

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий гідрометеорологічний інститут
Кафедра метеорології та кліматології

Кваліфікаційна робота бакалавра

на тему: **Динаміка термічного режиму
в районі антарктичної станції Беллінсгайзен**

Виконав студент групи МКА-19
Спеціальності 103 «Науки про Землю»

Довлетов Амангелді
(прізвище, ім'я, по батькові студента)

Керівник канд. геогр. наук, доцент
Прокоф'єв Олег Милославович

Консультант _____ - _____

Рецензент д-р. геогр. наук, професор
Овчарук В.А.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Навчально-науковий гідрометеорологічний інститут

Кафедра метеорології та кліматології

Рівень вищої освіти бакалавр

Спеціальність 103 «Науки про Землю»

(шифр і назва)

Освітня програма Гідрометеорологія

(назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри
метеорології та кліматології

Прокоф'єв О.М.

«08» травня 2023 року

ЗАВДАННЯ
НА КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ БАКАЛАВРА

студенту Довлетову Амангелді

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Динаміка термічного режиму в районі антарктичної станції Беллінсгаузен

керівник роботи Прокоф'єв Олег Милославович, канд. геогр. наук, доцент

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

затверджені наказом ОДЕКУ від «29» квітня 2023 року № 53 - С

2. Строк подання студентом роботи 08 червня 2023 року

3. Вихідні дані до роботи Дослідження термічного режиму в зазначеному регіоні проводилося за даними, отриманими з сайту Британської Антарктичної служби. Вихідні дані представляють собою середньодобові значення приземної температури повітря станції Беллінсгаузен за період з 1960 по 2020 рр.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Проаналізувати тенденції багаторічних змін приземної температури повітря досліджуваного регіону; визначити значущі періоди коливань температури; визначити та проаналізувати трендові складові приземної температури повітря; розрахувати та проаналізувати амплітуди коливань температури повітря за десятирічні періоди; дослідити зв'язок між температурою повітря та глобальними кліматичними індексами за допомогою кореляційного аналізу.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)

Графік річного ходу осереднених за період спостережень значень приземної температури повітря (максимальних, середніх, мінімальних) на ст. Беллінсгаузен; гістограма трендової складової приземної температури повітря ст. Беллінсгаузен; гістограми аномалій приземної температури повітря на ст. Беллінсгаузен за десятирічні періоди; гістограма середньорічних аномалій приземної температури повітря за десятирічні періоди для ст. Беллінсгаузен.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 08 травня 2023 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Отримання завдання та збір вихідних даних до роботи. Ознайомлення з літературними джерелами за темою кваліфікаційної роботи бакалавра.	08.05.2023 р. – 14.05.2023 р	60	задовільно
2.	Формування бази даних по приземній температурі повітря та індексу геомагнітної активності.	15.05.2023 р. – 21.03.2022 р	60	задовільно
	Рубіжна атестація	22.05.2023 р.- 26.05.2023 р.	60	задовільно
3.	Розрахунок та аналіз статистичних характеристик приземної температури повітря.	22.05.2023 р. - 25.05.2023 р.	70	задовільно
4.	Розрахунок трендової складової приземної температури повітря та аналіз особливостей багаторічних змін приземної температури повітря.	26.05.2023 р. - 29.05.2023 р.	75	добре
5.	Розрахунок амплітуди коливань приземної температури повітря, аналіз їх динаміки.	30.05.2023 р. - 03.06.2023 р.	70	задовільно
6.	Дослідження та аналіз глобальних статистичних взаємозв'язків між середньомісячними значеннями приземної температури повітря та індексу A_p за допомогою кореляційного аналізу.	04.06.2023 р. - 07.06.2023 р.	80	добре
	Узагальнення отриманих результатів. Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату.	08.06.2023 р. - 10.06.2023 р.	70	задовільно
	Перевірка роботи на плагіат, складення протоколу і висновку керівника. Підписання авторського договору.	11.06.2023 р.- 12.06.2023 р.	-	-
	Підготовка презентаційного матеріалу	-	-	-
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)	-	70	задовільно

Студент

(підпис)

Довлетов Амангелді

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

(підпис)

Прокоф'єв О.М.

(прізвище та ініціали)

ЗМІСТ

ВСТУП	4
1 МЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ І КЛІМАТ АНТАРКТИДИ	6
1.1 Антарктична суша і своєрідність її як підстильної поверхні.....	6
1.2 Сучасні кліматичні зміни Південної полярної області	13
1.2.1 Кліматичні зміни Антарктиди.....	13
1.2.2 Характер сучасного регіонального клімату Антарктичного півострова.....	18
2 ВИХІДНА ІНФОРМАЦІЯ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ.....	21
2.1 Характеристика вихідної інформації.....	21
2.1.1 Температура повітря.....	21
2.1.2 Індекси геомагнітної активності	24
2.2 Методи дослідження	27
2.2.1 Методи розрахунку основних статистичних параметрів	27
2.2.2 Методи розрахунку аномалій метеорологічних величин.....	32
3 СУЧАСНІ ЗМІНИ ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ АНТАРКТИЧНОГО ПІВОСТРОВА	33
3.1 Статистичні характеристики приземної температури повітря.....	33
3.2 Особливості багаторічних змін приземної температури повітря....	35
4 АНАЛІЗ АНОМАЛІЙ ПРИЗЕМНОЇ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ.....	40
4.1 Динаміка аномалій приземної температури повітря	40
4.3 Аналіз сум аномалій приземної температури повітря по регіону..	44
5 ЗВ'ЯЗОК ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ АНТАРКТИЧНОГО ПІВОСТРОВА З ГЕОМАГНІТНОЮ АКТИВНІСТЮ.....	46
ВИСНОВКИ.....	49
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	51

ВСТУП

Бакалаврська кваліфікаційна робота носить назву «Динаміка термічного режиму в районі антарктичної станції Bellingshausen» і присвячена дослідженню кліматичних змін, які відбуваються в районі Антарктичного півострова.

Потепління кліматичної системи є беззаперечним фактом, і багато змін, які відбуваються починаючи з 1950-х років, є безпрецедентними в наш час. Фіксується потепління як атмосфери так і океану, запаси снігу та льоду скорочуються, а рівень моря зростає. За останні десятиріччя, як зазначають вчені, Антарктичний льодовиковий щит безперервно втрачає свою масу. Слід зазначити, що льодовики продовжують скорочуватися практично у всьому світі.

Вивчення полярних районів у наш час набуває величезного значення, за заявами вчених, метеорологія і кліматологія саме полярних районів земної кулі можуть допомогти нам зрозуміти механізм зміни клімату на нашій планеті. Зараз, найважливіша задача полягає у вивченні різних станів системи океан-атмосфера, з подальшим перенесенням на клімат окремих районів земної кулі результатів їх впливу. Для того, щоб надати гіпотези про температурні умови, кількість опадів, вітровий режим і режим циркуляції в майбутньому, необхідно досконально вивчити сучасні умови і розібратися в суті фізичних процесів.

В якості вихідних даних використовувались середньомісячні значення приземної температури повітря антарктичної станції Bellingshausen, а також індекс геомагнітної активності Ap.

В ході реалізації дослідження виконані наступні завдання:

– проаналізовані тенденції багаторічних змін приземної температури повітря ст. Bellingshausen;

– розраховані та проаналізовані статистичні характеристики приземної температури повітря ст. Bellingshausen;

– визначені значущі періоди коливань приземної температури повітря ст. Bellingshausen;

– визначені трендові складові приземної температури повітря ст. Bellingshausen;

– розраховані та проаналізовані аномалії температури повітря на ст. Bellingshausen за десятирічні періоди;

– досліджено зв'язок між температурою повітря та геомагнітною активністю за допомогою кореляційного аналізу.

Актуальність теми визначається необхідністю постійного моніторингу метеорологічного режиму Антарктиди та його динаміки в світлі сучасних кліматичних змін.

Проведене дослідження свідчить про наявність певних змін, які відбуваються в термічному режимі регіону, а саме впливу загальнопланетарного підвищення температури. За останні тридцять років фіксується стійка тенденція до збільшення приземної температури повітря протягом більшості місяців року, що може свідчити про порушення стабільності термічного режиму Антарктичного півострова.

1 МЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ І КЛІМАТ АНТАРКТИДИ

1.1 Антарктична суша і своєрідність її як підстильної поверхні

Антарктида – самий ізольований і єдиний материк, що не має корінного населення (рис. 1.1). Влітку чисельність тимчасових жителів, приблизно, складає 4000 чоловік, взимку – 1500 чоловік. Ніхто ще не жив тут довше 18 місяців.

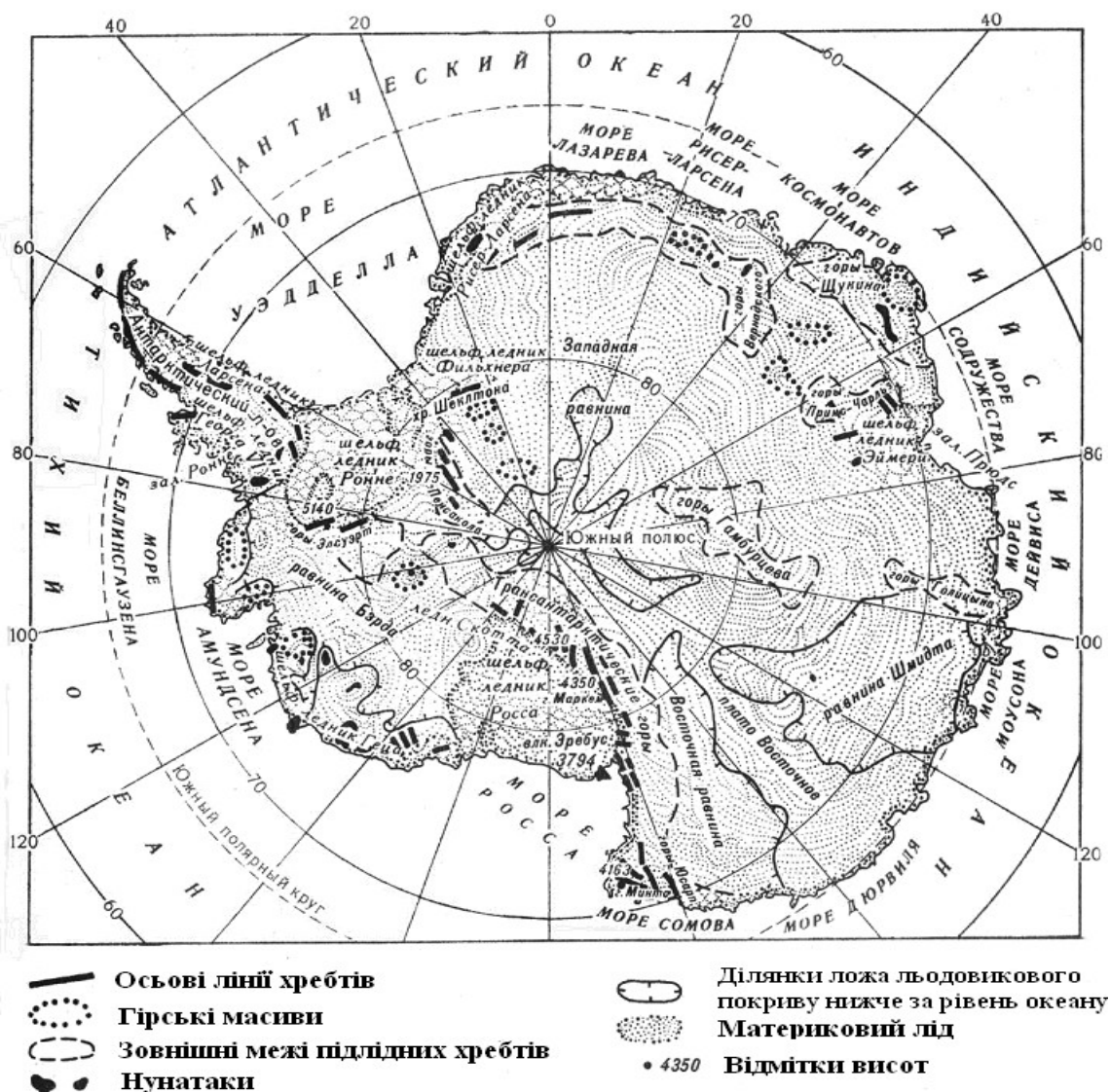


Рис. 1.1 – Антарктида

Майже вся Антарктида розташована на південь від Південного полярного кола ($66^{\circ} 33'$ пд. ш.), який відстоїть від Південного полюса на 2600 км. Південне полярне коло є межею, на південь від якої Сонце не підіймається над горизонтом під час зимового сонцестояння (21 червня) і не заходить за горизонт під час літнього сонцестояння (21 грудня). У напрямку до полюса тривалість полярного дня і полярної ночі зростає, досягаючи на Південному полюсі в тому і іншому випадку півроку [1, 2].

В Антарктиді за межі Південного полярного круга виходять тільки Антарктичний півострів, що тягнеться майже до південного краю Південної Америки, і деякі миси на протилежній стороні материка. В двох місцях берегова лінія материка вдається далеко на південь, утворюючи море Роса в Тихоокеанському і море Ведела в Атлантичному секторах.

