

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут  
Кафедра метеорології та кліматології

**Кваліфікаційна робота бакалавра**

на тему: Динаміка льодовитості Південного океану

Виконала студентка групи МКА-41  
Спеціальності 103 «Науки про Землю»

Гребеник Юлія Олексіївна  
(прізвище, ім'я, по батькові студента)

Керівник к.геогр.н., доцент  
Прокоф'єв Олег Милославович

Консультант \_\_\_\_\_ - \_\_\_\_\_

Рецензент д.геогр.н., доцент  
Овчарук Валерія Ангатоліївна

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

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.**  
«05» травня 2021 року

**ЗАВДАННЯ**  
НА КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ БАКАЛАВРА

студентці Гребеник Юлії Олексіївни

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Динаміка льодовитості Південного океану

керівник роботи Прокоф'єв Олег Милославович, к.геогр.н., доцент

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

затверджені наказом ОДЕКУ від «18» грудня 2020 року № 254 - С

2. Строк подання студентом роботи 10 червня 2021 року

3. Вихідні дані до роботи Дослідження динаміки льодовитості Південного океану проводити за даними Британського центру атмосферних даних. Вихідні дані представляють собою середньомісячні значення льодовитості за період з 2000 по 2019рр.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Проаналізувати тенденції багаторічних змін льодовитості досліджуваного регіону; розрахувати та проаналізувати статистичні характеристики льодовитості; визначити значущі періоди коливань; визначити та проаналізувати трендові складові льодовитості Південного океану; розрахувати та проаналізувати аномалії льодовитості за десятирічні періоди з 2000 по 2019рр.;

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

Графіки річного ходу льодовитості; графіки міжрічної мінливості льодовитості Південного океану; гістограми статистичних характеристик льодовитості та трендової складової.

## 6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 05 травня 2021 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.	05.05.2021 р. – 10.05.2021 р.	60	3 (задовільно)
2.	Розрахунок та аналіз основних статистичних характеристик льодовитості.	11.05.2021 р. – 13.05.2021 р.	60	3 (задовільно)
3.	Визначення прихованих періодичностей в часових рядах льодовитості, побудова згладжених рядів льодовитості.	14.05.2021 р. – 17.05.2021 р.	60	3 (задовільно)
4.	<b>Рубіжна атестація</b>	<b>17.05.2021 р. – 22.05.2021 р.</b>	60	3 (задовільно)
5.	Визначення трендових складових льодовитості для кожного місяця року. Аналіз отриманих результатів.	18.05.2021 р. – 23.05.2021 р.	86	4 (добре)
6.	Розрахунок аномалій льодовитості Південного океану. Аналіз отриманих результатів	24.05.2021 р. – 01.06.2021 р.	90	5 (відмінно)
7.	Узагальнення отриманих результатів. Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату.	02.06.2021 р. – 10.06.2021 р.	88	4 (добре)
8.	Перевірка роботи на плагіат, складення протоколу і висновку керівника. Підписання авторського договору.	10.06.2021 р.- 12.06.2021 р.	-	-
9.	Підготовка паперової версії кваліфікаційної роботи бакалавра і презентаційного матеріалу захисту.	-	-	-
	<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>	-	<b>74,0</b>	-

Студентка \_\_\_\_\_  
( підпис )

**Гребеник Ю.О.**  
(прізвище та ініціали)

Керівник роботи \_\_\_\_\_  
( підпис )

**Прокоф'єв О.М.**  
(прізвище та ініціали)

## ЗМІСТ

ВСТУП .....	4
1 МЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ І КЛІМАТ АНТАРКТИДИ .....	5
1.1 Антарктична суша і своєрідність її як підстильної поверхні .....	5
1.2 Водяні простори Антарктики та Субантарктики .....	10
1.3 Умови утворення льодяного покриву Антарктиди.....	12
1.4 Основні умови, які призводять до розширення або скорочення площі морського льоду.....	24
2 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ .....	27
2.1 Характеристика вихідної інформації.....	27
2.2 Методи розрахунку основних статистичних параметрів .....	28
2.3 Методи розрахунку аномалій льодовитості .....	35
3 БАГАТОРІЧНА ДИНАМІКА ЛЬОДОВИТОСТІ АНТАРКТИЧНОГО МАТЕРИКУ .....	36
3.1 Статистичні характеристики льодовитості Антарктичного материку.....	36
3.2 Динаміка льодовитості досліджуваного регіону.....	39
3.3 Динаміка аномалій льодовитості досліджуваного регіону.....	42
ВИСНОВКИ.....	45
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	47

## ВСТУП

Кваліфікаційна робота бакалавра на тему «Динаміка льодовитості Південного океану» присвячена аналізу сучасних багаторічних змін площі розповсюдження морського льоду в акваторії Антарктичного материка.

Потепління кліматичної системи, яке спостерігається в останні роки – є беззаперечним фактом. Більшість кліматичних змін, що зараз спостерігаються, є безпрецедентними як в масштабах сторіч так і тисячоліть! Найбільш яскраво ці зміни фіксуються в полярних регіонах Землі [1-3]. За останні тридцять років фіксувалось постійне зменшення льодовикового щита Антарктиди [1-5]. Інші льодовики земної кулі теж безперервно втрачали свою масу через підвищення глобальної температури. Тому дослідження динаміки льодовитості акваторії Антарктиди є вкрай актуальною задачею [5].

В якості вихідних даних використані середньомісячні значення льодовитості Антарктичного регіону, отримані з бази даних Британського центру атмосферних даних (The British Atmospheric Data Centre) за двадцятирічний період з 2001 по 2020рр.

В ході виконання кваліфікаційної роботи бакалавра реалізовані наступні завдання:

- розраховані та проаналізовані статистичні характеристики льодовитості;
- визначені значущі періоди коливань льодовитості;
- розраховані та проаналізовані трендові складові льодовитості;
- розраховані та проаналізовані аномалії льодовитості за два десятирічні періоди з 2001 по 2020рр.;

Актуальність теми визначається необхідністю безперервного моніторингу метеорологічного та кліматичного режимів обох полярних регіонів Земної кулі та їх динаміки в світлі сучасних кліматичних змін.

# 1 МЕТЕОРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ І КЛІМАТ АНТАРКТИДИ

## 1.1 Антарктична суша і своєрідність її як підстильної поверхні

Антарктида – найізольованіший материк, який не має корінного населення (рис. 1.1). Літом чисельність жителів складає приблизно чотири тисячі чоловік, зимою – півтори [6].



Рисунок 1.1 – Антарктида

Більша частина Антарктиди розташована південніше від Південного полярного кола ( $66^{\circ} 33'$  пд. ш.). Південне полярне коло – межа, південніше 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 [6-8].

За межі Південного полярного кола в Антарктиді виходять тільки Антарктичний півострів, який простягається до південної околиці Південної Америки, та деякі миси з протилежної сторони материка. В двох місцях берегова лінія материка занурюється далеко на південь, утворюючи море Роса в Тихоокеанському і море Ведделла в Атлантичному секторах [7].

Антарктиду поділяють на дві крупні частини, які істотно різняться за геологічною будовою та особливостям рельєфу. Більшу частину континенту займає Східна Антарктида, яка має форму півкола. На суші її обмежують Трансантарктичні гори, що тягнуться від мису Адер до Землі Котса. Східна Антарктида розташовується між  $170^{\circ}$  сх. д. і  $30^{\circ}$  з. д. Поряд з тим, Західна Антарктида займає набагато меншу територію, і більшу її частину займає Антарктичний півострів [6, 8].

Серед Антарктичних морів виділяють моря Ведделла, Роса, Амундсена та Беллінсгаузена. Усі вони мають зручні та подекуди добре укрите підходи до материка [7].

В Антарктиді зосереджено приблизно 30 мільйонів  $\text{км}^3$  льоду, що складає 90% всього льоду суші. Його середня потужність складає 2500–2800 м, а найбільша в певних районах Східної Антарктиди – 4800 м. В Східній Антарктиді фіксується найбільша висота крижаної поверхні – 4100 м вище рівня моря [7].

Слід зазначити, що тільки 2% території материка є вільними від льоду – як правило в західній частині Антарктиди та в Трансантарктичних горах. Вони представляють собою або ділянки узбережжя, або окремі гребені і вершини (нунатаки), які майорюють над крижаною поверхнею [6, 8].

Льодовиковий покрив Антарктиди має куполоподібну форму. Крутизна поверхні купола зростає по напрямку до узбережжя, де зосереджені кінці

вивідних льодовиків і шельфові льодовики або крижані уступи. В місцях станціонування айсбергів витрата льоду оцінюється в  $2500 \text{ км}^3$  в рік [7].

Антарктичний лід нагромаджувався впродовж багатьох сотень тисяч літ, і в ньому відображена історія формування земної атмосфери [7].

Літом льодовиковий покрив збільшується на 3–4 млн.  $\text{км}^2$  за рахунок розростання шельфових льодовиків, особливо навкруги Антарктичного півострова і в морі Роса. Взимку океан навкруги Антарктиди замерзає. Таким чином формуються морські льоди на площі біля 17 млн.  $\text{км}^2$ , які тануть в кінці весни – початку літа [7].

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 тієї, яка зараз розвивається у вологих лісах помірного пояса Південної півкулі (на Тасманії, Новій Зеландії, півдні Південної Африки), перетворився на льодовий континент [7].

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 [6].

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 [9-12] три основні кліматичні зони, що нагадують висотні кліматичні зони в інших високогірних областях земної кулі:



1. Внутрішньоматерикова високогірна кліматична зона, займає всю центральну територію Антарктичного плато і обмежується ізогіетою 3000-3200 м над рівнем моря [11, 13, 14].

2. Кліматична зона льодовикового схилу, розташована на північ від внутрішньоматерикової зони і оточує Антарктиду широкою (700-800 км) смугою. Північна її межа, співпадає з ізогіетою 300-500 м над рівнем моря, та подекуди підходить майже до самого узбережжя [11, 14].

3. Прибережна кліматична зона, оточує узбережжя Антарктиди переважно у вигляді вузької льодовикової смуги, включаючи також вивідні і шельфові льодовики, припай, прибережні острови і оазиси [11, 14].

Наявність цих зон підтверджується також характером снігонакопичення і розподілом на території Антарктиди складових радіаційного і теплового балансу [6, 15].

Своєрідні умови формування метеорологічного режиму в кожній із зон створюють абсолютно особливий розподіл метеорологічних величин на території Антарктиди як протягом всього року, так і по сезонах [6, 15].

Температура і вологість повітря, атмосферний тиск, вітер, опади і інші метеорологічні величини розподіляються в Антарктиді абсолютно інакше, ніж в інших областях земної кулі, у тому числі і у високих широтах північної півкулі [6, 9-11, 13, 14].

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 рівна  $-50 - -60^{\circ}\text{C}$  (середня температура найхолоднішого місяця  $-70 - -72^{\circ}\text{C}$ , а найтеплішого  $-30 - -32^{\circ}$ ). Мінімальні температури можуть тут досягати  $-90^{\circ}\text{C}$  [6, 14, 15].

Атмосферний тиск складає в середньому близько 600–620 гПа, причому найбільші значення середньомісячних величин тиску припадають на теплий період року, а якнайменші – на зиму, коли спостерігаються найнижчі

температури. Кількість опадів в цій зоні складає 40–50 мм, а за даними останніх експедицій досягає 80 мм [6, 12].

