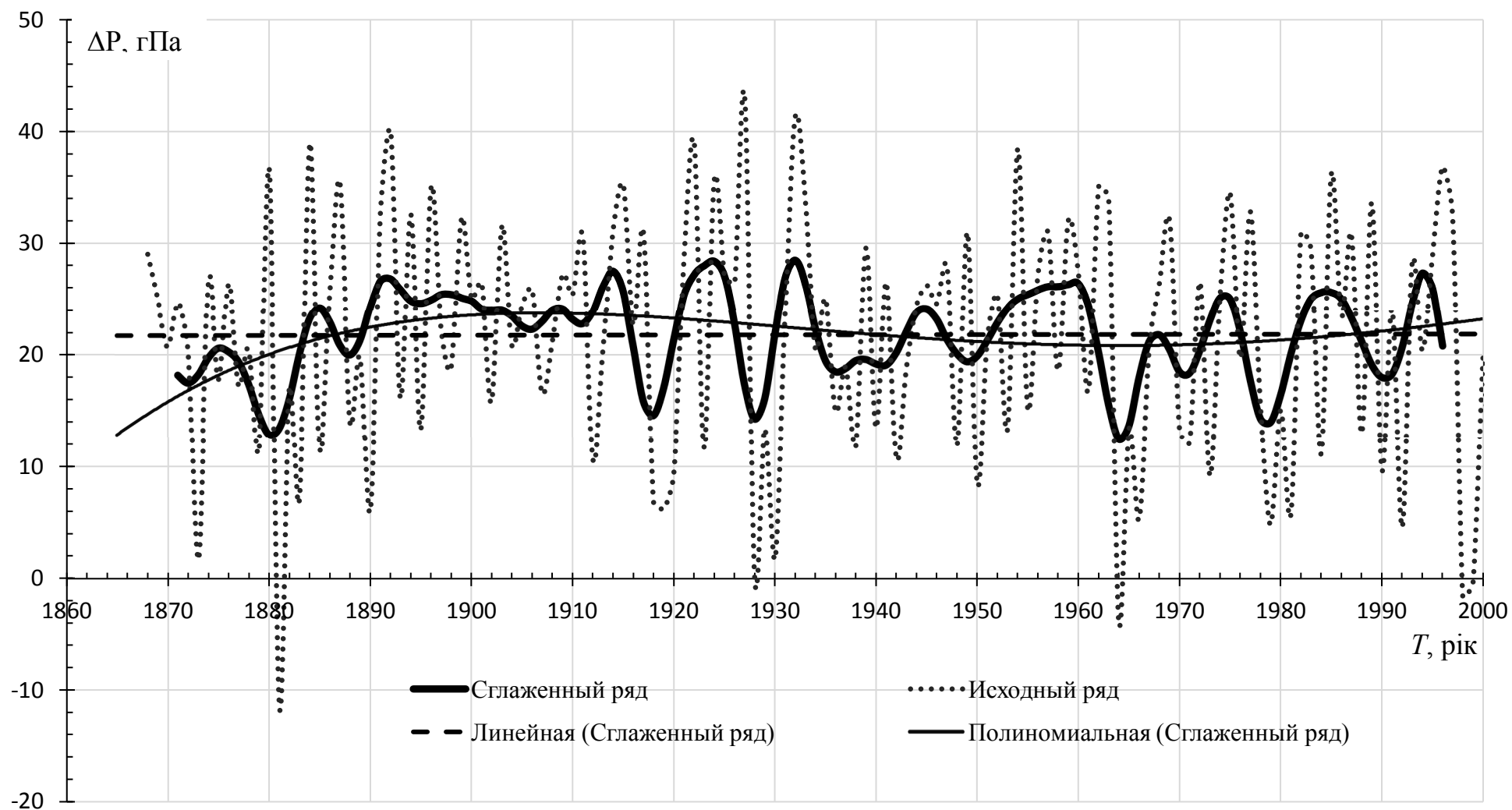


Рисунок 3.1 – Вихідний ряд та детермінована основа Північно-Атлантичного колювання (грудень)

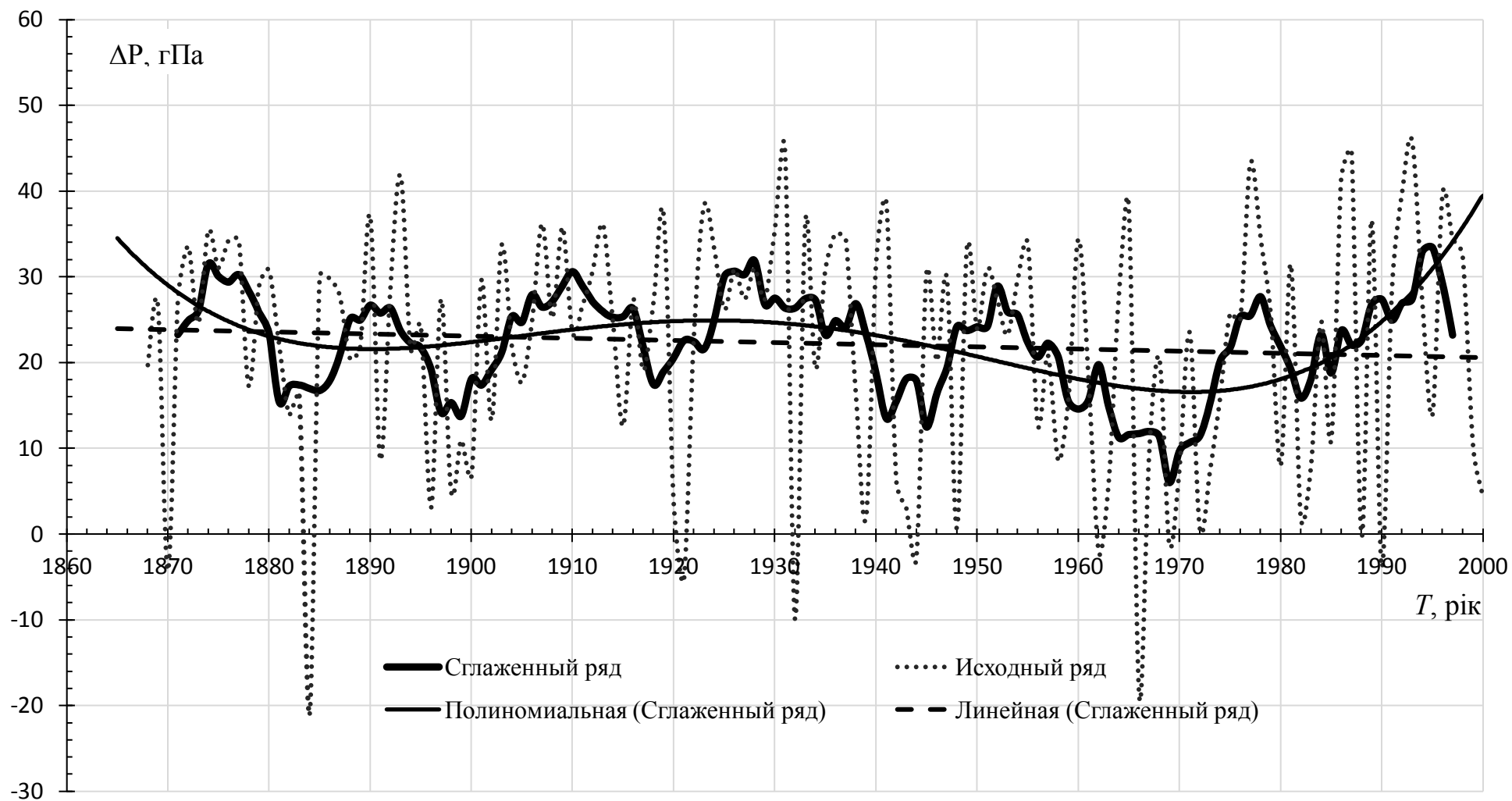


Рисунок 3.2 – Вихідний ряд та детермінована основа Північно-Атлантичного коливання (січень)

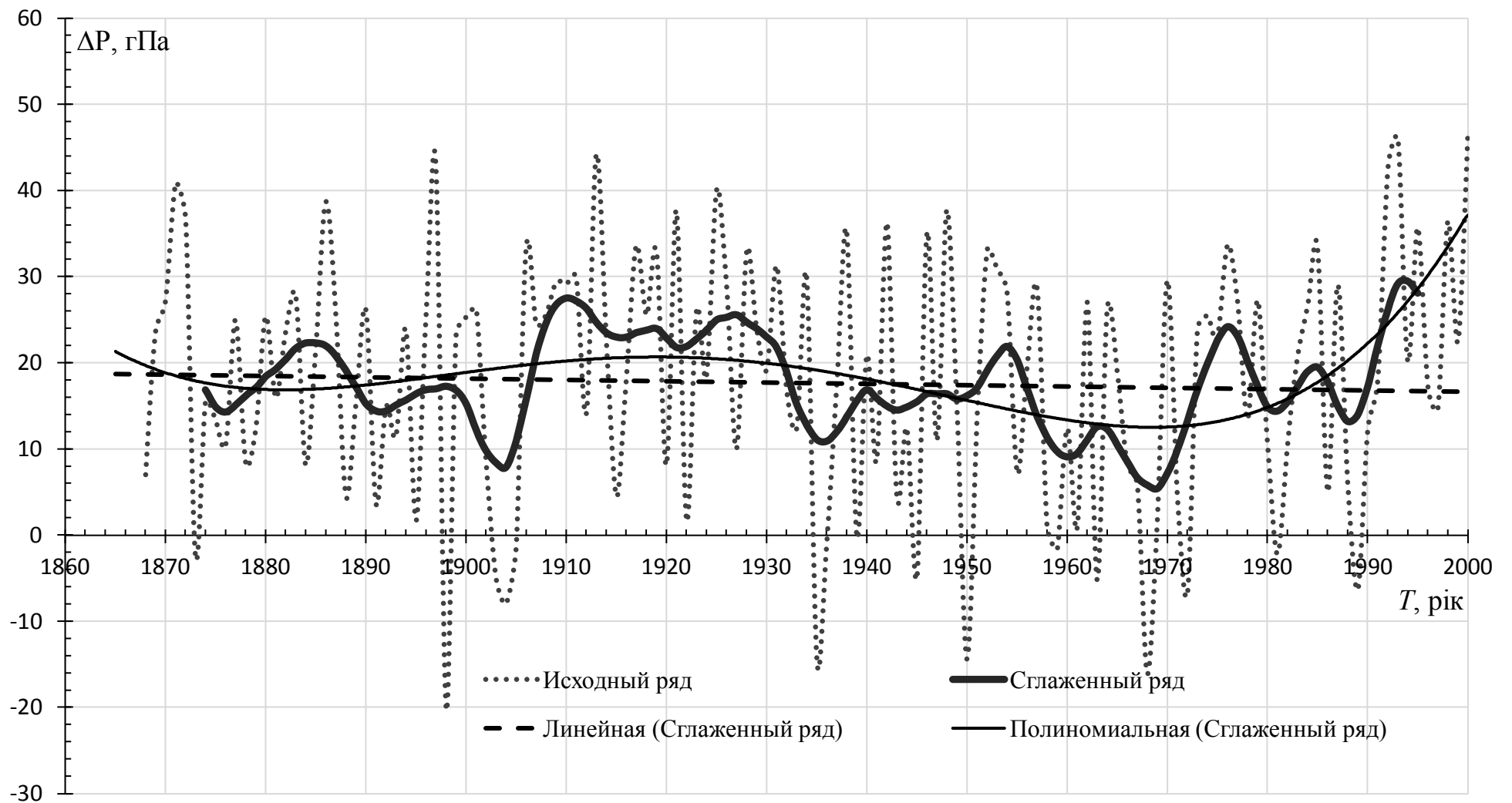


Рисунок 3.3 – Вихідний ряд та детермінована основа Північно-Атлантичного коливання (лютий)

Як впливає з табл. 3.2, у зимовий період детермінована основа ПАК включає окремі періоди як росту, так і падіння різниці атмосферного тиску на ст. ст. Понта-Дельгада - Рейк'явік. Але слід підкреслити, що взимку за останні 50 років ХХ століття різниця атмосферного тиску повітря в районах Азорського антициклону та Ісландської депресії зростає, а це означає, що циркуляційні умови у Північній Атлантиці набули змін у порівнянні з першою половиною минулого століття. Крім того, за окремі періоди спостережень в детермінованій основі проявляються різні за часовими масштабами періодичності. Стабільними є 6-ти, 8-ми, 10-ти, 13-ти та 20-25-річні коливання.

Таким чином, отримані результати узгоджуються з дослідженнями Сидоренко Н.С. та Орлова І.А. [32], які визначили чотири атмосферні циркуляційні епохи відповідно до багаторічного режиму обертання Землі. Так, у період 1903-1938 рр. і після 1972 року переважали західні форми атмосферної циркуляції; у період 1972-1988 рр. – східні форми циркуляції. У 1973 році почався період прискореного обертання планети, який повинен закінчитися у 2005-2010 рр. В цей період почнеться нова кліматична епоха, яка буде тривати понад 30-35 років. Синоптичні процеси меридіональних форм атмосферної циркуляції будуть з'являтися частіше. Також очікуються зменшення темпу росту глобальної температури повітря, загальної кількості хмарності та опадів.

3.3 Відомі фізичні механізми формування довгоперіодних коливань загальної циркуляції атмосфери

Основні елементи загальної циркуляції атмосфери мають періодичну компоненту з максимумами енергії в області низькочастотних складових. На цей час не всі відомі періодичності фізично обґрунтовані.

Зупинимося на деяких наукових гіпотезах, пояснюючих появу та існування тих або інших низькочастотних періодичних коливань.

Наприклад, в роботах [9, 10] представлені результати дослідження квазідворічних коливань зональної та меридіональної складових швидкості вітру, які є важливою особливістю циркуляції тропо-стратосфери Північної півкулі.

Є ряд гіпотез відносно причин формування таких коливань швидкості вітру. Уоллас та Холтон пояснюють ці осциляції переносом кількості руху до середнього рівня гравітаційними хвилями та хвилями Кельвіна, що

переміщуються вертикально та поглинаються потім на деякому критичному рівні. У роботах Ліндзена і Холтона на основі одновимірної гідродинамічної моделі, яка схематично описує висотно-часові варіації осередненої по широті зональної течії у стратосфері поблизу екватора, здобуто, що радіаційне подавлення хвиль Кельвіна та змішаних Россбі-гравітаційних хвиль може забезпечувати відповідно західне та східне прискорення середнього зонального вітру при квазідворічних коливаннях [10].

Циркуляційним аспектам квазідворічної періодичності вітру в екваторіальній стратосфері присвячені роботи Гінзбурга Е.І., Степанова Б.Є., Жигалової Р.А., Федосєєва А.Ф., Чернеги Г.А., Кідіярової В.Г., Щерби І.А., Погосяна Х.П., Павловської А.А., Бернстона А.Г., Дикого Л.А. та багатьох інших. Також у роботах є спроба обґрунтувати зв'язок квазідворічної періодичності вітру в екваторіальній стратосфері з дворічними коливаннями температури води Північної Атлантики, з процесами блокування у Північній півкулі, з впливом сонячної активності, а також реалізацією енергії обертання Землі навколо осі та нелінійністю взаємодій у системі земля-атмосфера. Є також представлення про зв'язок квазідворічної періодичності з відповідними коливаннями загального вмісту озону, а також з явищем Ель-Ниньо.

Отримані результати добре узгоджуються з оцінками, що містяться в роботах Переведенцева Ю.П. та інших [21, 22]. Так, при дослідженні змін характеристик атмосферних синоптичних вихорів у Чорноморському регіоні підкреслюється, що вони обумовлені низькочастотною мінливістю загальної циркуляції. Так, наприкінці 60-х початку 90-х років ХХ століття відмічається характерне послаблення циклонічної діяльності та посилення антициклонічної. Частотні характеристики циклонів та антициклонів над Чорним морем співпадають з частотними характеристиками ПАК, де максимум припадає на періоди 5-9 років [26].

Квазідворічна періодичність – явище глобальне. Однак чіткість її проявлення у просторі та за часом неоднакова. Найбільш виразно вона проявляється в різниці характеру переважаючої форми атмосферної циркуляції в позатропічних широтах Північної та Південної півкуль.

Н.І. Яковлева [10], застосувавши спектральний аналіз до часових рядів середніх місячних значень тиску та температури повітря на рівні моря по станціях Північної півкулі, визначила вклад квазідворічної циклічності в загальну дисперсію поля тиску. У середньому вклад цієї гармоніки складає 4-7%. Більш виразно вона проявляється взимку (6-7%) та влітку (4-5%).

Близькі значення вкладів циклічності в загальну мінливість середньорічних даних температури повітря на рівні моря отримала Т.В. Покровська [10]. Найбільший вклад спостерігається також взимку та влітку над Євразією, півднем Північної Америки та півостровом Аляска.

Максимальний вклад у дисперсії середньомісячних значень тиску взимку та в літку спостерігаються над північно-східною частиною Європи (до 15-17%). В перехідні сезони – над північними акваторіями Атлантичного та Тихого океанів.

Квазідворічні коливання краще всього виражені в Атлантиці, де в області Азорського антициклону амплітуда коливань досягає 0,4 гПа, а в області Ісландського циклону – 0,6 гПа.

Колівання тиску в областях Азорського антициклону та Ісландської депересії знаходяться майже у протифазі. Це призводить до посилення квазідворічних коливань західної складової вітру у тропосфері помірних широт.

Квазідворічна циклічність знаходить відбиток і в структурі полів аномалій не тільки тиску й температури на рівні моря, але й геопотенціалу поверхні 500 гПа над Північною півкулею [9].

При переході від однієї фази до іншої фіксується тенденція до зміни знаку різниць геопотенціалу. Це знаходить відбиток в квазідворічній циклічності глобальної атмосферної циркуляції. Вона проявляється в посиленні та послабленні меридіональних процесів, змінюванні інтенсивності зональної циркуляції в усіх широтних зонах Північної та Південної півкуль.

Белінський Н.А. [15], досліджуючи зміни антициклонічної діяльності, визначив три цикли: віковий хід, 11-річний та 2-річний. Причому в загальному 11-річному циклі він зазначив 5-6 років, коли переважає циклонічна діяльність, а наступні 5-6 років – антициклонічна діяльність. Тобто в цьому дослідник вбачав зв'язок з сонячною активністю (11-річний цикл).

Дзердзєєвський Б.Л. [15], досліджуючи багаторічні повторюваності зональних та меридіональних форм циркуляції, визначив планетарні цикли тривалістю 1,5-3 роки. Пізніше він отримав три багаторічні циркуляційні (кліматичні) епохи.

Перша епоха, на його думку, почалася з кінця ХІХ століття та тривала до кінця другого десятиріччя ХХ століття, коли переважали меридіональні форми атмосферної циркуляції. Друга епоха існувала до початку 50-х років, коли спостерігалася посилення зональної циркуляції. Потім вона змінилася на меридіональну атмосферну циркуляцію. Середина останньої, третьої епохи,

припадає на середину 60-х років, коли очікувалося зменшення активності меридіональної циркуляції, що повинно було тривати до середини 70-х років.

Тривалість меридіонального циклу становить 18-20 років, а зонального 35 років. Різна тривалість епох пов'язана з більш інтенсивною повторюваністю меридіонального переносу, що пояснюється їх швидкою зміною за рахунок меншої тривалості первинних елементарних циркуляційних механізмів. Перехід від однієї епохи до іншої відбувається при поступовому зростанні повторюваності таких типів макроциркуляційних процесів, які стануть переважаючими в наступному циклі [15].

Для пояснення коливань елементів гідрометеорологічного режиму в Північній Атлантиці з періодом 4 роки, В.В. Шулейкін розглядає коливальну систему, елементами якої є Гольфстрім, Лабрадорська течія, Північно-Атлантична течія та льодовики Арктичного басейну [15].

Є.А. Рибак [27] визначив оцінки кореляційних та спектральних характеристик, які дозволяють стверджувати про відносно більшу виявленість Північно-Атлантичного коливання в холодне півріччя. Крім цього, березневі коливання вносять максимальний внесок в загальну мінливість Північно-Атлантичного коливання. Висока когерентність полів тиску в центрах дії атмосфери свідчить про існування загальних динамічних закономірностей, керуючих мінливістю баричного поля у часі, і синхронізуючого його коливання. Коливання північноатлантичної циркуляції чинять слабкий прямий вплив на формування поля глобальної температури повітря. Більш суттєвим є вплив його на середню зональну температуру, особливо в полярних районах. Спектральна щільність коливання індексу NAO має бімодальну структуру з максимумами на частотах 0,13 та 0,36 цикл/рік (відповідні періоди 7,7 та 2,8 років) [27].

Д. Уолкер підкреслює залежність дрейфу льоду від Північно-Атлантичного коливання і особливо від характеру зміни тиску на ст. Рейк'явік.

А.В. Цветков і Б.І. Сазонов [34] досліджували квазіперіодичні коливання в деяких кліматичних характеристиках Азіатського регіону. Спектр індексу екстремальності в Алтаї та Казахстані має два максимуми – 6 та 12 років. Для спектра індексу дефіциту мусонних опадів в Індії характерні періодичності – 2 та 6,7 років. В спектрі індексу Південного коливання (ПК) виявлені періоди 5,5 років, для широти та інтенсивності Тихоокеанського антициклону (ТА) – біля 5 років. Очевидно, що спектри ТПО, ТА і ПК володіють загальними особливостями в області 5-6-річного діапазону. Це може бути підтвердженням

факту розвитку єдиного макромасштабного процесу, що охоплює область середніх широт, джерелом якого є взаємодія океану з атмосферою в тропіках, що характеризується аномальними змінами температури поверхні океану.