Антарктида підрозділяється на дві крупні частини, які істотно розрізняються по геологічній будові і особливостям рельєфу. Східна Антарктида займає велику частину материка і має форму майже правильного півкола. На суші її обмежують Трансантарктичні гори, що тягнуться від мису Адер до Землі Котса. Східна Антарктида знаходиться приблизно між 170° сх. д. і 30° з. д. Західна Антарктида має набагато меншу площу, і значну її частину займає Антарктичний півострів.

Антарктида – крижаний континент, де зосереджено приблизно 30 млн. км³ льоду, або 90% всього льоду суші. Середня товщина льоду 2500–2800 м, а максимальна в деяких районах Східної Антарктиди – 4800 м. Найбільша висота крижаної поверхні в Східній Антарктиді перевищує 4100 м над рівнем моря.

Тільки 2% території Антарктиди вільні від льоду – головним чином в західній частині материка і Трансантарктичних горах. Це або ділянки узбережжя, або окремі гребені і вершини (нунатаки), що підносяться над крижаною поверхнею.

Льодовиковий покрив має в цілому куполовидну форму, причому крутизна поверхні зростає у напрямку до узбережжя, де зосереджені кінці

вивідних льодовиків і шельфові льодовики або крижані уступи. Антарктичні айсберги вражають своїми розмірами, рекордними для Землі. Так, наприклад, один з них, що утворився на початку 1990-х років, досягав в довжину 154 км, а завширшки – 35 км.

Антарктичний лід нагромаджувався протягом багатьох сотень тисяч літ, і в ньому була відображена історія формування земної атмосфери. В Антарктиді були пробурені три глибокі свердловини: на станції Берд в 1968р. глибиною 2160 м, на станції Схід в 1991р. глибиною 2600 м і на узбережжі Східної Антарктиди на станції Лоу-Будинок в 1993р. глибиною 1200 м [2].

Влітку льодовиковий покрив збільшується на 3–4 млн. км² за рахунок розростання шельфових льодовиків, особливо навкруги Антарктичного півострова і в морі Роса. Взимку океан навкруги Антарктиди замерзає. Таким чином формуються морський лід на площі біля 17 млн. км², який тане в кінці весни – на початку літа.

Східна Антарктида представляє собою стародавній кратон, породи якого на Землі Ендербі утворилися майже 4 млрд. років тому. Поверхня кристалічного фундаменту, що залягає переважно на невеликій висоті над рівнем моря, була вихолоджена. Вік порід фундаменту, як правило, коливається в межах 2,5–2,8 млрд. років. Фундамент утворився в ході декількох крупних етапів орогенезу, що знайшло віддзеркалення в складі і будові складаючих порід. Близько 1,1–1,4 млрд. років тому в Східній Антарктиді відбувалося формування гранітів шляхом виверження та застигання розплавленої магми [2].

Після того, як був сформований фундамент, протягом довгого часу відбувалося опадонакопичення в морських і континентальних умовах. Головна опадова свита (група Бікон) включає різноманітні породи, складаючи живописні вершини і скелясті схили Трансантарктичних гір. Багато з цих гірських порід сформувалися 350–190 млн. років тому і містять викопні залишки рослин і тварин, включаючи динозаврів і земноводних (наприклад, *Lystrosaurus*). Це свідчить про те, що природні умови того часу

дуже сильно відрізнялися від сучасних, хоча Південний полюс тоді знаходився або на території самої Антарктиди, або поблизу неї. Льодовикові відкладення найбільш характерні для періоду 320–280 млн. років тому, коли Антарктида вперше перемістилася в полярний район.

Крупною геологічною подією, що завершила період формування гірських порід групи Бікон, є інтрузія величезної маси сірої гірської породи долерита. Подібні гірські породи були знайдені також в Тасманії та інших районах, які колись входили до складу стародавнього суперконтиненту Гондвана.

Західна Антарктида в цілому більш молода і більш розчленована територія зі значними висотами над рівнем моря. Наприклад, хребет Сентінеел з його баштовидними вершинами складається з окремих блоків, деякі з них виникли під час етапу горотворення, пов'язаного з розпадом Гондвани, а інші – під час занурення плити в південно-східній частині Тихого океану під Антарктичний півострів. Утворення багатьох гірських порід було пов'язано з вулканічною діяльністю, максимальна активність якої доводилася на період 180–110 млн. років тому.

Гіпотеза про існування стародавнього обширного суперконтиненту, до складу якого входила і Антарктида, була підтверджена знахідкою зразка з відбитками стародавньої викопної рослини з р. *Glossopteris*, характерного для флори Гондвани (цей зразок був знайдений в наметі Роберта Ф.Скотта, який загинув по дорозі назад з Південного полюса в 1912р.).

Роздроблення Гондвани проходило у декілька етапів, які добре були вивчені. Африка і Південна Америка почали розділятися одночасно з утворенням Атлантичного океану приблизно 130 млн. років тому. Індія відділилася дещо пізніше, приблизно 120 років тому. Останніми відділилися Австралія і Нова Зеландія – біля 86 млн. років тому. Розпад Гондвани привів до ізоляції Антарктиди. Навкруги неї сформувалася океанічна циркуляція, клімат материка ставав все холоднішим і відповідно, розвивалося покривне заледеніння [2].

Сучасний льодовиковий покрив Антарктиди сформувався декілька мільйонів років тому. Передуюча заледенінню геологічна історія реконструюється за наслідками вивчення безлічі невеликих оголень корінних порід і кернів, відібраних при бурінні морського дна. Отримані дані свідчать, що материк, на якому виростала рослинність, споріднена з тою, яка зараз розвивається у вологих лісах помірного пояса Південної півкулі (на Тасманії, Новій Зеландії, півдні Південної Африки), перетворився на льодовий континент.

Антарктида характеризується мінімальною в порівнянні з іншими материками сейсмічною активністю. Перший землетрус там був відзначений тільки в 1985р. Найбільший діючий вулкан – гора Еребус, а інші вогнища вулканізму (на о. Десепшн і гора Мельбурн) знаходяться в стані тимчасового спокою. Ще один діючий вулкан знаходиться під льодовиковим покривом Західної Антарктиди.

Завдяки своєрідному поєднанню географічних умов (перш за все великої висоти над рівнем моря і характеру рельєфу) з особливими умовами атмосферної циркуляції і радіаційними чинниками над територією Антарктиди формуються [3] три основні кліматичні зони, які нагадують кліматичні зони в інших високогірних областях земної кулі:

1. Внутрішньоматерикова високогірна кліматична зона, що займає всю центральну територію Антарктичного плато і обмежується ізогією 3000-3200 м над рівнем моря.

2. Кліматична зона льодовикового схилу, розташована на північ від внутрішньоматерикової зони і оточує Антарктиду широкою (700-800 км) смугою. Північна межа цієї зони, яка співпадає з ізогією 300-500 м над рівнем моря, місцями підходить майже до самого узбережжя.

3. Прибережна кліматична зона, що оточує узбережжя Антарктиди переважно у вигляді вузької льодовикової смуги, включаючи також вивідні і шельфові льодовики, припай, прибережні острови та оазиси.

Наявність цих зон підтверджується також характером снігонакопичення і розподілом на території Антарктиди складових радіаційного і теплового балансу [3].

Своєрідні умови формування метеорологічного режиму в кожній із зон створюють абсолютно особливий розподіл метеорологічних елементів на території Антарктиди як протягом всього року, так і по сезонах.

Температура і вологість повітря, атмосферний тиск, вітер, опади та інші метеорологічні елементи розподіляються в Антарктиді абсолютно інакше, ніж в інших областях земної кулі, у тому числі і у високих широтах північної півкулі.

Клімат внутрішньоматерикової високогірної зони можна характеризувати як клімат вічного морозу з найнижчими на земній кулі температурами повітря, ясною погодою і невеликими швидкостями вітру (3-5 м/сек.). Середньорічна температура повітря в цій зоні складає -50 - -60°C (середня температура найхолоднішого місяця -70 - -72°C , а найтеплішого -30 - -32°). Мінімальні температури можуть тут досягати -90°C .

Атмосферний тиск складає в середньому близько 600-620 гПа, причому найбільші середньомісячні величини тиску припадають на теплий період року, а найменші – на зиму, коли спостерігаються найнижчі температури.

Клімат льодовикового схилу характеризується як клімат вічного морозу, стокового вітру і заметілі. Середньорічні температури повітря в цій зоні залежать від висоти схилу і змінюються від -20°C для прибережних районів до -50°C для верхніх ділянок схилу, видалених на 700-800 км від узбережжя. Середні температури найхолоднішого місяця в цій зоні коливаються, відповідно, від -30 до -60°C , а найтеплішого – від -10 до -20 - -25°C . Такі низькі температури тут поєднуються з постійними сильними вітрами, які несуть з собою маси снігу з глибини материка. Північна частина цієї зони, яка співпадає з рівнем нижньої межі нижньої хмарності та межею загасання стокових вітрів в літній період часу, характеризується великим відкладенням

снігу (до 100-150 см) і великою кількістю випадаючих опадів (до 600 мм). В південній частині зони кількість опадів складає 60 – 120 мм на рік [3].

Клімат прибережної зони не відрізняється однорідністю. В цій зоні можна виділити три кліматичні підзони:

а) райони узбережжя, схильні впливу стокових вітрів;

б) райони узбережжя, що знаходяться зовні впливу стоку (льодовикові шельфи, припай і т.д.);

в) антарктичні оазиси та інші вільні від льоду ділянки суші (гірські ланцюги, нунатаки, прибережні острови і т.д.).

Температурний режим у всій зоні приблизно однаковий. Середньорічні температури повітря коливаються від $-10,0$ - $-11,0^{\circ}\text{C}$ на широті полярного кола до $-17,0$ - $-20,0^{\circ}\text{C}$ і нижче для більш високих широт. Середні температури найхолоднішого періоду коливаються відповідно від $-18,0$ - $-20,0$ до $-25,0$ - $-35,0^{\circ}\text{C}$ і навіть $-40,0^{\circ}\text{C}$, а середні температури найтеплішого місяця близькі до $0,0^{\circ}\text{C}$. Вітровий режим, режим опадів, вологості повітря, температури підстильної поверхні і т.д. дуже різні.

Найсुворішими в кліматичному відношенні є райони узбережжя, схильні впливу стокових вітрів. Це, мабуть, «найбурхливіші райони» на землі. Навіть середньорічні швидкості вітру тут складають 12-15 м/с та більше, а максимальні швидкості перевищують 60 м/с. Число днів з штормами тут складає більше 250, а з ураганом – більше 30 днів за рік. Повітря унаслідок адіабатичного нагрівання під час стоку тут дуже сухе, тому режим вологості повітря близький до режиму відносної вологості в пустелях [3]. Клімат цих районів можна характеризувати як клімат холодних крижаних пустель з частими сильними завірюхами, штормовими та ураганними вітрами. Клімат районів, що знаходяться зовні впливу стокових вітрів, більш м'який та вологий. Тут випадає найбільша (для Антарктиди) кількість опадів – до 700 мм і більше; часто спостерігається відлига, повітря вологе. Сильні вітри пов'язані з проходженням циклонів, тому їх середньорічна швидкість дещо більша, ніж в глибині материка (5-7 м/с).

Місцевий клімат Антарктичних оазисів відрізняється рядом особливостей. Влітку тут унаслідок нагрівання підстильної поверхні максимальні температури на поверхні ґрунту можуть досягати $+30,0^{\circ}\text{C}$, а повітря $4,0\sim 10,0^{\circ}\text{C}$. Повітря дуже сухе – як в найсправжнісінських пустелях. В теплий період добре виражена місцева циркуляція схилів. Зима тут на $2,0\text{-}3,0^{\circ}\text{C}$ тепліше, ніж зовні оазису.

1.2 Сучасні кліматичні зміни Південної полярної області

1.2.1 Кліматичні зміни Антарктиди

В теперішній час, широко та детально обговорюються та прогнозуються зміни стану льодяного покриву Антарктики, які відбуваються [4-7]. Останні дані відносно змін розміру та об'єму льодяного панцира Антарктиди свідчать, що тільки льодяний покрив Антарктичного півострова в теперішній час демонструє відповідну реакцію на зміни клімату. Наявні свідчення про суттєве скорочення льодяного покриву у Західній Антарктиці, особливо в районі моря Амундсена [5]. Дослідження, які ґрунтуються на дистанційному зондуванні, не представляють однозначних свідчень відносно балансу маси Східноантарктичного льодяного щита. Одні дослідники повідомляють про скорочення крайової зони зледеніння [4], у той же час інші не відмічають суттєвих змін [8-9].