Клімат льодовикового схилу характеризується як клімат вічного морозу, стокового вітру та заметілі. Середньорічні температури повітря в цій зоні залежать від висоти схилу і змінюються від  $-20^{\circ}\text{C}$  для прибережних районів до  $-50^{\circ}\text{C}$  для верхніх ділянок схилу, віддалених на 700–800 км від узбережжя. Середні температури найхолоднішого місяця в цій зоні коливаються, відповідно, від  $-30$  до  $-60^{\circ}\text{C}$ , а найтеплішого – від  $-10$  до  $-20$  –  $-25^{\circ}\text{C}$ . Такі низькі температури тут поєднуються з постійними сильними вітрами з глибини материка, які несуть з собою маси снігу. Північна частина цієї зони, 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 в рік [6, 7].

Клімат прибережної зони не відрізняється однорідністю. В цій зоні можна виділити три кліматичні підзони [6-8]:

- 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  $-10$  –  $-11^{\circ}\text{C}$  на широті полярного круга до  $-17$  –  $-20^{\circ}\text{C}$  і нижче для більш високих широт. Середні температури найхолоднішого періоду коливаються відповідно від  $-18$  –  $-20$  до  $-25$  –  $-35^{\circ}\text{C}$  і навіть  $-40^{\circ}\text{C}$ , а середні температури найтеплішого місяця близькі до  $0^{\circ}\text{C}$ . Вітровий режим, режим опадів, вологості повітря, температури підстилаючої поверхні і т.д. дуже різні [6, 10, 11, 14, 15].

Найсупорішми в кліматичному відношенні є райони узбережжя, схильні впливу стокових вітрів. Це, «найбурхливіші райони» землі. Навіть

середньорічні швидкості вітру тут складають 12-15 м/с. і більше, а максимальні швидкості перевищують 60 м/с. Число днів з штормами тут складає більше 250. а з ураганом – більше 30 днів на рік. Повітря унаслідок адіабатичного нагрівання під час стоку тут дуже сухе, тому режим вологості повітря близький до режиму відносної вологості в пустелях [6, 10, 11, 14, 15].

Клімат цих районів можна характеризувати як клімат холодних крижаних пустель з частими сильними завірюхами, штормовими і ураганними вітрами. Клімат районів, що знаходяться зовні впливу стокових вітрів, більш м'який і вологий. Тут випадають найбільші (для Антарктиди) кількості опадів – до 700 мм і більше; часто спостерігається відлига, повітря вологе [6-8].

Сильні вітри зазвичай пов'язані з проходженням циклонів, тому їх середньорічна швидкість дещо більше, ніж в глибині материка (5-7 м/с). Місцевий клімат Антарктичних оазисів відрізняється рядом особливостей. Влітку унаслідок нагрівання підстилаючої поверхні максимальні температури на поверхні ґрунту можуть досягати +30°C, а повітря 4-10°C [6].

Повітря дуже сухе – як в найсправжнісінських пустелях. В теплий період добре була виражена місцева циркуляція схилів. Зима тут на 2–3°C тепліше, ніж зовні оазису [6-8].

## 1.2 Водяні простори Антарктики і Субантарктики

В Південному полярному регіоні виділяється могутня Антарктична циркумполярна течія (або течія Західних Вітрів), яка рухається в східному напрямі і в протоці Дрейка її витрата складає 130 млн. м<sup>3</sup> води за секунду. Ближче до берегів материка фіксується Прибережна Антарктична течія, яка рухається не строго вздовж берегової лінії, а трохи відхиляється на північ в західних частинах глибоких западин морів Беллінсгаузена, Ведделла і Роса. В

результаті чого циркуляція вод в них приймає форму кругового обертання за годинниковою стрілкою [1-3, 6-8]. Біля берегів Східної Антарктиди, де знаходиться лише декілька глибоких заток, Прибережна Антарктична течія обмежується вузькою зоною [6, 7].

Значні зміни температури і солоності прибережних морських вод спостерігаються при дії меридіональної циркуляції (з півночі на південь) на Антарктичну циркумполярну і Прибережну Антарктичну течії, що підсилює роль Антарктичних вод в системі світової океанічної циркуляції. Теплі солоні води з невеликим вмістом кисню рухаються на південь, підіймаючись до поверхні. Опинившись в приповерхневих шарах океану, вони розділяються на дві холодні збагачені киснем водні маси, які відрізняються за характером тепло- і водообміну між океаном та атмосферою. Одна з них залишається на поверхні й має назву Антарктичні поверхневі води. Вони менш солоні в порівнянні з більш глибокими шарами. Інша водна маса опускається на дно океану і перетворюється на Антарктичні придонні води. На загальну думку, ці води пов'язані з утворенням морського льоду, але, можливо, це результат взаємодії океанічних вод з підставою шельфових льодовиків [6].

Рух придонних-циркумполярних вод в південному напрямі компенсується відтоком на північ Антарктичних глибинних і Антарктичних поверхневих вод, які опускаються в зоні Антарктичної циркумполярної течії і формують Антарктичні проміжні води. Далі на північ Антарктичні компоненти поступово трансформуються, і ці води повертаються врешті-решт в Антарктичні широти у вигляді циркумполярних глибинних вод. Вони містять помітні домішки більш солоних глибинних вод з Південної Атлантики. Близько 55-60% складають Антарктичні поверхневі води, решта частини – Антарктичні придонні води [1, 6, 7].

Циркумполярні глибинні води приносять велику кількість тепла в Антарктичні моря, де воно витрачається на нагрівання холодних вод і атмосфери. Антарктичні поверхневі води простежуються до зони між 50 і 60<sup>0</sup> пд.ш., де досить швидко зникають, стикаючись з менш щільними

Субантарктичними поверхневими водами, опускаються під них і беруть участь у формуванні Антарктичних проміжних вод, які спрямовуються на північ. Зона контакту між двома поверхневими водними масами відома як зона Антарктичної конвергенції [6-7].

Осад на дні океанів навкруги Антарктиди розділяється на два типи: біогенний теригенний. Біогенний осад утворюються при осадженні стулок і панцирів мікроорганізмів, які в достатку живуть в збагачених азотом поверхневих шарах води океану. Теригенний осад виникає при таненні льоду, що дрейфує з Антарктики, і з продуктів криогенного вивітрювання і ерозії на інших материках Південної півкулі. Кремнійвмісні мули (що складаються з кремневих залишків діатомій і радіолярій), що в основному накопичуються між 55° і 60° пд.ш., місцями заміщаються карбонатними мулами (що містять залишки форамініфер). Далі на північ в глибоких западинах зустрічається червонокольоровий глинистий осад. На південь від середньої багаторічної межі пакового льоду формується льодово-морський осад [4-7].

### 1.3 Умови утворення льодяного покриву Антарктиди

Час початку, і тривалість льодоставу залежать від кліматичних умов, температурного і вітрового режимів, товщини сніжного покриву на льоді і конкретних характеристик води даного регіону. В період льодоставу відбуваються зміцнення рухомих мас льоду, наростання товщини льоду шляхом кристалізації води на нижній поверхні крижаного покриву і промерзання шуги під покривом, а також змерзання просоченого водою снігу, який знаходиться на покриві. Товщина крижаного покриву починає збільшуватися після початку льодоставу. Потім товщина покриву зменшується, частіше всього спочатку за рахунок підтаювання на нижній

поверхні, а потім унаслідок танення з поверхні. За наявності сніжного покриву загальна товщина льоду може збільшуватися за рахунок водно-снігового льоду і ущільненого снігу [1-3, 6, 7]. Міцність снігового і шугового льоду істотно менше за міцність кристалічного водного льоду, тому при характеристиці крижаного покриву, крім відомостей про його загальну товщину, бажано мати дані про будову, густину і товщину всіх шарів, з яких складається покрив [6, 7].

Цілісність крижаного покриву характеризують наявністю в ньому тріщин, полинів, промивин і проталин. Формування і розвиток крижаного покриву найчастіше пов'язане з утворенням термічних тріщин, які виникають при швидкому зниженні температури повітря. Такі тріщини, частіше за все, розповсюджуються лише у верхніх шарах крижаного покриву, наскрізні тріщини зустрічаються рідко. При підвищенні температури тріщини "заліковуються". При зміні рівня води виникають тріщини вздовж берегів. В крижаному покриві невеликої товщини, поширеному на значній площі, тріщини можуть утворюватися під дією сил стиснення, які виникають в наслідок дії вітру. В період танення цілісність крижаного покриву порушується унаслідок утворення сніжниць, проталин і промивин [4-6, 8].

Розподіл температури в крижаному покриві та її зміна в значній мірі визначають характеристики міцності льоду і покриву в цілому. Температура нижньої поверхні крижаного покриву нульова, а верхнього шару льоду за відсутності на ньому снігу близька до температури повітря. Відповідно до добових і більш тривалих коливань температури повітря в льоді розповсюджуються температурні хвилі, які затухають з глибиною. Якщо крижаний покрив був покритий снігом, то температура поверхні льоду вище за температуру повітря і її коливання значно менше ніж в безсніжному покриві на тій же глибині [6, 9-11].

Протягом зимового періоду температура верхніх шарів льоду звичайно значно нижче за температуру середніх шарів. У весняний період температура льоду у верхніх шарах підвищується і стає вищою, ніж в середніх. Подібний

розподіл спостерігається і під час відлиги. До періоду руйнування крижаного покриву температура всієї товщі крижаного покриву наближається до нульової. Специфічна особливість замерзання морської води на відміну від прісної полягає в зниженні температури кристалоутворення при збільшенні солоності води. З солоністю пов'язані також і відмінності в процесі формування крижаного покриву. При солоності менш 24,7‰ процес охолодження і замерзання води відбувається так само, як в прісних водоймищах. Охолодження водної поверхні викликає вертикальне перемішування води, яке продовжується до тих пір, поки температура всієї товщі води не досягне температури найбільшої густини (табл. 1.1). Такі води називають солонкуватими. При солоності більш 24,7‰ (солоні води) вертикальне перемішування не припиняється, аж до того часу, коли температура в перемішуваному шарі дійде до температури замерзання води при заданій солоності. Крижані голки утворюються у всьому цьому шарі, поступово спливаючи на поверхню моря [6, 14-15]. Середня солоність вод Світового океану складає приблизно 35‰. В арктичних морях солоність коливається від 30 до 35‰, але в деяких місцях відбувається часткове розпріснення морської води річковими водами.

Таблиця 1.1 – Характеристики солонкуватих та солоних морських вод

Показники	Солоність, ‰						
	1	4	10	20	24,69	30	35
Температура °С найбільшої густини,	3,74	3,13	1,86	-0,31	-1,33	-2,47	-3,52
Температура замерзання, °С	-0,05	-0,21	-0,53	-1,07	-1,39	-1,63	-1,9
Найбільша густина, кг/м <sup>3</sup>	1000,8	1003,3	1008,2	1016,1	1019,8	1024,1	1028,2

В процесі утворення первинного шару крижаного покриву кристали льоду, оточені плівками солоної води, змерзаються. При зниженні температури первинного шару в ході зростання його товщини між

кристалами залишається розсіл у вигляді замкнених плівок і каналів. Продовжується зростання кристалів льоду за рахунок виморожування розсолу, при цьому його концентрація збільшується. Подальше охолодження сприяє випаданню деяких солей. Так, сіль  $\text{CaSO}_4$  випадає з розсолу при  $-1,9^\circ \text{C}$ , а  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  - при  $-7,6^\circ \text{C}$ . Основну частину солей морської води складає хлористий натрій (близько 80%), для якого евтектична температура рівна  $-22,6^\circ \text{C}$ . Деякі солі зберігаються у вигляді розсолу і при більш низькій температурі, так,  $\text{CaCl}_2$  випадає тільки при  $-55,0^\circ \text{C}$  [6, 8, 14].