Т.Г. Вангенгейм, аналізуючи статистично значущі коливання аномалій тиску, виявив, що осередки, наближені до Атлантики, мають менші періоди, ніж розташовані біля Тихого океану. Причому, переважаючими коливаннями в осередках, тяжіючих до Атлантики, виявляються 4-5-річні, тоді як для осередків тихоокеанського сектору характерні 8-10-річні коливання аномалій тиску. Треба зауважити, що для Атлантики (в системі Північно-Атлантичної течії та Гольфстріму) характерним є 4-5-річний період обертання аномалій води (в системі субтропічного кругообігу) [6].

Вивчаючи механізми взаємодії в системі океан-атмосфера, Полонський О.Б. відмічає, що існують в різних регіонах Земної кулі коливання від 2 до 7-8 років, які носять глобальний характер. В довготривалих змінах океанічних та атмосферних параметрів виділяються дві моди з періодом 10-30 та 50-100 років. На думку автора, причинами таких кліматичних коливань є внутрішні фактори, тобто зміни самої кліматичної системи в результаті взаємодії океану, атмосфери, літосфери та біоти. Вплив зовнішніх факторів незначний.

Існування періодів 2-5 років можна пояснити глобальними кліматичними змінами, котрі породжуються періодичністю явища Ель-Ніньо в Тихому океані [33]. В роки існування Ель-Ніньо переважає зональна циркуляція над Північною Атлантикою, відбувається зміщення центрів дії атмосфери (зростають середньорічні значення індексу Россбі), що в свою чергу призводить до зміщення траєкторії циклонів над Європою взимку на північний схід. Це сприяє зменшенню опадів над площею водозбору, зменшенню витрат річок та зростанню солоності.

А.Б. Полонський у своїй статті [24] розглядає геофізичний механізм мінливості в системі океан-атмосфера з типовим часовим масштабом 10 років. Ця мінливість збуджується в Північній Атлантиці і призводить до суттєвих наслідків для Європи та Північної Америки. Аналіз архівних даних вказує на вагомість десятирічних коливань пасатних вітрів і макромасштабної взаємодії океану і атмосфери в Північній Атлантиці для генерації квазіперіодичної моди з характерним періодом 10-20 років.

В останні роки з'явилися роботи, в яких повідомляється про наявність в деяких кліматичних показниках циклічних складових з періодом 18-20 років.

Гірс А.А., дослідивши різні форми циркуляції, звернув увагу на зовнішні фактори, що їх зумовлюють. До них належать приливні явища в океані та атмосфері, нутації Землі (19-річний цикл), зміна швидкості обертання планети. Ці явища сприяють змінам рівня Світового океану. В періоди, коли поверхня рівня океану має нахил в бік екватора, тоді відбувається послаблення Гольфстріму та Куросію, зростає температурний контраст полюс-екватор і в атмосфері Землі активізується західна циркуляція. При оберненій ситуації (коли рівень поверхні має нахил в бік полюсу) переважають меридіональна та східна циркуляції [15].

Океан відіграє важливу роль у регулюванні довгоперіодної мінливості системи океан-атмосфера з типовими періодами від декількох десятиліть до століть. Роль Північної Атлантики в цьому розумінні особливо вагома, оскільки низькочастотні зміни глобальної меридіональної циркуляції (найбільш ймовірний механізм довгоперіодної мінливості), очевидно, генерується саме тут. Разом з тим, в системі океан-атмосфера зареєстровані коливання з характерним періодом 10-20 років, амплітуда яких близька до амплітуди більш низькочастотних довгоперіодних коливань.

Океанська десятирічна мінливість викликана зворотнім зв'язком між інтенсивністю термохалінної адвекції у підповерхновому субтропічному шарі та конвекції в Північній Атлантиці. Десятирічні коливання в Північній Атлантиці можуть генеруватися в результаті зворотнього зв'язку між швидкістю конвекції у високих широтах та інтенсивністю меридіонального переносу тепла в океані. Двадцятирічні осциляції можуть бути проявом граничного циклу при біфуркаціях меридіональної термохалінної циркуляції в Північній Атлантиці [25].

В той же час Лафіт і Барнет [40] підкреслюють важливість взаємодії океану та атмосфери в середніх широтах для генерації десятирічної моди в північній частині Атлантичного океану. Вони звернули увагу на зворотній зв'язок між меридіональним переносом тепла, льодовими умовами і потоками тепла в Північній Атлантиці.

Полонський з співавторами [23-26] показали, що існують когерентні десятирічні зміни, спрямованих на північ екмановських переносів у північній частині тропічної Атлантики, потоків тепла і температури поверхні океану в субарктичному регіоні. Можливо, вони являють собою стійку пов'язану моду, яка обумовлює десятирічну мінливість Атлантичного океану, важливим елементом якої є самопідтримуючі коливання меридіонального переносу тепла

в Північній Атлантиці .

Міжрічна та десятирічна мінливість тиску на рівні моря в Північній півкулі максимальна над Гренландією і Північно-Льодовим океаном. Іншими словами, тиск на рівні моря сильно змінюється над районами формування північноатлантичних вод. Середньоквадратичні відхилення тиску на рівні моря, які зумовлені цією мінливістю, перевищують 20-25 гПа в цих районах. Спостерігається також деяке збільшення дисперсій тиску на рівні моря в області Ісландського мінімуму і Азорського максимуму. На долю десятирічної мінливості припадає до 30% загальної дисперсії тиску на рівні моря в області з часовим масштабом від 2 до 60 років. Низькочастотна мінливість температури Атлантичного океану в поверхневому кілометровому шарі максимальна в області сильних граничних течій і в районі формування північноатлантичних вод.

Роль аномального вихолоджування поверхні океану в високих широтах особливо важлива, оскільки воно генерує швидку аномальну конвекцію і реакцію океану десятирічного масштабу. Тому, десятирічне коливання – це пов'язана мода в системі океан-атмосфера. Когерентні десятирічні зміни (головним чином, пов'язані з мінливістю пасатних вітрів над північно-західною частиною тропічної Атлантики), тиску на рівні моря в Азорському максимумі і Ісландському мінімумі, температура поверхні океану і потоків тепла в Північній Атлантиці підтверджують цей висновок.

Значне місце у дослідженнях змін клімату займають пошуки циклічних складових в атмосферних процесах. До їх числа можна віднести добре відомі 11-річні та 22-річні коливання температури, тиску і т.п. [9, 19, 24].

Така циклічність може бути викликана змінами в часі припливоутворювальної сили Місяця, серед характерних періодів змінювання якої є період, що складає 18,6 років. З цим періодом відбувається рух вузлів місячної орбіти по екліптиці.

На даний час є факти прояву в земній атмосфері циклічності з характерним масштабом часу біля двох десятиліть. Для її пояснення висувуються дві гіпотези. В одній в якості зовнішньої збуджуючої сили пропонується розглядати зміну у 22-річному циклі сонячної активності, а в іншій – зміни припливоутворювальної сили Місяця з періодом 18,6 років [24].

Таким чином, система океан-атмосфера характеризується складними короткоперіодними, багаторічними та віковими змінами своїх характеристик. Сонячна активність, рух Землі навколо Сонця, Місяця навколо Землі, обертання

планети, сприяють змінам швидкості та нутації осі, вносять свою частку в загальні зміни. Тобто формуються складні короткоперіодні та багаторічні коливання в системі океан-атмосфера. Такі коливання знаходять відгук на регіональному рівні. Тому вивчення часової мінливості гідрометеорологічних характеристик на регіональному рівні необхідно проводити та поповнювати.

4 ВПЛИВ ПІВНІЧНО-АТЛАНТИЧНОГО КОЛИВАННЯ НА ФОРМУВАННЯ ОСНОВНИХ КЛІМАТИЧНИХ ПОКАЗНИКІВ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Загальновідомо, що науковою основою довгострокових прогнозів погоди є закономірності загальної циркуляції атмосфери, які відображають дію певних фізичних факторів у кліматичній системі. Невідомими ще й досі залишаються як ряд зовнішніх впливів, від яких в тій чи іншій мірі залежать атмосферні процеси, так і деякі внутрішні закономірності.

У кваліфікаційній роботі для дослідження статистичних зв'язків між баричним режимом Північної Атлантики та формуванням полів температури повітря та атмосферних опадів у різних регіонах України було залучено регресійний аналіз [11].

4.1 Методика побудови регресійних моделей прогнозу кліматичних характеристик

4.1.1 Постановка задачі

В гідрометеорології дуже рідко реалізується зв'язок простої лінійної форми, оскільки стан того чи іншого процесу, а також тієї чи іншої метеорологічної величини, що його відображає, обумовлюється великою кількістю впливаючих факторів. Тому необхідно будувати математичну модель, яка б відображала впливи множини предикторів на величину, що прогнозується (предиктант). В якості такої статистичної моделі може бути лінійна модель множинної регресії.

Побудова лінійного рівняння множинної регресії, в якості моделі для гідрометеорологічного прогнозування, є суто математичною задачею за умови, що встановлено склад предикторів X_1, X_2, \dots, X_n . Цей склад предикторів називають сукупністю потенційних предикторів. Їх отримання – це розв'язання вже фізичної задачі, тобто предиктори відбираються на основі знань дослідника про фізичні особливості атмосферних процесів, які, як вважає він, із заданою завчасністю будуть обумовлювати значення предиктанта.

Включення до моделі великої кількості предикторів збільшує, по-перше, порядок їх матриць кореляцій і, по-друге, значно зростає у цій матриці кількість великих значень кореляційних зв'язків між предикторами, що зменшує

обумовленість матриць кореляцій, і, звичайно, матриць коваріацій. Оскільки елементи цих матриць є статистичними оцінками, котрі, як відомо, мають похибки, то перелічені обставини можуть суттєво впливати на точність параметрів моделі і, як наслідок, на вірогідність прогнозу. Щоб усунути перелічені проблеми, із множини потенційних предикторів добирають ті, які виявляються статистично значущими. Таку операцію добору статистично значущих (оптимальних) предикторів називають операцією «просіювання».

4.1.2 Структура моделі лінійної множинної регресії

При складанні кліматичних чи гідрометеорологічних прогнозів науковими центрами використовуються статистичні моделі у вигляді лінійного множинного рівняння регресії.

Будемо вважати, що предиктант Y і предиктори X_i ($i = \overline{1, n}$) центровані величини. Тоді рівняння лінійної регресії має вигляд:

$$Y = b_1 X_1 + b_2 X_2 + \dots + b_i X_i \dots + b_n X_n, \quad (4.1)$$

де

$b_1, b_2, \dots, b_i, \dots, b_n$ – коефіцієнти (параметри) регресії.

Коефіцієнти регресії визначаються на основі статистичних сукупностей предиктанта і предикторів – факторів, які впливають на формування величини, що прогнозується.

4.1.3 Множинний коефіцієнт кореляції

На відміну від парного коефіцієнта кореляції, множинний коефіцієнт характеризує тісноту лінійного кореляційного зв'язку не з одним, а з цілою системою предикторів X_1, X_2, \dots, X_n , тобто є мірою адекватності регресійної прогностичної моделі. Для того, щоб обґрунтувати це, а також отримати алгоритм розрахування множинного коефіцієнта кореляції [11], розглянемо рівняння регресії вигляду

$$Y = b_1 X_1 + b_2 X_2. \quad (4.2)$$

Запишемо метрику найменших квадратів

$$\Delta^2 = \sum_{j=1}^m S_{y \bullet x_1 x_2}^2 = \sum_{j=1}^m [y_j - (b_1 x_{1j} + b_2 x_{2j})]^2 \quad (4.3)$$

і розкриємо праву його частину

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^m S_{y \bullet x_1 x_2}^2 &= \sum_{j=1}^m (y_j^2 - b_1 y_j x_{1j} - b_1 y_j x_{1j} - b_2 y_j x_{2j} - b_2 y_j x_{2j} + \\ &+ b_1^2 x_{1j}^2 + b_1 b_2 x_{1j} x_{2j} + b_1 b_2 x_{1j} x_{2j} + b_2^2 x_{2j}^2). \end{aligned} \quad (4.4)$$

Якщо провести групування членів правої частини таким чином:

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^m S_{y \bullet x_1 x_2}^2 &= \sum_{j=1}^m y_j^2 - b_1 \sum_{j=1}^m y_j x_{1j} - b_2 \sum_{j=1}^m y_j x_{2j} + b_1 (b_1 \sum_{j=1}^m x_{1j}^2 + \\ &+ b_2 \sum_{j=1}^m x_{1j} x_{2j} - \sum_{j=1}^m y_j x_{1j}) + b_2 (b_1 \sum_{j=1}^m x_{1j} x_{2j} + b_2 \sum_{j=1}^m x_{2j}^2 - \sum_{j=1}^m y_j x_{2j}), \end{aligned}$$

то прийдемо до формули

$$\sum_{j=1}^m S_{y \bullet x_1 x_2}^2 = \sum_{j=1}^m y_j^2 - b_1 \sum_{j=1}^m y_j x_{1j} - b_2 \sum_{j=1}^m y_j x_{2j}, \quad (4.5)$$

оскільки останні два члени дорівнюють нулю.

У рівнянні (4.5) будемо мати

$$\sum_{j=1}^m S_{y \bullet x_1 x_2}^2 = m\sigma_y^2 - b_1 m\sigma_{x_1} \sigma_y r_{yx_1} - b_2 m\sigma_{x_2} \sigma_y r_{yx_2}. \quad (4.6)$$

Розділимо обидві частини рівності (4.6) на загальний об'єм статистичної сукупності m і введемо позначення:

$$\sum_{j=1}^m S_{y \bullet x_1 x_2}^2 / m = \sigma_{y \bullet x_1 x_2}^2. \quad (4.7)$$

Очевидно рівність (4.7) має сенс дисперсії нев'язки рівняння (4.2). Якщо її поділити на дисперсію предиктанта, то будемо мати відносну дисперсію нев'язки прогностичного рівняння:

$$\tilde{\sigma}_{y \bullet x_1 x_2}^2 = \frac{\sigma_{y \bullet x_1 x_2}^2}{\sigma_y^2}. \quad (4.8)$$

Отже, з урахуванням формул (4.7) та (4.2), маємо:

$$\tilde{\sigma}_{y \bullet x_1 x_2}^2 = 1 - \frac{r_{yx_1}^2 + r_{yx_2}^2 - 2r_{yx_1}r_{yx_2}r_{x_1x_2}}{1 - r_{x_1x_2}^2}. \quad (4.9)$$

Величина

$$R_{y \bullet x_1 x_2}^2 = \frac{r_{yx_1}^2 + r_{yx_2}^2 - 2r_{yx_1}r_{yx_2}r_{x_1x_2}}{1 - r_{x_1x_2}^2} \quad (4.10)$$

і характеризує тісноту лінійного кореляційного зв'язку між предиктантом Y і предикторами X_1 і X_2 . Її називають коефіцієнтом множинної детермінації. Корінь квадратний з цієї величини

$$\sqrt{R_{y \bullet x_1 x_2}^2} = R_{y \bullet x_1 x_2} \quad (4.11)$$

є коефіцієнтом множинної кореляції.

З формул (4.9)-(4.11) випливає, що

$$R_{y \bullet x_1 x_2} = \sqrt{1 - \tilde{\sigma}_{y \bullet x_1 x_2}^2}. \quad (4.12)$$

Формула (4.12) є мірою адекватності прогностичної моделі.

Дійсно, $\tilde{\sigma}_{y \bullet x_1 x_2}^2$ характеризує ту частину предиктанта, котра не вичерпується моделлю. Чим вона менша, тим більш адекватною є модель.

Якщо припустити, що $\tilde{\sigma}_{y \bullet x_1 x_2}^2 = 0$ (цього на практиці, звичайно, не спостерігається), то модель тотожно відбиває процес, що моделюється. У цьому випадку $R_{y \bullet x_1 x_2} = 1$. Навпаки, за умови $\tilde{\sigma}_{y \bullet x_1 x_2}^2 = \sigma_y^2$, $\tilde{\sigma}_{y \bullet x_1 x_2}^2 = 1$ (такий прогноз називають випадковим), а $R_{y \bullet x_1 x_2} = 0$.

Отже множинний коефіцієнт кореляції змінюється в межах

$$0 < R_{y \bullet x_1 x_2} < 1. \quad (4.13)$$

Таким чином, чим більшим є значення множинного коефіцієнта кореляції, тим більш зумовленою є статистична модель.

Для того, щоб перейти від двовимірного рівняння (4.2) до n -вимірного рівняння лінійної регресії (4.1), створимо розширену матрицю вигляду (4.14), додаючи рядок і стовпець коефіцієнтів кореляції між предиктантом та предикторами до кореляційної матриці другого порядку:

$$\tilde{R} = \begin{pmatrix} 1 & r_{yx_1} & r_{yx_2} \\ r_{yx_1} & 1 & r_{x_1 x_2} \\ r_{yx_2} & r_{x_1 x_2} & 1 \end{pmatrix}. \quad (4.14)$$

Визначник такої матриці дорівнює:

$$|\tilde{R}| = \left(1 - r_{x_1 x_2}^2\right) \left(1 - \frac{r_{yx_1}^2 + r_{yx_2}^2 - 2r_{yx_1} r_{yx_2} r_{x_1 x_2}}{1 - r_{x_1 x_2}^2}\right). \quad (4.15)$$

Перший співмножник правої частини рівності (4.15) є визначником матриці кореляції $|R_x|$. Якщо на нього поділити обидві частини співвідношення (4.15), то будемо мати:

$$\frac{|\tilde{R}|}{|R_x|} = 1 - \frac{r_{yx_1}^2 + r_{yx_2}^2 - 2r_{yx_1} r_{yx_2} r_{x_1 x_2}}{1 - r_{x_1 x_2}^2}. \quad (4.16)$$

Другий член правої частини рівності (4.16) є множинним коефіцієнтом детермінації $R_{y \bullet x_1 x_2}^2$. Тоді, як свідчить рівність (4.12), ліва частина (4.16) дорівнює відносній залишковій дисперсії $\tilde{\sigma}_{y \bullet x_1 x_2}^2$. Отже з врахуванням цього маємо:

$$R_{y \bullet x_1 x_2} = \sqrt{1 - \frac{|\tilde{R}|}{|R_x|}}. \quad (4.17)$$

Поширюючи отриманий результат на n предикторів, запишемо формулу для визначення множинного коефіцієнта кореляції:

$$R_{y \bullet x_1 x_2 \dots x_n} = \sqrt{1 - \frac{|\tilde{R}|}{|R_x|}}, \quad (4.18)$$

де

\tilde{R} – розширена $(n+1)$ -вимірна матриця для кореляційної матриці R_x n -го порядку. Вона має вигляд:

$$\tilde{R} = \begin{pmatrix} 1 & r_{yx_1} & r_{yx_2} & \dots & r_{yx_n} \\ r_{yx_1} & 1 & r_{x_1 x_2} & \dots & r_{x_1 x_n} \\ r_{yx_2} & r_{x_1 x_2} & 1 & \dots & r_{x_2 x_n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{yx_n} & r_{x_n x_1} & r_{x_n x_2} & \dots & 1 \end{pmatrix}. \quad (4.19)$$

У цьому випадку

$$\frac{|\tilde{R}|}{|R_x|} = \tilde{\sigma}_{y \bullet x_1 x_2 \dots x_n}^2 \quad (4.20)$$

і рівність (4.18) можна записати так:

$$R_{y \bullet x_1 x_2 \dots x_n} = \sqrt{1 - \tilde{\sigma}_{y \bullet x_1 x_2 \dots x_n}^2}. \quad (4.21)$$

Множинний коефіцієнт кореляції $R_{y \bullet x_1 x_2 \dots x_n}$ характеризує тісноту кореляційного зв'язку між предиктантом Y та системою предикторів X_1, X_2, \dots, X_n , тобто є мірою адекватності моделі статистичного прогнозу $Y = f(X_1, X_2, \dots, X_n)$, яка має вигляд лінійного рівняння множинної регресії. Чим ближчим до одиниці є множинний коефіцієнт кореляції, тим більш вірогідною буде регресійна модель кліматичного прогнозу [11].

4.1.4 «Просіювання» предикторів за методом покрокової регресії

Задача створення прогностичної моделі вигляду (4.1) полягає в тому, щоб на основі статистичних сукупностей предиктанта Y і системи предикторів $X_1, X_2, \dots, X_i, \dots, X_n$ отримати значення коефіцієнтів регресії. В модель повинні бути включені тільки ті предиктори, які з заданою ймовірністю чинять найбільший вплив на формування предиктанта Y . Визначений таким чином склад предикторів називають оптимальним, а предиктори, що входять до цього складу – статистично значущими.

Процедури, які дають можливість визначити зі складу потенційних статистично значущі предиктори, називають процедурами «просіювання» предикторів. Існує декілька методів, що дозволяють розв'язати цю задачу (за допомогою множинного коефіцієнта кореляції, частинного коефіцієнта кореляції, методом включення або методом покрокової регресії).

Метод покрокової регресії отримав таку назву тому, що сукупність статистично значущих предикторів відбирається зі сукупності потенційних предикторів за допомогою деякої кількості послідовних кроків.

1. Спочатку, на основі об'єму m статистичних сукупностей усіх n потенційних предикторів, які визначені при розв'язанні фізичної задачі, а також сукупності такого ж об'єму предиктанта, розраховується вектор парних коефіцієнтів кореляції між предиктантом і кожним предиктором окремо:

$$R_{yx} = \begin{pmatrix} r_{yx_1} \\ r_{yx_2} \\ \vdots \\ r_{yx_i} \\ \vdots \\ r_{yx_k} \\ \vdots \\ r_{yx_n} \end{pmatrix} \quad (4.22)$$

за формулою

$$r_{yx_i} = \frac{\sum_{j=1}^m y_j x_{ij}}{m}, \quad (i = \overline{1, n}). \quad (4.23)$$

2. Аналіз координат вектора R_{yx} та визначення найбільшого за модулем коефіцієнта кореляції між предиктантом та предиктором. Нехай $|r_{yx_k}| = \max$. Тоді $X_k \rightarrow X_1$, тобто X_k визначається як перший предиктор із системи оптимальних предикторів. Він ставиться на перше місце, а ті предиктори, що залишилися, перенумеровуються.

