МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської підготовки
Кафедра океанології та
морського
природокористування

МАГІСТЕРСЬКА КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА

на тему: Коливання рівня у приполярних районах Світового океану

Виконала студентка: 2 курсу групи МО-2
спеціальність 103 «Науки про Землю»
Тиченко Аліна Вікторівна

Керівник: к.ф.-м.н., доцент
Рубан Ігор Георгійович

Консультант: _____

Рецензент: к.ф.-м.н., с.н.с. ГМЦ ЧАМ
Матигін Олександр Сергійович

Одеса 2018

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Магістерської та аспірантської підготовки
Кафедра Океанології та морського природокористування
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)
Освітня програма Океанологія

ЗАТВЕРДЖУЮ
Завідувач кафедри_____
_____
"29" 10 2018 року

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

Тиченко Аліна Вікторівна
(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Коливання рівня в приполярних районах Світового океану
Керівник роботи Рубан Ігор Георгійович, к.ф.-м.н., доцент
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом вищого освіти від " 05 " 10 2018 року № 271-С
2. Строк подання студентом роботи 10 грудня 2018 року
3. Вихідні дані до роботи:
1. Часові ряди спостережень за рівнем моря на прибережних станціях Північно-Льодовитого океану
2. Часові ряди спостережень за рівнем моря на прибережних станціях Південного океану
3. Часові ряди спостережень за рівнем моря за супутниковими спостереженнями
4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити):
1. Розрахувати лінійні тренди коливань рівня на станціях Північно-льодовитого та Південного океанів
2. Провести кореляційний аналіз коливань рівня на досліджених станціях.
3. Провести спектральний аналіз на досліджених станціях
4. Провести аналіз чинників змін рівня.
5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень):

1. Графіки трендів рівня.
2. Графіки авто- і взаємокореляційних функцій числових рядів.
3. Графік спектральних функцій числових рядів.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 29 жовтня 2018 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Одержання завдання на виконання магістерської роботи	29.10.18		
2	Аналіз літературних джерел	30.10-10.11	90	відмінно
3	Збір матеріальних спостереження	10.11-20.11	95	відмінно
4	Аналіз матеріалів спостереження	20.11-30.11	92	відмінно
5	Рубіжна атестація	19-24.11.18	90	відмінно
6	Розрахунково-графічні роботи	30.11-05.12	94	відмінно
7	Оформлення роботи	05.12-10.12	96	відмінно
8	Попередній захист роботи	02.12.18		
9	Здача на кафедру	09-10.12.18		
10	Перевірка на плагіат	13-14.12.18		
11	Рецензування	19-20.12.18		
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		93	

Студент_____ Тиченко Аліна Вікторівна
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____ Рубан Ігор Георгійович
(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Тема: «Коливання рівня у приполярних районах Світового океану»

Автор: Тиченко А.В.

Актуальність роботи: Зміна морського рівня протягом значних періодів часу виявляє серйозний вплив на життя мешканців прибережної зони і зміни клімату.

Мета роботи: Виявлення особливостей мінливості рівня в районах Північно-Льодовитого та Південного океанів.

Об'єкт дослідження: рівень у приполярних районах Світового океану

Предмет дослідження: мінливість коливань рівня

Методи дослідження: статистичний аналіз

Завдання: Проаналізувати коливання рівня на станціях Арктичного та Антарктичного узбережжя. Провести порівняльний аналіз цих даних з даними супутникових спостережень.

У роботі розглянуто коливання рівня у приполярних районах Світового океану за середньорічними даними. Для аналізу були використані станції Північно-Льодовитого та Південного океанів, основні чинники коливань рівня на яких, відрізняються за впливом на прибережних ГМС станціях та альтиметричних спостереженнях. Аналізувалися багаторічний та сезонний хід коливань рівня за останні 50 років, можливі причини їх виникнення. Відзначено як спад, так і падіння на різних станціях.

Робота містить: 71 стор., 18 рис., 16 табл., 17 джерела.

Ключові слова: РІВЕНЬ, ПІВНІЧНО-ЛЬОДОВИТИЙ, ПІВДЕННИЙ, КОЛИВАННЯ, СЕЗОННИЙ ХІД, МІНЛИВІСТЬ, АМПЛІТУДА, ТРЕНД.