Морський лід представляє складну чотирьохкомпонентну систему, яка складається з чистого льоду, солей, які викристалізувалися, рідкого розсолу і газоподібних включень. Солоність морського льоду істотно менше за солоність замерзаючої води, оскільки спочатку ростуть кристали чистого льоду, а включення розсолу, що залишилися, між кристалами частково мігрують у бік фронту замерзання. Кількість солей і розсолу в льоді залежить як від солоності води, так і від інтенсивності льодоутворення [5, 7]. При швидкому наростанні льоду в ньому зберігається більша кількість розсолу, ніж при повільному льодоутворенні, оскільки в другому випадку збільшується час для міграційного витікання розсолу з пір між кристалами.

При підвищенні температури льоду об'єм розсолу, який знаходиться в ньому, збільшується, солоність зменшується, і підвищуються можливості для міграції розсолу і розпріснення льоду. В результаті цього солоність багаторічного льоду знижується, особливо в частинах крижаних торосів, які підносяться над поверхнею, де лід може майже повністю розпріснитись.

При спокійній поверхні моря після охолодження верхнього шару води до температури замерзання відбувається інтенсивне формування крижаних голок, які утворюють крижане сало у вигляді плям, смуг або суцільного шару сірувато-свинцевого кольору. Якщо на водну поверхню, яка має температуру нижче нуля, випадають значні маси снігу, то він не тоне і утворює сніжну кашу, яка називається сніжурою. При вітрі і хвилюванні з



сала, сніжури і внутрішньоводного льоду утворюється шуга у вигляді скупчень рихлих пористих грудок білястого кольору [5, 7].

Крижане сало, змерзаючись і потовщуючись за рахунок наростання льоду з нижньої поверхні, перетворюється на тонку еластичну кірку. При товщині кірки до 5 см вона має темний колір і називається темним ніласом. При збільшенні товщини кірки її колір стає більш світлим, така кірка називається світлим ніласом. При достатній кількості сніжури і шуги світлий нілас може утворитися, оминувши стадію темного ніласа. При деформаціях крижаного покриву і стисненні частини одного крижаного поля насуваються одна на одну і утворюють нашарований лід [5-7].

Після утворення суцільного шару льоду швидкість подальшого його наростання визначається величиною температурного градієнта в крижаній товщі. Молодий крижаний покрив завтовшки 10-15 см називають сірим льодом через те, що на його поверхні з'являються "сольові квіти", сірі кристали льоду, просочені тими солями, які викристалізувалися на поверхні льоду. При стисненні сірий лід нашаровується і може утворювати невеликі тороси. По мірі збільшення товщини до 20-30 см крижаний покрив набуває більш світлий колір і його називають сіро-білим льодом. При подальшому збільшенні товщини його поверхня як правило покривається снігом, такий покрив називають білим льодом [7-8]. В крижаному покриві безперервно відбувається деякий рух розсолів під впливом градієнтів температури і пружності водяної пари, гідростатичного тиску, динамометаморфізму і інших чинників. Характер міграції, її інтенсивність залежать від того, в якому вигляді знаходиться розсіл (замкнуті осередки, міжкристалічні прошарки або крізні капіляри). В початковій стадії формування верхнього шару крижаного покриву залишаються крізні капіляри, що з'єднуються з морською водою і сприяють інтенсивній міграції розсолу і зменшенню солоності льоду. По мірі збільшення товщини покриву у верхній і середній його частинах зростає кількість замкнутих пор і осередків, які по мірі зниження температури

зменшуються в об'ємі унаслідок вимерзання води і збільшення солоності укладеного в них розсолу [7-8].

Типи морського льоду можна визначити по відомій класифікації Черепанова Н.В., який в 1976 році виділив 9 типів морського льоду, які розрізняються за своєю будовою залежно від умов льодоутворення (рис. 1.2). Деякі характеристики виділених типів льоду були приведені в таблиці 1.2 [6-7].

Тип В1. Утворюється при стійкому термічному режимі прильодового шару води з добре розвиненою вертикальною конвекцією. Зустрічається в припаї поза зоною розповсюдження річкових вод. Має чітко виражену просторову впорядкованість кристалів, які ростуть зверху вниз на всю товщу крижаного покриву. Лід світло-сірого кольору через велику кількість дрібних (0,1 – 0,5 мм) сольових і повітряних включень, розташованих вертикальними ланцюжками. Кристали мають форму волокон [6-7].

Тип В2. Утворюється при невеликих порушеннях стабільності орієнтованого зростання кристалів через різкі коливання температури і солоності прильодового шару води. Цей тип льоду характерний для значних полів дрейфуючого льоду в Арктиці і частині припайного льоду в Антарктиці. Лід має волоконну структуру, як і лід типу В1, тільки кристали у вертикальному напрямі були обмежені своїми розмірами (близько 200-300 мм). Відрізняється складнішою гіллястою системою розташування сольових і повітряних включень [6-7].

Тип В3. Утворюється при порушенні стабільності зростання кристалів і інтенсивному надходженні до фронту кристалізації внутрішньоводного льоду. Цей тип широко поширений серед дрейфуючого і припайного льоду в Арктиці в зонах інтенсивних переміщень і наявності полинів. Характерні два види кристалів: волоконні, як у льоді типу В2, і ізометричні, які розташовані хаотично або створюють скупчення на певних горизонтах [6-7].

Тип В4. Утворюється в районах стаціонарних полинів в дрейфуючому і припайному льоді. Відрізняється від типу В3 тим, що кристали льоду в ньому дрібніші і напрямі їх осей не впорядковані [6-7].

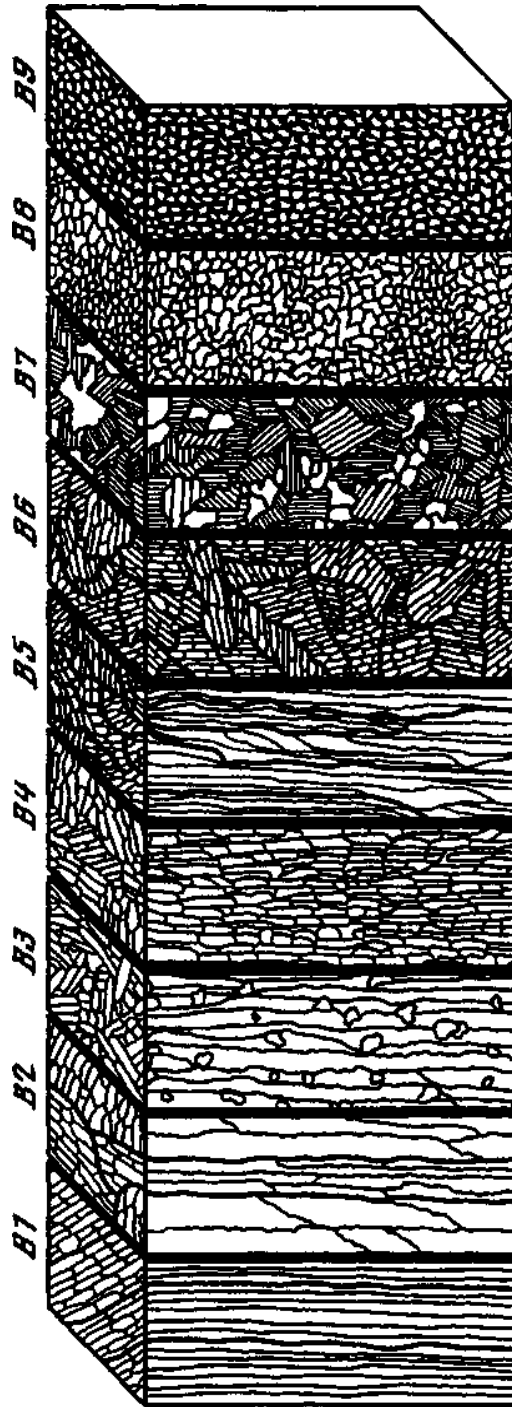


Рисунок 1.2 – Типи морського льоду

Тип В5. Утворюється за наявності на поверхні води великої кількості центрів кристалізації, а також при замерзанні води в зимовий період в умовах низької температури і інтенсивного льодоутворення. Солоність такого льоду в порівнянні з іншими типами була підвищена [6-7].

Тип В6. Утворюється при замерзанні морської води в умовах різких змін гідрологічного режиму – при змінах швидкостей і напрямку течій, різких коливань температури і солоності води. Є характерним для околичних морів, проток і районів, прилеглих до гирл річок. Структура льоду хаотична [6-7].

Тип В7. Формується при сильному вітровому перемішуванні води на мілководних ділянках моря, що супроводжується інтенсивним утворенням шуги і внутрішньоводного льоду. Структура хаотична [6-7].

Тип В8. Утворюється при змерзанні зерен снігу з дрібними кристалами внутрішньоводного льоду. Поширений скрізь, особливо широко в Антарктиці. Структура хаотична [6-7].

Тип В9. Утворюється в процесі поступової інфільтрації в сніг і замерзанні морської води, яка виступає на поверхню льоду під вагою сніжного покриву. Лід дрібнозернистий хаотичної структури. Лід цього типу широко поширений в Антарктиці, де складає більше четверті всього об'єму морського льоду [6-7].

Таблиця 1.2 – Характеристики морського льоду (за Черепановим)

Тип льоду	Середній об'єм кристалів в м <sup>3</sup>	Солоність, ‰	Густина, кг/м <sup>3</sup>	Міцність на вигин дискових пластин при -10,0°С, МПа
В1	2,8 10 <sup>3</sup>	1,5-4,0	910-930	1,1-1,6
В2	250	1,5-4,0	910-930	0,9-1,6
В3	130	1,6-3,5	910-950	1,1-1,4
В4	50	1,6-3,0	930-950	0,7-1,2
В5	10	4,0-15,0	900-920	0,7-1,4
В6	150	2,0-5,5	900-935	0,7-1,5
В7	50	2,0-6,0	850-900	0,7-1,0
В8	35	2,0-7,0	880-900	0,5-1,0
В9	1	2,0-14,0	850-900	0,6-0,7

Площа розповсюдження морського льоду змінюється по сезонах від від 5 до 20 млн. км<sup>2</sup> в Південній півкулі. Максимальний розвиток крижаного покриву в Південній півкулі спостерігається у вересні-жовтні. В цілому на земній кулі морський лід з урахуванням сезонних коливань покривають 26,3 млн. км<sup>2</sup> при середній товщині покриву близько 1,5 м [6-7].

В Південній півкулі крижаний покрив розвивається з квітня по вересень концентрично навкруги Антарктиди (рис. 1.3). Багаторічний лід там практично не зустрічається, а дворічний займає менше 25% площі максимального розвитку льоду. Розповсюдження льоду в морях характеризується їх згуртованістю, яка оцінюється за десятибальною шкалою, де бали відповідають десятим часткам відношення площі, зайнятої дрейфуючим льодом, до загальної площі, даної території. Морський лід за ступенем своєї рухливості підрозділяється на нерухомий і дрейфуючий [1-7].