3. Знаходиться оцінка рівняння регресії першого кроку предиктанта Y на перший предиктор

$$\hat{y}_j^{(1)} = a_1^{(1)} X_1 \quad (4.24)$$

(номер в дужках позначає номер кроку).

Коефіцієнт рівняння регресії першого кроку визначається за формулою

$$a_1^{(1)} = \frac{\sum_{j=1}^m y_j x_{1j}}{\sum_{j=1}^m x_{1j}^2}. \quad (4.25)$$

Далі розраховуються всі нев'язки першого кроку між значеннями предиктанта y_j та його значеннями за допомогою моделі (4.24):

$$\varepsilon_{1j} = y_j - \hat{y}_j^{(1)}, \quad \forall j = \overline{1, m}. \quad (4.26)$$

Знаходять коефіцієнти кореляції $r_{\varepsilon_1 x_s}$ ($s = \overline{2, n}$) між нев'язками першого кроку та всіма предикторами, починаючи з предиктора за номером 2, за формулою:

$$r_{\varepsilon_1 x_s} = \frac{\sum_{j=1}^m \tilde{\varepsilon}_{1j} x_{sj}}{\sqrt{\sum_{j=1}^m \tilde{\varepsilon}_{1j}^2 \sum_{j=1}^m x_{sj}^2}}, \quad (4.27)$$

де

$\tilde{\varepsilon}_{1j}$ – центровані значення нев'язок.

Результат розрахунків – система коефіцієнтів кореляції

$$r_{\varepsilon_1 x_2}, r_{\varepsilon_1 x_3}, \dots, r_{\varepsilon_1 x_p}, \dots, r_{\varepsilon_1 x_n}, \quad (4.28)$$

які мають сенс частинних коефіцієнтів кореляції. Частинні коефіцієнти кореляції дозволяють відображати статистичні зв'язки між предикторами, які треба враховувати при побудові регресійних моделей.

Припустимо, що на випадкову величину Y діють дві випадкові величини X_1 та X_2 . Частинним коефіцієнтом кореляції між випадковими величинами Y та X_1 ($r_{yx_1 \cdot x_2}$) називають коефіцієнт кореляції між ними за умови, що вплив іншої випадкової величини X_2 на Y вже є врахованим. Таким же чином визначається частинний коефіцієнт кореляції $r_{yx_2 \cdot x_1}$.

Далі проводиться аналіз частинних коефіцієнтів кореляції з метою вибору між ними найбільшого за модулем.

Нехай $\left| r_{\varepsilon_1 x_p} \right| = \max$, тоді $X_p \rightarrow X_2$, тобто X_2 вибирається як другий

оптимальний предиктор. Інші $n-2$ предиктори перенумеровуються і відбувається перехід до другого кроку.

4. За допомогою МНК будується рівняння регресії другого кроку:

$$\hat{y}_j^{(2)} = a_1^{(2)} X_1 + a_2^{(2)} X_2 \quad (4.29)$$

і розраховуються нев'язки другого кроку:

$$\varepsilon_{2j} = y_j - \hat{y}_j^{(2)}, \quad \forall j = \overline{1, m} \quad (4.30)$$

Це означає, що зі значень предиктанта вилучаються впливи першого X_1 і другого X_2 предикторів. Після цього розраховуються коефіцієнти кореляції $r_{\varepsilon_2 x_s}$ ($s = \overline{3, n}$), аналіз яких дає підставу для визначення третього оптимального предиктора X_3 і т.д. Процедура триває до тих пір, доки отримані після деякого l -того кроку всі частинні коефіцієнти кореляції $r_{\varepsilon_{l+1} x_s}$ ($s = \overline{l+1, n}$) втрачають статистичну значущість. Гіпотеза H_0 про це перевіряється за допомогою критерію Стьюдента

$$t = \frac{|r_{\varepsilon_{l+1} x_s}|}{\sigma_{r_{\varepsilon_{l+1} x_s}}}, \quad (4.31)$$

де

$$\sigma_{r_{\varepsilon_{l+1} x_s}} = \frac{1 - r_{\varepsilon_{l+1} x_s}^2}{\sqrt{m-1}}. \quad (4.32)$$

Система нормальних рівнянь МНК для кожного k -того кроку, починаючи з другого, для визначення коефіцієнтів рівняння регресії

$$\hat{y}_j^{(k)} = a_1^{(k)} X_1 + a_2^{(k)} X_2 + \dots + a_{k-1}^{(k)} X_{k-1} + a_k^{(k)} X_k \quad (4.33)$$

має вигляд

$$\left\{ \begin{array}{l} a_1^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{1j}^2 + a_2^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{1j} x_{2j} + \dots + a_{k-1}^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{1j} x_{(k-1)j} + a_k^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{1j} x_{kj} = \sum_{j=1}^m y_j x_{1j}; \\ a_1^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{1j} x_{2j} + a_2^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{2j}^2 + \dots + a_{k-1}^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{2j} x_{(k-1)j} + a_k^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{2j} x_{kj} = \sum_{j=1}^m y_j x_{2j}; \\ \dots \\ a_1^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{1j} x_{kj} + a_2^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{2j} x_{kj} + \dots + a_{k-1}^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{kj} x_{(k-1)j} + a_k^{(k)} \sum_{j=1}^m x_{kj}^2 = \sum_{j=1}^m y_j x_{kj}, \end{array} \right. \quad (4.34)$$

(індекс k пробігає всі значення з послідовності $k: 2, 3, \dots, s, \dots, l$. Якщо $k = s$, то всі значення $X_{(s+1)l}, X_{(s+2)l}, \dots$ вважаються такими, що дорівнюють нулю.

Треба мати на увазі, що регресійна модель створюється за умови, що об'єми статистичних сукупностей є досить великими. Це дає підставу вважати, що розподіл коефіцієнтів кореляції близький до нормального, що дуже важливо при здійсненні процедури оцінки статистичної значущості предикторів рівняння регресії, яке будується на основі оптимальних предикторів:

$$Y = a_1 X_1 + a_2 X_2 + \dots + a_l X_l. \quad (4.35)$$

Отже, при виконанні покрокової процедури, на кожному кроці, як допоміжний контролюючий параметр, розраховується відповідний множинний коефіцієнт кореляції, який може використовуватися і для відбору оптимальних предикторів та для оцінки вірогідності прогностичної моделі.

4.1.5 Оцінка міри адекватності прогностичної моделі кліматичного прогнозу

Зрозуміло, що отримана модель взаємозв'язку між предиктантом та системою предикторів повинна бути адекватною тому процесу, який моделюється.

Можуть бути різні степені адекватності прогностичних моделей. Тому при моделюванні треба визначити кількісну міру цієї адекватності. Таку кількісну міру називають критерієм якості або функцією цілі.

У регресійному аналізі велике значення має множинний коефіцієнт кореляції, оскільки він характеризує тісноту кореляційного зв'язку між

предиктантом і системою предикторів X_1, X_2, \dots, X_n одночасно, тобто він може розглядатися як кількісна міра адекватності моделі статистичного прогнозу $Y = f(X_1, X_2, \dots, X_n)$. Чим його значення є більшим, тим тіснішим зв'язок між предиктантом та системою відібраних предикторів і тим більш адекватною буде прогностична модель.

Оцінити міру адекватності прогностичної моделі метеорологічного прогнозу можливо шляхом перевірки статистичної гіпотези H_0 про те, що відносна залишкова дисперсія $\tilde{\sigma}_{y \bullet x_1 x_2 \dots x_n}^2$ незначуще відрізняється від дисперсії предиктанта σ_y^2 .

Перевірка гіпотези H_0 відбувається за допомогою критерію Фішера, котрий формується таким чином:

$$F = \frac{\sum_{j=1}^m (y_j - \bar{y})^2 / (m-1)}{\sum_{j=1}^m (y_j - \hat{y}_j)^2 / (m-k-1)}, \quad (4.36)$$

де

m – об'єм вибірок;

k – кількість предикторів, які включені в прогностичну модель (кількість оптимальних предикторів);

y і \hat{y}_j – відповідно фактичне та розрахункове значення предиктанта.

У рівнянні (4.36) у чисельнику розташована дисперсія предиктанта, а в знаменнику – залишкова дисперсія (дисперсія нев'язки; помилка моделі).

Гіпотеза H_0 не відхиляється, якщо $F < F_{\text{кр}}(\alpha, \nu_1, \nu_2)$ (для правосторонньої критичної області); $\nu_1 = m-1$; $\nu_2 = m-k-1$.

Вірогідність прогнозу на основі регресійної моделі можна також перевірити і за допомогою парного коефіцієнта кореляції між фактичним та розрахунковим значеннями предиктанта $r_{y_j \hat{y}_j}$. Зрозуміло, що модель тим краще відповідає величині, що прогнозується, чим ближчим за модулем до одиниці є цей коефіцієнт кореляції. І він на заданому півні значущості повинен бути статистично значущим.

4.2 Регресійні моделі прогнозу основних кліматичних показників України у зимовий сезон

Для характеристики стану та інтенсивності атмосферної циркуляції в Атлантико-Європейському секторі ряд вчених використовує характеристики центрів дії атмосфери Північної Атлантики.

Чисельні дослідження [4, 6, 9, 12, 26] підтверджують думку про взаємозв'язок стану північноатлантичних ЦДА, інтенсивності атмосферної циркуляції та змін кліматичних характеристик в цій географічній області Північної півкулі в XX та на початку XXI століть.

Кліматологічний аналіз багаторічного режиму тиску повітря набуває особливого значення у зв'язку з сучасними змінами атмосферної циркуляції, яка формує регіональні та глобальні особливості як термічного, так і інших кліматичних полів.

У роботі ставиться задача побудови рівнянь множинної регресії, як моделей прогнозу зимових опадів, для 5-ти станцій України: Київ, Львів, Луганськ, Одеса, Полтава та прогнозу середньої місячної температури повітря для грудня, січня, лютого на 4-х станціях України: Київ, Луганськ, Одеса, Полтава на центрованих та нормованих значеннях предикторів та предиктанта.

В якості предикторів виступають часові ряди різниць середнього місячного атмосферного тиску за період 1901-2000 рр. на двох станціях, що розташовані в Північній Атлантиці, зміна тиску на яких складає так зване Північно-Атлантичне коливання. Це ст. Рейк'явік (64° півн.ш., 22° зах.д., район Ісландської депресії) та ст. Понта-Дельгада ($37^{\circ} 44'$ півн.ш., $25^{\circ} 40'$ зах.д., район Азорського антициклону).

Враховуючи те, що взимку західний перенос у помірних широтах добре виражений, а Північно-Атлантичне коливання є тим фізичним механізмом, від якого залежить формування кліматичних показників на території України, було вирішено використати в якості предикторів саме перепад атмосферного тиску на вказаних станціях.

Номери предикторів відповідають номерам місяця року (предиктори: №1 – січень, №2 – лютий, №3 – березень, ... , №12 – грудень).

У Додатку В, в якості прикладів, наводяться результати реалізації алгоритму «просіювання» предикторів за методом покрокової регресії, які отримані за допомогою комп'ютерної програми «STEP».

Адекватність побудованих статистичних моделей перевірялась за умови $\alpha = 0.05$, як і статистична значущість параметрів регресії.

4.2.1 Регресійні моделі кліматичного прогнозу опадів для окремих регіонів України

Відомо, що формування та випадіння опадів на території України – наслідок складних макроциркуляційних процесів, які визначають тепло- та вологообмін в атмосфері. Суть цих процесів складається в переносі на значні відстані тепла та вологи з Атлантики і Середземного моря, а також розвиток під впливом циклонічної діяльності макромасштабних вертикальних рухів, які призводять до підвищення вологи в тропосфері.

Відповідно до розв'язання наукової задачі, а саме побудови рівнянь лінійної множинної регресії для прогнозу опадів в різних регіонах України, були реалізовані всі кроки: від підготовки вихідної інформації до розрахунків необхідних параметрів моделі [11].

В якості прикладу, наводяться етапи побудови рівняння лінійної множинної регресії для прогнозу опадів у січні на ст. Одеса.

Аналіз фактичних значень критерію Стьюдента (табл. В. 1) вказує на те, що між деякими предикторами зафіксовано статистично значущий зв'язок і побудувати модель на статистично незалежних предикторах неможливо. За визначеною методикою критичне значення критерію Стьюдента за умов рівня значущості $\alpha = 0.05$ і числа степенів вільності $\nu = m - 1 = 100 - 1 = 99$, дорівнює: $t_{кр}(\alpha, \nu) = t_{кр}(0.05; 99) = 1,99$.

Отже виходить, що для десяти парних коефіцієнтів кореляції, що виражають лінійний кореляційний зв'язок між окремими предикторами, $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$, а це означає, що гіпотеза H_0 про статистичну незначущість відхиляється.

За алгоритмом покрокової регресії розрахункова частина розпочинається з аналізу вектора парних коефіцієнтів кореляції між предиктантом та переліченими потенційними предикторами:

Аналіз координат цього вектора вказує на те, що найбільшим за модулем є парний коефіцієнт кореляції між предиктантом та 1-им предиктором. Він займає перше місце ($x_1 \rightarrow x_1$), а ті, що залишилися, перенумеровуються.

Множинний коефіцієнт кореляції першого кроку дорівнює $R_{y \cdot x_1}^{(1)} = 0,328$.

$$R_{yx} = \begin{pmatrix} -0.328 \\ -0.007 \\ -0.033 \\ -0.228 \\ 0.131 \\ 0.092 \\ 0.026 \\ -0.271 \\ -0.070 \\ 0.017 \\ -0.023 \\ -0.094 \end{pmatrix}.$$

- Рівняння регресії першого кроку має вигляд:

$$\hat{y}_j^{(1)} = -0,328x_1.$$

Враховуючи алгоритм «просіювання» предикторів за методом покрокової регресії, проаналізуємо наступні кроки ітераційного процесу.

На другому кроці множинний коефіцієнт кореляції зростає і вже набуває значення $R_{y \cdot x_1 x_8}^{(2)} = 0,413$, що вказує на суттєвий вплив і 8-го предиктора на предиктант.

- Рівняння другого кроку має вигляд:

$$\hat{y}_j^{(2)} = -0,312x_1 - 0,253x_8.$$

Аналіз результатів ітераційної процедури покрокової регресії (табл. В. 1) вказує на те, що на 10-11-му кроках ітераційний процес усталюється.

Дійсно, невеликі різниці між коефіцієнтами регресії 10-го та 11-го кроків виявляються у третьому знаку, коефіцієнти Стьюдента, на основі яких проводилася перевірка гіпотези про статистичну значущість коефіцієнтів моделі на кожному кроці, змінюються мало і вони є високими, порівняно з $t_{кр}(0.05; 99) = 1,99$.

Задовільну адекватність показує прогностична модель з предикторами, для яких коефіцієнти Стьюдента $t_a > 1,99$.

Множинний коефіцієнт кореляції майже не змінюється, тобто на 10-11-му кроках настає його насичення (рис. 4.1).

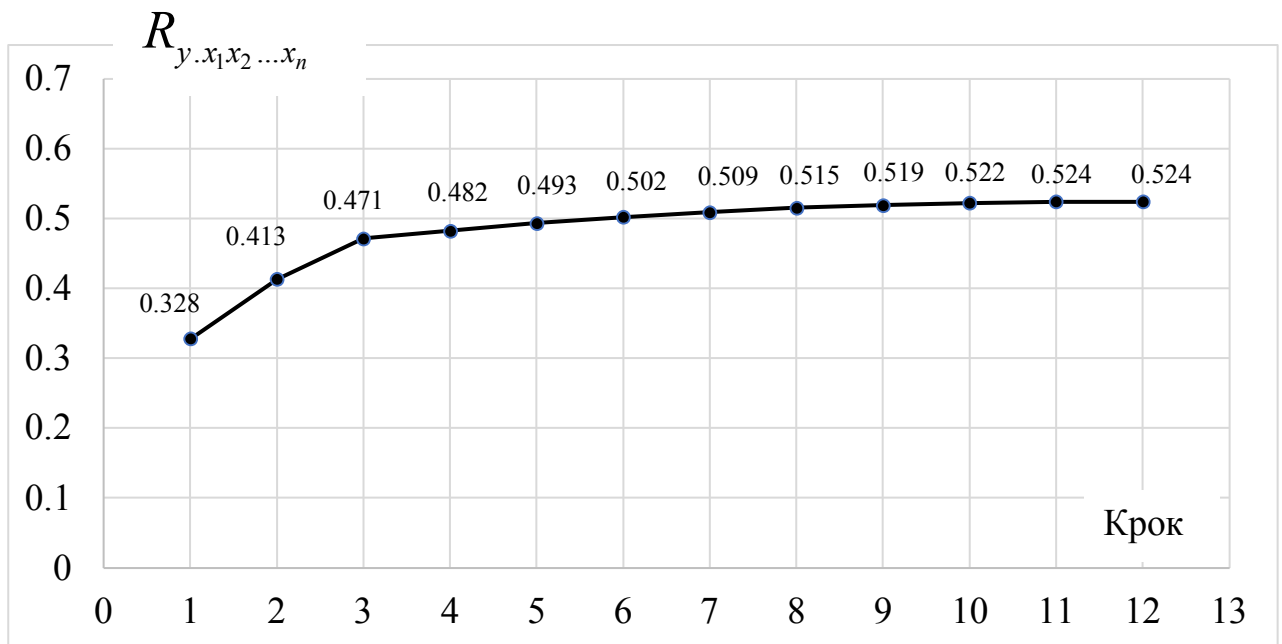


Рисунок 4.1 – Зміна множинного коефіцієнта кореляції
(ст. Одеса, січень, опади)

Отже, враховуючи всі вищеперелічені умови, як модель прогнозу опадів на ст. Одеса у січні буде побудована на трьох оптимальних предикторах, а параметри моделі відповідають 10-му кроку ітераційного процесу.

Таким чином, ми отримали прогностичну модель для опадів на ст. Одеса у січні:

$$\hat{y}_j^{(10)} = -0,285x_1 - 0,323x_8 - 0,268x_4.$$

В рівнянні регресії предиктори та предиктант є центрованими та нормованими на середній квадратичний відхил.

Значення множинного коефіцієнта кореляції $R_{y \cdot x_1 x_2 \dots x_{12}} = 0,524$ свідчить про те, що адекватність моделі є задовільною. Удосконалимось в цьому ще й шляхом перевірки на рівні значущості $\alpha = 0.05$ статистичної гіпотези про значущість парного коефіцієнта кореляції [8] між фактичним та розрахунковим значеннями предиктанта (табл. 4.1).

Розрахунки $r_{y\hat{y}}$ показали, що він дорівнює: $r_{y\hat{y}} = 0,47$.

Оскільки об'єми вибірок є великими ($m=100$), то перевірку гіпотези будемо виконувати таким чином [8].

Гіпотеза H_0 : $r_{y\hat{y}} = 0,47$ на рівні значущості $\alpha = 0.05$ є статистично незначущим.

Гіпотеза H_1 : Альтернативна.

Таблиця 4.1 – Статистичні сукупності фактичного (y_j) та модельного (\hat{y}_j) значень предиктанта

п\п	y_j	$\hat{y}_j^{(10)}$	п\п	y_j	$\hat{y}_j^{(10)}$	п\п	y_j	$\hat{y}_j^{(10)}$
1	-1.076	-0.316	35	0.383	0.064	69	-0.306	0.342
2	-1.198	0.708	36	0.707	0.305	70	0.991	0.254
3	-0.995	-0.257	37	0.464	-0.620	71	0.018	-0.001
4	-1.117	-0.458	38	-0.874	-0.051	72	-0.671	-0.217
5	-0.671	0.307	39	0.870	0.190	73	-0.306	0.358
6	0.910	-0.149	40	-0.387	0.385	74	-0.387	-0.342
7	-0.874	-0.161	41	0.343	0.834	75	-0.347	-0.122
8	-0.347	0.332	42	0.018	-0.400	76	-0.022	0.511
9	-0.347	-0.591	43	0.261	-0.122	77	-0.387	0.350
10	0.910	0.250	44	-0.874	-0.402	78	-0.630	0.643
11	-0.144	0.312	45	-0.590	0.656	79	1.315	0.658
12	0.180	0.451	46	-0.995	-1.017	80	0.586	0.785
13	0.302	-0.667	47	-0.914	-0.450	81	0.870	0.183
14	1.153	-0.236	48	-0.468	-0.347	82	-0.711	-0.095
15	2.167	-0.026	49	-0.792	-0.395	83	-0.914	-0.345
16	-0.711	-0.268	50	-1.117	-0.767	84	0.343	-0.355
17	0.667	0.716	51	-0.266	-0.429	85	0.626	0.222
18	-1.279	0.505	52	-0.468	-0.463	86	1.396	0.552
19	-0.995	-0.399	53	0.910	0.144	87	1.113	1.148
20	0.464	0.261	54	1.072	-0.033	88	1.437	-0.103
21	-1.198	-0.292	55	-0.387	-0.079	89	-1.198	-1.039
22	1.923	-0.331	56	0.099	0.707	90	-0.995	-1.155
23	0.099	-0.398	57	0.626	-0.441	91	-1.076	-0.659
24	-0.874	-0.228	58	0.586	-0.156	92	-1.036	-0.613
25	-0.874	-0.687	59	1.315	0.320	93	-1.157	-0.471
26	-0.995	-0.456	60	0.464	0.888	94	-0.955	-0.126
27	-0.509	-0.456	61	0.626	-0.302	95	0.707	0.350
28	-0.995	-0.344	62	-0.103	-0.533	96	-0.266	0.315
29	0.545	1.181	63	1.559	0.962	97	-0.752	0.507
30	-0.590	-0.293	64	-1.319	0.780	98	-0.468	-0.256
31	0.788	0.427	65	-0.874	-0.574	99	-0.225	0.449
32	-0.387	-0.527	66	4.275	1.184	100	1.113	0.509
33	-0.022	-0.366	67	1.599	0.294			
34	-0.468	-0.476	68	3.099	0.563			

Гіпотеза H_0 перевіряється за допомогою критерію Стьюдента:

$$t = \frac{|r_{y\hat{y}}|}{\sigma_r}, \quad \sigma_r = \frac{1 - r_{y\hat{y}}^2}{\sqrt{m-1}}.$$

$$\sigma_r = 0.078; \quad \text{а} \quad t = 6.03.$$

Як видно з розрахунків, $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$ – таке співвідношення вказує на те, що коефіцієнт кореляції $r_{y\hat{y}} = 0,47$ з ймовірністю 95% є статистично значущим.