Таким чином, льодовиковий щит Антарктиди продовжує залишатися крупнішим та унікальнішим скупченням природного льоду на нашій планеті, яке зародилося в результаті стійкого похолодання клімату 25-26 млн. років тому. За минулий геологічний час утворився могутній льодовиковий купол з максимальною товщиною в центральній частині – 4 800 м та об'ємом – від

25 до 30 млн. км³. Утворившись та не зменшуючись за час свого існування антарктичний льодовиковий покрив завдяки своїм розмірам та запасам холоду сам став могутнім кліматоутворювальним фактором, котрий визначає радіаційні, метеорологічні, циркулярно-синоптичні умови не тільки в межах Південної полярної області Південної півкулі, але й всієї Планети, оскільки є в теперішній час зоною інтенсивного стоку енергії (при альbedo підстильної сніжної поверхні до 90-95%) у Світовий простір. Іншими словами, Антарктичний льодовиковий купол являється планетарним холодильником та відповідно могутнім центром дії атмосфери, який визначає багато рис баричної топографії, циркуляції повітряних мас у Південній полярній області та особливості температурно-вологісного режиму не тільки тропосфери а й нижньої стратосфери з характерним інверсійним розподілом температури в прольотному шарі до 80 км. В силу цих умов, над Антарктидою протягом усього року переважає могутній антициклональний вихор в системі приполюсного циркуляційного осередку з переважно низхідними вертикальними потоками вихолодженого сухого та щільного повітря. В приземному шарі це повітря набуває горизонтальної складової та визначає зародження стокових (катабатичних) вітрів, які радіально розповсюджуються від району Південного полярного плато до узбережжя континенту.

В силу перерахованих рис природи Антарктиди, вона представляє собою важливу структурну ланку загальнопланетарної кліматичної системи та сама по собі визначає регіональну кліматичну систему з усіма відмітними особливостями балансу тепла та вологи, масоенергообміну з суміжними океанічними просторами та могутнього впливу на них.

Умови існування Антарктичного льодовикового щита забезпечують в напрямку від центру льодяного покриву до його кромки: зменшення прямої та сумарної радіації, збільшення поглиненої радіації, зростання значень радіаційного балансу (від від'ємних значень), підвищення температури повітря, збільшення вологовмісту повітря та збільшення випаровування та конденсації.

Умови акумуляції визначаються режимом твердих гравітаційних опадів, які на більшій частині Антарктиди дорівнюють акумуляції. Крім того в суму акумуляції входять наростаючі опади, кількість яких коливається в значних межах (від 6-10 до 50%) від загальної суми, в залежності від ступеня океанічності клімату та вологовмісту повітряних мас. За даними [10-11] наростаючі опади в районі Антарктичного півострова складають до 50% загальної суми опадів, а в глибинних районах континенту – не більш 10 %.

Відомо, що зміни річного балансу маси льодовика тісно пов'язані з кліматом, та, перш за все, зі змінами атмосферної циркуляції та аномаліями опадів і температури повітря. При цьому не завжди вдається виділити чіткі закономірності. Наприклад, підвищення середньорічної температури повітря збільшує абляцію та відповідно зменшує річний баланс маси. Однак при цьому може збільшуватись кількість твердих опадів, що призведе до збільшення балансу. Такі випадки спостерігались на льодовиках в південній частині Норвегії та в найбільш зволжених районах Альп. Для Антарктиди зміни річного балансу маси льодовикового покриву завжди пов'язані зі змінами атмосферної циркуляції, та аномаліями опадів і температури повітря.

Іншими словами, існує взаємозв'язок зледеніння з атмосферою, сушею та океаном. Найбільш мінлива атмосфера. З нею пов'язані сезонні зміни розмірів та форми льодовиків, циклічні короткочасні та більш тривалі коливання льодовиків. Є багато факторів, які вказують на ритмічний характер коливань льодовиків, пов'язаний з сонячними циклами. Ці цикли й пов'язані з ними кліматичні коливання впливають на інтенсивність наступання та відступання льодовиків, причому спостерігається істотна інерція в проявленні впливу атмосфери на коливання льодовиків, що часто затрудняє встановлення взаємозв'язку поведінки льодовиків з коливаннями клімату. Крім цього, труднощі виникають внаслідок накладення коливань з різними кліматичними періодами.

Зафіксований пов'язаний з сонячною радіацією цикл змін клімату з періодом 2,5 тис. років, що вплинув на поведінку багатьох льодовиків. У

відповідності з ним холодні фази були 7,8; 5,3; 2,8 тис. та 300 років тому. При цьому не всі фази проявлялись однаково. В період 8-5 тис. років тому середні температури повітря були вище сучасних, що сприяло зменшенню зледеніння. 5-3 тис. років тому спостерігалось зниження глобальних температур та збільшення зледеніння. X-XII ст. нашої ери характеризувалися відносно теплим кліматом (цей період іноді називають другим кліматичним оптимумом голоцену). В цей та подальший час спостерігалися короткочасні коливання зледеніння з 11-, 22-, 35- та 80-річними циклами, які вплинули на інтенсивність наступання льодовиків під час малого льодовикового періоду та на інтенсивність відступання льодовиків в останньому сторіччі.

Ідея автоколивань зледеніння в системі земна поверхня-атмосфера як основного механізму чергування льодовикових епох була висловлена в 1930 р. капітаном дальнього плавання Е.С. Гернетом. Згідно запропонованої ним теорії, розповсюдження льодовиків не обов'язково повинне бути пов'язане зі змінам клімату під впливом якихось зовнішніх причин, а самі льодовики в ході свого розвитку можуть змінювати клімат. Збільшення площі зледеніння призводить до зменшення кількості тепла, яке отримує Земля унаслідок збільшення альbedo на покритих снігом та льодом територіях, що викликає зниження температури земної поверхні і повітря та сприяє подальшому розширенню зледеніння, поки не почне відчуватися дефіцит атмосферної вологи, яка забезпечує живлення льодовиків. Е.С. Гернет стверджував, що льодовикові явища в планетарному масштабі є частковий перехід Землі із стану без льоду в стан зледенілий та що лід, розповсюдившись на Землі, сам в собі містить причину свого збереження [12].

Враховуючи, що основним джерелом живлення льодовикового щиту Антарктиди є опади, особливо важливим являється питання моніторингу кількості опадів в Південній полярній зоні. Наростаючі опади за своєю абсолютною величиною приблизно дорівнюють возгонці (випаровуванню) снігу при від'ємних, а тим паче додатних температурах повітря (без переходу

через рідку фазу). Тому, при розрахунках водного-льодового балансу, вони врівноважуються.

Просторовий розподіл опадів, практично рівний акумуляції, представлений на рис. 1.2. Аналіз швидкості акумуляції снігу показав, плямистість в розподілі даної характеристики [11].

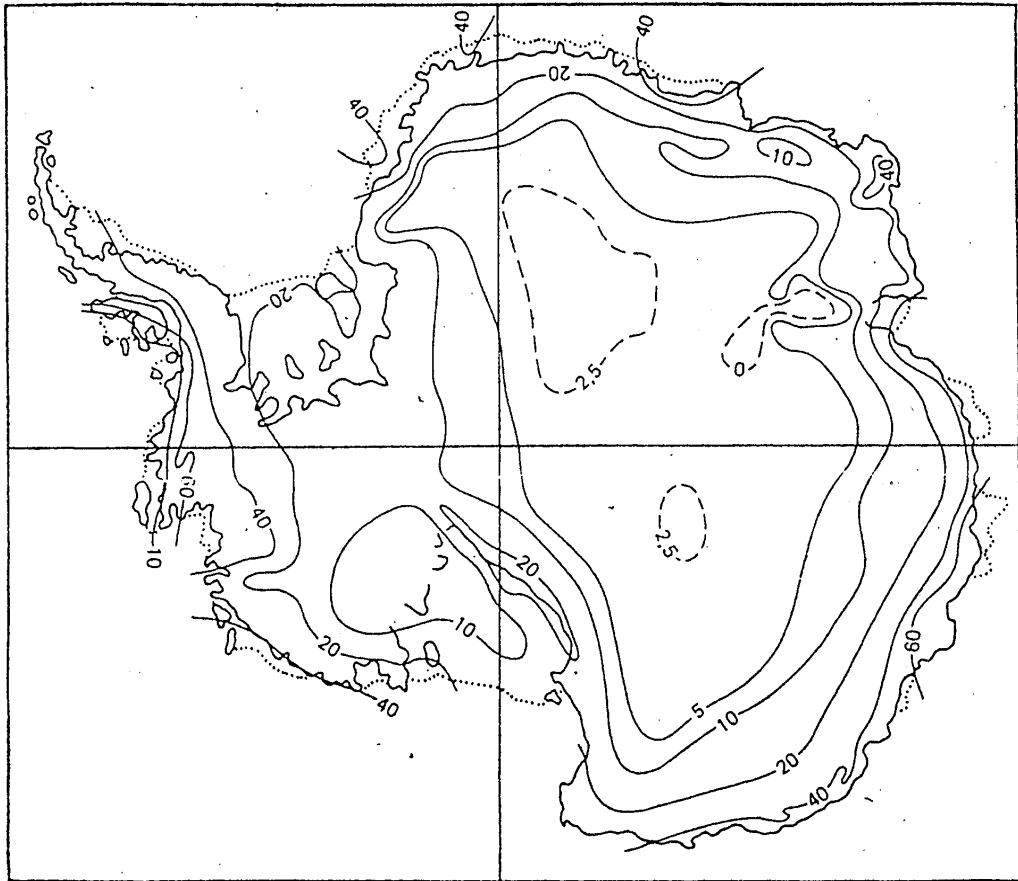


Рис. 1.2 – Швидкість акумуляції снігу, г/см^2 за рік [11].

На півночі Антарктичного півострова випадає від 2 000 до 3 000 мм, в центрі материка – до 35-50 мм, на узбережжі опадів випадає від 500-600 до 900-1000 мм за рік, на шельфових льодовиках – від 250 до 400 мм за рік [13-15]. На умови акумуляції суттєво впливає режим вітру та заметілевий перенос снігу, особливо інтенсивний на схилах Антарктичного льодовикового щита, поблизу узбережжя. В умовах суттєвого розчленування рельєфу, наприклад в районі Антарктичного півострова, відкладення та перерозподіл опадів на вивідних льодовиках залежать від місцевих вітрів,

особливо теплих вітрів Тихоокеанського узбережжя, які характеризуються значною кількістю опадів (в тому числі рідких) та найбільш м'яким та вологим океанічним кліматом [15-16].

В результаті узагальнених кількісних оцінок основних показників гляціальних та гляціокліматичних процесів та режиму антарктичного льодовикового покриву вирисовується наступна картина. Протягом плейстоцену, зледеніння Антарктиди змінювалось тільки в сторону аградації [17-18].

Спостережувана у XX-XXI столітті зміна кромки льодовикового щита, яка притаманна його сучасному режиму, коливається біля деякого середнього положення в місцях розвитку шельфових та крупних вивідних льодовиків. Сучасні кліматичні зміни, які проявляються в потеплінні, будуть мати наслідки для антарктичної атмосфери у вигляді збільшення температури повітря та його вологовмісту. Як наслідок, збільшення вологовмісту повітря призведе до збільшення кількості опадів над Антарктидою. Наступним етапом кліматичних змін буде зростання прихідної частини масбалансу Антарктичного льодовикового щита, за рахунок випадання та акумуляції гравітаційних та наростаючих опадів, що в свою чергу призведе до збільшення швидкості витрат льодовикового матеріалу в процесі його сповзання з берега в море та відколу крупних айсбергів.

1.2.2 Характер сучасного регіонального клімату Антарктичного півострова

Антарктичний півострів розташований в межах великомасштабної циркумполярної циркуляції в атмосфері та океані. Значна протяжність на північ гірської системи Антарктичного півострова призводить до посилення меридіонального контрасту поля температури повітря, формуванню зонального кліматичного контрасту, а також до формування регіональних

циркуляції в океані і тропосфері, яка відбивається на режимі погоди. Орографічний контраст посилюється неоднорідним розподілом зледеніння, особливо наявністю шельфового льодовика Ларсена на східному узбережжі. З урахуванням специфічного розподілу морського льоду, такі риси регіональної орографії були підставою для визначення Антарктичного півострова як гляціокліматичної лінії розділу [19]. Різноманітність орографічних умов в даному районі призводить до того, що дані конкретної станції репрезентативні тільки для обмеженого району. Це значить, що існують певні труднощі в порівнянні даних навіть з близько розташованими станціями. Так, в районі станції «Академік Вернадський», яка розташована на відстані 8-10 км від західного узбережжя Антарктичного півострова, меридіональна орієнтація берегової лінії значною мірою формує режим повітряних потоків (уздовж берегової лінії). З іншого боку, наявність гірської системи (середня висота плато до 2000 м в районі станції «Академік Вернадський», а висоти окремих гір – до 2800 м) відповідає за формування мезомасштабних циркуляцій у вигляді фенових вітрів, а близькість покривного зледеніння на півострові призводить до формування стокових вітрів місцевого масштабу [19].

З інших важливих рис клімату Антарктичного півострову слід відзначити наявність озонної діри, яка регулярно активізується протягом весняного сезону (вересень-листопад) [19].

На численних архіпелагах та островах берегової зони Антарктичного півострова функціонують численні земні та морські екосистеми, причому умови їх існування в значній мірі залежать від кліматичного режиму [19].