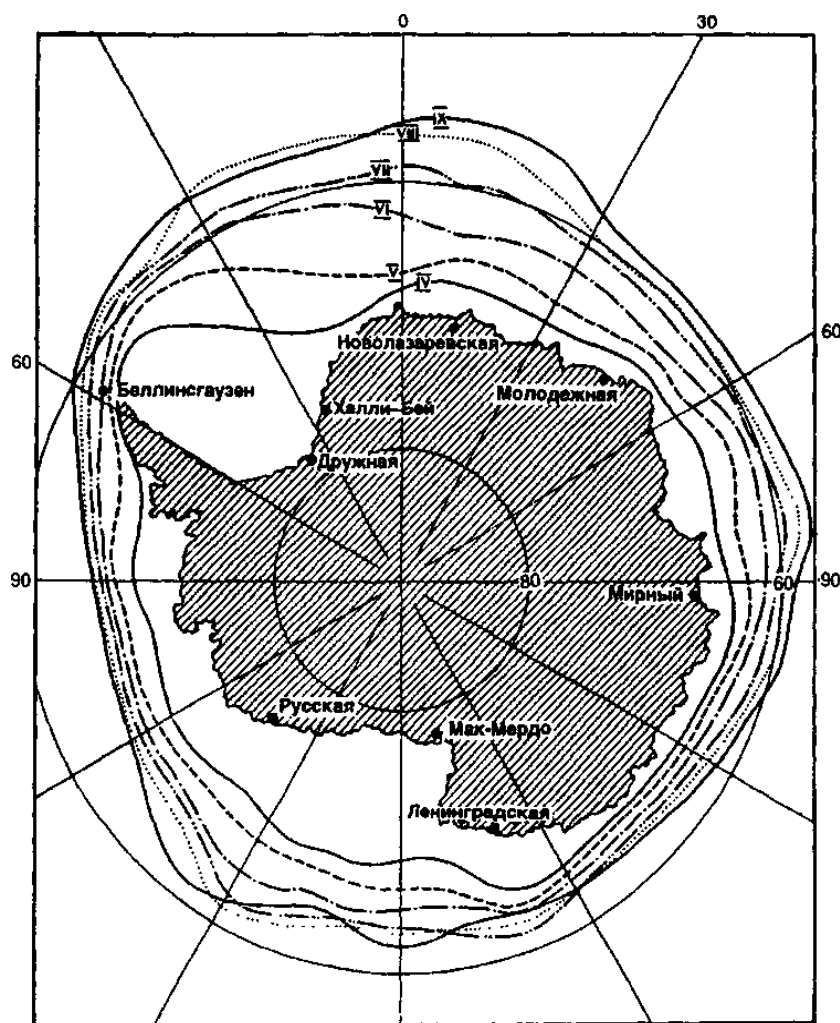


Рисунок 1.3 – Розвиток крижаного покриву в Північному океані з квітня по вересень [6-7]

Основною формою нерухомого льоду є припай, який може утворюватися шляхом природного замерзання води або ж в результаті

примержання до берега дрейфуючого льоду будь-якої вікової категорії. До нерухомого льоду відносяться також стамухи – торосисті утворення, які сидять на ґрунті на мілководді або біля берега. Вся решта видів морського льоду відноситься до категорії дрейфуючих, які переміщуються під дією вітру і течій. В результаті неоднорідності полів вітру і течій, відмінностей в товщині і будові льодяних полів і складної взаємодії з берегами, дрейф льодяних полів, крижин і шматків льоду відбувається нерівномірно. Це призводить до їх зіткнень, деформацій та розломів [6-8].

Дрейфуючий лід по згуртованості підрозділяється на окремі крижини, рідкий лід, згуртований лід, дуже згуртований лід і суцільний лід. Рух згуртованого льоду супроводжується деформаціями, які включають переміщення і зсуви крижаних полів і крижин відносно один одного, обертання крижин, утворення торосів, тріщин та розвідь. В результаті переміщень і деформації відбувається перерозподіл льоду на поверхні моря, змінюється їх згуртованість, міняються будова і морфологія крижаного покриву [4-8].

Після об'єднання льоду до 9-10 балів, якщо сили, які його викликали продовжують діяти, починається стиснення, при якому відбуваються нашарування і торосіння льоду. Нашарування відбувається у вигляді підповзання одних крижин під інші, що є характерним для ніласового та тонкого молодого льоду. При стисненні товстішого льоду утворюються тороси у вигляді нагромадження уламків крижин. Найбільш інтенсивне торосіння спостерігається серед сіро-білого і білого льоду [6-8].

Процес торосіння полягає в розламуванні льодяного покриву з подальшим нахилом уламків, аж до вертикального положення, роздробленні кромки крижин, нашаруванню крижин одна на одну, нагромадженні крижаних валів і гряд. При відносному переміщенні крижаних полів утворюються довгі прямі гряди торосів з мілкороздрібленого льоду. Гряди торосів зсувного походження характерні для районів, де спостерігаються істотні відмінності швидкостей дрейфу. При зближенні льодяних полів і стисненні утворюються хаотичні нагромадження порівняно великих уламків льоду. На межі припаю з

рухомим льодом залежно від напрямку дрейфу можуть виникати тріщини, розвіддя або ж утворюються зсувні гряди торосів або тороси стиснення. При малій глибині моря і інтенсивному торосоутворенні підшви торосів можуть досягати ґрунту. Такі тороси пропахують борозни на дні. Висота торосів у відкритих арктичних морях іноді перевищує 10 м, а в прибережних акваторіях може досягати 15-20 м. На пологих берегах в результаті натиску льоду з боку моря виникають берегові вали льоду, які можуть насуватися в глиб узбережжя на десятки метрів. Висота нагромаджень льоду на березі може досягати 20 м і більш [6-8].

Залежно від причин, які викликають поступальний рух льоду, виділяють декілька різновидів дрейфу. Вітровий дрейф виникає під дією вітру. Такий дрейф продовжується деякий час після припинення вітру, оскільки дрейфуючий лід залучає до руху верхні шари води. Швидкість вітрового дрейфу морського льоду близька до 1:50 швидкості вітру. Напрямок дрейфу зазвичай не співпадає з напрямком вітру. На напрям дрейфу в значній мірі впливають близькість берегової лінії, наявність островів і мілин, рельєф дна. В результаті одночасного впливу безлічі чинників дрейф льоду часто буває нерівномірним, окремі масиви і скупчення льоду можуть дрейфувати у різних напрямках і з різними швидкостями. Межі між ними називаються дрейфорозділами, для яких характерна наявність смуг тертого льоду і поясів торосів. Антарктичний лід поблизу від материка дрейфує переважно на захід. Частина льоду, відхиляючись на північ під впливом виступів берегової межі, потрапляє в Антарктичну кругову течію. Через рух крижаний покрив звичайно не буває суцільним, частіше за все він складається з крижаних полів різного віку, розділених розвіддями і ополонками [6-8].

Розміри крижаних полів зменшуються до кромки льоду. Спостерігаються ділянки відкритої води у вигляді заприпайних полинів, особливо біля західних берегів материкових виступів, а західні ділянки морів забиваються згуртованим льодом. У зв'язку з цим послаблюється винесення льоду з морів Беллінсгаузена та Амундсена, а в морі Уедделла спостерігається

підвищена льодовитість. В цих морях була відзначена найбільша товщина льоду (більше 2 м) і найбільш виражена торосистість. В цілому торосистість Антарктичного морського льоду менше ніж в Північному Льодовитому океані.

Дрейф Антарктичного морського льоду знаходиться в складній взаємодії з дрейфом айсбергів, які утворюються з усіх боків Антарктиди в результаті облому крайових ділянок покривних, материкових, вивідних і шельфових льодовиків, які сповзають в океан. Частина айсбергів затримується на мілководдях, а велика частина рухається по складних траєкторіях в результаті сумісної дії течій, вітру і дрейфу льоду. Айсберги частіше за все переміщуються повільніше ніж лід, а при зміні напрямку вітру і наявності підповерхневих протитечій вони можуть дрейфувати в напрямі, протилежному дрейфу крижаного покриву [6-8].

Танення льоду починається ще при від'ємній температурі повітря. По мірі збільшення тривалості і інтенсивності сонячного сяйва температура підповерхневого шару льоду або розташованого на крижаному покриві снігу підвищується за рахунок проникаючої радіації. При достатній кількості радіаційної енергії починається часткове танення з утворенням води, мігруючої в нижче розташовані шари. Такий процес найбільш інтенсивно відбувається в тому випадку, коли крижаний покрив був покритий шаром снігу.

До початку сезону танення в кризі залишається ще деякий "запас холоду", коли температура середньої товщі крижаного покриву має від'ємне значення. В тих випадках, коли відтік тепла від нижньої поверхні льоду вгору перевищує приток тепла від води, може відбуватися додаткове наростання льоду знизу навіть тоді, коли лід вже тане зверху. Після того, як середньодобові температури повітря стають додатними, танення льоду відбувається унаслідок сумісної дії сонячної енергії і турбулентного теплообміну.

Завдяки таненню снігу на кризі утворюються плями, просоченого водою снігу (сніжниці), потім з'являються невеликі і неглибокі скупчення води, обмежені просоченим водою снігом. Вслід за цим на кризі утворюються озерики у вигляді невеликих водоймищ з чітко вираженими контурами. На



рівному припайному льоді і полях однорічного льоду між багаторічними полями морський лід може покриватися суцільним шаром річкової або морської води. В початковий період танення відбувається переважно з поверхні. Після стадії утворення сніжниць, калюж, озерків і затоплення поверхні крижаного покриву утворюються проталини у вигляді отворів під сніжниками. Місцями крижаний покрив набуває сотоподібну будову ("гнилий лід"). Руйнуванню крижаного покриву сприяє дрейф льоду. Після роздроблення покриву і прогрівання поверхневих шарів води додається танення крижин з бічних і нижніх поверхонь. Руйнування і танення крижаного покриву найбільш інтенсивно відбуваються в районах кромки припайного льоду [4-8].

На морях помірних широт лід розтає повністю до початку літа. В арктичних морях процес танення продовжується все літо, і частина товстого однорічного льоду залишається на наступну зиму. Ступінь руйнування льоду в процесі танення оцінюється візуально за п'ятибальною шкалою. За відсутності зовнішніх ознак танення руйнування оцінюється в нуль балів, а 5 балів відповідають руйнуванню на межі повного зникнення льоду [7-8].

#### 1.4 Основні умови, які призводять до розширення або скорочення площі морського льоду

Льодові явища додають [1-7] абсолютно особливий характер морям. Терміни їх настання і тривалість визначають можливості судноплавства і рибальства, видобутку корисних копалин на шельфі, морських наукових досліджень. Щоб правильно спланувати ці роботи і найбільш раціонально їх провести, треба завчасно знати льодову обстановку, потрібен льодовий прогноз. Зараз вже ми уміємо прогнозувати льодовитість, положення кромки і товщину льоду, терміни льодоутворення, повного замерзання і, навпаки, очищення морів від льоду [6-8].

Такі прогнози можуть бути короткостроковими, тобто із завчасністю до 20 діб, довгостроковими – від одного місяця до півроку, наддовгостроковими – більше півроку. В льодових прогнозах використовуються спостереження за попередніми гідрометеорологічними умовами, а також можливості збереження льодових аномалій на морі, спадкоємність і циклічність у розвитку льодових явищ [6-8].

По мірі розвитку мореплавання, все більш гострою ставала проблема прогнозування елементів льодової обстановки, яки лімітують судноплавство в замерзаючих акваторіях, на перших порах, хоча б загальної кількості льоду або площі його розповсюдження (яку часто називають льодовитістю моря) і змін положення кромки льоду (зовнішньої межі льодового покриву), а потім і термінів замерзання, утворення стійкого льодового покриву, розкриття і очищень моря від льоду, зміни товщини льоду за зиму [6-8].

В прийнятих межах (Атлас океанів, 1980) Північний Льодовитий океан (ПнЛО) займає площу 14,69 млн. км<sup>2</sup>, з яких 11,08 млн. км<sup>2</sup> припадає на частку морського льоду, у складі якого домінує багаторічний лід, який залишається після літнього льодотанення на акваторії, головним чином, глибоководної частини океану – Арктичного басейну (АБ). Їх площа (за спостереженнями в 70-х роках) в період максимального розвитку взимку складала 8,26 млн. км<sup>2</sup>, а при мінімальному – в літній період – 6,90 млн. км<sup>2</sup> (Захаров, 1981). Хоча в масштабах Світового океану площа, яку займає морський лід, відносно невелика (близько 4%), разом з тим, очевидно, що їх вивчення важливе для розуміння місця і ролі льоду в сучасному балансі речовини і енергії в біосфері [7-8].