Таким чином, лінійне рівняння множинної регресії, як моделі прогнозу опадів у січні на ст. Одеса, побудоване на трьох оптимальних предикторах (з 12 потенційних) і воно має вигляд

$$\hat{y}_j^{(10)} = -0,285x_1 - 0,323x_8 - 0,268x_4.$$

Опади на ст. Одеса у січні залежать від перепаду атмосферного тиску на станціях Понта-Дельгада і Рейк'явік у січні, квітні та серпні. Вірогідність побудованої моделі складає 95%. Уточнення моделі проводилося на кожному кроці на основі перевірки статистичної гіпотези про значущість отриманих коефіцієнтів регресії.

Аналогічним чином були побудовані регресійні моделі прогнозу місячної кількості опадів зимового сезону для інших станцій України. Ці результати представлені в табл. 4.2. та в табл. 4.3.

Для всіх станцій, що розглядалися, які представляють північну, західну, східну, центральну та південну частини України предикторами для прогнозу зимових опадів не може виступати інтенсивність Північно-Атлантичного коливання у травні, червні, липні (крім ст. Київ), вересні, жовтні (крім ст. Одеса) та у грудні (крім ст. Луганськ). Стабільним виявився вплив стану ПАК у серпні (27,3%) на формування місячної кількості опадів зимового сезону на всій території України.

В табл. 4.3 наводяться значення множинних коефіцієнтів кореляції та рівняння лінійної множинної регресії прогнозу опадів, вірогідність яких складає 95%, крім прогностичної моделі для опадів у грудні на ст. Луганськ ($P=90\%$).

Як впливає з табл. 4.3, максимальні значення множинного коефіцієнта кореляції майже для всіх станцій (крім Львова) зафіксовано у січні: від 0,522 на ст. Одеса до 0,566 – на ст. Київ. При побудові рівняння регресії для прогнозу опадів на ст. Львів множинний коефіцієнт кореляції є максимальним для грудня

($R=0,462$). Найнижчим ($R=0,371$) множинний коефіцієнт кореляції зафіксовано у лютому на ст. Львів.

Таблиця 4.2 – Потенційні та оптимальні предиктори для прогнозу опадів в різних регіонах України

Станція	Предик- тант	Предиктор, місяць (ПАК)											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Київ	12			+				+	+				
	01	+							+				
	02			+									
Львів	12	+							+				
	01								+				
	02											+	
Луганськ	12												+
	01	+		+					+				
	02	+	+									+	
Полтава	12								+				
	01	+			+				+			+	
	02		+									+	
Одеса	12	+							+				
	01	+			+				+				
	02	+	+	+							+		

У підрозділі 4.1.3 було показано, що множинний коефіцієнт кореляції є мірою адекватності регресійної моделі метеорологічного чи кліматичного прогнозу. Тому аналіз цих коефіцієнтів дозволяє стверджувати, що адекватність регресійних моделей для опадів зимового сезону найвища у січні майже для всієї території України, крім західних областей, для яких статистична модель є більш зумовленою у грудні.

Таблиця 4.3 – Значення множинних коефіцієнтів кореляції та рівняння множинної регресії для прогнозу опадів в різних регіонах України

Станція	Предиктант	$R_{y.x_1x_2...x_n}$	Рівняння регресії
Київ	12	0,472	$\hat{y}_j^{(10)} = -0,260x_8 + 0,194x_7 - 0,211x_3$
	01	0,566	$\hat{y}_j^{(9)} = -0,440x_8 - 0,312x_1$
	02	0,495	$\hat{y}_j^{(12)} = -0,398x_3$
Львів	12	0,462	$\hat{y}_j^{(6)} = -0,386x_8 - 0,204x_1$
	01	0,419	$\hat{y}_j^{(12)} = -0,221x_8$
	02	0,371	$\hat{y}_j^{(9)} = -0,179x_{11}$
Луганськ	12	0,393	$\hat{y}_j^{(11)} = -0,168x_{12}$
	01	0,526	$\hat{y}_j^{(10)} = -0,305x_8 + 0,274x_3 - 0,235x_1$
	02	0,412	$\hat{y}_j^{(10)} = -0,186x_{11} - 0,237x_1 - 0,202x_2$
Полтава	12	0,413	$\hat{y}_j^{(10)} = -0,303x_8$
	01	0,555	$\hat{y}_j^{(9)} = -0,395x_8 - 0,268x_1 - 0,285x_{11} - 0,233x_4$
	02	0,466	$\hat{y}_j^{(9)} = -0,310x_{11} - 0,223x_2$
Одеса	12	0,402	$\hat{y}_j^{(10)} = -0,181x_8 - 0,200x_1$
	01	0,522	$\hat{y}_j^{(10)} = -0,285x_1 - 0,323x_8 - 0,268x_4$
	02	0,511	$\hat{y}_j^{(8)} = -0,224x_2 - 0,214x_3 - 0,189x_1 + 0,199x_{10}$

Отримані моделі взаємозв'язку між місячною кількістю опадів зимового сезону та інтенсивністю Північно-Атлантичного коливання дозволяють покращити довгостроковий прогноз основного показника вологісного режиму в різних регіонах України.

4.2.2 Регресійні моделі кліматичного прогнозу температури повітря для окремих регіонів України

Розподіл температури повітря на території України обумовлюється багатьма факторами – географічним положенням, радіаційним режимом, циркуляцією атмосфери і підстильною поверхнею. Вплив кожного з них неоднаковий.

У роботі буде розглянуто вплив атмосферної циркуляції (через баричний режим Північної Атлантики, а саме інтенсивності Північно-Атлантичного коливання) на формування температури повітря в різних регіонах України.

Оскільки, одним з головних показників температурного режиму є середня місячна температура повітря, яка характеризує загальний температурний фон території, то саме для цього кліматичного показника будуть побудовані лінійні рівняння регресії на статистично значущих предикторах. Вірогідність прогностичних моделей буде перевірятися на рівні значущості $\alpha = 0,05$.

Предиктори для побудови статистичних моделей залишаються тими ж, що і для прогнозу опадів.

В якості прикладу, наводяться етапи побудови рівняння лінійної множинної регресії для прогнозу середньомісячної температури повітря у січні на ст. Київ. Реалізація алгоритму «просіювання» предикторів за методом покрокової регресії для побудови даної статистичної моделі представлена в табл. В.2.

Аналіз фактичних значень критерію Стьюдента вказує на те, що між деякими предикторами зафіксовано статистично значущий зв'язок і побудувати модель на статистично незалежних предикторах неможливо. За визначеною методикою критичне значення критерію Стьюдента за умов рівня значущості $\alpha = 0,05$ і числа степенів вільності $\nu = m - 1 = 100 - 1 = 99$, дорівнює: $t_{кр}(\alpha, \nu) = t_{кр}(0,05; 99) = 1,99$.

Отже виходить, що для одинадцяти парних коефіцієнтів кореляції, що виражають лінійний кореляційний зв'язок між окремими предикторами, $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$, а це означає, що гіпотеза H_0 про статистичну незначущість відхиляється.

За алгоритмом покрокової регресії розрахункова частина розпочинається з аналізу вектора парних коефіцієнтів кореляції між предиктантом (середньомісячна температура повітря у січні на ст. Київ) та переліченими

потенційними предикторами (перепад тиску між центрами дії атмосфери Північної Атлантики за 12 місяців):

$$R_{yx} = \begin{pmatrix} 0.362 \\ 0.145 \\ 0.138 \\ 0.107 \\ 0.034 \\ -0.114 \\ -0.205 \\ 0.023 \\ -0.298 \\ -0.010 \\ 0.038 \\ 0.148 \end{pmatrix}.$$

Аналіз координат цього вектора вказує на те, що найбільшим за модулем є парний коефіцієнт кореляції між предиктантом та 1-им предиктором. Він займає перше місце ($x_1 \rightarrow x_1$), а ті, що залишилися, перенумеровуються. Множинний коефіцієнт кореляції першого кроку дорівнює $R_{y \bullet x_1}^{(1)} = 0,362$.

▪ *Рівняння регресії першого кроку має вигляд:*

$$\hat{y}_j^{(1)} = 0,362x_1.$$

Враховуючи алгоритм «просіювання» предикторів за методом покрокової регресії, проаналізуємо наступні кроки ітераційного процесу.

На другому кроці множинний коефіцієнт кореляції зростає і вже набуває значення $R_{y \bullet x_1 x_9}^{(2)} = 0,455$, що вказує на суттєвий вплив і 9-го предиктора на предиктант.

▪ *Рівняння другого кроку має вигляд:*

$$\hat{y}_j^{(2)} = 0,344x_1 - 0,275x_9.$$

Аналіз результатів ітераційної процедури покрокової регресії (табл. В.2) вказує на те, що на 8-9-му кроках ітераційний процес усталюється.

Дійсно, невеликі різниці між коефіцієнтами регресії 8-го та 9-го кроків виявляються у третьому знаку, коефіцієнти Стюдента, на основі яких проводилася перевірка гіпотези про статистичну значущість коефіцієнтів моделі на кожному кроці, змінюються мало і вони є високими, порівняно з $t_{кр} (0.05; 99) = 1,99$.

Задовільну адекватність показує прогностична модель з предикторами, для яких коефіцієнти Стьюдента $t_\alpha > 1,99$.

Множинний коефіцієнт кореляції майже не змінюється, тобто на 8-9ому кроках настає його насичення (рис. 4.2).

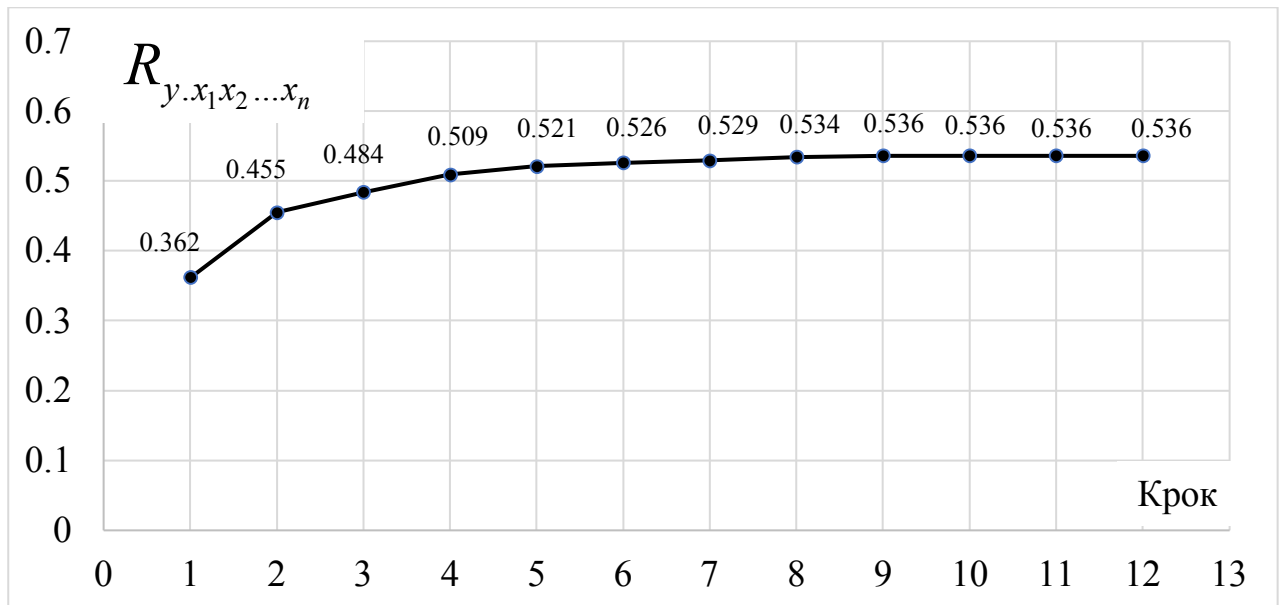


Рисунок 4.2 – Зміна множинного коефіцієнта кореляції (ст. Київ, січень, температура повітря)

Отже, враховуючи всі вищеперелічені умови, як модель прогнозу температури повітря на ст. Київ у січні буде побудована на чотирьох оптимальних предикторах, а параметри моделі відповідають 8-му кроку ітераційного процесу.

Таким чином, ми отримали прогностичну модель для середньомісячної температури повітря на ст. Київ у січні:

$$\hat{y}_j^{(8)} = 0,323x_1 - 0,239x_9 - 0,180x_7 + 0,177x_{12}.$$

У рівнянні регресії предиктори та предиктант є центрованими та нормованими на середній квадратичний відхил.

Значення множинного коефіцієнта кореляції $R_{y \cdot x_1 x_2 \dots x_{12}} = 0,536$ свідчить про те, що адекватність моделі є задовільною. Удосконалюємося в цьому ще й шляхом перевірки на рівні значущості $\alpha = 0,05$ статистичної гіпотези про значущість парного коефіцієнта кореляції [8] між фактичним та розрахунковим значеннями предиктанта (табл. 4.4).

Таблиця 4.4 – Статистичні сукупності фактичного (y_j) та
 модельного (\hat{y}_j) значень предиктанта

п\п	y_j	$\hat{y}_j^{(8)}$	п\п	y_j	$\hat{y}_j^{(8)}$	п\п	y_j	$\hat{y}_j^{(8)}$
1	-0.218	-0.310	35	-1.260	-0.827	69	-1.232	-0.829
2	1.416	0.603	36	1.641	-0.090	70	-0.021	-0.699
3	0.233	0.276	37	-1.035	-0.268	71	0.683	0.347
4	-0.387	0.259	38	-0.162	0.042	72	-1.542	0.797
5	-0.556	-0.112	39	0.740	0.128	73	-0.415	0.069
6	0.486	0.057	40	-1.626	-0.480	74	-0.077	0.330
7	-0.640	0.472	41	-1.260	-0.522	75	1.641	-0.096
8	0.204	0.322	42	-2.697	-0.185	76	-0.105	0.769
9	-0.978	0.051	43	-1.176	-0.407	77	-0.274	-0.340
10	0.571	0.682	44	0.937	0.517	78	-0.105	0.118
11	-0.246	0.408	45	-0.640	-0.714	79	0.007	-0.485
12	-0.950	0.564	46	-0.021	-0.065	80	-0.500	-0.248
13	0.092	0.526	47	-1.204	-0.595	81	-0.021	-0.246
14	0.120	0.141	48	1.190	0.184	82	0.655	-0.087
15	0.768	0.195	49	1.021	0.491	83	1.387	0.757
16	0.937	0.257	50	-1.964	-0.708	84	0.852	0.794
17	-0.781	-0.752	51	0.092	0.346	85	-1.147	-0.480
18	0.824	-0.294	52	1.078	0.509	86	0.768	0.950
19	0.233	0.291	53	0.204	-0.540	87	-2.330	-0.863
20	0.233	-0.360	54	-1.992	-0.575	88	0.176	-0.005
21	1.218	0.601	55	0.514	-0.993	89	1.669	0.157
22	-0.894	-0.148	56	0.317	0.216	90	1.500	0.716
23	0.796	-0.326	57	0.373	0.900	91	1.078	0.281
24	-1.795	-0.042	58	0.458	0.183	92	1.021	-0.064
25	1.444	-0.352	59	0.937	-0.485	93	1.190	0.934
26	-0.105	-0.017	60	0.176	-0.530	94	1.556	0.390
27	-0.781	0.026	61	0.233	-0.690	95	0.430	-0.047
28	0.035	0.560	62	1.162	0.607	96	-1.232	-0.687
29	-0.950	-0.544	63	-2.387	-1.322	97	-0.077	-0.438
30	0.909	1.024	64	-0.331	-0.406	98	1.247	0.326
31	-0.443	0.015	65	0.148	0.213	99	0.909	0.252
32	0.824	0.002	66	0.430	-0.236	100	0.373	-0.015
33	-1.063	0.122	67	-1.232	-0.522			
34	-0.274	-0.203	68	-1.007	0.470			

Розрахунки $r_{y\hat{y}}$ показали, що він дорівнює: $r_{y\hat{y}} = 0,507$.

Оскільки об'єми вибірок є великими ($m=100$), то перевірку гіпотези будемо виконувати таким чином [8].

Гіпотеза H_0 : $r_{y\hat{y}} = 0,507$ на рівні значущості $\alpha = 0,05$ є статистично незначущим.

Гіпотеза H_1 : Альтернативна.

Гіпотеза H_0 перевіряється за допомогою критерію Стьюдента:

$$t = \frac{|r_{y\hat{y}}|}{\sigma_r}, \quad \sigma_r = \frac{1 - r_{y\hat{y}}^2}{\sqrt{m - 1}}.$$

$$\sigma_r = 0,075, \quad \text{а} \quad t = 6,76.$$

Як видно з розрахунків, $t > t_{кр}(\alpha, \nu)$ – таке співвідношення вказує на те, що коефіцієнт кореляції $r_{y\hat{y}} = 0,507$ з ймовірністю 95% є статистично значущим.

Таким чином, лінійне рівняння множинної регресії, як моделі прогнозу температури повітря у січні на ст. Київ, побудоване на чотирьох оптимальних предикторах (з 12 потенційних) і воно має вигляд

$$\hat{y}_j^{(8)} = 0,323x_1 - 0,239x_9 - 0,180x_7 + 0,177x_{12}.$$

Середня місячна температура повітря на ст. Київ у січні залежить від стану Північно-Атлантичного колювання у січні, липні, вересні та грудні. Вірогідність побудованої моделі складає 95%. Уточнення моделі проводилося на кожному кроці на основі перевірки статистичної гіпотези про значущість отриманих коефіцієнтів регресії.

Аналогічним чином були побудовані регресійні моделі прогнозу середньої місячної температури повітря зимового сезону для чотирьох станцій України (Київ, Луганськ, Полтава, Одеса). Результати реалізації алгоритму покрокової регресії, який було реалізовано за допомогою комп'ютерної програми «STEP», представлені в табл. 4.5 та в табл.4.6.

Таблиця 4.5 – Потенційні та оптимальні предиктори для прогнозу температури повітря в різних регіонах України

Станція	Предиктант	Предиктор, місяць (ПАК)											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Київ	12				+								+
	01	+						+		+			+
	02		+									+	
Луганськ	12				+								
	01	+								+			
	02											+	
Полтава	12				+								
	01	+								+			+
	02		+									+	
Одеса	12		+	+	+								+
	01	+								+			
	02		+									+	

Як впливає з табл. 4.5, для всіх регіонів України, що розглядалися (крім західних областей), середньомісячна температура повітря у грудні залежить від інтенсивності Північно-Атлантичного коливання у квітні.

Формування температури повітря у січні на всій території України залежить від перепаду тиску в центрах дії атмосфери Північної Атлантики у вересні.

Стан ПАК у листопаді треба враховувати для прогнозу середньомісячної температури повітря у лютому на всій території України.

Таким чином, для прогнозу температури повітря у зимовий сезон треба враховувати стан Північно-Атлантичного коливання навесні (19,2%) та в осінні місяці – вересень, листопад (30,8%).

Для 4-х станцій України, що розглядалися, для прогнозу середньомісячної температури повітря у зимовий сезон не виявлено впливу (в якості предикторів) Північно-Атлантичного коливання у березні (крім ст. Одеса), травні, червні, липні (крім ст. Київ), серпні та жовтні.

В табл. 4.6 наводяться значення множинних коефіцієнтів кореляції та рівняння лінійної множинної регресії прогнозу температури повітря, вірогідність яких складає 95%, крім прогностичної моделі для температури

повітря у січні на ст. Луганськ ($P=90\%$).

Як випливає з табл. 4.6, максимальні значення множинного коефіцієнта кореляції зафіксовані у лютому на всіх 4-х станціях і він змінювався від 0,436 (ст. Одеса) до 0,577 (ст. Київ). Найнижчі значення множинного коефіцієнта кореляції зафіксовані на ст. Полтава у грудні ($R=0,363$) та на ст. Луганськ у грудні ($R=0,376$) і в січні ($R=0,384$).

Таблиця 4.6 – Значення множинних коефіцієнтів кореляції та рівняння множинної регресії для прогнозу температури повітря в різних регіонах України

Станція	Предиктант	$R_{y.x_1x_2 \dots x_n}$	Рівняння регресії
Київ	12	0,349	$\hat{y}_j^{(11)} = 0,212x_4 + 0,189x_{12}$
	01	0,534	$\hat{y}_j^{(8)} = 0,323x_1 - 0,239x_9 - 0,180x_7 + 0,177x_{12}$
	02	0,577	$\hat{y}_j^{(10)} = 0,370x_2 - 0,236x_{11}$
Луганськ	12	0,376	$\hat{y}_j^{(8)} = 0,224x_4$
	01	0,384	$\hat{y}_j^{(10)} = -0,166x_9 + 0,173x_1$
	02	0,476	$\hat{y}_j^{(6)} = -0,358x_{11}$
Полтава	12	0,363	$\hat{y}_j^{(9)} = 0,237x_4$
	01	0,426	$\hat{y}_j^{(8)} = 0,270x_1 - 0,189x_9 + 0,185x_{12}$
	02	0,503	$\hat{y}_j^{(8)} = -0,273x_{11} + 0,265x_2$
Одеса	12	0,435	$\hat{y}_j^{(12)} = 0,233x_4 - 0,182x_3 + 0,205x_2 + 0,203x_{12}$
	01	0,412	$\hat{y}_j^{(9)} = -0,200x_9 + 0,214x_1$
	02	0,436	$\hat{y}_j^{(9)} = -0,273x_{11} + 0,238x_2$

Таким чином, аналіз множинних коефіцієнтів кореляції дозволяє стверджувати, що в якості предикторів краще використовувати інтенсивність Північно-Атлантичного колювання для прогнозу опадів зимового сезону майже для всієї території України (крім західних областей).