Клімат та погодні умови Антарктичного півострова визначаються взаємодією між теплою і вологою тихоокеанською та холодною сухою повітряними масами материка Антарктиди, а також умовами зледеніння і наявністю гірської системи на Антарктичному півострові та особливістю океанічної циркуляції, яка визначає коливання морського льоду. Північна частина Антарктичного півострова (Земля Грейама) відноситься до

кліматичного району з помірним кліматом (в межах Антарктики), з переважно помірним вітром і високою вологістю [19].

Головним фактором формування полів температури повітря та опадів є великомасштабна циркуляція, але місцеві умови (гірська система Антарктичного півострова, контраст океан-лід-континент) також відіграють важливу роль у формуванні погодних умов. Наявність зледеніння на східному узбережжі і відсутність на західному зумовлює відхилення регіональних ізотерм від квазізональної орієнтації, з посиленням градієнтів у вузькій зоні, майже паралельно гірській системі Антарктичного півострова. Наявність морського льоду взимку, як правило, посилює цей контраст [19].

Важливо відзначити, що в плані тенденцій клімату Антарктичний півострів контрастує з даними континентальної та Східної Антарктиди: там середні річні температури практично не змінюються, або спостерігаються слабкі негативні тренди в окремі місяці. Це пов'язано зі специфічним фізико-географічним положенням Антарктичного півострова, а саме з його значною меридіональною протяжністю, наявністю гірської системи, зледеніння та морів з різними термічними характеристиками. В умовах відносно м'яких кліматичних умов на архіпелагах та островах берегової зони Антарктичного півострова функціонують численні екосистеми, які вкрай чутливі до будь-яких змін клімату [19].

2 ВИХІДНА ІНФОРМАЦІЯ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

2.1 Характеристика вихідної інформації

2.1.1 Температура повітря

В якості матеріалу дослідження використовувались середньомісячні значення приземної температури повітря на станції Bellingshausen, що знаходиться в районі Антарктичного півострову (табл. 2.1, рис 2.1).

У таблиці 2.1 представлені характеристики досліджуваної станції: географічна широта, довгота та висота на рівнем моря. Як бачимо, станція Bellingshausen знаходиться на півострові Файлдс в південно-західній частині субантарктичного острова Кінг-Джордж [Ватерлоо]. Має незначну висоту над рівнем моря (16 м). Станція була побудована під час 13-ї Радянської антарктичної експедиції у 1968 році під керівництвом Олексія Трешнікова.

У сезонний період на станції проводяться дослідження з гляціології, геоморфології, палеогеографії, гідробіології, лімнології, геоботаніки, зоології, орнітології, геодезії та картографії, мікробіології, ґрунтознавства, мерзлотознавства та екології. З 1980 року на Беллінсгаузені ведеться прийом супутникової інформації про стан морського крижаного покриву. Цілорічна наукова програма на станції включає спостереження та дослідження з метеорології та океанології.

Антарктичний півострів і прилеглі острови – найсприятливіше місце в Антарктиці для життєдіяльності. Температура найхолоднішого місяця (серпень) – $-6,8^{\circ}\text{C}$, найтеплішого (лютий) – $+1,1^{\circ}\text{C}$. Полярники часто називають станцію "Беллінсгаузен" – "курорт".

Що стосується періоду спостережень, то для даного дослідження обрано період років в 1960 по 2020 рік включно.

Таблиця 2.1

Характеристика досліджуваної станції

№ з/п	Назва станції	Широта	Довгота	Висота над рівнем моря
1	Bellingshausen	62,2S	58,9 W	16m



Рис. 2.1 – Район дослідження

Гряда Південно-Шетландських островів, на яких розташована станція, витягнута з північного сходу на південний захід і відокремлюється від Антарктичного півострова протокою Брансфільд, а від Південної Америки протокою Дрейка. Архіпелаг складається з низки островів, найбільші з яких о. Десепшен, о. Смоленськ (Роберт), о. Лейпциг (Нельсон), Ватерлоо (Кінг-Джордж) – останній є найбільшим островом архіпелагу.

Протяжність острова Ватерлоо із північного заходу на південний схід 16 км, а з північного сходу на південний захід близько 50 км. Південно-східна частина острова сильно порізана, має кілька глибоких бухт і заток.

Північно-західна частина острова згладжена, бухти відсутні. Підхід до цієї частини острова небезпечний через безліч підводних каменів. Більшість острова зайнята льодовиком, язики якого у багатьох місцях сповзають в океан. Вільні від льоду ділянки острова (оазиси) за характером рельєфу є дрібносопочником. Численні пагорби, складені вулканічними породами і сильно зруйновані часом та погодою, мають численні кам'янисті осипи. Структура порід пухка та пориста. Є морські тераси, складені з морської гальки розміром переважно 5-7 см з домішкою зруйнованих наносних гірських порід (делювія). Висота окремих кам'янистих вершин на острові досягає 45-550 м, висота льодовикового купола близько 600 м. У складках рельєфу місцевості є багато озер, різних за розміром та глибиною. У зимовий період вода з деяких озер проходить за рахунок фільтрації через породи, що складають їхню основу. У літній період у низинах течуть струмки, багато річищ які є не постійні, а частина з них повністю пересихає із закінченням танення снігу. Від сусіднього острова Лейпциг Ватерлоо відділений вузькою протокою Файлдс, ширина якої доходить до 150 м. Протока рясніє підводним камінням і для проходу не використовується.

Станція Беллінсгаузен побудована на південно-західному краю острова в затоці Гуардія-Насьонал на східному узбережжі півострова Фаїлдс. Півострів Фаїлдс витягнутий у напрямку на південний захід – північний схід на 10 км, ширина півострова 2.5-3.5 км. Берегова лінія порізана численними бухтами та мисами, найбільшим мисом є мис Ардлі, де знаходиться Аргентинська станція. Більшість півострова Фаїлдс вільна від льоду і подібна до оазисів Антарктичного півострова. Півострів Фаїлдс складений переважно вулканічними породами і має область суцільного розвитку вічної мерзлоти. Потужність діяльного шару коливається залежно від характеру порід і становить від 0.25 до 1.00 м. Береги півострова піддаються впливу моря майже цілий рік. Лише протягом кількох зимових місяців біля берега утримується крижаний бар'єр, захищаючи його від дії моря. Потужність

припаю, що ускладнює підхід до півострова, не спостерігалася, і судноплавство в цьому районі можливе цілий рік.

Станція Беллінсгаузен будувалася в період з 29 січня по 22 лютого 1968 на амфітеатрі акумулятивної морської тераси, зверненої на ПдС з ухилом близько 1 град. Побудови станції розташовані за 250-300 м від берегової межі. Площа тераси близько 0, 25 кв. м.

Вищезгадана тераса прорізана 10-15 метровим руслом струмка, що випливає з озера «Станційного» з максимальною глибиною до 10,9 м. І розмірами 580 м на 280 м. Правий берег струмка досягає висоти 3,5 м., у багатьох місцях він пологий, нижче за течією висота берегів знижується та русло згладжується. Берегова лінія в центральній частині тераси є гравійно-гальковим пляжем. У напрямку на південь та схід характер берегової лінії змінюється і стає більш грубим. На пляжі та у воді з'являються виходи корінних порід. Гідромережа півострова Фаїлдс розвинена дуже слабо. Наявні струмки не великі і їх русла вриваються всього на кілька десятків см. Великих підйомів води в струмках навесні не спостерігається. Взимку поверхневий стік із озер припиняється, і потужність їхнього льоду становить до 1,0 м.

У радіусі 5 км від станції окремі пагорби досягають висоти всього близько 150 м. У літній період площа оазису повністю звільняється від снігу, за винятком окремих сніжників на південних схилах пагорбів.

2.1.2 Індекси геомагнітної активності

Магнітне поле Землі змінюється складним чином в часі і в просторі і є важливим елементом в системі Сонце - Земля. Стан земного магнітного поля, часові варіації його напруженості контролюють і визначають протікання ряду процесів в системі Сонце - Земля. Магнітне поле Землі в проміжках

часу, малих в порівнянні з історичними епохами, можна розглядати як постійне (основне) з накладенням на нього змінного поля, напруженість якого на декілька порядків менше напруженості основного поля.

Спостережувані на поверхні Землі варіації магнітного поля викликаються змінами процесів, зовнішніх по відношенню до Землі, а також процесів, що розвиваються в земній корі і протікають в ядрі. Основне поле задовільно описується полем диполя, вісь якого нахилена до осі обертання Землі на $11,5^\circ$, а центр зміщений відносно центру Землі в Східну півкулю. Розрахунки величини магнітного моменту і координат диполя виконуються систематично з 1829 р. Встановлено, що величина зміщення диполя від центру Землі змінилася від 252 км в 1829 р. до 451 км в 1965 р., а магнітний момент безперервно зменшується.

Попри те, що запропоновані багато механізмів зміни клімату впродовж останніх тисячоліть, залишається дискусійною пояснення зміни глобальної температури, спостережуваної з другої половини минулого століття [29,30,31]. Подібно до сонячної модуляції галактичних космічних променів (ГКП), потік ГКП також модулюється магнітним полем Землі, тому представляє інтерес ретельне вивчення потенційного зв'язку між змінами характеристик магнітного поля Землі і кліматом на різних по тривалості часових шкалах, що дозволить розділити ефекти сонячної і геомагнітної дії на клімат. Окрім прямих вимірів характеристик магнітного поля на магнітних обсерваторіях, дані про зміну поля отримують за допомогою археомагнітних і палеомагнітних методів. У непрямих даних однієї з основних проблем є зменшення точності часової прив'язки палеомагнітних даних по мірі поглиблення в минуле.

Загально прийнято, що геомагнітна активність повинна відбивати вплив активного Сонця на Землю, тобто при оцінці активності повинні бути враховані варіації, які виникають при взаємодії корпускулярного випромінювання Сонця з магнітосферою. Варіації, які викликаються хвилевим випромінюванням Сонця, наприклад S_q - варіація, повинні бути

виключені. Дні, коли спостерігаються тільки Sq і L - варіації і відсутні або незначні усі інші, називаються магнітоспокійними днями. До теперішнього часу питання про зв'язок магнітного поля Землі (МПЗ) і клімату є досить дискусійним. При цьому такий зв'язок розглядається як в масштабах тисяч і мільйонів років із залученням палеоданих, так і за період прямих інструментальних спостережень у зв'язку з кліматичними змінами, сонячною і геомагнітною активністю. Тобто, йдеться про зв'язок змін клімату зі змінами МПЗ різних джерел - внутрішніх (у ядрі) і зовнішніх (магнітосфера і іоносфера), які мають принципово різну природу, характеризуються різним частотним діапазоном, і інформацію про яких отримують із залученням різних методів.

До цього часу накопичені багато даних, що свідчать як на користь доказів таких зв'язків, так і їх спростувань, що викликає бурхливі дискусії. Основними проблемами є як встановлення достовірних кореляційних зв'язків, так і їх можливий механізм.

Існуючі індекси геомагнітної активності можна умовно розділити на три групи. До першої групи індексів можна віднести ті, які інформують нас про величину локальної по території геомагнітної збуреності : С, К, a_k , r_n індекси. До другої групи можна віднести індекси, що характеризують геомагнітну активність на усій Землі, це так звані планетарні індекси: C_i , C_p , C_9 , K_p , K_m , K_s , K_n , a_p , A_p , a_m , A_m , a_a , A_a .

До третьої групи – індекси, які відбивають інтенсивність магнітної збуреності від цілком певного джерела. Наприклад, індекс Dst характеризує інтенсивність симетричної частини кільцевого струму, АЕ-індекс – збуреність в овалі полярних сьайв, індекс PC, який отримують за геомагнітними даними обсерваторій Восток або Thule, розташованих в полярній шапці, характеризує збуреність в полярній шапці.

Для характеристики планетарної магнітної збуреності в 3-годинному інтервалі нині існують два індекси: K_p і K_m . Обидва індекси обчислюються на підставі даних К-індекса обсерваторій, число і розташування яких суттєво

різне. При вивченні закономірностей між явищами і процесами, що протікають на Землі, і геомагнітною активністю виникає потреба в усереднюванні останнього за деякий період часу, – наприклад, за бурю, за місяць, за рік і так далі. Як було відмічено вище; ні K , ні K_p , ні K_m -індекси не рекомендуються використати для цих цілей. Тому Барельсом були введені індекси a_p , A_p , a_m , A_m , a_a , A_a , що мають лінійну шкалу виміру і збурення, що характеризують амплітуду, в 3-годинному і 24-годинному інтервалах.

На асамблеї Міжнародного геодезичного і геофізичного союзу в 1951 р. було прийнято рішення про введення планетарних індексів геомагнітної активності a_p і A_p , обчислюваних за лінійною шкалою. Індекс a_p обчислюється за даними K_p -індексу і представляє зміну найбільш збуреного магнітного елементу D або H в 3-годинному інтервалі часу на середньо-широтних станціях. a_p -індекс називають планетарною амплітудою в 3-годинному інтервалі. Індекс A_p виходить усереднюванням восьми значень a_p за день і тому є еквівалентною середньодобовою планетарною амплітудою [28]. Найбільше значення A_p було визначене 13 листопада 1960 р. і воно дорівнювало 280.

В роботі, при дослідженні зв'язку геомагнітної активності з термобаричним режимом Антарктичного півострову використовувались середньомісячні значення A_p індексу.