В останні десятиріччя Антарктика, яка представляє собою сушу, оточену величезним Південним океаном, на відміну від Арктики, реагує повільніше на потепління завдяки термальній стійкості, можна очікувати, і кліматичні моделі це показують, що реакція на потепління в Антарктиці буде повільніше. На додачу, деякі вчені відзначають, що зменшення концентрації атмосферного озону сталося внаслідок антропогенних викидів

фреонів призвело до посилення приповерхневих вітрів навколо Антарктиди в грудні-лютому (літо) [1-6]. Вони стверджують, що ці посилення вітру фактично є основною причиною для невеликого додатнього тренду протяжності морського льоду навколо Антарктики, спостережуваного в останні десятиліття. Однак викид фреонів регулюється Монреальським протоколом і концентрація їх в атмосфері знижується, отже очікується зменшення озонної діри над Антарктидою, що призведе до збільшення танення льоду протягом наступних десятиліть. Найбільш вірогідною причиною збільшення протяжності Антарктичного морського льоду є зміни вітрового режиму Південного океану, викликані в свою чергу зменшенням стратосферного озону. Крім того, треба пам'ятати, що збільшення площі морського льоду в Антарктиді – досить складний і унікальний за своєю природою феномен. Збільшення кількості льоду зовсім не показник пониження температури, навпаки потепління спостерігається в Антарктиді якраз і призводить до збільшення кількості морських льодів [6-9].

Кількість материкового льоду (що впливає на рівень Світового океану) в цілому в Антарктиді зменшується, причому з кожним роком материковий лід тоне дедалі швидше. Кількість морського льоду в Південному океані навколо Антарктиди дійсно збільшується – наявність морського льоду на поверхні океану не впливає на загальний рівень води в океані [6-8].

## 2 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

### 2.1 Характеристика вихідної інформації

В якості вихідної інформації при виконанні дослідження використовувались значення льодовитості Антарктичного регіону, які представляють собою площу розповсюдження морського льоду в акваторії Антарктичного материка (в млн. км<sup>2</sup>) [16-17].

Вихідні дані отримані з бази даних Британського центру атмосферних даних (The British Atmospheric Data Centre) за двадцятирічний період з 2000 по 2019рр. (<http://badc.nerc.ac.uk>) і являють собою результати супутникової зйомки.

Супутникові дані доступні в мережі Інтернет на супутниковому сервері, який включає метадані і базу даних геокодованих стислих зображень з реалізованим режимом пошуку (по типу інформації, часу, географічному положенню) і прогляданням інформації в стислому режимі [16]. Метадані дозволяють одержувати відомості про характеристики наявної супутникової інформації (космічний апарат, тип приладу, дата і час зйомки). До складу метаданих входять також довідкові матеріали по КС ДЗЗ, центрах прийому і обробки супутникових даних.

Каталог функціонує в оперативному режимі – одержані супутникові дані представляються протягом години після прийому даних. Доступ до каталогу на супутниковому сервері в мережі Інтернет вільний (без обмежень) для всіх користувачів.

## 2.2 Методи розрахунку основних статистичних параметрів

Основні властивості випадкових величин характеризуються *початковими, центральними та основними* моментами розподілу різних порядків ( $l$ ) [18]. 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.) [18].

Початковим моментом розподілу випадкової величини  $X$   $l$ -того порядку називається інтеграл вигляду [18]:

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

*Початковий момент розподілу 1-го порядку є математичним сподіванням цієї випадкової величини [18]*

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

Якщо для знаходження оцінок моментів розподілу, що відповідають переліченим вимогам, використовуються згруповані ряди вигляду (1.9) або (1.10), то *початковий момент  $l$ -того порядку оцінюється за формулою [18]:*

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

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 [18].

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

$$\hat{\nu}_1 = \hat{m}_x = \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k \tilde{x}_i m_i \quad (2.5)$$

або

$$\hat{\nu}_1 = \hat{m}_x = \bar{x} = \sum_{i=1}^k \tilde{x}_i \hat{p}_i. \quad (2.6)$$

Статистичні оцінки початкових моментів розподілу *другого, третього та четвертого* порядків ( $\hat{\nu}_2, \hat{\nu}_3$  та  $\hat{\nu}_4$ ) розраховуються за формулою (2.3) або (2.4) за умов, що у цих формулах показник степеня  $l$  приймає відповідно значення 2, 3 і 4 [18]:

$$\hat{\nu}_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k \tilde{x}_i^2 m_i = \overline{x^2}, \quad (2.7)$$

$$\hat{\nu}_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k \tilde{x}_i^3 m_i = \overline{x^3}, \quad (2.8)$$

$$\hat{\nu}_4 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k \tilde{x}_i^4 m_i = \overline{x^4}. \quad (2.9)$$

Якщо статистична оцінка  $l$ -го *початкового* моменту розподілу обчислюється на основі простих статистичних сукупностей вигляду (1.1), то використовується формула [18]:

$$\hat{v}_l = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^l. \quad (2.10)$$

Очевидно, *середнє значення* для таких сукупностей отримаємо за допомогою рівняння [18]:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i = \hat{v}_1 = \hat{m}_x, \quad (2.11)$$

а оцінки початкових моментів розподілу 2-го, 3-го та 4-го порядків – за формулами [18]:

$$\hat{v}_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2 = \overline{x^2}, \quad (2.12)$$

$$\hat{v}_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^3 = \overline{x^3}, \quad (2.13)$$

$$\hat{v}_4 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^4 = \overline{x^4}. \quad (2.14)$$

У рівняннях (2.10) – (2.14)  $n$  – об'єм вибірки;  $x_i$  – кожне конкретне значення випадкової величини  $X$  із ряду (1.1) [18].

Центральним моментом розподілу  $l$ -того порядку випадкової величини  $X$  називається інтеграл вигляду [18]:

$$\mu_l = \int_{-\infty}^{\infty} (x - m_x)^l f(x) dx. \quad (2.15)$$

Статистична оцінка центрального моменту розподілу  $l$ -того порядку, якщо ряди є згрупованими, розраховується за формулою [18]:

$$\hat{\mu}_l = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^l m_i \quad (2.16)$$

при використанні інтервальних емпіричних частот  $m_i$  і за формулою

$$\hat{\mu}_l = \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^l \hat{p}_i \quad (2.17)$$

при використанні інтервальних частотей  $\hat{p}_i$  [18].

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

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

$$\hat{\mu}_2 = \hat{\sigma}_x^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^2 m_i, \quad (2.18)$$

$$\hat{\mu}_2 = \hat{\sigma}_x^2 = \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^2 \hat{p}_i. \quad (2.19)$$

Аналогічним чином на основі формули (2.16) або (2.17) знаходять статистичні оцінки *третього* (за умови  $l=3$ ) і *четвертого* (за умови  $l=4$ ) моментів розподілу випадкової величини  $X$  [18]:

$$\hat{\mu}_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^3 m_i, \quad (2.20)$$



$$\hat{\mu}_4 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^4 m_i. \quad (2.21)$$

Статистична оцінка другого центрального моменту розподілу, що розраховується за формулою (2.18) або (2.19), є *зсуненою оцінкою* дисперсії [18].

*Незсунену, ефективну та умотивовану* оцінку дисперсії випадкової величини  $X$  (це вимоги, яким повинні задовольняти статистичні оцінки параметрів) розраховують за формулою (2.22) і позначають  $S_x^2$ :

$$S_x^2 = \frac{n}{n-1} \hat{\mu}_2, \quad (2.22)$$

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 (2.23):

$$S_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^k (\tilde{x}_i - \bar{x})^2 m_i. \quad (2.23)$$

Очевидно, статистична оцінка *середнього квадратичного відхилу* цієї величини є [18]:

$$S_x = \sqrt{S_x^2}. \quad (2.24)$$

Статистичну оцінку *центрального моменту розподілу  $l$ -того* порядку у випадку простих статистичних сукупностей випадкової величини  $X$  отримаємо за допомогою формули:

$$\hat{\mu}_l = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^l. \quad (2.25)$$

Тоді статистичні оцінки *центральных моментів* другого, третього та четвертого порядків розраховуються за формулами (2.26) – (2.28) [18]:

$$\hat{\mu}_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 = \hat{\sigma}_x^2, \quad (2.26)$$

$$\hat{\mu}_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3, \quad (2.27)$$

$$\hat{\mu}_4 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4, \quad (2.28)$$

де  $n$  – об'єм ряду,

$x_i$  ( $i = \overline{1, n}$ ) – конкретне значення випадкової величини  $X$ ,

$\bar{x}$  – середнє значення вибірки  $X$ .

*Незсунена, ефективна та умотивована* оцінка дисперсії випадкової величини  $X$  знаходиться за формулою [18]:

$$S_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2. \quad (2.29)$$

Центральні моменти розподілу 2-го, 3-го та 4-го порядків можна розрахувати і за формулами їх зв'язку з початковими моментами [18]:

$$\hat{\mu}_2 = \hat{\nu}_2 - \hat{\nu}_1^2, \quad (2.30)$$

$$\hat{\mu}_3 = \hat{\nu}_3 - 3\hat{\nu}_2\hat{\nu}_1 + 2\hat{\nu}_1^3, \quad (2.31)$$

$$\hat{\mu}_4 = \hat{\nu}_4 - 4\hat{\nu}_1\hat{\nu}_3 + 6\hat{\nu}_1^2\hat{\nu}_2 - 3\hat{\nu}_1^4. \quad (2.32)$$

Основний (нормований) момент розподілу  $l$ -того порядку є часткою від ділення  $l$ -того центрального моменту на середній квадратичний відхил в  $l$ -тому степені [18]:

$$r_l = \frac{\mu_l}{\sigma_x^l}. \quad (2.33)$$

Статистична оцінка основного моменту  $l$ -того порядку для випадкової величини  $X$  розраховується за формулою [18]:

$$\hat{r}_l = \frac{\hat{\mu}_l}{S_x^l}. \quad (2.34)$$

Очевидно, що  $r_1 = 0$ , а  $r_2 = 1$ .

Тому обчислюються тільки статистичні оцінки *третього* (за умови  $l=3$ ) [18]:

$$\hat{r}_3 = \frac{\hat{\mu}_3}{S_x^3} \quad (2.35)$$

та *четвертого* (за умови  $l=4$ ):

$$\hat{r}_4 = \frac{\hat{\mu}_4}{S_x^4} \quad (2.36)$$

порядків основних моментів розподілу.

Як відомо, оцінка третього основного моменту характеризує асиметрію кривої розподілу інтервальних частотей (або частот) і називається коефіцієнтом асиметрії:  $\hat{r}_3 = As$ . Крива розподілу має *правосторонню*

асиметрію за умови  $A_s > 0$ , і лівосторонню – за умови  $A_s < 0$ . Вона є симетричною відносно центру розподілу, якщо  $A_s = 0$  [18].

Крім асиметрії, крива розподілу, порівняно з кривою нормального розподілу, може бути витягнутою або сплюсненою. Мірою цього є коефіцієнт ексцесу  $E$  [18]:

$$E = \hat{r}_4 - 3. \quad (2.37)$$

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

За умов нормального розподілу  $r_3 = 0$ ;  $E = 0$ . [3]

### 2.3 Методи розрахунку аномалій льодовитості

Для встановлення характерних особливостей зміни льодовитості акваторії Антарктичного материка за останні 20 років було прийняте рішення розрахувати та проаналізувати їх аномалії [15] за десятирічні періоди з 1990 по 2019рр.