Найкращим чином ПАК (в якості предикторів) проявило себе для прогнозу середньомісячної температури повітря у лютому на 3-х станціях, крім ст. Одеса, де його треба обов'язково враховувати для прогнозу температури повітря у перший місяць зимового сезону.

В результаті наукового дослідження вдалося для всіх станцій, що розглядалися, побудувати регресійні моделі прогнозу основних кліматичних показників для різних регіонів України у вигляді лінійних множинних рівнянь регресії.

Було доведено, що Північно-Атлантичне колювання статистично значуще впливає на формування основних кліматичних показників на території України у зимовий сезон. Отримані результати дають змогу уточнити представлення про макромасштабну взаємодію в системі океан-атмосфера і підтвердити той факт, що ПАК може виступати предиктором при побудові статистичних моделей для прогнозу місячної кількості опадів та середньомісячної температури повітря зимового сезону в різних регіонах нашої країни.

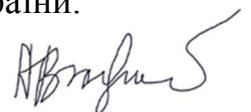
ВИСНОВКИ

Дослідження впливу Північної Атлантики на основні кліматичні показники України, яке проведено за багаторічними даними з застосуванням фізико-статистичного підходу, свідчить про неоднозначність виявлених відгуків у різних регіонах нашої країни.

1. Середнє багаторічне значення (1868-2000 рр.) атмосферного тиску на ст. П.-Дельгада у грудні складало 1020,5 гПа, а на ст. Рейк'явік – 998,9 гПа. Індекс Россбі становив 21,6 гПа. Відповідні значення у січні: 1020,7 гПа в районі Азорського максимуму і 998,4 гПа – в районі Ісландської депресії. Індекс Россбі у січні дорівнював 22,3 гПа. У лютому середній атмосферний тиск за 133-річний період в районі Азорського антициклону становив 1019,8 гПа, а в районі Ісландської депресії – 1001,7 гПа, що зменшує індекс Россбі до 18,1 гПа.
2. Аналіз даних за 133-річний період вказує на те, що середньорічний атмосферний тиск в Азорському антициклоні складав 1021,4 гПа, і відповідно в Ісландській депресії – 1005,8 гПа.
3. У зимовий сезон багаторічні значення атмосферного тиску в районі Ісландії в деяких випадках перевищували відповідні значення атмосферного тиску в Азорському антициклоні від 11,6 гПа у грудні 1878 р. до 20,2-20,9 гПа наприкінці 90-х років ХІХ століття. Абсолютний максимум різниці атмосферного тиску за 133 роки склав: у грудні 43,0 гПа (1924 рік); у січні 45,8 гПа (1990 рік); у лютому 47,1 гПа (1997 рік). Середнє багаторічне значення перепаду атмосферного тиску в указаних центрах дії атмосфери було зафіксовано від 17,93 гПа у лютому до 22,15 гПа – у січні.
4. Мінливість інтенсивності ПАК у зимовий період мінімальна у грудні (10,6 гПа); у січні вона вже складала 13,6 гПа та максимальних значень набувала у лютому – 14,3 гПа. Середні квадратичні відхилення перепаду тиску в центрах дії атмосфери Північної Атлантики у другій половині ХХ століття мають таку ж тенденцію, що і за 133-річний період – мінімальні значення у грудні (11,1 гПа), у січні зростали до 14,7 гПа і максимальна мінливість також припадала на лютий (15,0 гПа).
5. У часових рядах ПАК за допомогою інтегрального перетворення Фур'є з імовірністю більше 68% був виявлений широкий спектр низькочастотних коливань, а саме: дворічні та 5-6-річні (5,5 років), які є характерними для всього зимового сезону. З ймовірністю 95% у грудні та лютому стійкими є дворічні, у січні – 4-5-річні (4,7 років) періодичні компоненти.

6. У січні та лютому в часових рядах Північно-Атлантичного коливання вдалося за допомогою інтегрального перетворення Фур'є виявити 4-5-річні (4,7 років) моди. Квазітрирічні (2,6 років) та 8-річні (7,9 років) компоненти виявлені тільки у грудні. Лише у січні вдалося виявити 25-річні, а у лютому – 11-річні періодичні складові.
7. Амплітуди виявлених довгоперіодних коливань максимальні у січні (3,2-3,9 гПа), а найменші – у грудні (2,4-3,2 гПа).
8. За допомогою косинус-фільтра в часових рядах Північно-Атлантичного коливання була вилучена детермінована основа, яка включає окремі періоди як зростання інтенсивності перепаду тиску між центрами дії атмосфери Північної Атлантики, так і періоди падіння. Характерним для всіх місяців зимового сезону є зростання інтенсивності ПАК з 70-х років ХХ століття, яке може продовжитися до 2025-2035 рр., і найбільших змін слід очікувати у січні та лютому.
9. Періодична складова детермінованої основи часових рядів Північно-Атлантичного коливання зимового сезону включає різні за часовими масштабами моди, а саме: 6-ти, 8-ми, 10-ти, 13-ти та 20-25-річні .
10. За допомогою регресійного аналізу з залученням методу покрокової регресії вдалося побудувати регресійні моделі прогнозу опадів та температури повітря з імовірністю 95% майже для всіх станцій України, які представляють різні регіони країни. Лише для прогнозу опадів у грудні та температури повітря у січні на ст. Луганськ адекватність побудованих моделей складає 90%.
11. Для всіх станцій, що розгляділися, які представляють північну, західну, східну, центральну та південну частини України предикторами для прогнозу зимових опадів не може виступати інтенсивність Північно-Атлантичного коливання у травні, червні, липні (крім ст. Київ), вересні, жовтні (крім ст. Одеса) та у грудні (крім ст. Луганськ). Стабільним виявився вплив стану ПАК у серпні (27,3%) на формування місячної кількості опадів зимового сезону на всій території України.
12. Аналіз множинних коефіцієнтів кореляції дозволяє стверджувати, що адекватність регресійних моделей для опадів зимового сезону найвища у січні майже для всієї території України, крім західних областей, для яких статистична модель є більш зумовленою у грудні.

13. Для всіх регіонів України, що розглядалися (крім західних областей), середньомісячна температура повітря у грудні залежить від інтенсивності Північно-Атлантичного колювання у квітні. Формування температури повітря у січні залежить від перепаду тиску в центрах дії атмосфери Північної Атлантики у вересні. Стан ПАК у листопаді треба враховувати для прогнозу середньомісячної температури повітря у лютому на всій території України.
14. Для прогнозу температури повітря у зимовий сезон треба враховувати стан Північно-Атлантичного колювання навесні (19,2%) та в осінні місяці – вересень, листопад (30,8%).
15. Для 4-х станцій України (Київ, Луганськ, Полтава, Одеса) для прогнозу середньомісячної температури повітря у зимовий сезон не виявлено впливу (в якості предикторів) Північно-Атлантичного колювання у березні (крім ст. Одеса), травні, червні, липні (крім ст. Київ), серпні та жовтні.
16. Із 27 отриманих регресійних моделей для прогнозу основних кліматичних показників України значення множинних коефіцієнтів кореляції при побудові лінійних множинних рівнянь регресії для місячної кількості опадів зимового сезону тільки в чотирьох випадках були низчими, ніж для середньомісячної температури повітря. Саме у лютому для станцій Київ, Луганськ, Полтава та у грудні для ст.Одеса значення множинних коефіцієнтів кореляції для температури повітря були вищими.
17. Найкращим чином ПАК (в якості предикторів) «проявило себе» для прогнозу середньомісячної температури повітря у лютому на станціях: Київ, Луганськ, Полтава.
18. В результаті наукового дослідження вдалося для всіх станцій, що розглядалися, побудувати регресійні моделі прогнозу основних кліматичних показників для різних регіонів України у вигляді лінійних множинних рівнянь регресії.
19. Було доведено, що Північно-Атлантичне колювання статистично значуще впливає на формування основних кліматичних показників на території нашої країни. Отримані результати дають змогу уточнити представлення про макромасштабну взаємодію в системі океан-атмосфера і підтвердити той факт, що ПАК може виступати предиктором при побудові прогностичних моделей для місячної кількості опадів та середньомісячної температури повітря зимового сезону для всіх регіонів України.



ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Бабіченко В. М. Максимальна температура повітря на території України в умовах сучасного клімату / В. М. Бабіченко, Н. В. Ніколаєва, С. Ф. Рудішина [та ін.] // Український географічний журнал. – 2010. – № 3. – С. 6-15.
2. Барабаш М. Б. Дослідження змін та коливань опадів на рубежі ХХ і ХХІ ст. в умовах потепління глобального клімату / М. Б. Барабаш, Т. В. Корж, О. Г. Татарчук // Наук. праці УкрНДГМІ. – Вип.253. – К.: Ніка-Центр. – 2004. – С. 92-102.
3. Барабаш М. Б. Особливості зміни ресурсів тепла та вологи в Україні при сучасному потеплінні клімату / М. Б. Барабаш, Н. П. Гребенюк, О. Г. Татарчук // Наук. праці УкрНДГМІ. – Вип. 256. – К.: Ніка-Центр. – 2007. – С. 174-186.
4. Бардин М.Ю. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период / М.Ю. Бардин, А.Б. Полонский // Изв.РАН. Физика атмосферы и океана. – 2005. – 41, 2. –С. 147-157.
5. Бойченко С. Г. Глобальне потепління та його наслідки на території України / С. Г. Бойченко, В. М. Волощук, І. А. Дорошенко // Український географічний журнал. – 2000. – № 2. – С. 59-68.
6. Вангенгейм Т.Г. Оценка теплового влияния Атлантики на изменчивость барического поля в зимний период // Труды АА НИИ, 1989. – Том 416. – С.128 – 137.
7. Врублевська О.О., Катеруша Г.П., Гончарова Л.Д. Кліматологія: підручник. – Одеса: Екологія, 2013. – 344 с.
8. Гончарова Л. Д. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації (збірник задач і вправ): навчальний посібник / Л. Д. Гончарова, Є. П. Школьний. – Одеса: Екологія, 2007. – 464 с.
9. Гончарова Л. Д. Воздушные течения тропосферы и стратосферы Северного полушария: монография / Л. Д. Гончарова. – Одесса: ТЭС, 2014. – 298 с.

10. Гончарова Л. Д., Серга Е.М., Школьный Є.П. Клімат і загальна циркуляція атмосфери: навчальний посібник. – Київ: КНТ, 2005. – 251 с.
11. Гончарова Л. Д. Методи багатовимірного статистичного аналізу метеорологічних полів та атмосферних процесів: навчальний посібник / Л. Д. Гончарова. – Одеса: ТЕС, 2016. – 196 с.
12. Гончарова Л.Д., Косолапова Н.І. Вплив основних телеконекцій Північної півкулі на режим опадів по території України // Вісник Одеського національного університету. Серія: «Географічні та геологічні науки». – Том 22. – Вип. 1(30), 2017. – С. 11-27.
13. Граховский Г.Н. Долгопериодные колебания барических полей в системе общей циркуляции атмосферы / Г.Н. Граховский. – С.-П.: РГГМУ, 2005. – 100 с.
14. Гущина Д.Ю. Оценка воспроизведения особенностей глобальной циркуляции атмосферы и взаимосвязи между циркуляцией в тропиках и умеренных широтах / Д.Ю. Гущина // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 8. – С. 5-26.
15. Доценко С.А. Солнечная активность и временная изменчивость климата / С.А. Доценко // Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – № 6. – С. 109-119.
16. Мартазінова В.Ф. Синоптичні процеси при відлигах останнього десятиріччя (1988-1999 рр.) на території України/ В.Ф. Мартазінова, О.К. Іванова, М.В. Буйков // Труды УНИГМИ. – 2000. – Вып. 248. – С. 48-56.
17. Мартазінова В.Ф. Атмосферная циркуляция, формирующая засушливые условия на территории Украины в конце XX столетия / В.Ф. Мартазінова, Т.А. Сологуб // Тр. Укр. НИГМИ. – 2000. – Вып. 248. – С. 36-47.
18. Нестеров Е. С. Особенности состояния океана и атмосферы в различные фазы североатлантического колебания / Е. С. Нестеров // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 8. – С. 74-82.

19. Низкочастотная изменчивость атмосферной циркуляции Северного полушария зимой / М. П. Александрова, Е. М. Володин, Е. А. Газина [и др.] // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 1. – С. 15- 24.
20. Осадчий В. І. Температура повітря на території України в сучасних умовах клімату / В. І. Осадчий, В. М. Бабіченко // Український географічний журнал. – 2013. – № 4. – С. 32-39.
21. Особенности проявления современного потепления климата в тропосфере Атлантико-Европейского региона / Ю.П. Переведенцев, М.А. Верещагин, Э.П. Наумов [и др.] // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 2. – С. 38-47.
22. Переведенцев Ю.П. Теория общей циркуляции атмосферы и климата / Ю.П. Переведенцев. – Казань, 1987. – 107 с.
23. Полонский А. Б., Воскресенская Е. Н. Низкочастотная изменчивость меридиональных дрейфовых переносов в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 7. – С. 89-99.
24. Полонский А. Б. О междесятилетней изменчивости в системе океан-атмосфера // Метеорология и гидрология. – 1998. № 5. – С. 55-63.
25. Полонский А.Б. Роль океана в изменениях климата: монография. Киев: Думка, 2008. – 184 с.
26. Полонский А.Б. Статистические характеристики циклонов и антициклонов над Черным морем во второй половине XX века / А.Б. Полонский, М.Ю. Бардин, Е.Н. Воскресенская // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 6. – С. 47-58.
27. Рыбак Е.А., Рыбак О.О. О Спектральной структуре североатлантического колебания // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 3. – С. 69-77.
28. Светличний А.А. К вопросу о современных изменениях климата Северо-Западного Причерноморья / А.А. Светличний, М.С. Ибрагимова // Вісник ОНУ. Сер.: Географічні та геологічні науки. – 2016. – Т. 21. – Вип. 1 – С. 22-41.

29. Свердлик Т.А. Эволюция крупномасштабной атмосферной циркуляции воздуха Северного полушария во второй период современного глобального потепления климата / Т.А. Свердлик // Тр. УкрНИГМИ. – 1999. – Вып. 247. – С. 63-75.
30. Североатлантическое колебание: описание, механизмы и влияние на климат Евразии / А. Б. Полонский, Д. В. Башарин, Е. Н. Воскресенская [и др.] // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 2. – С. 42-59.
31. Семенова И.Г. Колебания в поле давления в Атлантико-Европейскому секторе за период 1980-2002 гг. / И.Г. Семенова // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса. – 2004. – Вип. 48. – С. 35-41.
32. Сидоренко Н.С. Атмосферные циркуляционные эпохи и изменение климата / Н.С. Сидоренко, И.А. Орлов // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 9. – С. 22-29.
33. Смирнов Н.П. Северотихоокеанское колебание и динамика климата в северной части Тихого океана / Н.П. Смирнов. – С.-П.: РГГМУ, 2002. – 123 с.
34. Хохлов В.Н. Влияние Северо-Атлантического колебания на энергетику внетропических широт // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса. – 2002. – Вип. 46. – С. 30-34.
35. Цветков А. В., Сазонов Б. И. О квазипериодических колебаниях в некоторых климатических характеристиках Азиатского региона // Труды ГГО. – 1986. – Вып. 503. – С. 148-156.
36. Bodri L. High frequency variability in recent climate and the north Atlantic oscillation / L. Bodri, V. Cermak // Theor. Appl. Climatol. – 2003. – vol. 74. – P. 33-40.
37. CLIVAR (A Study of climate variability and predictability). Science Plan. – WCRK-89, August. – 1995. – № 690. – 200 p.
38. Deser C. On the teleconnectivity of the “Arctic oscillation” / C. Deser // Geophys. Res. Lett. – 2000. – Vol. 27. – P. 779-782.

39. Eckhardt S. The North Atlantic Oscillation controls air pollution to the Arctic / S. Eckhardt, A. Stohl, S. Beirle // *Atmos. Chem. Phys.*– 2003. – Vol. 3. – P. 1769-1778.
40. Hurrell J. W. Decadal trends in the North Atlantis Oscillation: Regional temperature and precipitation / J. W. Hurrell // *Science*. – 1995. – Vol. 269. – P. 676-679.
41. Lafit M. and Barnett T. Causes of decadal climate variability over the North Pasific and North America. – *Science*. – 1994. – Vol. 266. – P. 634-637.
42. Peterson T. C. Climate change indices / T. C. Peterson // *World Meteorological Organization Bulletin*. – 2005.–Vol. 54. – Number 2. – P. 83-86.
43. Report of the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs / T. C. Peterson, C. Folland, G. Gruza [et al.] – WMO/TD. – №. 1071. – WMO: – Geneva. – 2001. – 143 p.

Додаток А

Результати розрахунків статистичних оцінок моментів
розподілу рядів ПАК за допомогою комп'ютерної програми
«OSRK».

Таблиця А.1 – Розрахунок статистичних оцінок ряду ПАК
за період 1868-2000 рр. (грудень)

n	133	M ²	110.96
Xmin	-11.60	M ³	-363.54
Xmax	43.00	M ⁴	32444.50
k	10	R ³	-0.31
c	5.46	R ⁴	2.60
V ¹	21.39	Sx ²	111.80
V ²	568.31	Sx	10.57
V ³	16536.07	E	-0.40
V ⁴	514998.23	Mo	23.34

интервалы	m ⁱ	mi`	x ⁱ	P ⁱ	Pi`
-11.6 · -6.1	1	1	-8.87	0.01	0.01
-6.1 · -0.7	2	3	-3.41	0.02	0.02
-0.7 · 4.8	6	9	2.05	0.05	0.07
4.8 · 10.2	10	19	7.51	0.08	0.14
10.2 · 15.7	21	40	12.97	0.16	0.30
15.7 · 21.2	23	63	18.43	0.17	0.47
21.2 · 26.6	25	88	23.89	0.19	0.66
26.6 · 32.1	22	110	29.35	0.17	0.83
32.1 · 37.5	17	127	34.81	0.13	0.95
37.5 · 43.0	6	133	40.27	0.05	1.00

xi*mi	xi2*mi	xi3*mi	xi4*mi
-8.9	78.68	-697.86	6190.05
-6.8	23.26	-79.30	270.43
12.3	25.21	51.69	105.97
75.1	564.00	4235.65	31809.71
272.4	3532.64	45818.33	594263.70
423.9	7812.29	143980.55	2653561.62
597.2	14268.30	340869.75	8143378.25
645.7	18951.30	556220.51	16325071.92
591.8	20599.51	717069.07	24961174.39
241.6	9730.04	391828.61	15778937.97
2844.3	75585.23	2199296.98	68494764.00

xi-x	(xi-x) 2	(xi-x) 2mi	(xi-x) 3	(xi-x) 3mi	(xi-x) 4	(xi-x) 4mi
-30.3	915.41	915.41	-27696.54	-27696.54	837980.59	837980.59
-24.8	614.83	1229.66	-15245.22	-30490.45	378017.37	756034.75
-19.3	373.87	2243.24	-7229.12	-43374.75	139780.84	838685.02
-13.9	192.54	1925.38	-2671.61	-26716.10	37070.70	370707.02
-8.4	70.83	1487.34	-596.05	-12517.10	5016.25	105341.32
-3.0	8.74	200.94	-25.82	-593.95	76.33	1755.58
2.5	6.27	156.78	15.70	392.60	39.33	983.16
8.0	63.43	1395.43	505.16	11113.50	4023.19	88510.26
13.4	180.21	3063.56	2419.17	41125.88	32475.44	552082.45
18.9	356.61	2139.68	6734.36	40406.18	127173.12	763038.73
		14757.41		-48350.73		4315118.87

Таблиця А.2 – Розрахунок статистичних оцінок ряду ПАК
за період 1868-2000 рр. (січень)

n	133	M ²	183.22
Xmin	-20.90	M ³	-1815.83
Xmax	45.80	M ⁴	99624.59
k	10	R ³	-0.72
c	6.67	R ⁴	2.92
V ¹	22.15	Sx ²	184.61
V ²	674.02	Sx	13.59
V ³	21234.52	E	-0.08
V ⁴	719143.14	Mo	29.12