2.2 Методи дослідження

2.2.1 Методи розрахунку основних статистичних параметрів

Основні властивості випадкових величин характеризуються початковими (ν), центральними (μ) та основними (r) моментами розподілу

різних порядків (l). В гідрометеорологічних дослідженнях, як правило, використовуються перелічені моменти перших чотирьох порядків ($l = \overline{1,4}$). Початкові, центральні та основні моменти розподілу є параметрами генеральних сукупностей випадкових величин. На основі статистичної сукупності (вибірки) можна знайти *статистичні оцінки* цих параметрів, які повинні володіти властивостями *незсуненості*, *ефективності* та *умотивованості*. Будемо у подальшому позначати статистичні оцінки моментів розподілу l -того порядку таким чином: початкового – $\hat{\nu}_l$, центрального – $\hat{\mu}_l$, основного – \hat{r}_l . Вони можуть розраховуватися як по простих, так і по згрупованих статистичних сукупностях різних гідрометеорологічних величин (наприклад, температури повітря, місячної кількості опадів, атмосферного тиску, швидкості вітру і т.п.) [20].

Початковим моментом розподілу випадкової величини X l -того порядку називається інтеграл вигляду:

$$\nu_l = \int_{-\infty}^{\infty} x^l f(x) dx. \quad (2.1)$$

Початковий момент розподілу 1-го порядку є математичним сподіванням цієї випадкової величини:

$$\nu_1 = \int_{-\infty}^{\infty} x f(x) dx = m_x. \quad (2.2)$$

Якщо для знаходження оцінок моментів розподілу, що відповідають переліченим вимогам, використовуються *згруповані ряди*, то *початковий момент l -того порядку* оцінюється за формулою:

$$\hat{\nu}_l = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k \tilde{x}_i^l m_i \quad (2.3)$$

або

$$\hat{\nu}_l = \sum_{i=1}^k \tilde{x}_i^l \hat{p}_i, \quad (2.4)$$

де n – об'єм вибірки;

k – кількість часткових інтервалів;

$\tilde{x}_i, m_i, \hat{p}_i$ – середина, інтервальна емпірична частота та інтервальна частість i -тої градації відповідно [20].

Очевидно, оцінка першого початкового моменту розподілу ($\hat{\nu}_1$) є оцінкою математичного сподівання (\hat{m}_x) і дорівнює середньому значенню (\bar{x}) випадкової величини X

Центральним моментом розподілу l -того порядку випадкової величини X називається інтеграл вигляду:

$$\mu_l = \int_{-\infty}^{\infty} (x - m_x)^l f(x) dx. \quad (2.5)$$

Статистична оцінка центрального моменту розподілу l -того порядку, якщо ряди є **згрупованими**, розраховується за формулою:

$$\hat{\mu}_l = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^l m_i \quad (2.6)$$

при використанні інтервальних емпіричних частот m_i і за формулою

$$\hat{\mu}_l = \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^l \hat{p}_i \quad (2.7)$$

при використанні інтервальних частостей \hat{p}_i [20].

Центральні моменти розподілу оцінюються, починаючи з другого моменту ($l=2$), тому, що *перший центральний момент завжди дорівнює нулю, як і його оцінка*. Центральний момент другого порядку має сенс дисперсії випадкової величини:

$$\mu_2 = \int_{-\infty}^{\infty} (x - m_x)^2 f(x) dx = \sigma_x^2.$$

Для розрахунку статистичної оцінки *центрального моменту розподілу другого* порядку на основі згрупованого ряду використовуються формули:

$$\hat{\mu}_2 = \hat{\sigma}_x^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^2 m_i, \quad (2.8)$$

$$\hat{\mu}_2 = \hat{\sigma}_x^2 = \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^2 \hat{p}_i. \quad (2.9)$$

Аналогічним чином на основі формули (2.6) або (2.7) знаходять статистичні оцінки *третього* (за умови $l=3$) і *четвертого* (за умови $l=4$) моментів розподілу випадкової величини X [20].

Статистична оцінка другого центрального моменту розподілу, що розраховується за формулою (2.8) або (2.9), є *зсуненою оцінкою* дисперсії.

Незсунену, ефективну та умотивовану оцінку дисперсії випадкової величини X (це вимоги, яким повинні задовольняти статистичні оцінки параметрів) розраховують за формулою (2.10) і позначають S_x^2 :

$$S_x^2 = \frac{n}{n-1} \hat{\mu}_2, \quad (2.10)$$

де $\left(\frac{n}{n-1}\right)$ – коефіцієнт Бесселя.

Щоб розрахувати незсунену, ефективну та умотивовану оцінку дисперсії випадкової величини X за умови згрупованих рядів використовують рівняння (2.11):

$$S_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^2 m_i. \quad (2.11)$$

Очевидно, статистична оцінка *середнього квадратичного відхилу* цієї величини є:

$$S_x = \sqrt{S_x^2}. \quad (2.12)$$

Основний (нормований) момент розподілу l -того порядку є часткою від ділення l -того центрального моменту на середній квадратичний відхил в l -тому степені:

$$r_l = \frac{\mu_l}{\sigma_x^l}. \quad (2.13)$$

Статистична оцінка основного моменту l -того порядку для випадкової величини X розраховується за формулою:

$$\hat{r}_l = \frac{\hat{\mu}_l}{S_x^l}. \quad (2.14)$$

Очевидно, що $r_1 = 0$, а $r_2 = 1$.

Тому обчислюються тільки статистичні оцінки *третього* (за умови $l=3$) та *четвертого* (за умови $l=4$) порядків основних моментів розподілу.

Як відомо, оцінка третього основного моменту характеризує асиметрію кривої розподілу інтервальних частостей (або частот) і називається **коефіцієнтом асиметрії**: $\hat{r}_3 = A_s$. Крива розподілу має *правосторонню асиметрію* за умови $A_s > 0$, і *лівосторонню* – за умови $A_s < 0$. Вона є *симетричною* відносно центру розподілу, якщо $A_s = 0$ [20].

Крім асиметрії, крива розподілу, порівняно з кривою нормального розподілу, може бути *втягнутою* або *сплюснутою*. Мірою цього є **коефіцієнт ексцесу** E :

$$E = \hat{r}_4 - 3. \quad (2.15)$$

У першому випадку $E > 0$, у другому – $E < 0$.

За умов нормального розподілу $r_3 = 0$; $E = 0$.

Інколи при статистичних дослідженнях метеорологічних рядів необхідно визначити їх модальне значення M_o та медіану M_e [20].

2.2.2 Методи розрахунку аномалій метеорологічних величин

Для встановлення характерних особливостей зміни приземної температури повітря за останні 30 років було прийняте рішення розрахувати та проаналізувати аномалії температури за десятирічні періоди з 1986 по 2015рр.

Таким чином, були сформовані три десятиріччя: 1) 1991-2000рр., 2) 2001-2010рр., 3) 2011-2020рр. За данні періоди років аналізувалися:

- середнє значення приземної температури повітря за 30-річний період \bar{x}_{30} – з 1991 по 2020рр.,
- середнє значення за кожне десятиріччя \bar{x}_{10} ;
- аномалія, розрахована як різниця між $\bar{x}_{30} - \bar{x}_{10}$ для кожного місяця.

3 СУЧАСНІ ЗМІНИ ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ АНТАРКТИЧНОГО ПІВОСТРОВА

Останніми роками в обох полярних районах Земної кулі – Арктиці та Антарктиді, спостерігаються явні ознаки впливу процесів, викликаних змінами клімату – глобальним потеплінням [21-24].

В антарктичних регіонах фіксуються найбільші рівні ознак глобального потепління. Реальний вплив пов'язаних зі змінами клімату процесів показує глибоку регіональну різницю як в самих полярних регіонах, так і між ними – при значній складності цих взаємодій [25-26].

Вивчення динаміки термічного режиму є одним з найважливіших питань кліматичних змін, які відбуваються в Південній півкулі. Проаналізуємо середньомісячні значення приземної температури повітря за даними ст. Bellingshausen. Систематизація, розрахунки та аналіз приземної температури були проведені для всіх місяців року за період з 1952 по 2020рр.

Як відомо, клімат будь-якого місця зазвичай визначається статистичними показниками, обчисленими на підставі довгих рядів спостережень метеорологічних величин, які характеризують режим погоди в даному регіоні.

3.1 Статистичні характеристики приземної температури повітря на ст. Bellingshausen

Полярні райони є основним індикатором кліматичних змін, проведемо оцінку коливань приземної температури повітря на станції Bellingshausen,

для чого розрахуємо основні статистичні характеристики середньомісячних та середньорічних значень приземної температури повітря (табл. 3.1) [27].

Таблиця 3.1

Статистичні характеристики приземної температури повітря
ст. Bellingshausen

№ з/п	Місяць року	$x_{\text{сер.}}$	x_{min}	x_{max}	M_0	Sx^2	Sx	As	E
1	Січень	1.4	0.0	2.7	1.0	0.45	0.67	0.09	-0.49
2	Лютий	1.4	-0.1	2.6	1.7	0.50	0.71	-0.50	-0.78
3	Березень	0.3	-2.3	2.4	0.7	0.71	0.84	-0.33	0.99
4	Квітень	-1.7	-4.8	0.7	-1.7	1.99	1.41	-0.72	-0.14
5	Травень	-3.4	-8.8	-0.8	-2.2	3.65	1.91	-1.08	0.54
6	Червень	-5.2	-10.0	-1.6	-7.1	4.41	2.10	-0.34	-0.63
7	Липень	-6.3	-13.7	-1.2	-6.3	8.62	2.94	-0.96	0.24
8	Серпень	-6.1	-11.8	-2.1	-10.9	5.28	2.30	-0.67	0.13
9	Вересень	-4.4	-7.9	-1.3	-3.5	3.13	1.77	-0.05	-0.57
10	Жовтень	-2.7	-6.0	-0.8	-2.8	1.28	1.13	-0.85	1.32
11	Листопад	-1.2	-3.0	0.4	-0.5	0.68	0.82	-0.34	-0.75
12	Грудень	0.2	-1.4	1.7	0.2	0.42	0.65	-0.60	0.51
13	Рік	-2.3	-4.0	-0.8	-2.8	0.65	0.80	-0.11	-0.73

Проведений аналіз дозволяє стверджувати, що середньомісячна температура на станції змінюється у невеликих межах, від -6,3 С (липень) до 1,4 С (січень, лютий), при цьому середньорічне значення температури складає -2,3 С. Річний хід мінімальних і максимальних температур повторює річний хід середніх температур повітря, при чому максимальні значення не перевищують 3,0 С. Мода приземної температури повітря на ст. Bellingshausen для більшості місяців року відрізняється від середнього значення, що може свідчити про відмінність процесу змін клімату в південних полярних широтах від нормального.

Дисперсія та середньоквадратичний відхил змінюються у широких межах. Мінімальні значення зазначених величин фіксуються в перехідні та літні періоди року, а максимальні – в зимовий період, що, безперечно, пов'язано з відсутністю сонячної радіації в зимовий період та переважанням адвективного режиму погоди.

За ступенем скошеності кривих розподілу, тобто по величині коефіцієнту A_s , в рядах приземної температури повітря станції Bellingshausen зазначимо, що протягом року переважає лівостороння сильна та помірна асиметрії. Це означає суттєву відмінність процесу змін клімату в південних полярних широтах від нормального та його нестационарність.

Звертаючись до аналізу коефіцієнтів ексцесу в табл. 3.1, слід зауважити, що протягом року з однаковою повторюваністю зустрічається як плосковершинний ($E < 0$) розподіл так і витягнутий ($E > 0$), тобто приземна температура повітря в деякі місяці року (січень, лютий, квітень, червень, вересень, листопад) змінюється у широкому діапазоні, а в деякі – у вузькому (березень, травень, липень, серпень, жовтень, грудень).

Враховуючи це, можна зробити висновок, що в досліджуваному районі спостерігаються різкі коливання температури, які характеризуються великими значеннями амплітуди та зменшенням періоду коливань.

3.2 Особливості багаторічних змін приземної температури повітря

Проаналізуємо багаторічні мінімальні, середні та максимальні середньомісячні значення приземної температури повітря на станції Bellingshausen за дванадцять місяців та за рік (рис. 3.1). Аналіз рисунку 3.1 та таблиці 3.2 дозволяє стверджувати, що мінімальні значення приземної температури повітря спостерігаються в період антарктичної зими,

максимальні – влітку. Найхолодніший місяць – липень (багаторічне середньомісячне значення приземної температури за цей місяць складає $-6,3^{\circ}\text{C}$), найтепліші – січень-лютий ($1,4^{\circ}\text{C}$). Як бачимо температурний режим на станції досить м'який, що пояснюється її географічним положенням.