Таким чином, були сформовані два десятиріччя:

- 1) 2000-2009рр.,
- 2) 2010-2019 рр.

За данні періоди років аналізувалися:

- середнє значення льодовитості за двадцятирічний період з 2000 по 2019 рр.;
- середнє значення льодовитості за кожне десятиріччя;
- аномалія, розрахована як різниця між двадцятирічним та десятирічним середнім значенням льодовитості.

### 3 БАГАТОРІЧНА ДИНАМІКА ЛЬОДОВИТОСТІ АНТАРКТИЧНОГО МАТЕРИКУ

#### 3.1 Статистичні характеристики льодовитості Антарктичного материка

Для встановлення особливостей багаторічного режиму льодовитості акваторії Антарктичного материка на першому етапі дослідження проведено розрахунок статистичних характеристик льодовитості для усіх місяців року та для середньорічних даних за період з 2000 по 2020рр. Результати розрахунків представлені в таблиці 3.1.

Таблиця 3.1 – Статистичні характеристики льодовитості досліджуваного регіону (млн. км<sup>2</sup>)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Сер.	6,05	3,65	4,28	6,92	10,17	13,40	16,04	17,80	18,77	18,57	16,57	11,85	12,01
min	4,51	2,72	3,02	5,50	8,48	12,15	15,07	16,72	17,90	17,08	15,32	10,06	11,18
max	7,90	4,80	5,35	8,63	11,46	14,47	17,04	19,22	20,49	19,78	17,89	13,42	13,11
Sx	1,14	0,65	0,74	0,95	0,91	0,77	0,62	0,67	0,66	0,66	0,77	0,90	0,59
S <sup>2</sup> x	1,31	0,42	0,54	0,90	0,82	0,59	0,38	0,44	0,44	0,44	0,59	0,81	0,35
As	0,29	0,22	-0,35	0,08	-0,36	-0,08	-0,09	0,57	1,16	-0,28	0,09	-0,35	0,14
E	-1,22	-1,25	-0,94	-1,31	-1,00	-1,34	-1,27	0,01	1,38	0,19	-1,12	-0,13	-1,07

Як бачимо з таблиці 3.1, середньомісячні значення льодовитості коливаються в межах від 3,65 (на початку осені – лютий) до 18,77 млн. км<sup>2</sup> (кінець зими – вересень). Річний хід льодовитості чітко виражений: з настанням осені льодовитість починає збільшуватись, досягаючи максимальних значень наприкінці зими. З початком весни значення льодовитості зменшуються, досягаючи мінімальних значень наприкінці літнього періоду.

Річний хід максимальних (мінімальних) значень льодовитості повторює річний хід середніх значень з яскраво вираженим максимумом взимку та мінімумом – наприкінці літа (рис 3.1). Найменші значення площі морського льоду в досліджуваному регіоні спостерігались у лютому 2011 року (середньомісячне значення льодовитості склало 2,72 млн. км<sup>2</sup>), а найбільше – в вересні 2014 року (20,49 млн. км<sup>2</sup>).

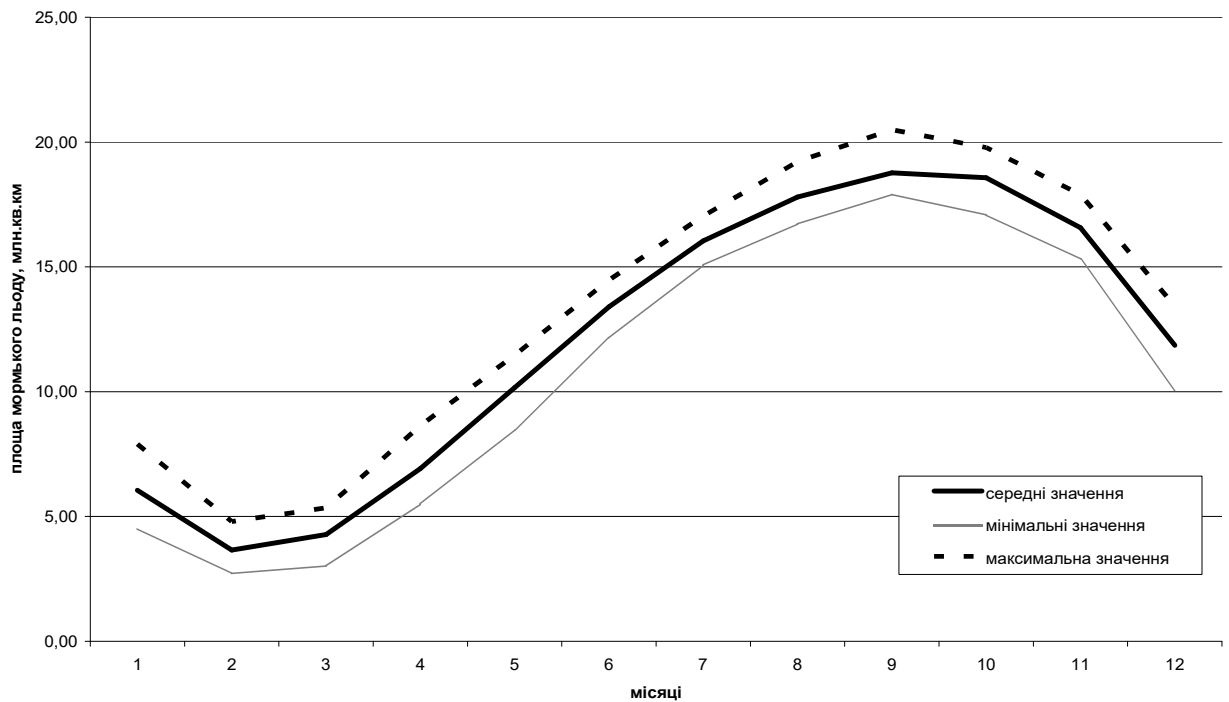


Рисунок 3.1 – Річний хід льодовитості досліджуваного регіону

Середньоквадратичне відхилення коливається в межах від 0,62 (червень) до 1,14 (січень). Максимальні значення середньоквадратичного відхилення спостерігаються влітку та в перехідні сезони (рис. 3.2). Аналіз коефіцієнтів асиметрії показав плямистість в розподілі асиметрії середньомісячних значень льодовитості протягом року. Від’ємні значення коефіцієнту спостерігаються взимку та влітку, а додатні – в перехідні сезони (рис. 3.3). Що стосується коефіцієнта ексцесу, картина зовсім інша. Протягом більшості місяців року льодовитість змінюється вузьких межах, про що свідчить розрахований (від’ємний) коефіцієнт ексцесу. Додатні значення коефіцієнту спостерігаються з серпня по жовтень, що пов’язане з закінченням зимового сезону та початком танення морського льоду (рис. 3.4).

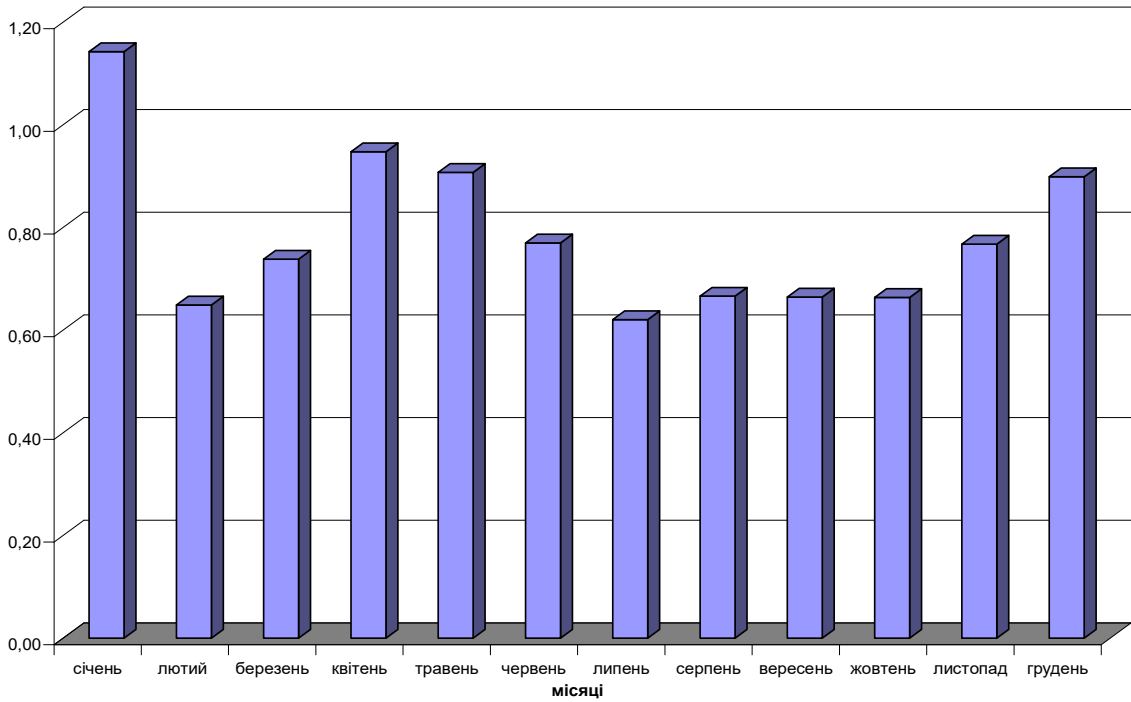


Рисунок 3.2 – Середньоквадратичне відхилення середньомісячних значень льодовитості Антарктичного регіону

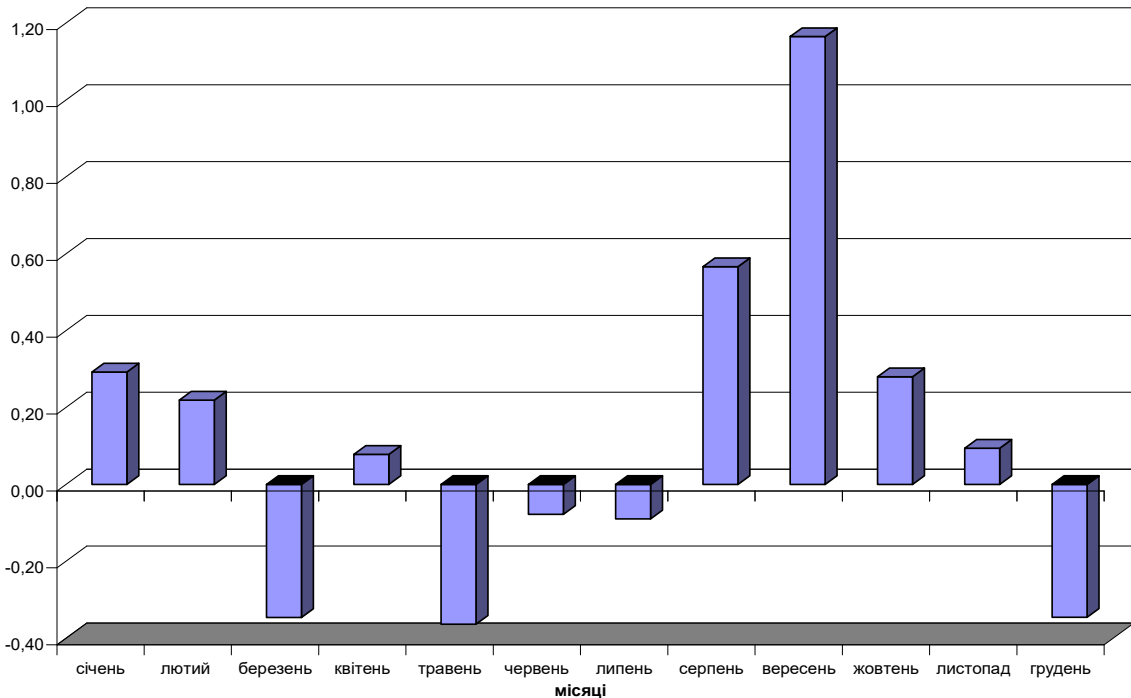


Рисунок 3.3 – Коефіцієнт асиметрії середньомісячних значень льодовитості Антарктичного регіону