SUMMARY

Theme: "Fluctuations of the level in the polar regions of the oceans"

Author: Tychenko A.

Actuality: Changing the sea level over a significant period of time has a serious impact on the lives of coastal zone residents and climate change.

Objective: To identify the features of level variability in the regions of the Arctic and Southern oceans.

Object of research: level in the subpolar regions of the oceans

Subject of research: variability of level fluctuations

Methods of research: statistical analysis

Objective: To analyze the level fluctuations at Arctic and Antarctic coast stations. Conduct a comparative analysis of these data with satellite observation data.

In this paper fluctuations of the level in the near-polar regions of the oceans according to the average annual data are considered. For analysis, stations of the Arctic and Southern oceans were used, the main factors of fluctuations of the level on which differ in the influence on the coastal GMS stations and altimetric observations. Analyzed the long-term and seasonal variations in the level of fluctuations in the last 50 years, the possible causes of their occurrence. It is noted both decline and fall at different stations.

The work contains: 71 pages, 18 figures, 16 tables, 17 sources.

Key words: LEVEL, NORTH-HYDROGEN, SOUTHERN, FLOWER, SEASON HID, CONVERSION, AMPLITUDE, TREND.

ЗМІСТ

ВСТУП 7
1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИПОЛЯРНИХ РАЙОНІВ 8
1.1 Фізико-географічна характеристика Північно-Льодовитого океану 8
1.1.1 Кліматичні умови 12
1.1.2 Циркуляція поверхневих вод та водний баланс 13
1.1.3 Вертикальна структура і водні маси Північно-льодовитого океану 15
1.1.4 Основні риси просторового розподілу гідрологічних і гідрохімічних характеристик. 15
1.1.5 Хвилювання і льоди 17
1.2 Фізико-географічна характеристика Південного океану 19
1.2.1 Кліматичні умови 21
1.2.2 Тепловий і водний баланси 23
1.2.3 Циркуляція вод 24
1.2.4 Вертикальна структура і водні маси Південного океану 26
1.2.5 Основні риси просторового розподілу гідрологічних і гідрохімічних характеристик. 28
1.2.6 Хвилювання і лід 30
2 КОЛИВАННЯ РІВНЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ ТА МЕТОДИ ЙОГО ВИМІРЮВАННЯ .. 32
2.1 Причини коливання рівня Світового океану 32
2.2 Альтиметричні вимірювання 35
3 АНАЛІЗ КОЛИВАНЬ РІВНЯ ПІВНІЧНО-ЛЬОДВОИТОГО ОКЕАНУ 39
3.1 Використані матеріали спостережень і методи їх обробки 39
3.2 Коливання рівня в Північно-Льодовитому океані 43
3.2.1 Коливання рівня в азіатському секторі ПЛО 43
3.2.2 Коливання рівня в північноєвропейському секторі ПЛО 52
3.2.3 Коливання рівня в північноамериканському секторі ПЛО 59
3.3 Коливання рівня в Південному океані 66
ВИСНОВКИ 70
ЛІТЕРАТУРА 71

ВСТУП

Вимірювання морського рівня мають давню історію. Ще в давнину в різних країнах вміли пов'язувати регулярні руху моря з рухом Місяця і Сонця. Разом з тим багато хто розглядав припливи як прояв божественної сили.

У дев'ятнадцятому столітті проводилися дослідження, які були пов'язані з вивченням вертикальних рухів суші, оскільки вважалося, що середній рівень моря буває постійним протягом тривалого періоду часу. Окремі зміни середнього рівня моря пояснювали рухами суші. В наші дні загальноприйнятим вважається думка про те, що рівні суші і моря постійно змінюються. Вертикальні руху суші пов'язані зі змінами льодовикового покриву і рядом інших тектонічних процесів. Зміни середнього рівня моря пояснюються змінами обсягу води в океанах і змінами в океанських течіях.

Сучасні дослідження рівня моря викликані необхідністю вирішувати проблеми морського транспорту, берегової ерозії і проектування споруд, що захищають берега від повені. З наукової точки зору приливні явища і зміни рівня моря роблять визначальний вплив на багато морські біологічні та геологічні процеси. Зміни морського рівня протягом тривалого періоду часу роблять серйозний вплив на життя мешканців прибережної зони і зміни клімату.