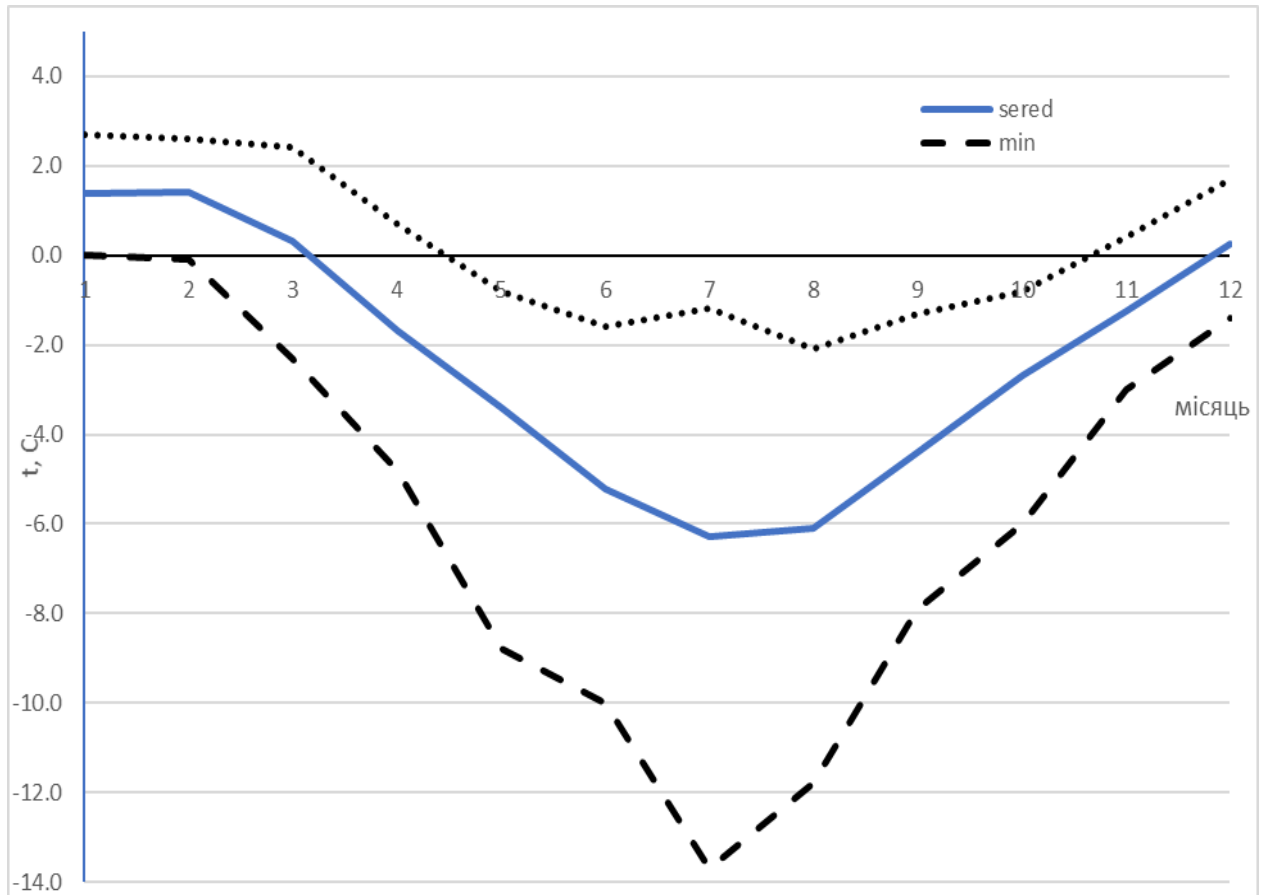


Рис. 3.1 – Річний хід осереднених за період спостережень значень приземної температури повітря (максимальних, середніх, мінімальних) на ст. Bellingshausen

Всі данні були проаналізовані з метою виявлення прихованих періодичностей, яке проводилося за допомогою швидкого перетворення Фур'є з ймовірністю 68% (табл. 3.3).

Для приземної температури повітря станції Bellingshausen найбільш характерні коливання з періодом 2 і 3 року. Слід зазначити, що в деякі місяці року фіксуються квазісемирічні (вересень) та квазідев'ятирічні (березень, липень) коливання.

За даними значень приземної температури повітря були побудовані графіки. Результати аналізу прихованих періодичностей використовувались при згладжуванні осереднених рядів приземної температури повітря.

Таблиця 3.2

Багаторічні значення приземної температури повітря (°C)
ст. Bellingshausen

№ з/п	Місяць року	$X_{\text{сер.}}$	X_{min}	X_{max}
1	Січень	1.4	0.0	2.7
2	Лютий	1.4	-0.1	2.6
3	Березень	0.3	-2.3	2.4
4	Квітень	-1.7	-4.8	0.7
5	Травень	-3.4	-8.8	-0.8
6	Червень	-5.2	-10.0	-1.6
7	Липень	-6.3	-13.7	-1.2
8	Серпень	-6.1	-11.8	-2.1
9	Вересень	-4.4	-7.9	-1.3
10	Жовтень	-2.7	-6.0	-0.8
11	Листопад	-1.2	-3.0	0.4
12	Грудень	0.2	-1.4	1.7
13	Рік	-2.3	-4.0	-0.8

Таблиця 3.3

Значущі періоди коливань (рік) приземної температури повітря
станції Bellingshausen

періоди коливань												
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
2,4	2,0	8,7	3,3	1,9	1,9	8,7	2,3	6,5	2,9	2,1	2,4	6,8

В таблиці 3.4 представлені характеристики трендової складової приземної температури повітря, жирним шрифтом виділені найбільші додатні значення тренду, а жирним шрифтом та курсивом – найбільші від’ємні.

Аналіз табличного матеріалу показав, що для більшості місяців року на станції Bellingshausen характерне зростання приземної температури повітря за досліджуваний період (рис. 3.4). Найбільші додатні тренди спостерігається в період антарктичної зими – травень (2,5 С), червень (2,0 С) та липень (2,3 С). Від’ємні значення тренду фіксуються тільки в літній період (грудень-січень) і не перевищують -0,4 С.

Таблиця 3.4

Значення трендової складової приземної температури повітря (°С)
станції Bellingshausen

значення тренду												
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
-0,4	0,3	0,4	0,2	2,5	1,6	2,0	2,3	1,1	0,2	0,1	-0,2	0,9

Побудуємо гістограму трендової складової приземної температури повітря протягом року для станції Bellingshausen (рис. 3.2).

Аналіз рис. 3.2 дозволяє стверджувати, що для дослідженого регіону характерне зростання приземної температури повітря протягом більшості місяців року. Додатний тренд фіксується з початку осені (лютий, 0,3 С), досягає максимальних значень в період антарктичної зими (травень-липень, 2,5 та 2,3 С відповідно) та зменшується до 0,1 С в кінці весни (листопад). Невеликі від’ємні значення тренду приземної температури на станції Bellingshausen фіксуються виключно в літній період (грудень-січень, -0,2 та -0,4 С відповідно). В середньому за рік величина додатного тренду на станції Bellingshausen складає 0,9 С.



Рис. 3.2 – Гістограма трендової складової приземної температури повітря станції Bellingshausen

Проведене дослідження динаміки приземної температури повітря на станції Bellingshausen дозволяє стверджувати про певні порушення стабільності термічного режиму регіону, а саме незначного похолодання в літній період та більш вагомого потепління протягом решти місяців року.

4 АНАЛІЗ АНОМАЛІЙ ПРИЗЕМНОЇ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ

4.1 Динаміка середньомісячних аномалій приземної температури повітря

Для встановлення характерних особливостей змін приземної температури повітря за останні 30 років було прийняте рішення розрахувати та проаналізувати аномалії температури повітря за десятирічні періоди з 1991 по 2020 рр.

Таким чином, для кожної станції, були сформовані три десятиріччя: 1) 1991-2000рр., 2) 2001-2010рр., 3) 2011-2020рр. За данні періоди років аналізувалися:

- середнє значення температури повітря за тридцятирічний період \bar{t}_{30} – з 1991 по 2020рр.,
- середнє значення приземної температури повітря за кожне десятиріччя \bar{t}_{10} ;
- аномалія приземної температури повітря, розрахована як різниця між $\bar{t}_{30} - \bar{t}_{10}$ для кожної станції.

Методика розрахунку аномалій приземної температури повітря викладена в розділі 2.

В даному випадку аналізу підлягають відхилення середнього значення приземної температури повітря станції Bellingshausen для кожного місяця року за кожне десятиріччя від багаторічного середнього значення температури повітря для того ж місяця року.

Проведемо дослідження просторово-часових змін аномалій приземної температури повітря станції Bellingshausen за три десятиріччя. Результати розрахунків аномалій приземної температури повітря для всіх місяців року

представлені таблиці 4.1 (від’ємні значення виділені жирним шрифтом та підкреслені, а додатні – виділені жирним шрифтом).

Таблиця 4.1

Зміна аномалій середньомісячних значень приземної температури повітря за даними станції Bellingshausen

Станції	\bar{t}_{30}	1991 – 2000		2001 – 2010		2011-2020	
		\bar{t}_{10}	$\bar{t}_{30} - \bar{t}_{10}$	\bar{t}_{10}	$\bar{t}_{30} - \bar{t}_{10}$	\bar{t}_{10}	$\bar{t}_{30} - \bar{t}_{10}$
Січень	1,4	1,3	-0,2	1,3	-0,2	1,4	0,0
Лютий	1,4	1,2	-0,2	1,7	<u>0,3</u>	1,5	<u>0,2</u>
Березень	0,3	0,2	-0,1	0,4	<u>0,1</u>	0,3	0,0
Квітень	-1,7	-1,8	-0,1	-2,1	-0,4	-1,3	<u>0,4</u>
Травень	-3,5	-4,1	-0,6	-3,9	-0,4	-2,5	<u>1,0</u>
Червень	-5,4	-5,7	-0,3	-5,1	<u>0,3</u>	-5,4	0,0
Липень	-6,3	-6,9	-0,6	-6,3	0,0	-5,7	<u>0,7</u>
Серпень	-5,9	-6,7	-0,9	-5,9	0,0	-5,0	<u>0,9</u>
Вересень	-4,4	-4,7	-0,3	-4,4	0,0	-3,8	<u>0,6</u>
Жовтень	-2,8	-3,1	-0,3	-2,8	<u>0,0</u>	-2,5	<u>0,3</u>
Листопад	-1,0	-1,4	-0,3	-0,9	<u>0,2</u>	-0,9	<u>0,1</u>
Грудень	0,6	0,5	-0,1	0,3	-0,3	0,7	<u>0,2</u>
середнє значення	1,1	0,5	-0,6	1,2	0,0	1,1	0,0

Аналіз табличного матеріалу показав, що в перше десятиріччя 1991-2000рр. на станції Bellingshausen фіксуються виключно від’ємні аномалії приземної температури повітря. І хоча від’ємні аномалії характерні для усіх місяців року, найбільше зниження температури фіксується в зимовий період – липень, серпень (-0,6 та -0,9 С відповідно). Решта місяців року представлена незначними від’ємними аномаліями (рис. 4.1). Середньорічне значення аномалій за цей період складає -0,6 С.

Друге десятиріччя (2001-2010рр.) характеризується значно перебудовою термічного режиму: від’ємні аномалії приземної температури повітря фіксуються лише влітку – грудень (-0,3 С) та січень (-0,2 С), а також напочатку зими – квітень-травень (-0,4 С).

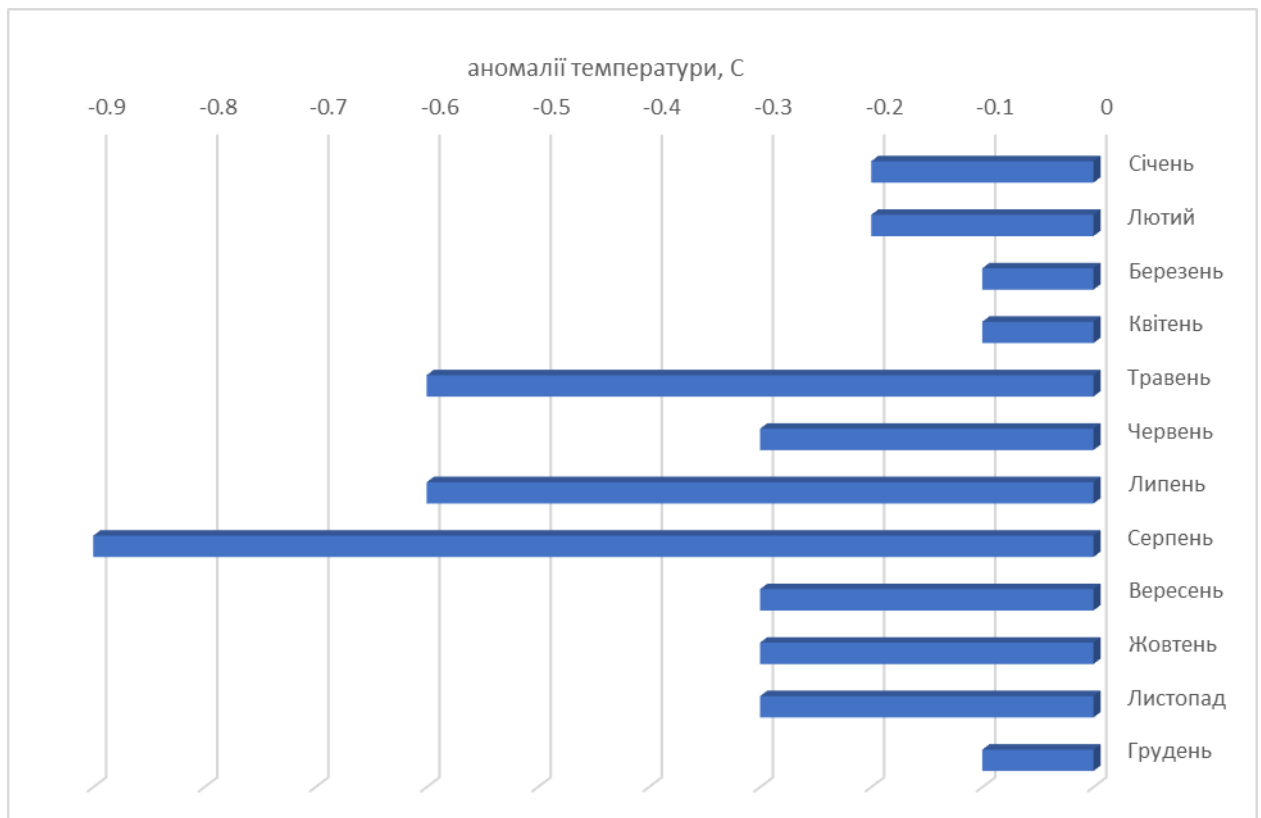


Рис. 4.1 – Гістограма аномалій приземної температури повітря на ст. Bellingshausen за 1991-2000рр.