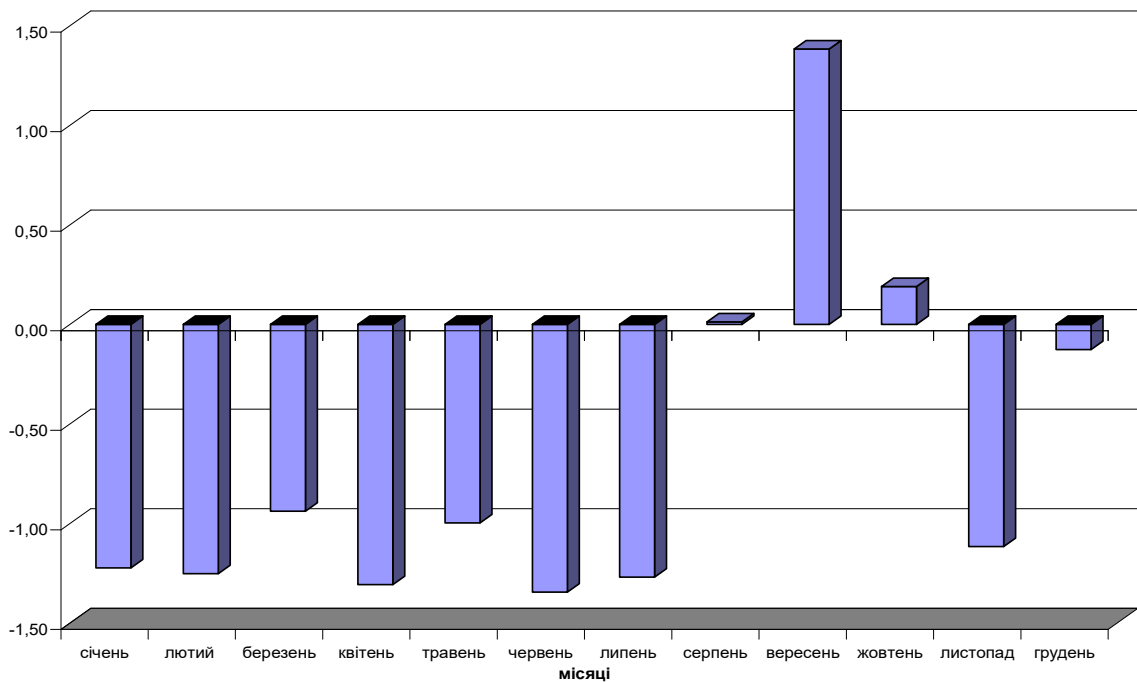


Рисунок 3.4 – Коефіцієнт ексцесу середньомісячних значень льодовитості Антарктичного регіону

### 3.2 Динаміка льодовитості досліджуваного регіону

Наступний етап дослідження динаміки льодовитості Антарктичного материка – розрахунок трендової складової льодовитості за досліджуваний період 2000-2019рр. Розрахункам трендів передують згладжування вихідних рядів льодовитості акваторії Антарктиди. При згладжуванні осереднених рядів льодовитості використовувались результати аналізу прихованих періодичностей, розрахунок яких проводився за допомогою швидкого перетворення Фур'є з ймовірністю 68% (табл. 3.2).

Аналіз таблиці 3.2 дозволяє стверджувати, що для усіх місяців року, за виключенням літнього періоду, та для середньорічних значень спостерігаються дворічні коливання льодовитості Антарктичного регіону. Коливання з періодом три роки фіксуються тільки влітку (грудень, лютий).



Таблиця 3.2 – Значущі періоди коливань (рік) льодовитості досліджуваного регіону

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
Період коливань	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2

Отримані значення значущих періодів коливань льодовитості використовувались при згладжуванні вихідних рядів льодовитості. На рисунку 3.5, в якості прикладу, представлені графіки міжрічної мінливості льодовитості для усіх сезонів року.

Аналіз рисунку 3.5 дозволяє стверджувати, що зростання льодовитості акваторії Антарктичного материка спостерігається лише в літній період. У всі інші сезони року фіксується зменшення площі розповсюдження морського льоду.

На основі згладжених рядів льодовитості визначено трендову складову досліджуваної характеристики для усіх місяців року та середньорічних значень (табл. 3.3). В таблиці 3.3 додатні значення тренду виділені жирним шрифтом, від'ємні – курсивом.

Таблиця 3.3 – Значення трендової складової льодовитості (млн. км<sup>2</sup>)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	рік
Значення тренду	<b>0,61</b>	<i>-0,19</i>	<i>-0,36</i>	<b>0,17</b>	<i>-0,31</i>	<i>-0,13</i>	<b>0,06</b>	0,00	0,00	<i>-0,41</i>	<i>-0,91</i>	<i>-0,69</i>	<i>-0,17</i>

Розрахунки показують, що для більшості місяців року спостерігається тенденція до зменшення площі морського льоду за досліджуваний період. Величина зменшення коливається в межах від 0,13 млн. км<sup>2</sup> (червень) до 0,91 млн. км<sup>2</sup> (листопад). Зростання льодовитості спостерігається лише наприкінці літнього сезону (січень – 0,61 млн. км<sup>2</sup>), на початку зими (квітень – 0,17 млн. км<sup>2</sup>) та в центральний місяць зими (0,06 млн. км<sup>2</sup>). Необхідно також зазначити, що для серпня та вересня характерні нульові значення тренду льодовитості акваторії Антарктичного регіону (рис. 3.6).

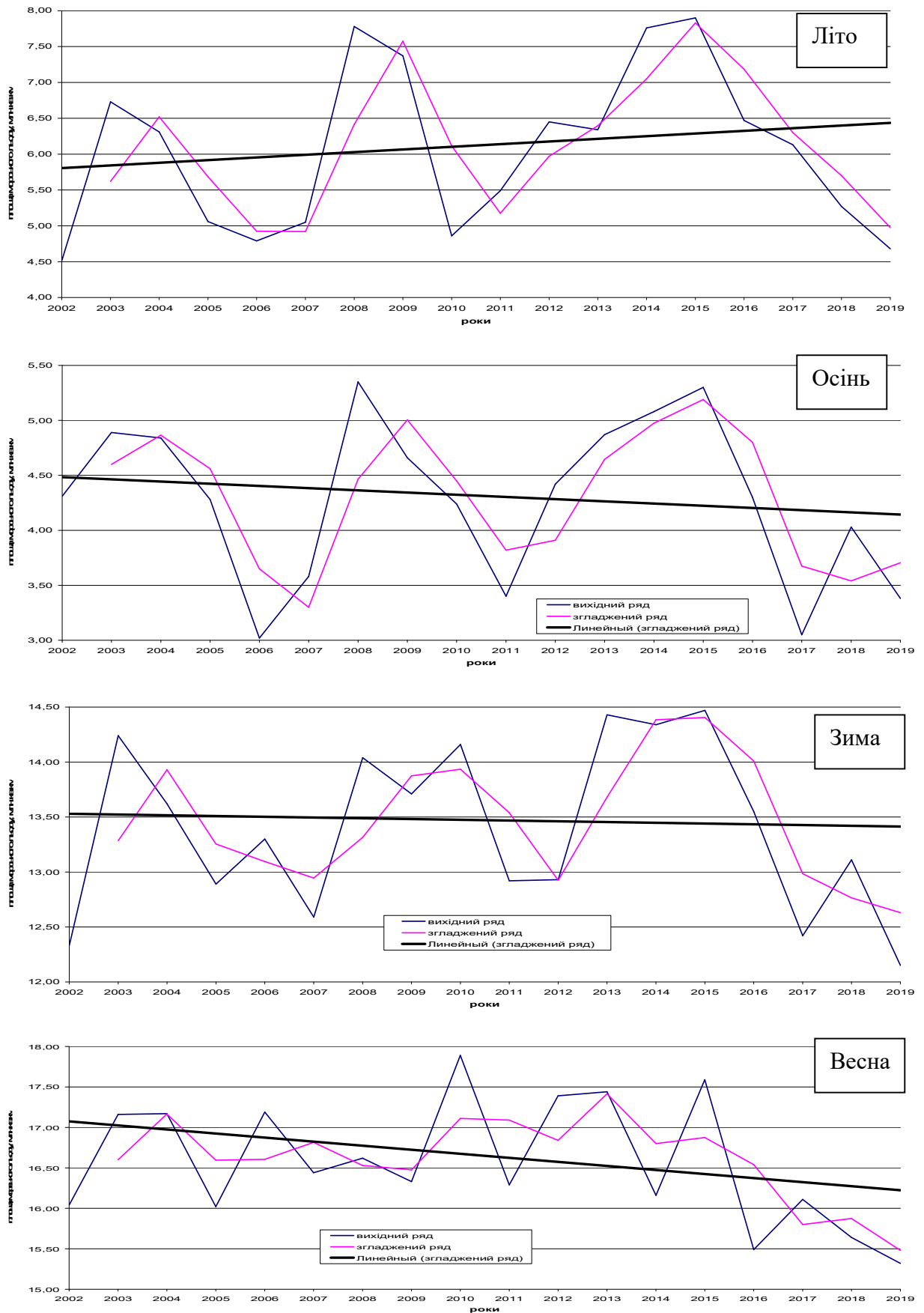


Рисунок 3.5 – Міжрічна динаміка льодовитості акваторії Антарктичного регіону за досліджуваний період

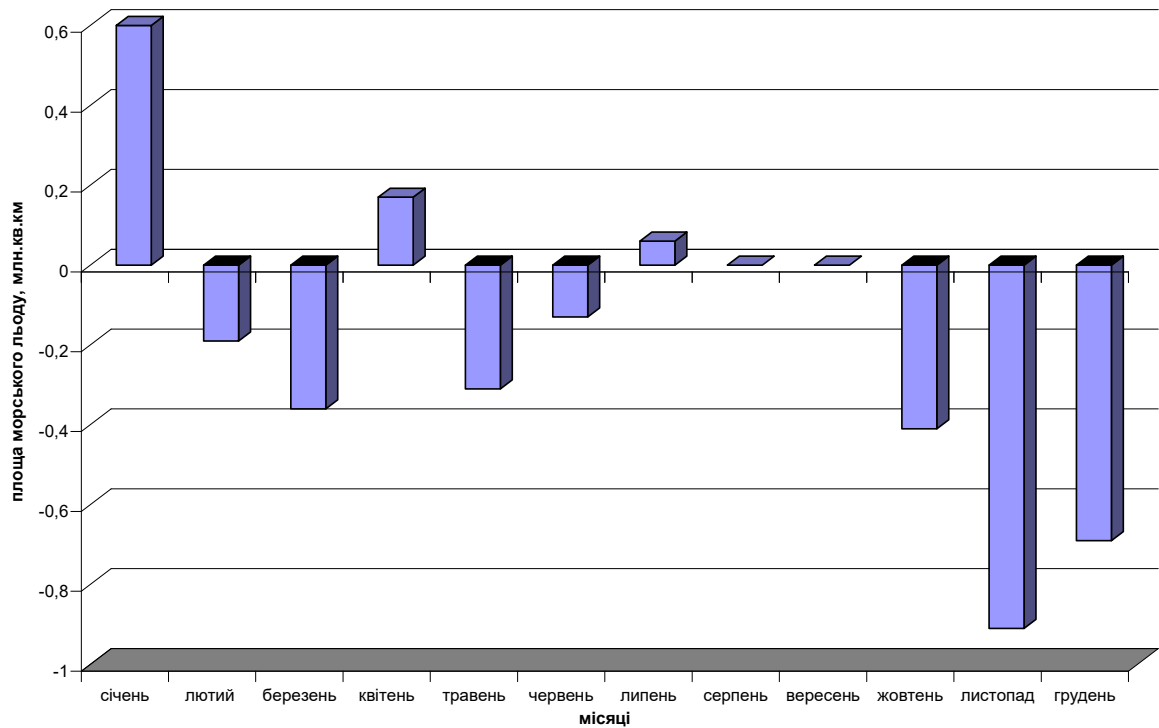


Рисунок 3.6 – Гістограма багаторічної динаміки льодовитості Антарктичного регіону

Аналіз середньорічних значень льодовитості показує зменшення площі розповсюдження морського льоду за досліджуваний період на величину 0,17 млн. км<sup>2</sup>.