Існуючі в даний час рекомендації по координації досліджень зміни клімату виділяють середній рівень моря в якості важливого, хоча і непрямого індикатора цих змін і супутніх їм процесів. До таких процесів відносяться танення льодовиків, наступ морських вод, обумовлене їх нагріванням, і зміна поверхневих градієнтів океану, які через геострофічних баланс тісно пов'язані зі змінами, що відбуваються в морських течіях. Зміни в цих течіях, в свою чергу, ведуть до змін в процесах перенесення тепла від тропіків до полюсів.

У 1995 році вчені, що працюють в Міжнародній комісії з питань зміни клімату (IPCC) прийшли до висновку, що найбільш вірогідний сценарій для Світового океану передбачає підвищення моря до 2100 р приблизно на 50 см (з діапазоном оцінок від 15 до 95 см). Підвищення рівня моря і збільшення штормової активності приведуть до інтенсифікації процесів руйнування берегів та відступу берегової лінії, затоплення прибережних ділянок суші.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИПОЛЯРНИХ РАЙОНІВ

1.1 Фізико-географічна характеристика Північно-Льодовитого океану

Північний Льодовитий океан (англ. Arctic Ocean, дат. Ishavet, норв. Nordishavet) – найменший за площею океан Землі, його площа 14,75 мільйонів км², тобто трохи більше 4% від всієї площі Світового океану. Обсяг води становить 18,07 мільйонів км³. Деякі океанографи розглядають його як одне з морів Атлантичного океану. Північний Льодовитий океан самий мілководна з усіх океанів, його середня глибина становить 1225 м (найбільша глибина 5527 м в цьому морі) [1, 8]. (Порівняльні морфологічні характеристики всіх океанів наведені в таблиці 1.1.)

Розташований між Євразією і Північною Америкою. Кордон з Атлантичним океаном проходить по східному входу Гудзонової протоки, далі через Пролив Девіса і по узбережжю острова Гренландія до мису Брустер, через Датська протока до мису Рейдінупюр на острові Ісландія, по його узбережжю до мису Герпір, потім до Фарерських островів, далі до Шетландских островів і по 61° північної широти до узбережжя Скандинавського півострова. Кордоном з Тихим океаном є лінія в Беринговому протоці від мису Дежньова до мису Принца Уельського.

До Північного Льодовитого океану примикають території Данії (Гренландія), Ісландії, Канади, Норвегії, Російської Федерації та Сполучених Штатів Америки.

Таблиця 1.1 Основні морфологічні характеристики океанів [9]

Океани	Площа поверхні,млн.км²	Об`єм, млн. км³	Середня глибина, м	Найбільша глибина океану, м
Атлантичний	91,66	329,66	3597	Жолоб Пуерто-Ріко (8742)
Індійський	76,17	282,65	3711	Зондський жолоб (7209)
Північний Льодовитий	14,75	18,07	1225	Гренландське море (5527)
Тихий	178,68	710,36	3976	Маріанська впадина (11022)
Південний	86,00	300	3500	Південно-Сандвічев жолоб (8428)
Світовий	361,26	1340,74	3711	11022

Площа морів, заток і проток Північного Льодовитого океану становить 10,28 мільйонів км² (70% від загальної площі океану), обсяг 6,63 мільйонів км³ (37%).

Окраїнні моря (із заходу на схід): Баренцове, Карське, Лаптєвих, Східносибірське, Чукотське, Бофорта, Лінкольна, Ванделя, Гренландське, Норвезьке. Внутрішні моря: Біле та Баффіна. Найбільша затока – Гудзона.

Геологічна будова і рельєф дна. Більшу частину рельєфу дна Північного Льодовитого океану займає шельф (більше 45% дна океану) і підводні окраїни материків (до 70% площі дна). Саме цим пояснюється мала середня глибина океану – близько 40% його площі має глибини менше 200 м. Північний Льодовитий океан облямовують і частково продовжуються під його водами материкові тектонічні структури: Північноамериканська давня платформа; Ісландсько-Фарерський виступ каледонської Євразійської платформи; Східноєвропейська древня платформа з Балтійським щитом і лежить майже повністю під водою Баренцевоморської древньої платформи; Уральсько-Новоземельского гірську споруду; Західно-Сибірська молода платформа і Хатангський прогин; Сибірська древня платформа; Верхояно-Чукотська складчаста країна [8]. Океан прийнято ділити на 3 великі акваторії: Арктичний басейн, що включає глибоководну центральну частину океану; Північно-Європейський басейн, що включає материковий схил Баренцева моря до 80-ї паралелі на відрізку між Шпіцбергеном і Гренландією; Канадський басейн, що включає акваторію проток Канадського архіпелагу, Гудзонової затоки і море Баффіна.