Додатні значення аномалій приземної температури повітря на станції Bellingshausen в друге десятиріччя фіксуються в осінній період – лютий-березень (0,3 та 0,1 С відповідно) та наприкінці весни – листопад (0,2 С). Слід зазначити, що більшу частину зимового періоду, а саме з липня по жовтень на станції Bellingshausen в зазначене десятиріччя фіксується нульовий тренд (рис. 4.2). Середньорічне значення аномалій для цього періоду також дорівнює нулю.

Третє десятиріччя (2011-2020рр.) характеризується переважанням додатних аномалій температури повітря протягом майже усіх місяців. В це десятиріччя від'ємні аномалії на станції Bellingshausen взагалі відсутні, хоча протягом трьох місяців року фіксуються нульові аномалії (січень, березень, червень). Решта місяців року представлена виключно додатними аномаліями, які досягають максимальних значень в період антарктичної зими: травень (1,0 С), серпень (0,9 С) (рис.4.3).

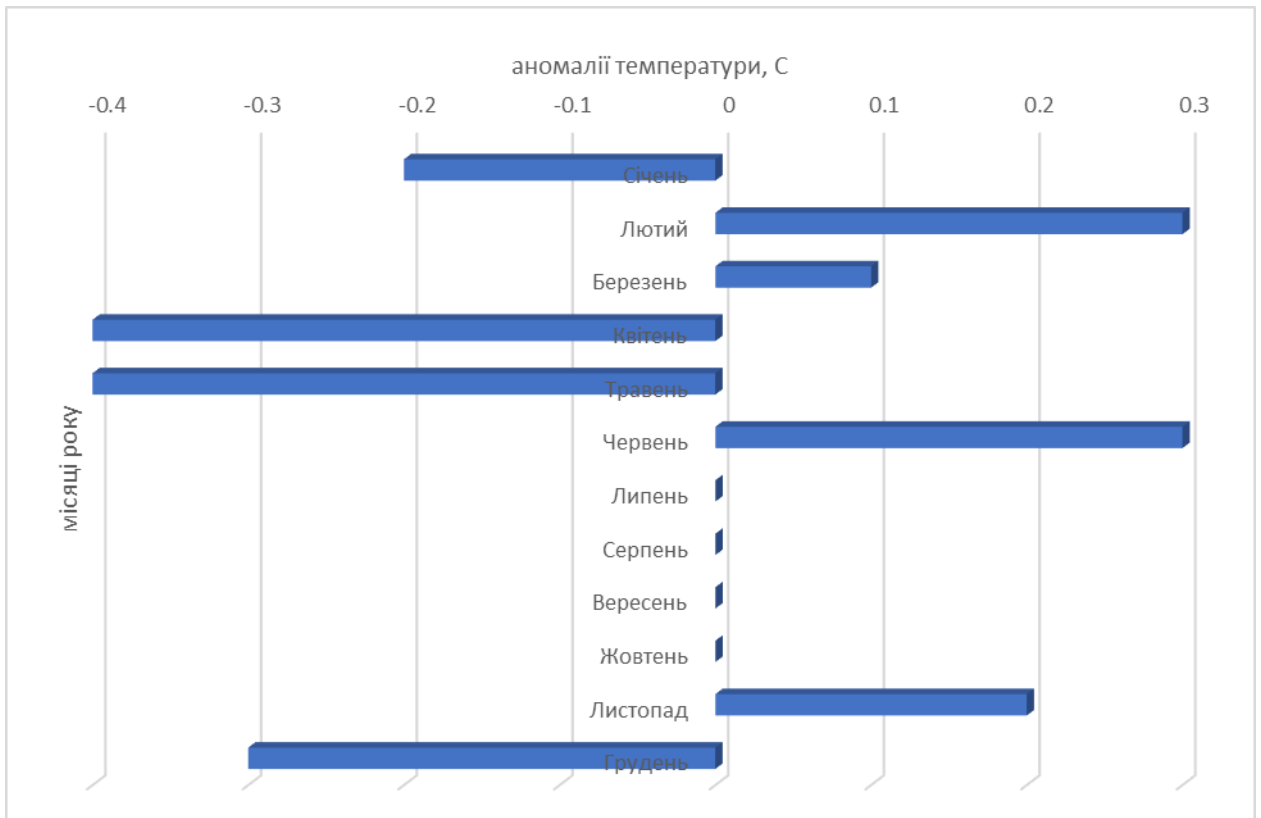


Рис. 4.2 – Гістограма аномалій приземної температури повітря на ст. Bellingshausen за 2001-2010рр.

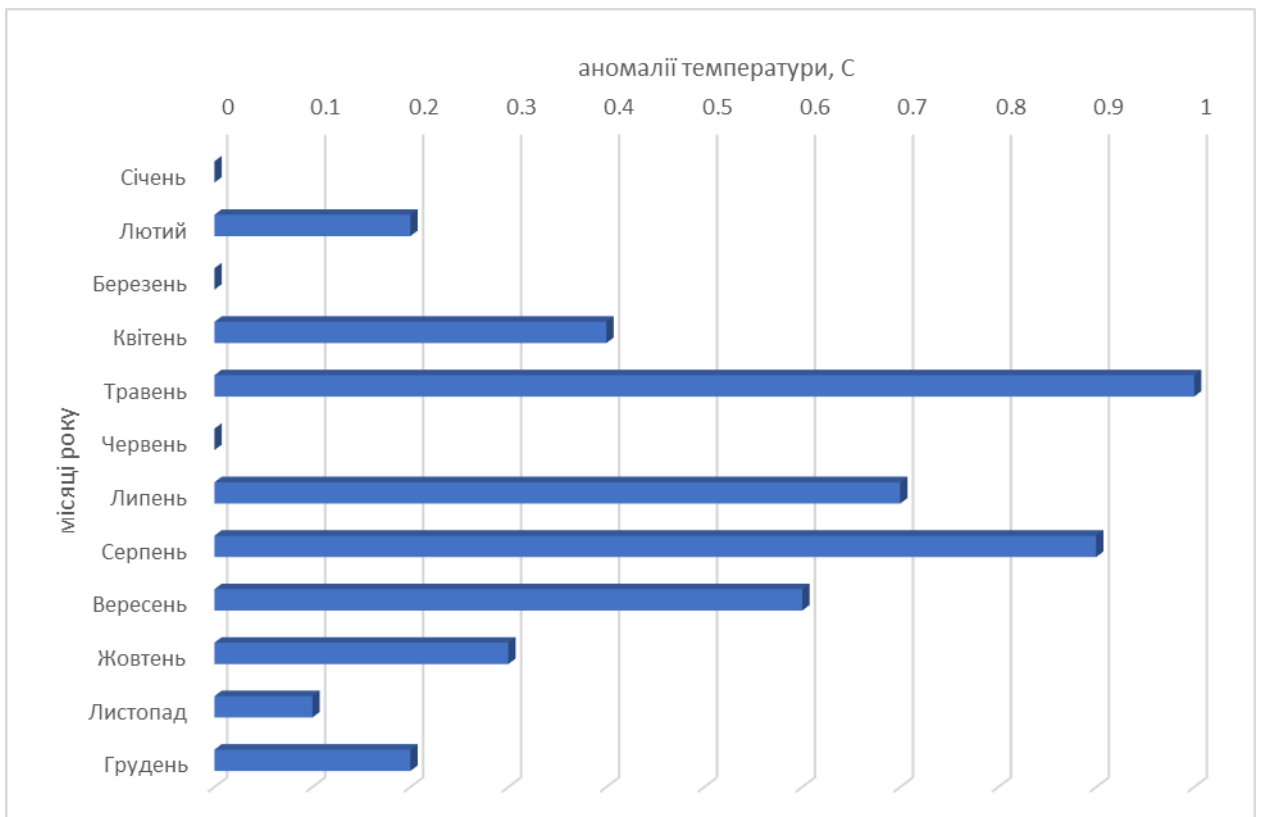


Рис. 4.3 – Гістограма аномалій приземної температури повітря на ст. Bellingshausen за 2011-2020рр.

Незважаючи на переважання додатних аномалій протягом більшості місяців року в останнє десятиріччя, середньорічна аномалія приземної температури на станції Bellingshausen в це десятиріччя дорівнює нулю (табл. 4.1).

Отримані результати дозволяють стверджувати, що в останнє десятиріччя спостерігається зростання приземної температури повітря в досліджуваному регіоні у всі місяці року. Найбільш теплішими стали місяці зимового сезону.

4.2 Динаміка середньорічних аномалій приземної температури повітря

Для оцінки змін середньорічних аномалій приземної температури повітря антарктичної станції Bellingshausen за останні тридцять років побудована гістограма середньорічних значень аномалій приземної температури за десятирічні періоди (рис. 4.4).

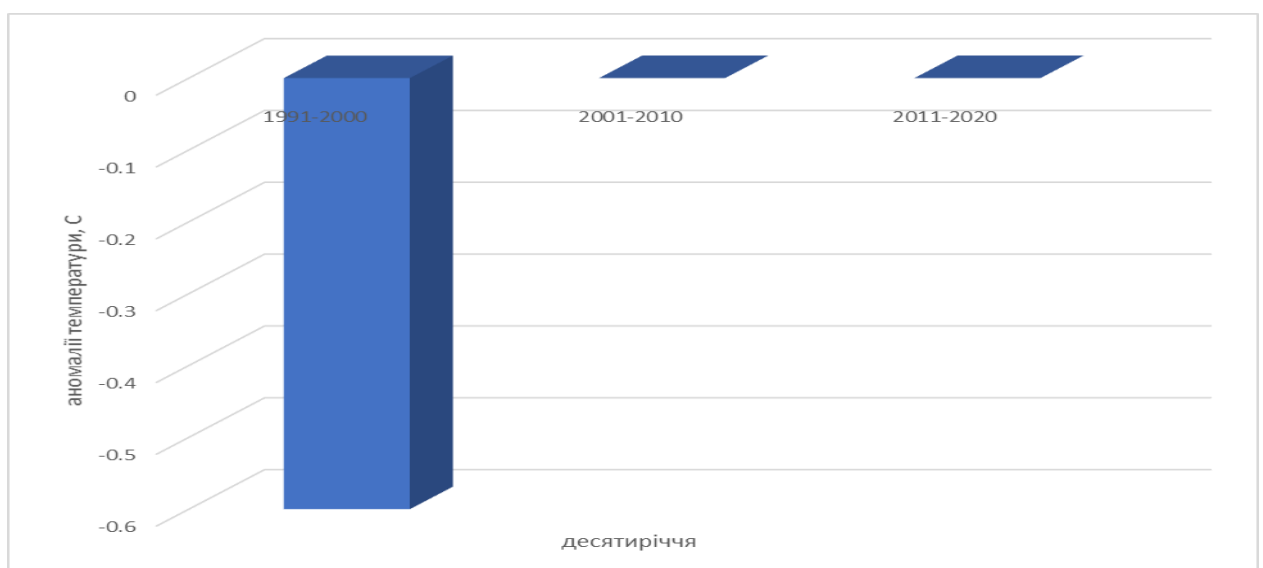


Рис. 4.4 – Середньорічні аномалії приземної температури повітря за десятирічні періоди, ст. Bellingshausen

Як бачимо, за тридцятирічний період 1991-2020 рр. спостерігається стійка тенденція до збільшення приземної температури повітря в районі антарктичної станції Bellingshausen, хоча слід відмітити, що протягом двох останніх десятиріч середньорічні аномалії приземної температури повітря дорівнюють нулю, на фоні додатних середньомісячних аномалій.

5 ЗВ'ЯЗОК ГЕОМАГНІТНОЇ АКТИВНОСТІ З ПРИЗЕМНОЮ ТЕМПЕРАТУРОЮ ПОВІТРЯ АНТАРКТИЧНОЇ СТАНЦІЇ BELLINGSHAUSEN

Дослідження зв'язку геомагнітної активності та приземної температури повітря виконувалось за допомогою кореляційного аналізу.