### 3.3 Динаміка аномалій льодовитості досліджуваного регіону

Для з'ясування характерних особливостей динаміки льодовитості акваторії Арктичного регіону за досліджуваний період з 2000 по 2019рр. проаналізовані аномалії льодовитості за два десятирічні періоди з 2000 по 2019рр. (1. – 2000-2009рр., 2. – 2010-2019рр.)

За вказані періоди аналізу підлягали:

- середнє значення льодовитості за весь двадцятирічний період  $\bar{S}_{20}$  – з 2000 по 2019рр.,
- середнє значення льодовитості за кожне десятиріччя  $\bar{S}_{10}$ ;
- аномалія льодовитості, тобто різниця між  $\bar{S}_{10} - \bar{S}_{20}$ .

Методика розрахунку аномалій льодовитості викладена в розділі 2.

В роботі аналізуються відхилення середнього значення льодовитості за кожне десятиріччя від багаторічного середнього значення льодовитості [16-17].

Проаналізуємо зміни аномалій льодовитості досліджуваного регіону за два десятиріччя. В таблиці 3.4 представлені результати розрахунків аномалії льодовитості для усіх місяців року та середньорічних значень. Додатні аномалії в таблиці виділені жирним шрифтом, а від'ємні – жирним шрифтом та підкреслені).

Таблиця 3.4 – Аномалії льодовитості досліджуваного регіону

Місяці року	$\bar{S}_{20}$	2000-2009рр.		2010-2019рр.	
		$\bar{S}_{10}$	$\bar{S}_{10} - \bar{S}_{20}$	$\bar{S}_{10}$	$\bar{S}_{10} - \bar{S}_{20}$
січень	6,05	5,97	<b><u>-0,08</u></b>	6,14	<b>0,08</b>
лютий	3,65	3,63	<b><u>-0,02</u></b>	3,68	<b>0,02</b>
березень	4,28	4,35	<b>0,07</b>	4,21	<b><u>-0,07</u></b>
квітень	6,92	6,90	<b><u>-0,02</u></b>	6,93	<b>0,02</b>
травень	10,17	10,15	<b><u>-0,02</u></b>	10,18	<b>0,02</b>
червень	13,40	13,35	<b><u>-0,05</u></b>	13,45	<b>0,05</b>
липень	16,04	15,97	<b><u>-0,07</u></b>	16,12	<b>0,07</b>
серпень	17,80	17,71	<b><u>-0,09</u></b>	17,89	<b>0,09</b>
вересень	18,77	18,68	<b><u>-0,09</u></b>	18,87	<b>0,09</b>
жовтень	18,57	18,60	<b>0,03</b>	18,54	<b><u>-0,03</u></b>
листопад	16,57	16,61	<b>0,04</b>	16,53	<b><u>-0,04</u></b>
грудень	11,85	11,80	<b><u>-0,05</u></b>	11,91	<b>0,05</b>
рік	12,01	11,98	<b><u>-0,03</u></b>	12,04	<b>0,03</b>

Як бачимо, перше десятиріччя (2000-2009рр.) характеризується переважанням від'ємних аномалій льодовитості. Протягом більшості місяців року (окрім березня, жовтня та листопада) площа розповсюдження морського льоду зменшується. Величина зменшення льодовитості коливається в межах

від 0,02 млн. км<sup>2</sup> (лютий, квітень, травень) до 0,09 млн. км<sup>2</sup> (серпень та вересень).

Друге десятиріччя (2010-2020рр.) представлено переважно додатними аномаліями. Величина зростання площі морського льоду, як і зменшення в першому десятиріччі, незначна і коливається в межах від 0,02 до 0,09 млн. км<sup>2</sup>. Максимальне зростання льодовитості за досліджуваний період фіксується наприкінці зими – серпень-вересень.

Таким чином, на основі аналізу аномалій льодовитості по десятиріччям за досліджуваний період можна стверджувати, що в останнє десятиріччя спостерігається зростання площі морського льоду, хоча величина цього зростання не велика та не перевищує 0,09 млн. км<sup>2</sup>.

## ВИСНОВКИ

Аналіз багаторічної динаміки льодовитості акваторії Антарктиди дозволив встановити наступні особливості розповсюдження площі морського льоду досліджуваного регіону за період 2000-2019рр.:

– середньомісячні значення льодовитості коливаються в межах від 3,65 (на початку осені – лютий) до 18,77 млн. км<sup>2</sup> (кінець зими – вересень). Річний хід льодовитості чітко виражений: з настанням осені льодовитість збільшується, досягаючи максимуму наприкінці зими. З початком весни льодовитість зменшується, досягаючи мінімуму наприкінці літнього періоду. Річний хід максимальних (мінімальних) значень льодовитості повторює річний хід середніх значень з яскраво вираженим максимум взимку та мінімумом – наприкінці літа;

– найменші значення площі морського льоду в досліджуваному регіоні спостерігались у лютому 2011 року (2,72 млн. км<sup>2</sup>), а найбільше – в вересні 2014 року (20,49 млн. км<sup>2</sup>).

– середньоквадратичне відхилення коливається в межах від 0,62 (червень) до 1,14 (січень). Максимальні значення середньоквадратичного відхилення спостерігаються влітку та в перехідні сезони.

– аналіз коефіцієнтів асиметрії показав плямистість в розподілі асиметрії середньомісячних значень льодовитості протягом року. Від'ємні значення коефіцієнту спостерігаються взимку та влітку, а додатні – в перехідні сезони.

– аналіз коефіцієнта ексцесу дозволяє стверджувати, що протягом більшості місяців року льодовитість змінюється вузьких межах. Додатні значення коефіцієнту спостерігаються з серпня по жовтень, що пов'язане з закінченням зимового сезону та початком танення морського льоду;

– результати розрахунку прихованих періодичностей дозволили встановити, що для усіх місяців року, за виключенням літнього періоду, та для середньорічних значень спостерігаються дворічні коливання льодовитості Антарктичного регіону;

– аналіз розрахованих трендів льодовитості показує, що для більшості місяців року спостерігається тенденція до зменшення площі морського льоду за досліджуваний період. Величина зменшення коливається в межах від 0,13 млн. км<sup>2</sup> (червень) до 0,91 млн. км<sup>2</sup> (листопад). Зростання льодовитості спостерігається лише наприкінці літнього сезону (січень – 0,61 млн. км<sup>2</sup>), на початку зими (квітень – 0,17 млн. км<sup>2</sup>) та в центральний місяць зими (0,06 млн. км<sup>2</sup>);

– за допомогою аналізу аномалій льодовитості виявлено, що в останнє десятиріччя (2010-2020рр.) переважають додатні аномалії. Величина зростання площі морського льоду незначна і коливається в межах від 0,02 до 0,09 млн. км<sup>2</sup>. Максимальне зростання льодовитості за досліджуваний період фіксується наприкінці зими – серпень-вересень.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ:

1. Ferreira D. et al. Antarctic Ocean and sea ice response to ozone depletion: A two-time-scale problem //Journal of Climate. 2015. Т. 28. №. 3. С. 1206-1226.
2. Asay-Davis X. S., Jourdain N. C., Nakayama Y. Developments in simulating and parameterizing interactions between the Southern Ocean and the Antarctic ice sheet. Current Climate Change Reports. 2017. Т. 3. №. 4. С. 316-329.
3. Stopa J. E., Sutherland P., Ardhuin F. Strong and highly variable push of ocean waves on Southern Ocean sea ice. Proceedings of the National Academy of Sciences. 2018. Т. 115. №. 23. С. 5861-5865.
4. Kusahara K. et al. Roles of wind stress and thermodynamic forcing in recent trends in Antarctic sea ice and Southern Ocean SST: An ocean-sea ice model study. Global and Planetary Change. 2017. Т. 158. С. 103-118.
5. Kwok R. et al. Sea ice drift in the Southern Ocean: Regional patterns, variability, and trends. Elementa: Science of the Anthropocene. 2017. Т. 5.
6. Данова Т.Є. Полярна та морська метеорологія: конспект лекцій. Одеса, ОДЕКУ. 2006, 84с.
7. Данова Т.Є. Основи гляціології та моніторинг кріосфери: навчальний посібник. Одеса: ТЕС, 2014. 118с.
8. Аверьянов В.Т. Гляциоклиматология Антарктиды. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 198 с.
9. Данова Т.Є., Прокоф'єв О.М. Характеристики энергетического спектра отношения смеси и температуры воздуха в тропосфере Антарктики. Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. 2014. Вып. 1. С. 8-13.
10. Прокоф'єв О.М. Використання взаємного спектрального аналізу для оцінки взаємозв'язку вологовмісту та приземної температури



антарктичного повітря. Науковий вісник Чернівецького університету (серія „Географія”). 2014. Вип. 724-725. С. 95 – 99.

11. Прокоф'єв О.М. Багаторічна мінливість приземної швидкості вітру у Східній Антарктиді. Фізична географія та геоморфологія. 2015. №. 2(78). С. 145 – 151.

12. Прокоф'єв О.М., Шаменкова О.И. Многолетняя изменчивость атмосферного давления Антарктического полуострова. Символ науки. 2015. №. 8. С. 316 – 320.

13. Данова Т.Е., Прокоф'єв О.М. Влагосодержание и влагоперенос в тропосфере Причерноморского региона в теплое полугодие. Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. Москва, 2016. Вып. 360. С. 79-94.

14. Прокоф'єв О.М., Сущенко А.И. Современные изменения температурного режима Антарктического полуострова. Бюллетень науки и практики. 2016. №12 (13). С.100-106.

15. Воциліна Д.С., Прокоф'єв О.М. Дослідження багаторічних змін приземної температури повітря на станції Новолазарівська. iScience Poland (POLISH SCIENCE JOURNAL INTERNATIONAL SCIENCE JOURNAL), Issue 4(13), Part 1, Warsaw, 2019 С.34-39.

16. Прокоф'єв О.М., Трегубова М.В., Черниченко А.В. Многолетняя динамика ледовитости Баренцева моря в условиях современных климатических изменений. Символ науки. 2015. №. 5. С. 262 – 264.

17. Трегубова М.В., Прокоф'єв О.М., Мухина А.В. Многолетняя динамика ледовитости Гренландского моря в условиях современных климатических изменений. Символ науки. 2015. №. 5. С. 265 – 267.

18. Гончарова Л.Д., Школьний Є.П. Методи обробки та аналізу гідрометеорологічної інформації (збірник задач і вправ): Навчальний посібник. Одеса: Екологія, 2006. 458 с.