Північно-Європейський басейн. Основу рельєфу дна Північно-Європейського басейну становить система серединно-океанічних хребтів, які є продовженням Серединно-Атлантичного хребта. На продовженні хребта Рейкьянес знаходиться рифтова зона Ісландії. Ця рифтова зона характеризується активним вулканізмом і інтенсивної гідротермальної діяльністю. На півночі в океані вона триває рифтових хребтом Кольбейнсей з добре вираженою рифтової долиною і січними хребет поперечними розломами. За 72° північної широти хребет перетинає велика зона розломів Ян-Маєн. На північ від перетину хребта цим розломом гірське споруда зазнала зміщення на кілька сотень кілометрів на схід. Зміщений сегмент серединно-океанічного хребта має субширотное простягання і іменується хребтом Мона. Хребет зберігає північно-східне простягання до перетину з 74° північної широти, після чого простягання змінюється на меридіональне, де воно називається хребтом Книповича. Західна частина хребта є високим монолітний гребінь, східна частина щодо знижена і зливається з материковим підніжжям, під відкладеннями якого ця частина хребта в значній мірі похована.

Від острова Ян-Майєн на півдні до Фареро-Ісландського порога простягається Ян-Майєнський хребет, який є давнім серединно-океанічних хребтом. Дно улоговини, утвореної між ним і хребтом Кольбейнсей, складене

вилившимися базальтами. За рахунок вилитого базальту поверхню цієї ділянки дна вирівняна і піднята над прилеглим зі сходу ложем океану, утворює підводне Ісландський плато. Елементом підводної окраїни Європейського субконтиненту біля узбережжя Скандинавського півострова є виступаюче далеко на захід плато Ворінг. Вона розділяє Норвезьке море на дві улоговини - Норвезьку і Лофотенская з максимальними глибинами до 3970 метрів. Дно Норвезької улоговини має горбистий і низькогірний рельєф. Улоговину розділяє на дві частини Норвезька хребет - ланцюжок невисоких гір, що простягаються від Фарерських островів до плато Ворінг. На захід від серединно-океанічних хребтів розташована Гренландська улоговина, в якій переважають плоскі Абісальна рівнини. Максимальна глибина Гренландського моря становить 5527 м.

Канадський басейн. Більшу частину Канадського басейну становлять протоки Канадського Арктичного архіпелагу. Дно більшості проток занадто заглиблено, максимальні глибини перевищують 500 м. Рельєф дна характеризується повсюдним поширенням реліктового льодовикового рельєфу і великою складністю обрисів островів і проток Канадського архіпелагу. Це свідчить про тектонічної зумовленості рельєфу, а також про недавнє заледеніння цієї частини дна океану. На багатьох островах архіпелагу і зараз великі площі зайняті льодовиками.

Льодовикові форми рельєфу характерні для дна Гудзонової затоки, який, на відміну від проток, в цілому мілководний. Море Баффіна має глибину до 2141 м. Воно займає велику і глибоку улоговину з чітко вираженим материковим схилом і широким шельфом, велика частина якого лежить глибше 500 м. Для шельфу характерні затоплені форми рельєфу льодовикового походження. Дно вкрите теригенними відкладеннями з великим участю айсбергового матеріалу.

Арктичний басейн. Основна частина Північного Льодовитого океану це Арктичний басейн. Більше половини басейну займає шельф. Уже з окраїнних арктичних морів він ділиться на Баренцевоморського, Карський, Лаптевський і Східносибірсько-Чукотський (значна частина примикає до берегів Північної Америки).