интервалы	m ⁱ	mi`	x ⁱ	P ⁱ	Pi`
-20.9 · -14.2	2	2	-17.56	0.02	0.02
-14.2 · -7.6	1	3	-10.90	0.01	0.02
-7.6 · -0.9	6	9	-4.22	0.05	0.07
-0.9 · 5.8	10	19	2.44	0.08	0.14
5.8 · 12.4	13	32	9.12	0.10	0.24
12.4 · 19.1	13	45	15.78	0.10	0.34
19.1 · 25.8	24	69	22.46	0.18	0.52
25.8 · 32.5	32	101	29.13	0.24	0.76
32.5 · 39.1	24	125	35.80	0.18	0.94
39.1 · 45.8	8	133	42.47	0.06	1.00

xi*mi	xi2*mi	xi3*mi	xi4*mi
-35.1	617.06	-10838.63	190380.57
-10.9	118.70	-1293.25	14089.93
-25.3	107.10	-452.51	1911.87
24.4	59.78	146.16	357.37
118.5	1080.08	9844.95	89736.69
205.2	3239.16	51130.16	807089.50
538.9	12101.45	271738.03	6101877.43
932.0	27144.50	790583.56	23025746.26
859.1	30750.77	1100723.76	39400407.06
339.7	14426.21	612609.00	26014441.15
2946.5	89644.81	2824191.22	95646037.82

xi-x	(xi-x) ²	(xi-x) ² mi	(xi-x) ³	(xi-x) ³ mi	(xi-x) ⁴	(xi-x) ⁴ mi
-39.7	1577.61	3155.21	-62661.12	-125322.23	2488842.98	4977685.96
-33.0	1092.24	1092.24	-36097.64	-36097.64	1192994.47	1192994.47
-26.4	695.86	4175.14	-18356.07	-110136.45	484216.68	2905300.10
-19.7	388.45	3884.49	-7655.97	-76559.70	150892.26	1508922.63
-13.0	170.02	2210.23	-2216.88	-28819.47	28906.14	375779.87
-6.4	40.57	527.35	-258.37	-3358.75	1645.55	21392.18
0.3	0.09	2.17	0.03	0.65	0.01	0.20
7.0	48.59	1554.99	338.74	10839.69	2361.33	75562.44
13.6	186.07	4465.78	2538.22	60917.28	34623.61	830966.72
20.3	412.53	3300.26	8378.91	67031.30	170183.27	1361466.16
		24367.88		-241505.31		13250070.73

Таблиця А.3 – Розрахунок статистичних оцінок ряду ПАК
за період 1868-2000 рр. (лютий)

n	133	M ²	202.41
Xmin	-20.20	M ³	-915.72
Xmax	47.10	M ⁴	105636.97
k	10	R ³	-0.31
c	6.73	R ⁴	2.54
V ¹	17.93	Sx ²	203.94
V ²	523.83	Sx	14.28
V ³	15733.28	E	-0.46
V ⁴	533630.53	Mo	24.84

інтервали	m ⁱ	mi`	x ⁱ	P ⁱ	Pi`
-20.2 · -13.5	4	4	-16.84	0.03	0.03
-13.5 · -6.7	1	5	-10.11	0.01	0.04
-6.7 · -0.0	11	16	-3.38	0.08	0.12
-0.0 · 6.7	13	29	3.35	0.10	0.22
6.7 · 13.4	22	51	10.08	0.17	0.38
13.4 · 20.2	17	68	16.82	0.13	0.51
20.2 · 26.9	26	94	23.55	0.20	0.71
26.9 · 33.6	22	116	30.28	0.17	0.87
33.6 · 40.4	11	127	37.00	0.08	0.95
40.4 · 47.1	6	133	43.74	0.05	1.00

xi*mi	xi2*mi	xi3*mi	xi4*mi
-67.3	1133.67	-19085.32	321301.29
-10.1	102.11	-1031.83	10426.66
-37.1	125.30	-422.88	1427.21
43.6	146.33	490.93	1647.08
221.9	2237.56	22565.78	227575.91
285.9	4806.65	80823.85	1359053.05
612.2	14413.54	339366.86	7990392.76
666.1	20164.66	610485.20	18482439.28
407.1	15063.07	557408.92	20626916.92
262.4	11476.50	501924.79	21951680.54
2384.5	69669.39	2092526.30	70972860.69

xi-x	(xi-x) ²	(xi-x) ² mi	(xi-x) ³	(xi-x) ³ mi	(xi-x) ⁴	(xi-x) ⁴ mi
-34.8	1208.48	4833.93	-42010.75	-168043.02	1460429.65	5841718.60
-28.0	785.86	785.86	-22030.26	-22030.26	617579.33	617579.33
-21.3	453.83	4992.11	-9668.00	-106347.98	205959.62	2265555.79
-14.6	212.38	2760.93	-3095.05	-40235.66	45104.89	586363.59
-7.8	61.52	1353.36	-482.49	-10614.71	3784.26	83253.63
-1.1	1.24	21.07	-1.38	-23.45	1.54	26.11
5.6	31.55	820.25	177.20	4607.15	995.28	25877.30
12.3	152.44	3353.74	1882.17	41407.83	23238.76	511252.78
19.1	363.92	4003.15	6942.47	76367.22	132439.98	1456839.74
25.8	665.99	3995.94	17187.03	103122.17	443541.64	2661249.84
		26920.33		-121790.70		14049716.70

Додаток Б

Результати розрахунків по програмі «SKR»
(1868-2000 pp.)

Таблица Б.1 – Статистична структура часового ряда ПАК (грудень)

СГЛАЖИВАНИЕ ПО МАКСИМАЛЬНОМУ ПЕРИОДУ						
Статистики амплитуды						
X сред	дисперсия	сред квадрат	откл	асимметр	эксцесс	вар.
1.8	0.32	0.57		-0.09	2.38	0.32
анализ скрытых периодичностей						
i	W	T	A	F	U	V
4	0.320	19.615	0.738	1.307	0.158	0.043
5	0.389	16.173	1.182	-1.513	-1.926	0.112
6	0.457	13.758	1.425	0.297	-0.206	-0.674
7	0.525	11.971	1.881	0.692	1.506	1.819
8	0.593	10.595	2.125	1.204	1.957	0.753
9	0.661	9.502	2.026	-1.114	1.747	-0.859
10	0.729	8.614	2.151	-0.871	1.619	-1.362
11	0.798	7.878	2.406	0.641	-1.452	-1.945
12	0.866	7.257	2.186	0.392	-1.014	-2.450
13	0.934	6.727	1.455	-1.197	0.941	-0.369
14	1.002	6.270	1.727	-0.125	0.143	-1.136
15	1.070	5.870	2.628	-0.338	1.195	-3.402
16	1.139	5.519	2.697	0.674	-1.346	-1.686
17	1.207	5.207	2.327	1.385	-2.817	-0.529
18	1.275	4.928	1.777	1.536	-1.415	-0.050
19	1.343	4.678	1.700	-0.399	-0.547	1.297
20	1.411	4.452	1.796	-1.338	-2.501	0.592
21	1.479	4.247	1.192	-0.270	-0.170	0.614
22	1.548	4.060	0.707	1.370	-0.904	-0.184
23	1.616	3.889	0.931	-1.469	-0.345	0.035
24	1.684	3.731	1.534	1.080	-1.862	-0.994
25	1.752	3.586	1.678	-1.017	-1.334	0.824
26	1.820	3.452	1.348	-0.108	-0.158	1.457
27	1.889	3.327	0.961	1.540	-0.893	-0.027
28	1.957	3.211	0.650	-0.345	0.201	-0.558
29	2.025	3.103	1.097	-1.388	-0.510	0.094
30	2.093	3.002	1.707	1.417	-2.725	-0.421
31	2.161	2.907	1.477	0.612	-0.458	-0.652
32	2.229	2.818	1.821	-0.431	-0.651	1.414
33	2.298	2.735	2.723	-1.391	-3.319	0.604
34	2.366	2.656	2.322	-1.247	-2.452	0.822
35	2.434	2.581	2.028	-1.054	0.645	-0.366
36	2.502	2.511	2.361	0.993	3.388	2.211
37	2.570	2.445	2.012	1.066	0.537	0.297
38	2.639	2.381	2.170	0.871	2.125	1.788
39	2.707	2.321	2.273	0.401	-0.981	-2.313
40	2.775	2.264	1.434	0.595	-0.723	-1.069
41	2.843	2.210	1.147	-0.322	0.204	-0.610
42	2.911	2.158	1.605	-0.805	-1.451	1.396
43	2.979	2.109	1.826	-0.806	-1.262	1.211
44	3.048	2.062	2.201	1.057	-1.562	-0.881
45	3.116	2.017	2.983	-1.278	-3.320	1.001
46	3.184	1.973	3.202	1.319	-3.101	-0.797

ЗНАЧИМЫЕ ПЕРИОДЫ

i	W	T	A	F	U	V
11	0.798	7.878	2.406	0.641	-1.452	-1.945
16	1.139	5.519	2.697	0.674	-1.346	-1.686
33	2.298	2.735	2.723	-1.391	-3.319	0.604
36	2.502	2.511	2.361	0.993	3.388	2.211
46	3.184	1.973	3.202	1.319	-3.101	-0.797

tmax= 7.88 tn= 0.804, f= 0.64m=133, k1=4, kk=129

РЯД СГЛАЖЕННЫЙ ПО МАКСИМАЛЬНОМУ ПЕРИОДУ

18.2	17.5	18.2	19.7	20.6	20.3	19.4	17.4
14.7	12.9	13.4	16.0	20.0	23.2	24.2	23.0
20.9	20.0	21.3	24.3	26.6	26.8	25.8	24.8
24.6	24.9	25.4	25.4	25.1	24.8	24.1	24.0
24.0	23.5	22.6	22.3	23.0	24.0	24.1	23.2
22.8	23.9	26.1	27.5	25.6	20.8	15.9	14.6
17.0	21.3	25.3	27.2	28.0	28.4	27.1	22.9
17.4	14.3	16.1	21.8	26.9	28.5	26.4	22.4
19.5	18.5	18.8	19.5	19.6	19.2	19.1	20.2
22.1	23.8	24.1	23.2	21.4	20.1	19.4	19.9
21.3	22.9	24.2	25.0	25.4	25.8	26.1	26.1
26.3	26.4	24.3	20.2	15.5	12.5	13.7	18.0
21.2	21.8	20.5	18.5	18.4	20.4	23.1	25.1
25.0	22.1	17.7	14.3	14.0	16.5	20.1	23.1
25.0	25.6	25.6	25.0	23.3	21.2	19.1	18.0
18.3	20.7	24.6	27.3	25.9	20.8		

РЯД ОТКЛОНЕНИЙ

2.3	-15.8	8.5	-1.9	5.8			
-3.0	1.1	-5.8	21.7	-24.5	3.4	-8.8	19.0
-11.6	1.5	12.4	-6.8	-0.2	-15.2	8.4	13.3
-10.6	6.8	-11.5	10.5	-2.4	-6.6	6.9	-0.1
1.6	-8.3	7.6	-3.1	0.9	3.2	-5.7	-1.9
3.2	1.3	7.3	-12.2	-3.6	5.0	7.7	-2.9
10.2	-9.0	-8.4	-7.5	7.2	13.6	-15.5	7.7
-1.2	-0.6	20.1	-17.5	-0.9	-14.3	1.6	14.4
5.5	-5.8	2.6	-4.5	0.4	-6.8	10.1	-6.1
7.3	-8.4	-1.4	2.3	2.4	0.5	4.7	-9.5
10.9	-11.0	1.5	4.0	-9.5	14.3	-9.8	1.7
5.1	-7.5	5.9	1.1	-9.6	10.8	13.7	-19.4
0.9	-8.4	2.6	5.3	10.2	-7.2	-6.3	8.1
-11.2	2.1	9.4	-5.3	10.7	-2.3	-9.5	1.1
-10.7	10.7	6.4	-13.8	10.6	-2.1	5.8	-10.3
12.4	-9.4	6.1	-13.7	7.6	-4.2	1.7	11.0
11.5							

CORFUN

1.000	0.782	0.823	0.776	0.775	0.804	0.808	0.817
0.836	0.805	0.826	0.809	0.836	0.795	0.821	0.815
0.813	0.824	0.829	0.810				

СПЕКТРАЛЬНАЯ ПЛОТНОСТЬ

23.226	20.953	15.291	8.861	3.961	1.373	0.522	0.435
0.497	0.541	0.570	0.574	0.533	0.458	0.383	0.324
0.283	0.261	0.258	0.264	0.264	0.255	0.243	0.244
0.265	0.306	0.359	0.415	0.469	0.517	0.552	0.565
0.553	0.526	0.508	0.521	0.562	0.607	0.626	

end of spec

Таблиця Б.2 – Статистична структура часового ряду ПАК (січень)

СГЛАЖИВАНИЕ ПО МАКСИМАЛЬНОМУ ПЕРИОДУ

Статистики амплитуды							
X сред	дисперсия	сред	квадр	откл	асимметр	эксцесс	вар.
2.2	0.60		0.77		0.28	2.30	0.35

анализ скрытых периодичностей

i	W	T	A	F	U	V
2	0.184	34.155	2.340	1.360	-2.210	-0.472
3	0.252	24.919	3.164	-0.657	2.303	-2.987
4	0.320	19.615	2.873	-0.711	1.864	-2.163
5	0.389	16.173	2.174	-1.265	-1.918	0.605
6	0.457	13.758	2.260	0.101	0.183	1.808
7	0.525	11.971	2.436	-1.026	-2.903	1.760
8	0.593	10.595	1.709	0.094	0.107	1.131
9	0.661	9.502	1.099	-0.935	-0.939	0.693
10	0.729	8.614	0.986	0.258	0.235	0.893
11	0.798	7.878	1.031	0.700	-0.600	-0.712
12	0.866	7.257	1.123	1.032	-1.149	-0.687
13	0.934	6.727	1.245	1.468	-0.879	-0.091
14	1.002	6.270	2.196	-0.381	-0.696	1.740
15	1.070	5.870	3.409	0.065	0.270	4.142
16	1.139	5.519	3.616	-0.048	-0.166	3.455
17	1.207	5.207	3.148	1.071	2.979	1.627
18	1.275	4.928	3.292	-0.805	-1.691	1.625
19	1.343	4.678	3.891	-1.492	-5.070	0.402
20	1.411	4.452	3.079	0.893	-2.373	-1.909
21	1.479	4.247	1.485	-1.338	-1.110	0.263
22	1.548	4.060	1.036	-1.109	-0.547	0.272
23	1.616	3.889	2.016	-0.413	0.714	-1.631
24	1.684	3.731	2.636	-1.560	3.891	-0.041
25	1.752	3.586	2.288	0.215	-0.209	-0.959
26	1.820	3.452	2.329	-0.371	1.197	-3.072
27	1.889	3.327	2.177	-0.767	1.209	-1.253
28	1.957	3.211	1.870	-1.231	-1.817	0.642
29	2.025	3.103	1.910	-1.299	1.815	-0.506
30	2.093	3.002	1.708	-1.455	1.933	-0.225
31	2.161	2.907	1.239	-0.152	0.159	-1.042
32	2.229	2.818	1.131	0.315	-0.280	-0.859
33	2.298	2.735	1.971	1.380	-1.634	-0.316
34	2.366	2.656	2.511	0.741	-2.467	-2.696
35	2.434	2.581	1.785	-1.418	1.059	-0.163
36	2.502	2.511	1.670	1.039	-1.156	-0.680
37	2.570	2.445	2.593	0.914	-2.317	-1.788
38	2.639	2.381	2.901	1.021	-2.710	-1.659
39	2.707	2.321	2.705	0.999	-1.951	-1.255
40	2.775	2.264	2.392	0.869	-2.293	-1.937
41	2.843	2.210	1.714	-0.119	0.148	-1.238
42	2.911	2.158	1.574	1.028	-1.165	-0.702
43	2.979	2.109	1.856	-0.782	-1.641	1.653
44	3.048	2.062	2.552	-0.264	-0.366	1.358
45	3.116	2.017	3.709	-1.485	-5.047	0.432
46	3.184	1.973	3.297	1.372	-3.233	-0.650

ЗНАЧИМЫЕ ПЕРИОДЫ

i	W	T	A	F	U	V
3	0.252	24.919	3.164	-0.657	2.303	-2.987
16	1.139	5.519	3.616	-0.048	-0.166	3.455
19	1.343	4.678	3.891	-1.492	-5.070	0.402
45	3.116	2.017	3.709	-1.485	-5.047	0.432

tmax= 24.92 tn= 9.855, f= -0.66 m=133, k1=22, kk=120

РЯД СГЛАЖЕННЫЙ ПО МАКСИМАЛЬНОМУ ПЕРИОДУ

22.0	21.9	21.8	21.6	21.2	20.8	20.4	20.0
19.9	19.9	20.1	20.5	21.2	22.0	22.8	23.7
24.6	25.3	25.9	26.3	26.5	26.3	26.0	25.5
25.0	24.5	24.1	23.8	23.5	23.5	23.7	24.0
24.4	24.8	25.3	25.8	26.3	26.8	27.1	27.2
27.3	27.1	26.8	26.2	25.4	24.6	23.8	22.9
22.0	21.2	20.5	20.0	19.7	19.5	19.5	19.7
20.1	20.5	21.1	21.6	22.1	22.4	22.6	22.5
22.4	21.9	21.3	20.4	19.5	18.5	17.5	16.5
15.5	14.6	13.8	13.1	12.8	12.7	12.9	13.3
14.0	14.8	15.7	16.7	17.6	18.5	19.3	20.1
20.8	21.3	21.6	21.8	21.9	22.1	22.3	22.6
23.0	23.5	24.1					

РЯД ОТКЛОНЕНИЙ

15.1	-13.2	7.3					
20.2	0.4	3.6	-17.3	7.4	-14.9	-8.9	-13.2
9.2	-7.9	11.7	-0.7	-6.0	0.3	10.9	-0.7
9.5	-3.0	0.4	4.7	10.6	-0.4	-11.9	3.2
-4.7	3.6	13.8	-19.8	-29.2	-1.0	13.5	8.1
0.4	4.6	0.6	3.9	0.2	8.3	17.7	-36.7
10.3	-6.1	6.3	11.3	11.4	-5.8	-19.3	10.8
18.6	-13.6	-16.5	-22.2	10.7	0.1	9.3	-20.4
11.8	1.8	8.6	4.7	0.7	7.4	11.9	-8.6
0.5	-10.9	-2.9	16.9	2.0	-17.6	-8.4	13.9
25.0	-31.7	-3.1	7.7	-14.5	-6.0	8.7	-15.0
-9.5	-1.6	7.3	5.7	23.2	13.7	4.4	-13.6
9.7	-19.9	-14.0	2.5	-11.6	18.5	21.0	-24.3

CORFUN

1.000	0.742	0.727	0.733	0.746	0.747	0.728	0.703
0.679	0.659	0.725	0.696	0.700	0.670	0.728	0.680
0.732	0.702	0.747	0.721				

СПЕКТРАЛЬНАЯ ПЛОТНОСТЬ

21.214	19.237	14.297	8.637	4.230	1.762	0.773	0.471
0.367	0.338	0.389	0.492	0.598	0.678	0.719	0.713
0.661	0.591	0.538	0.525	0.543	0.568	0.575	0.554
0.514	0.476	0.460	0.468	0.492	0.517	0.535	0.535
0.512	0.472	0.439	0.438	0.476	0.527	0.550	

end of spec

Таблица Б.3 – Статистична структура часового ряда ПАК (лютий)

СГЛАЖИВАНИЕ ПО МАКСИМАЛЬНОМУ ПЕРИОДУ						
Статистики амплитуды						
X сред	дисперсия	сред	квадр откл	асимметр	эксцесс	вар.
2.4	0.29		0.54	-0.26	2.80	0.22
анализ скрытых периодичностей						
i	W	T	A	F	U	V
4	0.320	19.615	1.905	-0.276	0.331	-1.172
5	0.389	16.173	2.767	1.105	-3.111	-1.564
6	0.457	13.758	2.814	-0.890	-2.245	1.817
7	0.525	11.971	2.556	0.871	-1.528	-1.286
8	0.593	10.595	3.016	0.468	-1.508	-2.982
9	0.661	9.502	2.796	-0.567	-1.818	2.853
10	0.729	8.614	2.242	1.491	-1.074	-0.086
11	0.798	7.878	2.479	0.643	-2.057	-2.746
12	0.866	7.257	2.312	0.111	-0.219	-1.965
13	0.934	6.727	1.909	-0.023	0.043	-1.861
14	1.002	6.270	2.390	0.620	-1.124	-1.575
15	1.070	5.870	3.029	-0.627	-2.246	3.101
16	1.139	5.519	3.155	-0.818	-1.841	1.723
17	1.207	5.207	3.047	0.605	-2.133	-3.083
18	1.275	4.928	3.107	0.955	-1.770	-1.253
19	1.343	4.678	3.302	-0.284	1.217	-4.168
20	1.411	4.452	2.517	1.456	2.341	0.269
21	1.479	4.247	1.955	-0.198	-0.200	0.995
22	1.548	4.060	2.701	-0.326	1.099	-3.255
23	1.616	3.889	2.334	0.077	-0.224	-2.911
24	1.684	3.731	1.083	-1.298	0.060	-0.017
25	1.752	3.586	1.468	-0.082	-0.106	1.285
26	1.820	3.452	2.398	0.388	1.223	2.991
27	1.889	3.327	2.413	-0.140	0.258	-1.823
28	1.957	3.211	1.999	-0.264	-0.714	2.642
29	2.025	3.103	1.497	-0.426	0.282	-0.620
30	2.093	3.002	1.491	-1.471	1.878	-0.187
31	2.161	2.907	1.969	1.165	1.387	0.596
32	2.229	2.818	2.693	-1.221	2.789	-1.019
33	2.298	2.735	2.595	-0.368	-1.196	3.099
34	2.366	2.656	1.997	1.413	-0.755	-0.120
35	2.434	2.581	2.256	-0.106	0.331	-3.119
36	2.502	2.511	2.594	-1.075	1.748	-0.946
37	2.570	2.445	2.795	0.711	-2.130	-2.474
38	2.639	2.381	2.454	-1.171	-2.455	1.038
39	2.707	2.321	2.149	0.391	0.466	1.131
40	2.775	2.264	2.252	-1.256	-3.315	1.081
41	2.843	2.210	1.984	-1.425	-0.804	0.118
42	2.911	2.158	2.298	-0.509	1.376	-2.467
43	2.979	2.109	3.238	-0.438	1.158	-2.471
44	3.048	2.062	3.569	-0.255	1.176	-4.521
45	3.116	2.017	3.072	-0.649	1.332	-1.755
46	3.184	1.973	3.211	0.476	1.473	2.853