Певний інтерес представляє характер залежності приземної температури повітря в районі Антарктичної станції Bellingshausen від індексу геомагнітної активності. Основною метою даної роботи є визначення загальних рис цього зв'язку.

На основі рядів середньомісячних значень приземної температури повітря та індексу геомагнітної активності (індексу A_p) були розраховані коефіцієнти кореляції, які є кількісною мірою лінійного кореляційного зв'язку між вказаними величинами. Розрахунки були проведені для усіх місяців року та для повного періоду спостережень.

Результати розрахунків представлені в таблиці 5.1. В таблиці жовтим кольором виділені додатні значення коефіцієнта кореляції, блакитним – від'ємні.

Таблиця 5.1

Коефіцієнти кореляції між середньомісячними значеннями приземної температури повітря ст. Bellingshausen та індексом A_p

місяці року	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Весь період
r_{xy}	0,08	0,14	0,10	-0,01	-0,16	-0,19	-0,12	-0,10	-0,09	-0,24	0,02	0,24	0,02

Як видно з таблиці 5.1, протягом року на станції Bellingshausen спостерігаються як від'ємні, так і додатні значення коефіцієнту кореляції. Від'ємні значення фіксуються виключно в зимовий період з квітня (-0,01) по жовтень (-0,24). Додатні значення коефіцієнта кореляції фіксуються в решту

пір року, тобто з листопада (кінець весни) до самого березня (кінець осені). Слід зазначити, що коефіцієнти кореляції невеликі та за модулем не перевищують 0,24, а коефіцієнт кореляції за весь період складає лише 0,02.

На основі отриманих результатів, можна припустити, що між приземною температурою повітря на станції Bellingshausen та геомагнітною активністю Землі існує певний лінійний кореляційний зв'язок (обернений – взимку, та прямий – в решту пір року).

Наступним етапом дослідження була проведено перевірка гіпотези про статистичну значущість оцінки коефіцієнта кореляції, яка отримана на основі випадкових вибірок. Нульова гіпотеза сформулювалась так [20]: H_0 : На рівні значущості α коефіцієнт кореляції є статистично незначущим як і його оцінка: $\rho_{xy} = 0$; $\hat{\rho}_{xy} = r_{xy} = 0$. Альтернативна гіпотеза H_1 , очевидно, є такою: H_1 : На рівні значущості $\alpha=0,05$ коефіцієнт кореляції є статистично значущим як і його оцінка: $\rho_{xy} \neq 0$; $\hat{\rho}_{xy} = r_{xy} \neq 0$. Перевірка гіпотези H_0 втілюється за допомогою критерію Стьюдента [20]:

$$t = \frac{|\hat{z}|}{\sigma_z} \quad (5.1)$$

де:

$$\hat{z} = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r_{\hat{z}}}{1-r_{\hat{z}}}, \quad (5.2)$$

$$\sigma_z = \frac{1}{\sqrt{n-3}}; \quad (5.3)$$

Розраховане за формулою (4.1) значення критерію Стьюдента порівнюють з $t_{кр}(\alpha, \nu)$, яке наводиться в таблицях [20]. Рівень значущості $\alpha = 0,05$ та число степенів вільності, розраховане за формулою $\nu = n - 1$. Якщо

$$t < t_{кр}(\alpha, \nu), \quad (5.4)$$

то приймається гіпотеза H_0 про статистичну незначущість коефіцієнта кореляції, тобто про випадковість отриманої статистичної оцінки коефіцієнта кореляції. У протилежному випадку, якщо

$$t > t_{кр}(\alpha, \nu), \quad (5.5)$$

гіпотеза H_0 відкидається й приймається альтернативна гіпотеза H_1 про те, що коефіцієнт кореляції є статистично значущим [20]. Це означає, що він дійсно виражає характер лінійного кореляційного зв'язку між величинами.

Результати перевірки гіпотези про статистичну значущість оцінки коефіцієнта кореляції між приземною температурою повітря та індексом геомагнітної активності представлені в таблиці 5.2. В цій таблиці наведені розрахункові значення критерію Стюдента.

Таблиця 5.2

Розраховані значення критерію Стюдента

Місяці року	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Весь період
t	0,52	0,90	0,67	-0,06	-1,09	-1,26	0,82	0,66	0,59	-1,58	0,13	1,62	0,14

Як бачимо, абсолютно для усіх випадків розрахований критерій Стюдента менший за критичний ($t_{кр}(0.05, 60) = 2.00$), що дозволяє зробити висновок про статистичну незначущість розрахованих коефіцієнтів кореляції.

Узагальнюючи вищезазначене, можна стверджувати, що прямого кореляційного зв'язку між приземною температурою повітря та індексом геомагнітної активності A_p не існує.

ВИСНОВКИ

Проведені дослідження термічного режиму в районі антарктичної станції Bellingshausen та його зв'язку з геомагнітною активністю дозволили зробити наступні висновки:

1. Для дослідженого регіону характерне зростання приземної температури повітря протягом більшості місяців року. Додатний тренд фіксується з початку осені (лютий, 0,3 С), досягає максимальних значень в період антарктичної зими (травень-липень, 2,5 та 2,3 С відповідно) та зменшується до 0,1 С в кінці весни (листопад). Невеликі від'ємні значення тренду приземної температури на станції Bellingshausen фіксуються виключно в літній період (грудень-січень, -0,2 та -0,4 С відповідно). В середньому за рік величина додатного тренду на станції Bellingshausen складає 0,9 С.

2. Аналіз аномалій температури повітря показав, що в останнє десятиріччя (2011-2020pp.) спостерігається переважанням додатних аномалій температури повітря протягом майже усіх місяців. В це десятиріччя від'ємні аномалії на станції Bellingshausen взагалі відсутні, хоча протягом трьох місяців року фіксуються нульові аномалії (січень, березень, червень). Решта місяців року представлена виключно додатними аномаліями, які досягають максимальних значень в період антарктичної зими: травень (1,0 С), серпень (0,9 С). Незважаючи на переважання додатних аномалій протягом більшості місяців року в останнє десятиріччя, середньорічна аномалія приземної температури на станції Bellingshausen в це десятиріччя дорівнює нулю.

Отримані результати дозволяють стверджувати, що в останнє десятиріччя спостерігається зростання приземної температури повітря в досліджуваному регіоні у всі місяці року. Найбільш теплішими стали місяці зимового сезону.

3. Динаміка середньорічних аномалій приземної температури повітря за тридцятирічний період 1991-2020 pp. дозволила виявити стійку тенденцію

до збільшення приземної температури повітря в районі антарктичної станції Bellingshausen, хоча слід відмітити, що протягом двох останніх десятиріч середньорічні аномалії приземної температури повітря дорівнюють нулю, на фоні додатних середньомісячних аномалій.

4. Кореляційний аналіз приземної температури повітря та індексу геомагнітної активності дозволив встановити, що прямого кореляційного зв'язку між приземною температурою повітря та індексом геомагнітної активності A_p не існує.

Проведене дослідження динаміки приземної температури повітря на станції Bellingshausen дозволяє стверджувати про певні порушення стабільності термічного режиму регіону, а саме незначного похолодання в літній період та більш вагомого потепління протягом решти місяців року.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. Под ред. Крутский Б.А. С.-Петербург, Гидрометеиздат, 1991. – 200с.
2. Энциклопедия «Кругозор». Разделы Арктика и Антарктика.
3. Русин Н.П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л.; Гидрометеиздат, 1961. – 448с.
4. Davis C.H. Snowfall-driven growth in East Antarctic ice sheet mitigates recent sea-level rise / C.H. Davis [et al.] // *Science*. – 2005. – V. 308, № 5730. – P. 1898-1901.
5. Payne A.J. Recent dramatic thinning of largest West Antarctic ice stream triggered by oceans / A.J. Payne [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – V. 31, № 23. – P. 401.
6. Shepherd A. Warm ocean is eroding West Antarctic ice sheet / A. Shepherd, D. Wingham, E. Rignot // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – V. 31, № 23. – P. 402.
7. Vaughan D.G. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula / D.G. Vaughan [et al.] // *Climatic change*. – 2003. – V. 60, № 3. – P. 243-274.
8. Velicogna I. Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica / I. Velicogna, J. Wahr // *Science*. – 2006. – V. 311, № 5768. – P. 1754-1756.
9. Wingham D.J. Mass balance of the Antarctic ice sheet / D.J. Wingham [et al.] // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2006. – V. 364, № 1844. – P. 1627-1635.
10. Котляков В.М. Ледовый баланс Антарктиды / В.М. Котляков, К.С. Лосев, И.А. Лосева // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.*, 1977. – №. 1. – С. 5-15.
11. Петров В.Н. Атмосферное питание ледникового покрова Антарктиды / В.Н. Петров. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 152с.

12. Гернет Е.С. Ледяные лишай / Е.С. Гернет. – М.: Наука, 1981. – 120 с.
13. Аверьянов В.Т. Гляциоклиматология Антарктиды. / В.Т. Аверьянов. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 198 с.
14. Брезгин Н.Н. Особенности климата и современного оледенения о. Кинг-Джордж / Н.Н. Брезгин, Л.С. Говоруха // Метеорологические исследования в Антарктике. Труды II Всес. симп. – 1986. – Т4, №II. – С. 31-36.
15. Говоруха Л.С. Гляциоклиматологическая характеристика Земли Грейама / Л.С. Говоруха // Бюлетень УАЦ. –1998. – Т. 2. – С. 70-76.
16. Швердфегер В. Климат Антарктиды / В. Швердфегер В. // Климат полярных районов. – Л., Гидрометеиздат, 1973. – С. 318-434.
17. Воронов П.С. Опыт реставрации ледникового щита Антарктиды эпохи максимального оледенения Земли / П.С. Воронов // Инф. бюлл. САЭ. – 1960. – № 23. – С. 10-24.
18. Гожик П.Ф. Материковая окраина индоокеанского сектора Антарктиды / Гожик П.Ф. и др. – Киев: ИГН НАН Украины, 1984. – 53 с. – (Препринт / НАН Украины, Ин-т. геолог. наук; 1984-6)
19. Мартазинова В.Ф. Атмосферная циркуляция Южной полярной области и климат Антарктического полуострова / В.Ф. Мартазинова, В.Е. Тимофеев, Е.К. Иванова. – К.: АБЕРС, 2010. – 92 с.
20. Гончарова Л.Д. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації (збірник задач і вправ): навчальний посібник / Л.Д. Гончарова, Є.П. Шкільний. – Одеса: Екологія, 2007. – 454 с.
21. Гавреленя Е. Статистические характеристики приземной температуры воздуха Антарктического полуострова / Е. Гавреленя, О. Прокофьев // Конференція молодих вчених ОДЕКУ, 11-16 трав. 2009 р.: тез. доп. – Одеса, 2009. – С. 83.
22. Карпішин В.Ю. Багаторічні зміни аномалій температури повітря високих широт Південної півкулі / В.Ю. Карпішин, О.М. Прокоф'єв //

Матеріали VII наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ. – Одеса: ОДЕКУ, 2008. – С. 90.

23. Прокоф'єв О.М. Взаємний спектральний аналіз глобальних кліматичних індексів та приземної температури повітря станцій Антарктиди / О.М. Прокоф'єв // Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – Вип. 6, – С. 93-101.

24. Zhengqiu Z. Recent variations of Antarctic temperature, sea-ice and ozone / Z. Zhengqiu // Chinese Journal of Polar Science. – 1999. – V. 10, № 1. – P. 1-9.

25. Anisimov O.A. Polar regions (Arctic and Antarctic) / O.A. Anisimov [et al.] // Climate change. – Cambridge, 2007. – V. 15. – P. 653-685.

26. Rogers J.C. Spatial variability of Antarctic temperature anomalies and their association with the Southern Hemisphere atmospheric circulation / J.C. Rogers // Annals of the Association of American Geographers. – 1983. – V. 73, № 4. – P. 502-518.

27. Данова Т.Е. Статистические характеристики приземной температуры воздуха прибрежных станций Антарктиды и Антарктического полуострова / Т.Е. Данова, О.М. Прокофьев // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – 2009. – №1. –С. 189-196.

28. Bartels J. Collection of geom. Planetary index K_p and denived daily index A_p and C_p / J. Bartels // IAGA bull. 1962. V.18. – P. 153-165.

29. Courtillot V. Gallet Y. Fluteau F. Genevey A. Response to Comment on “Are there connections between Earth’s magnetic field and climate? Earth planet/ V.Courtillot, Y.Gallet, F.Fluteau, A.Genevey // Sci let., in press. 2008 V.265. P. 308-311.

30. Courtillot V. Are there connections between Earth’s magnetic field and climate? / V.Courtillot, Y.Gallet, F.Fluteau, A.Genevey // Earth planet sci.let. 2007 V.253. P. 328-339.

31. Bard E. Frank M. Climate change and solar variability: what’s new under the sun? / E. Bard, M. Frank // Earth planet sci.let. 2007 V.248. P. 1-14.