Баренцевоморського шельф в структурно-геологічному відношенні є докембрійську платформу з потужним чохлом з осадових порід палеозою і мезозою. На околицях Баренцева моря дно складено древніми складчастими комплексами різного віку (у Кольського півострова і на північний захід від Шпіцбергена – архейско-протерозойського, біля берегів Нової Землі – герцинського і каледонського). Найбільш значимі западини і прогини моря: Медвежінскій жолоб на заході, жолоби Франц-Вікторія і Святої Анни на півночі, жолоб Самойлова в центральній частині Баренцева моря, великі

височини – Медвежінське плато, Нордкінська і Демидівська банки, Центральне плато, піднесеність Персея, піднесеність Адміралтейства. Дно Білого моря в північній і західній частинах складено Балтійським щитом, в східній - Російської платформою. Для дна Баренцева моря характерна густа розчленованість затопленими морем льодовиковими і річковими долинами.

Південна частина шельфу Карського моря в основному є продовженням Західносибірської герцинської платформи. У північній частині шельф перетинає занурене ланка Уральсько-Новоземельского мегантиклинорія, структури якого тривають на північному Таймирі і архіпелазі Північна Земля. На північ від знаходяться Новоземельний жолоб, жолоб Вороніна і Центральнокарська височина. Дно Карського моря перетинають чітко виражені продовження долин Обі і Єнісею. Поблизу Нової Землі, Північної Землі, Таймиру поширені екзараційні та акумулятивні реліктові льодовикові форми рельєфу [3].

Переважний тип рельєфу на шельфі моря Лаптєвих – морська акумулятивна рівнина, уздовж узбереж, а на окремих банках – абразивно-акумулятивні рівнини. Цей же вирівняний рельєф триває на дні Східносибірського моря, місцями на дні моря (близько Новосибірських островів і на північний захід від ведмежих островів) чітко виражений грядовий рельєф. На дні Чукотського моря переважають затоплені денудаційні рівнини. Південна частина моря являє собою глибоку структурну западину, заповнену пухкими відкладеннями і мезокайнозойськими ефузивами.

Материковий схил Арктичного басейну розчленований великими широкими підводними каньйонами. Конуси виносу каламутних потоків формують акумулятивний шельф – материкове підніжжя. Великий конус виносу утворює підводний каньйон Маккензі в південній частині Канадської улоговини. Абісальна частина Арктичного басейну зайнята серединно-океанічним хребтом Гаккеля і ложем океану. Хребет Гаккеля починається від долини Олени, далі простягається паралельно Євразійської підводного околиці і примикає до материкового схилу в море Лаптєвих. Уздовж рифтової зони хребта розташовуються численні епіцентри землетрусів. Від підводної окраїни північній Гренландії до материкового схилу моря Лаптєвих простягнувся хребет Ломоносова – це монолітне гірське споруда у вигляді суцільного валу. Під хребтом Ломоносова, як припускають, залягає земна кора континентального типу. Від підводної окраїни Східносибірського моря на північ від острова Врангеля до острова Елсмір в Канадському архіпелазі простягнувся хребет Менделєєва. Він має глибову структуру і складний породами, типовими для океанічної кори. У Арктичному басейні також розташовуються два окраїнних плато – Єрмак на північ від Шпіцбергену і

Чукотське на північ від Чукотського моря. Обидва вони утворені земною корою материкового типу [3].

Між підводною частиною Євразії і хребтом Гаккеля лежить улоговина Нансена з максимальною глибиною 3975 м. Дно її зайнято плоскими абісальними рівнинами. Між хребтами Геккеля і Ломоносова розташована улоговина Амундсена. Дно улоговини представляє велику плоску абісальну рівнину з максимальною глибиною 4485 м. Північний полюс розташований в цій улоговині. Між хребтами Ломоносова і Менделєєва розташована улоговина Макарова з максимальними глибинами більш 4510 м. Південну, щодо мілководну (з максимальною глибиною 2793 м) частина улоговини виділяють окремо як улоговину Підводників. Дно улоговини Макарова утворюють плоскі і хвилясті абісальні рівнини, дно улоговини Підводників – похила акумулятивна рівнина. Канадська улоговина, розташована на південь від хребта Менделєєва і на схід від Чукотського плато, – найбільша за площею улоговина з максимальною глибиною 3909 м. Дно її – головним чином, плоска абісальна рівнина. Під усіма улоговинами земна кора не має гранітного шару. Потужність кори тут до 10 км за рахунок значного збільшення потужності осадового шару.