ЗНАЧИМЫЕ ПЕРИОДЫ

i	W	T	A	F	U	V
8	0.593	10.595	3.016	0.468	-1.508	-2.982
16	1.139	5.519	3.155	-0.818	-1.841	1.723
19	1.343	4.678	3.302	-0.284	1.217	-4.168
44	3.048	2.062	3.569	-0.255	1.176	-4.521
46	3.184	1.973	3.211	0.476	1.473	2.853

tmax= 10.59 tn= 0.790, f= 0.47 m=133, k1=6, kk=127

РЯД СГЛАЖЕННЫЙ ПО МАКСИМАЛЬНОМУ ПЕРИОДУ

16.9	14.9	14.3	15.1	16.2	17.1	18.4	19.3
20.4	21.7	22.3	22.3	22.0	20.8	19.1	17.2
15.3	14.4	14.4	15.1	15.7	16.4	16.9	17.0
17.3	16.8	15.3	12.2	9.8	8.4	7.9	11.0
15.8	21.0	24.7	26.8	27.5	27.2	26.3	24.7
23.5	23.0	23.0	23.5	23.8	24.0	22.9	21.8
21.9	22.8	23.8	25.0	25.3	25.6	24.7	24.0
23.0	21.8	18.9	15.2	12.8	11.1	10.9	12.0
13.7	15.6	16.9	15.9	15.0	14.5	14.9	15.5
16.4	16.4	16.4	15.8	16.2	17.1	19.1	20.8
21.9	20.3	17.0	13.8	11.4	9.7	9.1	9.5
11.1	12.6	12.3	10.5	8.5	6.7	5.8	5.4
7.2	9.9	13.3	16.9	19.9	22.6	24.2	23.1
20.2	17.3	14.9	14.4	15.5	17.3	19.0	19.5
17.8	15.0	13.2	14.0	17.3	22.0	26.2	29.2
29.5	28.1						

РЯД ОТКЛОНЕНИЙ

-1.5	-1.6	-3.9					
9.9	-7.9	-4.8	7.0	-3.4	3.3	6.1	-14.1
-0.3	16.7	5.0	-14.6	-2.0	10.9	-10.8	0.5
-3.6	8.2	-14.7	8.5	25.8	-37.5	6.5	10.0
14.0	-1.5	-13.4	-15.9	-12.1	17.6	3.5	1.0
2.6	1.6	2.9	-12.1	19.5	-0.6	-18.5	-4.7
10.1	1.7	8.9	-14.8	15.9	-20.2	3.3	-5.4
15.1	3.6	-15.6	8.4	-0.1	-3.8	9.5	-2.2
-2.8	17.2	-25.6	-11.7	5.3	21.6	-15.8	4.0
-7.2	21.3	-10.1	-2.5	-20.2	18.7	-5.4	21.4
-1.5	-30.6	-3.9	14.0	10.1	6.4	-13.1	2.6
14.9	-10.3	-11.3	3.3	-8.7	15.9	-17.8	13.9
8.6	-0.5	-0.8	-21.9	-3.2	22.4	-5.2	-19.9
7.1	5.6	0.3	9.5	4.1	-6.8	10.0	-4.4
-16.6	-4.7	3.5	7.6	13.9	-12.8	14.1	-6.9
-20.3	-5.0	-4.1	16.5	16.8	-9.3	7.6	

CORFUN

1.000	0.636	0.614	0.598	0.593	0.611	0.607	0.581
0.627	0.585	0.612	0.579	0.571	0.595	0.614	0.589
0.573	0.610	0.564	0.561				

СПЕКТРАЛЬНАЯ ПЛОТНОСТЬ

18.085	16.411	12.232	7.459	3.779	1.777	1.053	0.915
0.919	0.931	0.941	0.935	0.901	0.860	0.841	0.844
0.844	0.821	0.777	0.729	0.689	0.664	0.647	0.637
0.638	0.661	0.708	0.767	0.812	0.821	0.790	0.728
0.661	0.615	0.612	0.652	0.717	0.774	0.797	

end of spec

Додаток В

Результати реалізації алгоритму покрокової регресії
за допомогою КП «STEP»
(1901-2000 рр.)

Таблиця В.1 – ПАК– місячна кількість опадів (ст. Одеса, січень)

Средние предикторов и предиктанта

22.171 18.831 15.213 11.637 8.715 12.694 15.831 15.066 15.755 16.999 17.450 21.655 33.550

Среднеквадратические отклонения предикторов и предиктанта

13.918 14.716 12.054 7.497 6.476 5.230 4.359 4.390 5.846 8.616 9.116 10.639 24.669

Матрица нормированных значений X

-0.005	-1.823	-0.466	0.929	-1.006	0.976	0.337	0.213	0.983	0.813	-1.728	-0.071	-1.076
-0.321	-1.354	0.372	-0.992	0.106	-2.484	-1.865	-1.086	-1.361	0.093	0.225	0.258	-1.198
0.196	0.990	2.081	-0.165	0.584	-2.179	-0.443	0.759	-0.266	-0.499	0.258	0.390	-0.995
1.008	0.385	0.098	2.249	0.322	-0.381	-0.833	-1.336	0.555	0.070	-0.422	-0.475	-1.117
0.218	0.467	0.986	-1.085	0.507	-0.725	0.268	-0.243	0.521	-1.590	0.280	-0.052	-0.671
0.979	0.718	-0.424	1.262	-1.577	-1.070	1.714	-1.450	0.179	0.720	-0.148	0.521	0.910
0.095	0.698	1.451	0.902	-1.469	0.556	-1.957	-0.334	-0.112	-0.151	0.729	0.352	-0.874
0.325	0.766	0.994	-1.045	0.646	0.537	-0.672	-0.448	0.213	-0.580	-0.082	0.831	-0.347
0.613	-0.315	-1.212	0.035	-1.284	-1.031	-1.622	1.260	-1.378	1.068	-1.124	-1.039	-0.347
1.001	1.724	0.538	-0.525	1.217	0.078	-0.741	-1.222	-1.036	-0.847	-1.410	-0.127	0.910
0.175	0.277	-0.258	-0.592	1.758	-0.343	-1.246	-0.630	0.127	-0.928	0.258	0.888	-0.144
-0.688	-0.974	0.895	0.275	0.353	-0.171	-0.649	-1.017	-1.857	0.557	0.313	1.273	0.180
0.369	-0.036	1.583	1.622	0.754	0.881	-0.994	0.395	-0.882	-0.882	2.232	0.098	0.302
-0.221	1.004	0.712	0.942	1.480	1.320	-0.328	0.144	0.008	-0.406	0.082	0.878	1.153
0.354	0.453	-1.685	1.716	-1.438	-1.548	0.222	-1.655	-1.532	0.395	-1.804	-1.387	2.167
1.087	0.956	-1.652	0.849	-0.080	-1.050	0.016	-0.835	-0.694	1.138	-0.049	-1.453	-0.711
-1.313	-0.729	-0.258	-1.339	-1.238	0.613	-1.108	0.053	1.359	0.987	0.927	-1.142	0.667
-1.967	1.282	0.331	-0.298	0.214	0.842	-1.751	0.418	0.367	1.080	0.455	0.643	-1.279
0.088	-1.164	-0.208	0.782	0.059	1.951	-0.627	0.509	0.572	-1.927	-1.168	1.621	-0.995
1.159	0.494	1.799	-0.979	1.465	-0.171	2.012	-1.017	0.863	-0.267	1.124	-0.936	0.464
0.807	-0.029	1.749	-0.245	1.650	-0.687	-0.512	0.395	-0.061	-0.615	-0.554	1.320	-1.198
0.289	1.445	-0.026	-0.178	0.909	1.971	1.140	0.919	0.538	-2.089	-0.521	0.521	1.923
0.627	0.684	-0.150	0.315	-0.450	0.326	1.851	0.418	1.154	1.114	-0.104	0.455	0.099
0.376	-0.600	-1.751	-1.179	0.029	-0.094	1.461	1.352	1.068	0.499	0.225	2.006	-0.874
0.634	0.970	-0.939	1.276	1.217	0.479	1.255	0.509	-0.129	-0.824	-1.135	-2.045	-0.874
0.376	0.344	-0.018	0.662	-0.697	-0.878	0.475	0.532	-0.352	-1.845	1.322	-0.776	-0.995
0.965	0.025	0.986	0.555	-1.392	-0.190	-0.214	0.099	-0.027	-1.729	0.104	-1.866	-0.509
1.626	0.847	-0.565	0.782	-1.871	-1.395	0.750	-1.017	-0.591	0.871	0.927	0.164	-0.995
-2.304	-0.145	-0.972	-1.966	1.187	-0.228	-0.489	0.008	0.897	0.847	1.377	1.846	0.545
1.030	-0.437	-0.665	-0.205	1.310	1.875	-0.168	0.167	-1.908	0.441	0.499	1.160	-0.590
-0.206	0.759	-1.884	0.622	-0.373	-1.031	1.346	-1.655	-1.429	-0.557	1.804	-0.099	0.788
0.627	-2.265	-0.822	0.329	-1.083	-0.917	1.117	0.805	0.230	0.755	0.280	0.314	-0.387
0.929	-1.334	0.430	-1.085	-0.018	1.263	1.048	1.215	-0.506	-1.219	-0.203	-0.626	-0.022
0.871	-0.104	1.019	-1.192	1.542	-1.299	0.291	1.693	1.616	0.395	-0.488	-0.259	-0.468
-0.429	1.119	-0.051	-1.165	-1.469	0.728	2.379	1.147	0.418	1.788	1.113	-0.907	0.383
-1.456	-1.293	-0.499	-0.779	0.198	0.135	0.521	0.987	-1.429	0.917	0.817	0.747	0.707
0.656	0.141	-1.312	0.782	1.032	-0.267	0.383	0.691	1.154	-0.511	-1.859	-0.766	0.464
1.180	-0.688	1.169	-1.459	0.399	1.015	1.369	0.327	0.726	2.147	1.585	0.455	-0.874
-1.155	1.187	0.115	-0.285	0.075	-0.267	-0.466	0.668	-2.507	-0.836	0.762	-1.030	0.870
-1.377	-0.981	-0.856	-0.285	0.106	1.053	-0.099	0.258	0.025	-0.197	0.751	-0.268	-0.387
-1.787	-0.437	-0.748	-1.192	-0.157	0.039	1.048	-0.015	-0.831	-1.091	0.049	0.258	0.343
0.591	-1.599	-0.997	-0.272	0.044	-1.184	0.727	0.942	1.342	0.522	-1.223	0.427	0.018
-0.142	1.106	0.215	1.942	0.214	0.460	0.222	-1.108	1.547	0.499	0.291	0.277	0.261
0.548	-0.532	-1.212	-0.218	0.152	-0.305	-1.865	0.942	0.418	0.755	0.236	0.587	-0.874
-1.543	1.289	0.181	-1.312	0.013	0.403	-0.214	0.418	0.384	-1.184	-1.662	-0.917	-0.590
0.807	-0.308	-0.051	1.529	-1.500	1.837	1.369	1.169	0.983	-1.625	-0.642	0.878	-0.995
0.124	-2.258	-1.478	2.196	0.029	0.269	0.658	-0.539	1.239	-0.395	-1.102	-1.246	-0.914
0.634	-0.383	0.878	0.942	-0.249	-0.190	-0.214	-0.266	0.230	0.778	-0.751	-0.024	-0.468
0.369	0.970	-0.374	1.649	-0.002	-0.955	-0.856	-0.471	-0.659	0.105	1.015	0.343	-0.792
0.074	0.820	-0.159	1.129	-1.299	0.307	0.498	1.374	2.112	0.731	-0.258	-0.776	-1.117
0.548	0.643	-1.187	-0.859	-1.299	-1.528	-0.099	1.557	0.538	0.720	-0.060	1.583	-0.266
0.836	-0.790	-1.162	1.489	-1.083	0.135	0.108	-0.539	-1.532	-0.035	-1.431	-0.607	-0.468
-0.680	0.052	0.024	-1.472	-0.759	0.689	1.094	1.374	0.897	0.917	1.442	0.512	0.910
-0.091	0.671	0.381	0.182	-0.898	0.728	1.943	0.031	1.462	0.731	1.464	0.869	1.072
-0.975	-1.205	-1.635	0.555	-0.002	-0.018	0.521	0.645	2.232	-0.905	-1.804	-0.287	-0.387
-0.472	-1.388	0.198	-0.939	2.638	0.345	-0.489	-0.994	-0.454	0.221	0.718	0.972	0.099
0.879	-0.437	-0.748	0.289	-0.064	-1.815	-1.177	0.349	-1.292	1.486	-1.278	0.540	0.626
-0.264	-1.225	-1.453	0.742	-0.450	-1.165	-1.177	0.099	-0.574	0.755	0.762	-0.456	0.586
-1.744	0.555	0.870	0.622	-0.450	0.900	1.002	0.031	-0.146	0.766	0.631	1.264	1.315
-1.148	-1.633	-0.499	0.862	0.090	0.192	1.140	-2.452	0.658	-1.787	0.400	1.151	0.464
0.397	0.501	-0.001	-0.432	-0.589	2.353	-0.053	0.942	1.684	0.975	-0.225	-2.402	0.626
1.144	0.018	-2.457	0.075	-0.357	0.097	-1.751	0.577	-0.249	-0.128	-0.598	-0.776	-0.103
-2.951	-0.736	0.522	-0.352	2.916	-1.012	-1.017	-0.083	1.171	1.242	-0.576	-1.537	1.559
-0.903	-0.879	-0.789	0.595	1.094	-0.133	1.140	-2.111	-0.454	0.360	0.104	-0.099	-1.319
-0.113	-2.374	-0.781	1.676	-0.496	0.823	-0.971	0.486	0.025	-0.336	-1.552	0.455	-0.874
-1.679	-1.130	0.057	-0.472	1.326	0.785	0.108	-1.792	-0.642	-1.880	0.038	0.972	4.275
-1.018	0.732	1.235	0.142	-0.188	1.282	0.085	-0.129	0.162	1.219	0.280	-0.785	1.599
0.095	-0.960	0.795	-1.112	-0.774	0.689	-2.714	-0.903	-0.454	-1.474	-0.872	-0.889	3.099

-1.543	-1.728	-1.420	0.822	-0.774	0.384	1.094	-0.379	0.897	0.522	-0.433	0.455	-0.306
-1.076	0.351	-0.922	0.435	1.326	0.269	0.199	-0.197	0.452	-0.453	0.005	-1.171	0.991
-0.443	0.453	-0.067	-1.019	1.434	-1.261	-1.223	1.238	-0.882	-0.151	0.159	0.333	0.018
0.261	0.277	0.530	0.742	1.449	2.238	-0.237	-0.174	-1.908	-0.859	0.664	1.207	-0.671
0.203	1.010	0.298	-2.219	-0.481	1.416	0.108	0.554	-0.232	-0.928	-0.916	-0.184	-0.306
1.518	0.569	0.016	-0.512	0.044	-0.114	0.750	0.144	0.880	-0.615	0.477	1.048	-0.387
0.886	-0.369	-0.333	-0.058	-0.960	-0.439	-0.099	-0.357	1.239	-0.522	0.576	-0.588	-0.347
0.254	0.575	1.169	-0.018	1.742	0.785	-1.567	-1.792	-2.866	0.987	0.609	-1.584	-0.022
-1.018	-0.566	-0.275	0.369	-0.605	-0.859	-0.030	-0.493	-0.386	0.673	-0.302	-0.616	-0.387
0.670	-1.429	1.625	-1.365	0.785	0.670	-1.338	-1.450	0.316	-0.244	1.552	-1.490	-0.630
-1.449	-0.546	0.555	-0.979	-0.033	0.384	0.314	0.053	0.470	0.221	0.883	0.860	1.315
-1.011	0.134	-0.192	-0.325	-1.238	0.709	-1.085	-1.268	1.034	-0.812	-1.804	0.737	0.586
0.189	0.528	-0.590	-1.059	0.090	-1.012	0.681	0.144	0.042	-0.197	-0.554	-0.983	0.870
-0.803	0.990	1.235	-0.392	0.415	-1.834	-0.512	1.329	-0.675	0.604	1.344	1.367	-0.711
1.389	-0.940	0.920	-0.832	-0.311	0.422	-0.145	0.532	-1.053	0.998	-2.024	0.173	-0.914
1.604	0.698	-1.245	-0.472	0.693	0.001	-0.971	0.076	0.213	0.662	0.291	0.860	0.343
-1.607	-0.852	0.074	0.048	-0.574	-1.012	0.245	0.691	-0.950	-0.290	-1.585	-0.813	0.626
1.037	-1.708	2.081	-0.098	1.449	0.345	0.291	-2.543	-1.960	2.031	1.552	1.123	1.396
-1.866	-0.444	-0.167	0.435	-1.160	-0.936	-0.099	-2.270	0.333	0.348	-0.148	-1.124	1.113
0.483	-0.063	0.223	-1.566	-0.141	0.078	0.658	1.192	0.350	-0.998	-1.278	0.230	1.437
1.274	1.622	1.716	0.315	0.368	-0.515	-0.466	1.830	0.230	0.499	-0.971	-1.603	-1.198
1.698	1.846	1.127	1.809	-1.299	0.575	0.039	0.577	-0.266	0.255	-0.872	0.625	-0.995
0.376	0.093	-0.200	0.542	0.059	-0.572	-0.695	1.260	-0.232	-0.453	0.982	-0.118	-1.076
-0.587	1.146	0.928	0.982	0.260	-0.190	0.085	1.602	-0.078	-1.044	1.585	0.690	-1.036
1.259	-0.118	0.605	0.795	-1.963	-0.190	-0.443	-0.311	-0.813	-2.217	1.552	1.433	-1.157
0.879	-0.281	2.338	0.542	-0.311	1.569	0.796	-0.835	-0.300	-0.719	0.236	1.001	-0.955
0.742	1.194	0.829	-1.392	-0.496	-1.337	-0.489	-0.584	-0.044	-0.011	-2.112	-2.176	0.707
-0.853	0.249	-1.586	-0.552	-1.083	0.422	0.612	0.236	-0.266	0.940	0.192	-2.064	-0.266
-1.284	1.921	0.555	-1.139	-1.176	-1.777	0.429	0.509	-0.334	-1.451	0.148	-0.146	-0.752
-0.429	0.344	0.016	0.195	-0.311	-0.859	0.131	1.010	-1.310	0.372	0.499	0.991	-0.468
0.649	0.970	-0.084	-0.205	0.399	0.804	-0.787	-1.792	1.120	0.070	0.291	0.954	-0.225
-0.156	1.527	-0.018	-1.659	0.831	-0.381	-1.728	-0.061	0.316	2.646	-0.082	-1.133	1.113

Совмещенная матрица коэф. корреляции R_{ij} и коэф. значимости t_{ij}

1.000	0.141	0.109	0.186	-0.111	-0.009	0.045	0.060	-0.066	-0.017	-0.099	-0.010	-0.328
1.429	1.000	0.217	-0.057	-0.021	-0.076	-0.017	0.147	-0.004	-0.026	0.078	-0.127	-0.007
1.093	2.271	1.000	-0.162	0.224	0.143	-0.147	-0.056	-0.091	-0.092	0.245	0.097	-0.033
1.918	0.567	1.658	1.000	-0.220	0.038	0.069	-0.186	-0.052	-0.095	-0.105	-0.015	-0.228
1.116	0.212	2.349	2.301	1.000	0.080	-0.223	-0.122	-0.097	-0.015	0.114	0.107	0.131
0.085	0.758	1.455	0.375	0.799	1.000	0.094	0.002	0.128	-0.148	0.037	0.106	0.092
0.445	0.165	1.497	0.691	2.340	0.943	1.000	0.121	0.216	0.016	0.049	0.041	0.026
0.600	1.496	0.560	1.912	1.236	0.015	1.224	1.000	0.232	0.021	-0.106	0.030	-0.271
0.662	0.042	0.910	0.522	0.970	1.296	2.253	2.442	1.000	0.028	-0.129	-0.010	-0.070
0.164	0.262	0.921	0.949	0.148	1.510	0.157	0.210	0.279	1.000	0.118	-0.089	0.017
0.991	0.784	2.596	1.056	1.145	0.366	0.489	1.064	1.304	1.188	1.000	0.278	-0.023
0.103	1.289	0.970	0.153	1.075	1.062	0.406	0.298	0.095	0.896	2.993	1.000	-0.094
3.652	0.069	0.330	2.387	1.331	0.922	0.254	2.915	0.702	0.166	0.225	0.946	1.000

ШАГ 1-й

Свободный член $A[0] = -8.9292960363E-13$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = -0.328$ Коэф.значимости $t_a = 3.433$ Предиктор 1

Множественный коэф. корреляции $R_{mk} = 0.328$

ШАГ 2-й

Свободный член $A[0] = -5.3378282290E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = -0.312$ Коэф.значимости $t_a = 3.397$ Предиктор 1

$A[2] = -0.253$ Коэф.значимости $t_a = 2.747$ Предиктор 8

Множественный коэф. корреляции $R_{mk} = 0.413$

ШАГ 3-й

Свободный член $A[0] = -6.3822357800E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = -0.266$ Коэф.значимости $t_a = 2.987$ Предиктор 1

$A[2] = -0.299$ Коэф.значимости $t_a = 3.351$ Предиктор 8

$A[3] = -0.233$ Коэф.значимости $t_a = 2.618$ Предиктор 4

Множественный коэф. корреляции $R_{mk} = 0.471$

ШАГ 4-й

Свободный член $A[0] = -6.1142053887E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = -0.274$	Кэф.значимости	$t_a = 3.095$	Предиктор	1
$A[2] = -0.312$	Кэф.значимости	$t_a = 3.526$	Предиктор	8
$A[3] = -0.246$	Кэф.значимости	$t_a = 2.778$	Предиктор	4
$A[4] = -0.108$	Кэф.значимости	$t_a = 1.225$	Предиктор	11

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.482$

ШАГ 5-й

Свободный член $A[0] = -6.3146431846E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = -0.272$	Кэф.значимости	$t_a = 3.100$	Предиктор	1
$A[2] = -0.314$	Кэф.значимости	$t_a = 3.570$	Предиктор	8
$A[3] = -0.251$	Кэф.значимости	$t_a = 2.854$	Предиктор	4
$A[4] = -0.113$	Кэф.значимости	$t_a = 1.283$	Предиктор	11
$A[5] = 0.104$	Кэф.значимости	$t_a = 1.179$	Предиктор	6

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.493$

ШАГ 6-й

Свободный член $A[0] = -6.7051233340E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = -0.275$	Кэф.значимости	$t_a = 3.144$	Предиктор	1
$A[2] = -0.327$	Кэф.значимости	$t_a = 3.742$	Предиктор	8
$A[3] = -0.260$	Кэф.значимости	$t_a = 2.970$	Предиктор	4
$A[4] = -0.120$	Кэф.значимости	$t_a = 1.368$	Предиктор	11
$A[5] = 0.096$	Кэф.значимости	$t_a = 1.093$	Предиктор	6
$A[6] = 0.092$	Кэф.значимости	$t_a = 1.056$	Предиктор	7

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.502$

ШАГ 7-й

Свободный член $A[0] = -6.8847945396E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = -0.288$	Кэф.значимости	$t_a = 3.314$	Предиктор	1
$A[2] = -0.340$	Кэф.значимости	$t_a = 3.910$	Предиктор	8
$A[3] = -0.256$	Кэф.значимости	$t_a = 2.943$	Предиктор	4
$A[4] = -0.129$	Кэф.значимости	$t_a = 1.485$	Предиктор	11
$A[5] = 0.102$	Кэф.значимости	$t_a = 1.174$	Предиктор	6
$A[6] = 0.096$	Кэф.значимости	$t_a = 1.098$	Предиктор	7
$A[7] = 0.089$	Кэф.значимости	$t_a = 1.018$	Предиктор	2

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.509$

ШАГ 8-й

Свободный член $A[0] = -6.4773923790E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = -0.296$	Кэф.значимости	$t_a = 3.419$	Предиктор	1
$A[2] = -0.324$	Кэф.значимости	$t_a = 3.737$	Предиктор	8
$A[3] = -0.259$	Кэф.значимости	$t_a = 2.986$	Предиктор	4
$A[4] = -0.141$	Кэф.значимости	$t_a = 1.623$	Предиктор	11
$A[5] = 0.112$	Кэф.значимости	$t_a = 1.291$	Предиктор	6
$A[6] = 0.112$	Кэф.значимости	$t_a = 1.293$	Предиктор	7
$A[7] = 0.089$	Кэф.значимости	$t_a = 1.024$	Предиктор	2
$A[8] = -0.084$	Кэф.значимости	$t_a = 0.975$	Предиктор	9

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.515$

ШАГ 9-й

Свободный член A[0] = -6.9870354630E-12

Частные коэф. регрессии:

A[1] = -0.294	Козф.значимости	ta = 3.401	Предиктор	1
A[2] = -0.318	Козф.значимости	ta = 3.682	Предиктор	8
A[3] = -0.258	Козф.значимости	ta = 2.984	Предиктор	4
A[4] = -0.121	Козф.значимости	ta = 1.397	Предиктор	11
A[5] = 0.117	Козф.значимости	ta = 1.356	Предиктор	6
A[6] = 0.112	Козф.значимости	ta = 1.298	Предиктор	7
A[7] = 0.078	Козф.значимости	ta = 0.903	Предиктор	2
A[8] = -0.084	Козф.значимости	ta = 0.977	Предиктор	9
A[9] = -0.066	Козф.значимости	ta = 0.764	Предиктор	12

Множественный коэф. корреляции Rmk = 0.519

ШАГ 10-й

Свободный член A[0] = -7.0773363306E-12

Частные коэф. регрессии:

A[1] = -0.285	Козф.значимости	ta = 3.306	Предиктор	1
A[2] = -0.323	Козф.значимости	ta = 3.748	Предиктор	8
A[3] = -0.268	Козф.значимости	ta = 3.111	Предиктор	4
A[4] = -0.108	Козф.значимости	ta = 1.257	Предиктор	11
A[5] = 0.128	Козф.значимости	ta = 1.483	Предиктор	6
A[6] = 0.103	Козф.значимости	ta = 1.193	Предиктор	7
A[7] = 0.090	Козф.значимости	ta = 1.050	Предиктор	2
A[8] = -0.086	Козф.значимости	ta = 1.003	Предиктор	9
A[9] = -0.063	Козф.значимости	ta = 0.725	Предиктор	12
A[10] = -0.062	Козф.значимости	ta = 0.719	Предиктор	3

Множественный коэф. корреляции Rmk = 0.522

ШАГ 11-й

Свободный член A[0] = -7.0176470482E-12

Частные коэф. регрессии:

A[1] = -0.281	Козф.значимости	ta = 3.270	Предиктор	1
A[2] = -0.318	Козф.значимости	ta = 3.690	Предиктор	8
A[3] = -0.259	Козф.значимости	ta = 3.006	Предиктор	4
A[4] = -0.109	Козф.значимости	ta = 1.269	Предиктор	11
A[5] = 0.124	Козф.значимости	ta = 1.442	Предиктор	6
A[6] = 0.111	Козф.значимости	ta = 1.293	Предиктор	7
A[7] = 0.092	Козф.значимости	ta = 1.066	Предиктор	2
A[8] = -0.084	Козф.значимости	ta = 0.982	Предиктор	9
A[9] = -0.067	Козф.значимости	ta = 0.773	Предиктор	12
A[10] = -0.069	Козф.значимости	ta = 0.802	Предиктор	3
A[11] = 0.048	Козф.значимости	ta = 0.560	Предиктор	5

Множественный коэф. корреляции Rmk = 0.524

ШАГ 12-й

Свободный член A[0] = -6.9601339478E-12

Частные коэф. регрессии:

A[1] = -0.282	Козф.значимости	ta = 3.279	Предиктор	1
A[2] = -0.318	Козф.значимости	ta = 3.694	Предиктор	8
A[3] = -0.257	Козф.значимости	ta = 2.987	Предиктор	4
A[4] = -0.113	Козф.значимости	ta = 1.310	Предиктор	11
A[5] = 0.127	Козф.значимости	ta = 1.471	Предиктор	6
A[6] = 0.111	Козф.значимости	ta = 1.293	Предиктор	7
A[7] = 0.093	Козф.значимости	ta = 1.078	Предиктор	2
A[8] = -0.085	Козф.значимости	ta = 0.993	Предиктор	9
A[9] = -0.064	Козф.значимости	ta = 0.746	Предиктор	12
A[10] = -0.067	Козф.значимости	ta = 0.779	Предиктор	3
A[11] = 0.048	Козф.значимости	ta = 0.560	Предиктор	5
A[12] = 0.018	Козф.значимости	ta = 0.214	Предиктор	10

Множественный коэф. корреляции Rmk = 0.524

-1.543	-1.728	-1.420	0.822	-0.774	0.384	1.094	-0.379	0.897	0.522	-0.433	0.455	-1.232
-1.076	0.351	-0.922	0.435	1.326	0.269	0.199	-0.197	0.452	-0.453	0.005	-1.171	-0.021
-0.443	0.453	-0.067	-1.019	1.434	-1.261	-1.223	1.238	-0.882	-0.151	0.159	0.333	0.683
0.261	0.277	0.530	0.742	1.449	2.238	-0.237	-0.174	-1.908	-0.859	0.664	1.207	-1.542
0.203	1.010	0.298	-2.219	-0.481	1.416	0.108	0.554	-0.232	-0.928	-0.916	-0.184	-0.415
1.518	0.569	0.016	-0.512	0.044	-0.114	0.750	0.144	0.880	-0.615	0.477	1.048	-0.077
0.886	-0.369	-0.333	-0.058	-0.960	-0.439	-0.099	-0.357	1.239	-0.522	0.576	-0.588	1.641
0.254	0.575	1.169	-0.018	1.742	0.785	-1.567	-1.792	-2.866	0.987	0.609	-1.584	-0.105
-1.018	-0.566	-0.275	0.369	-0.605	-0.859	-0.030	-0.493	-0.386	0.673	-0.302	-0.616	-0.274
0.670	-1.429	1.625	-1.365	0.785	0.670	-1.338	-1.450	0.316	-0.244	1.552	-1.490	-0.105
-1.449	-0.546	0.555	-0.979	-0.033	0.384	0.314	0.053	0.470	0.221	0.883	0.860	0.007
-1.011	0.134	-0.192	-0.325	-1.238	0.709	-1.085	-1.268	1.034	-0.812	-1.804	0.737	-0.500
0.189	0.528	-0.590	-1.059	0.090	-1.012	0.681	0.144	0.042	-0.197	-0.554	-0.983	-0.021
-0.803	0.990	1.235	-0.392	0.415	-1.834	-0.512	1.329	0.675	0.604	1.344	1.048	0.768
1.389	-0.940	0.920	-0.832	-0.311	0.422	-0.145	0.532	-1.053	0.998	-2.024	0.173	1.387
1.604	0.698	-1.245	-0.472	0.693	0.001	-0.971	0.076	0.213	0.662	0.291	0.860	0.852
-1.607	-0.852	0.074	0.048	-0.574	-1.012	0.245	0.691	-0.950	-0.290	-1.585	-0.813	-1.147
1.037	-1.708	2.081	-0.098	1.449	0.345	0.291	-2.543	-1.960	2.031	1.991	1.123	0.768
-1.866	-0.444	-0.167	0.435	-1.160	-0.936	-0.099	-2.270	0.333	0.348	-0.148	-1.124	-2.330
0.483	-0.063	0.223	-1.566	-0.141	0.078	0.658	1.192	0.350	-0.998	-1.278	0.230	0.176
1.274	1.622	1.716	0.315	0.368	-0.515	-0.466	1.830	0.230	0.499	-0.971	-1.603	1.669
1.698	1.846	1.127	1.809	-1.299	0.575	0.039	0.577	-0.266	0.255	-0.872	0.625	1.500
0.376	0.093	-0.200	0.542	0.059	-0.572	-0.695	1.260	-0.232	-0.453	0.982	-0.118	1.078
-0.587	1.146	0.928	0.982	0.260	-0.190	0.085	1.602	-0.078	-1.044	1.585	0.690	1.021
1.259	-0.118	0.605	0.795	-1.963	-0.190	-0.443	-0.311	-0.813	-2.217	1.552	1.433	1.190
0.879	-0.281	2.338	0.542	-0.311	1.569	0.796	-0.835	-0.300	-0.719	0.236	1.001	1.556
0.742	1.194	0.829	-1.392	-0.496	-1.337	-0.489	-0.584	-0.044	-0.011	-2.112	-2.176	0.430
-0.853	0.249	-1.586	-0.552	-1.083	0.422	0.612	0.236	-0.266	0.940	0.192	-2.064	-1.232
-1.284	1.921	0.555	-1.139	-1.176	-1.777	0.429	0.509	-0.334	-1.451	0.148	-0.146	-0.077
-0.429	0.344	0.016	0.195	-0.311	-0.859	0.131	1.010	-1.310	0.372	0.499	0.991	1.247
0.649	0.970	-0.084	-0.205	0.399	0.804	-0.787	-1.792	1.120	0.070	0.291	0.954	0.909
-0.156	1.527	-0.018	-1.659	0.831	-0.381	-1.728	-0.061	0.316	2.646	-0.082	-1.133	0.373

Совмещенная матрица коэф. корреляции R_{ij} и коэф. значимости t_{ij}

1.000	0.141	0.109	0.186	-0.111	-0.009	0.045	0.060	-0.066	-0.017	-0.099	-0.010	0.362
1.429	1.000	0.217	-0.057	-0.021	-0.076	-0.017	0.147	-0.004	-0.026	0.078	-0.127	0.145
1.093	2.271	1.000	-0.162	0.224	0.143	-0.147	-0.056	-0.091	-0.092	0.245	0.097	0.138
1.918	0.567	1.658	1.000	-0.220	0.038	0.069	-0.186	-0.052	-0.095	-0.105	-0.015	0.107
1.116	0.212	2.349	2.301	1.000	0.080	-0.223	-0.122	-0.097	-0.015	0.114	0.107	0.034
0.085	0.758	1.455	0.375	0.799	1.000	0.094	0.002	0.128	-0.148	0.037	0.106	-0.114
0.445	0.165	1.497	0.691	2.340	0.943	1.000	0.121	0.216	0.016	0.049	0.041	-0.205
0.600	1.496	0.560	1.912	1.236	0.015	1.224	1.000	0.232	0.021	-0.106	0.030	0.023
0.662	0.042	0.910	0.522	0.970	1.296	2.253	2.442	1.000	0.028	-0.129	-0.010	-0.298
0.164	0.262	0.921	0.949	0.148	1.510	0.157	0.210	0.279	1.000	0.118	-0.089	-0.010
0.991	0.784	2.596	1.056	1.145	0.366	0.489	1.064	1.304	1.188	1.000	0.278	0.038
0.103	1.289	0.970	0.153	1.075	1.062	0.406	0.298	0.095	0.896	2.993	1.000	0.148
4.151	1.475	1.400	1.075	0.343	1.151	2.132	0.227	3.256	0.102	0.382	1.506	1.000

ШАГ 1-й

Свободный член $A[0] = -1.0022251247E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.362$ Коэф. значимости $t_a = 3.849$ Предиктор 1

Множественный коэф. корреляции $R_{mk} = 0.362$

ШАГ 2-й

Свободный член $A[0] = -6.1114950160E-13$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.344$ Коэф. значимости $t_a = 3.826$ Предиктор 1

$A[2] = -0.275$ Коэф. значимости $t_a = 3.060$ Предиктор 9

Множественный коэф. корреляции $R_{mk} = 0.455$

ШАГ 3-й

Свободный член $A[0] = -3.0884660479E-13$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.354$ Коэф. значимости $t_a = 4.007$ Предиктор 1

$A[2] = -0.238$ Коэф. значимости $t_a = 2.692$ Предиктор 9

$A[3] = -0.170$ Коэф. значимости $t_a = 1.919$ Предиктор 7

Множественный коэф. корреляции $R_{mk} = 0.484$

ШАГ 4-й

Свободный член $A[0] = 8.9531900876E-13$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.356$	Коэф.значимости	$t_a = 4.097$	Предиктор	1
$A[2] = -0.235$	Коэф.значимости	$t_a = 2.700$	Предиктор	9
$A[3] = -0.177$	Коэф.значимости	$t_a = 2.033$	Предиктор	7
$A[4] = 0.157$	Коэф.значимости	$t_a = 1.802$	Предиктор	12

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.509$

ШАГ 5-й

Свободный член $A[0] = 1.0245726137E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.340$	Коэф.значимости	$t_a = 3.945$	Предиктор	1
$A[2] = -0.236$	Коэф.значимости	$t_a = 2.734$	Предиктор	9
$A[3] = -0.175$	Коэф.значимости	$t_a = 2.025$	Предиктор	7
$A[4] = 0.171$	Коэф.значимости	$t_a = 1.984$	Предиктор	12
$A[5] = 0.115$	Коэф.значимости	$t_a = 1.336$	Предиктор	2

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.521$

ШАГ 6-й

Свободный член $A[0] = 1.1958574289E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.341$	Коэф.значимости	$t_a = 3.966$	Предиктор	1
$A[2] = -0.227$	Коэф.значимости	$t_a = 2.642$	Предиктор	9
$A[3] = -0.170$	Коэф.значимости	$t_a = 1.976$	Предиктор	7
$A[4] = 0.178$	Коэф.значимости	$t_a = 2.078$	Предиктор	12
$A[5] = 0.110$	Коэф.значимости	$t_a = 1.285$	Предиктор	2
$A[6] = -0.077$	Коэф.значимости	$t_a = 0.893$	Предиктор	6

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.526$

ШАГ 7-й

Свободный член $A[0] = 1.2764380177E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.330$	Коэф.значимости	$t_a = 3.845$	Предиктор	1
$A[2] = -0.223$	Коэф.значимости	$t_a = 2.607$	Предиктор	9
$A[3] = -0.174$	Коэф.значимости	$t_a = 2.028$	Предиктор	7
$A[4] = 0.180$	Коэф.значимости	$t_a = 2.104$	Предиктор	12
$A[5] = 0.115$	Коэф.значимости	$t_a = 1.344$	Предиктор	2
$A[6] = -0.079$	Коэф.значимости	$t_a = 0.920$	Предиктор	6
$A[7] = 0.058$	Коэф.значимости	$t_a = 0.678$	Предиктор	4

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.529$

ШАГ 8-й

Свободный член $A[0] = 2.5862821730E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.323$	Коэф.значимости	$t_a = 3.783$	Предиктор	1
$A[2] = -0.239$	Коэф.значимости	$t_a = 2.799$	Предиктор	9
$A[3] = -0.180$	Коэф.значимости	$t_a = 2.109$	Предиктор	7
$A[4] = 0.177$	Коэф.значимости	$t_a = 2.072$	Предиктор	12
$A[5] = 0.106$	Коэф.значимости	$t_a = 1.237$	Предиктор	2
$A[6] = -0.077$	Коэф.значимости	$t_a = 0.905$	Предиктор	6
$A[7] = 0.072$	Коэф.значимости	$t_a = 0.842$	Предиктор	4
$A[8] = 0.073$	Коэф.значимости	$t_a = 0.859$	Предиктор	8

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.534$

ШАГ 9-й

Свободный член $A[0] = 2.6143296668E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.317$	Кэф.значимости	$t_a = 3.717$	Предиктор	1
$A[2] = -0.236$	Кэф.значимости	$t_a = 2.768$	Предиктор	9
$A[3] = -0.174$	Кэф.значимости	$t_a = 2.036$	Предиктор	7
$A[4] = 0.171$	Кэф.значимости	$t_a = 2.009$	Предиктор	12
$A[5] = 0.094$	Кэф.значимости	$t_a = 1.105$	Предиктор	2
$A[6] = -0.086$	Кэф.значимости	$t_a = 1.010$	Предиктор	6
$A[7] = 0.081$	Кэф.значимости	$t_a = 0.954$	Предиктор	4
$A[8] = 0.079$	Кэф.значимости	$t_a = 0.922$	Предиктор	8
$A[9] = 0.050$	Кэф.значимости	$t_a = 0.581$	Предиктор	3

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.536$

ШАГ 10-й

Свободный член $A[0] = 2.6613317461E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.317$	Кэф.значимости	$t_a = 3.715$	Предиктор	1
$A[2] = -0.237$	Кэф.значимости	$t_a = 2.776$	Предиктор	9
$A[3] = -0.174$	Кэф.значимости	$t_a = 2.042$	Предиктор	7
$A[4] = 0.173$	Кэф.значимости	$t_a = 2.028$	Предиктор	12
$A[5] = 0.095$	Кэф.значимости	$t_a = 1.114$	Предиктор	2
$A[6] = -0.083$	Кэф.значимости	$t_a = 0.977$	Предиктор	6
$A[7] = 0.084$	Кэф.значимости	$t_a = 0.981$	Предиктор	4
$A[8] = 0.079$	Кэф.значимости	$t_a = 0.924$	Предиктор	8
$A[9] = 0.051$	Кэф.значимости	$t_a = 0.598$	Предиктор	3
$A[10] = 0.021$	Кэф.значимости	$t_a = 0.245$	Предиктор	10

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.536$

ШАГ 11-й

Свободный член $A[0] = 2.6815616089E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.318$	Кэф.значимости	$t_a = 3.731$	Предиктор	1
$A[2] = -0.236$	Кэф.значимости	$t_a = 2.767$	Предиктор	9
$A[3] = -0.171$	Кэф.значимости	$t_a = 2.006$	Предиктор	7
$A[4] = 0.171$	Кэф.значимости	$t_a = 2.010$	Предиктор	12
$A[5] = 0.095$	Кэф.значимости	$t_a = 1.119$	Предиктор	2
$A[6] = -0.085$	Кэф.значимости	$t_a = 0.993$	Предиктор	6
$A[7] = 0.087$	Кэф.значимости	$t_a = 1.021$	Предиктор	4
$A[8] = 0.081$	Кэф.значимости	$t_a = 0.947$	Предиктор	8
$A[9] = 0.048$	Кэф.значимости	$t_a = 0.567$	Предиктор	3
$A[10] = 0.021$	Кэф.значимости	$t_a = 0.244$	Предиктор	10
$A[11] = 0.018$	Кэф.значимости	$t_a = 0.207$	Предиктор	5

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.536$

ШАГ 12-й

Свободный член $A[0] = 2.7001341735E-12$

Частные коэф. регрессии:

$A[1] = 0.318$	Кэф.значимости	$t_a = 3.725$	Предиктор	1
$A[2] = -0.236$	Кэф.значимости	$t_a = 2.773$	Предиктор	9
$A[3] = -0.171$	Кэф.значимости	$t_a = 2.001$	Предиктор	7
$A[4] = 0.172$	Кэф.значимости	$t_a = 2.022$	Предиктор	12
$A[5] = 0.096$	Кэф.значимости	$t_a = 1.124$	Предиктор	2
$A[6] = -0.085$	Кэф.значимости	$t_a = 0.992$	Предиктор	6
$A[7] = 0.087$	Кэф.значимости	$t_a = 1.019$	Предиктор	4
$A[8] = 0.080$	Кэф.значимости	$t_a = 0.943$	Предиктор	8
$A[9] = 0.049$	Кэф.значимости	$t_a = 0.576$	Предиктор	3
$A[10] = 0.021$	Кэф.значимости	$t_a = 0.251$	Предиктор	10
$A[11] = 0.018$	Кэф.значимости	$t_a = 0.208$	Предиктор	5
$A[12] = -0.004$	Кэф.значимости	$t_a = 0.044$	Предиктор	11

Множественный коэф. корреляции $Rmk = 0.536$