Донні відкладення Арктичного басейну виключно теригенного походження. Переважають опади тонкого механічного складу. На півдні Баренцева моря і в прибережній смузі Білого і Карського морів широко представлені піщані відкладення. Широко поширені залізно-марганцеві конкреції, але переважно на шельфі Баренцева і Карського морів. Потужність донних відкладень в Північному Льодовитому океані досягає 2–4 км, що пояснюється широким поширенням плоских абісальних рівнин. Велика потужність донних відкладень визначається високою кількістю що надходить в океан осадового матеріалу, щорічно близько 2 мільярдів тонн або близько 8% від загальної кількості, що надходить в Світовий океан [3].

1.1.1 Кліматичні умови

Клімат Північного Льодовитого океану визначається, перш за все, його полярним географічним положенням. Існування величезних мас льоду підсилює суворість клімату, обумовлену, насамперед, недостатньою кількістю тепла, одержуваного від Сонця полярними регіонами. Головною особливістю радіаційного режиму арктичної зони є те, що протягом полярної ночі надходження сонячної радіації не відбувається, в результаті протягом 50–150 діб відбувається безперервне вихолоджування підстильної поверхні. Влітку ж внаслідок тривалості полярного дня кількість тепла, що надходить за рахунок

сонячної радіації, досить велике. Річна величина радіаційного балансу на берегах і островах позитивна і становить від 2 до 15 ккал/см, а в центральних районах океану негативна і становить близько 3 ккал/см [13].

У зимовий період (тривалістю більше 6,5 місяців) над океаном розташовується стійка область високого тиску (Арктичний антициклон), центр якої зміщений відносно полюса в бік Гренландії. Холодні сухі маси арктичного повітря в зимовий час проникають всередину оточуючих океан материків аж до субтропічного кліматичного поясу і викликають різке зниження температури повітря. Влітку (червень – вересень) формується область порівняно низького тиску, викликана річним підвищенням температури, а також в результаті інтенсивної циклонічної діяльності на зміщеному майже до самого полюса арктичному фронті. В цей час сюди приходить тепло з півдня за рахунок проникаючого в полярну зону повітря помірних широт і за рахунок річкових вод.

Основна маса тепла надходить в Північний Льодовитий океан з Атлантики з теплою Північно-Атлантичною течією. На підходах до океану атлантичні води віддають в атмосферу понад 70% тепла. Величезна тепловіддача надходять в Північний Льодовитий океан атлантичних вод є потужним збудником атмосферних процесів над великою акваторією океану. Гренландський антициклон, стійкий протягом всього року, також істотно впливає на місцеву атмосферну циркуляцію. Він сприяє утворенню вітрів, за своїм напрямом підсилюють ефект скидання вод з Північного Льодовитого в Атлантичний океан [14].

1.1.2 Циркуляція поверхневих вод та водний баланс

Постійний крижаний покрив ізолює поверхню вод океану від безпосереднього впливу сонячної радіації і атмосфери. Найважливішим гідрологічним чинником, що впливає на циркуляцію поверхневих вод, є потужний приплив атлантичних вод в Північний Льодовитий океан. Це тепле Північно-Атлантичний протягом визначає всю картину розподілу течій в Північноєвропейському басейні і в Баренцовому, частково в Карському морях. На циркуляцію вод в Арктиці помітно впливає також приплив тихоокеанських, річкових і льодовикових вод. Баланс вод вирівнюється, перш за все, за рахунок стоку в північно-східну частину Атлантичного океану. Це і є головне поверхнева течія в Північному Льодовитому океані. Менша частина вод стікає з океану до Атлантики через протоки Канадського Арктичного архіпелагу.

Істотну роль у формуванні поверхневої водної циркуляції океану грає річковий стік, хоча за обсягом він невеликий. Більше половини річкового стоку

дають річки Азії і Аляски, тому тут виникає постійне стічне рух вод і льодів. Утворюється течія, яка перетинає океан і в західній його частині спрямовується в протоку між Шпіцбергеном і Гренландією. Таким чином, трансарктична течія є механізмом, що забезпечує загальний напрямок дрейфу криги і, зокрема, полярних станцій, що дрейфували «Північний полюс», незмінно закінчують свій шлях в Північноєвропейському басейні [10].

У морі Бофорта між Аляскою і трансатлантичних плином виникає місцевий круговорот. Інший круговорот утворюється на схід від Північної Землі. Місцевий круговорот в Карському морі утворюють Східно-Новоземельська та Ямальська течії. Складна система течій спостерігається в Баренцовому морі, де вона цілком пов'язана з Північно-Атлантичною течією та його відгалуженнями. Перейшовши Фарерсько-Ісландський поріг, Північно-Атлантична течія йде на північно-північний схід уздовж берегів Норвегії під назвою Норвезька течія, яка потім розгалужується на Західно-Шпіцбергенську та Норткапську течії. Остання у Кольського півострова отримала назву Мурманської, а потім переходить в Західно-Новоземельну течію, поступово загасаючу в північній частині Карського моря. Всі ці теплі течії рухаються зі швидкістю понад 25 см в секунду.

Продовженням Трансатлантичної течії вздовж східного берега Гренландії є стічна Східно-Гренландська течія. Це холодна течія відрізняється великою потужністю і високою швидкістю. Обходячи південний край Гренландії, течія далі йде в море Баффіна як Західно-Грендландська течія. У північній частині цього моря воно зливається з потоком вод, що спрямовуються з проток Канадського архіпелагу. В результаті утворюється холодна Канадська течія, зі швидкістю 10–25 см в секунду йде уздовж Баффінова Землі і яка обумовлює стік вод з Північного Льодовитого в Атлантичний океан. У Гудзоновій затоці спостерігається місцева циклонічна циркуляція [9].

Таблиця 1.2 Водний баланс Північно-Льодовитого океану [8]

Прихід	Кількість води в тис.км³/рік	Витрати	Кількість води в тис.км³/рік
З Атлантичного океану через протоки: Девісова, Данську, Фарерсько-Ісландську, Фарерсько-Шетландську	225	В Атлантичний океан через протоки: Девісова, Данську, Фарерсько-Ісландську, Фарерсько-Шетландську	260
З Тихого океану через Берингову протоку	30	Випаровування	3
Опади	5	Винесення льоду	2
Річний стік	5		
Усього	265	Усього	265

1.1.3 Вертикальна структура і водні маси Північно-льодовитого океану

У Північному Льодовитому океані виділяються кілька водних мас. Поверхнева водна маса має низьку температуру (нижче 0° С) і знижену солоність. Остання пояснюється розпріснючою дією річкового стоку, талих вод і дуже слабким випаровуванням. Нижче виділяється підповерхневий шар, більш холодний (до -1,8° С) і більш солоний (до 34,3 ‰), що утворюється при перемішуванні поверхневих вод з підстильним проміжним водним шаром. Проміжний водний шар - це атлантична вода, що надходить з Гренландського моря з плюсовою температурою і підвищеною солоністю (понад 37 ‰), розповсюджується до глибини 750–800 м. Глибше залягає глибинний водний шар, що також формується в зимовий час в цьому морі, який повільно повзе єдиним потоком від протоки між Гренландією і Шпіцбергеном. Через 12–15 років, рахуючи від часу входу в протоку, ця водна маса досягає району моря Бофорта. Температура глибинних вод біля -0,9° С, солоність близька до 35 ‰. Виділяють також донну водну масу, дуже малорухливу, застійну, практично не приймаючу участі в загальній циркуляції океану. Ґрунтові води накопичуються на дні найглибших улоговин ложа океану (Нансена, Амундсена і Канадської) [10].

1.1.4 Основні риси просторового розподілу гідрологічних і гідрохімічних характеристик

Температура води. У межах Північного Льодовитого океану горизонтальний розподіл температури води пов'язано, з одного боку, з інтенсивним вихолоджуванням в зимовий сезон і утворенням льоду, що перешкоджає прогріванню води в центральних районах і влітку, з іншого – з надходженням теплою атлантичної води в Норвезьке море і її поширенням далі на північ. Найбільш висока температура води в верхньому шарі спостерігається в південно-східній частині Норвезького моря. Навіть в зимовий сезон її значення тут досягають 5–7 ° С. У напрямку на північний схід температура води знижується і в цьому морі, яке в зимовий сезон покрито льодами, – опускається до температури замерзання. В інших районах океану температура води в цей сезон також дорівнює температурі замерзання, за винятком південно-західній частині Баренцева моря, де, завдяки теплому Нордкапского течією вона зберігає позитивні значення.

Влітку вільна від льоду поверхня води нагрівається, хоча ступінь прогріву неоднакова по акваторії океану. Найбільші різниці між зимовими і літніми значеннями температури поверхневої води спостерігаються в Білому морі, де

вони досягають 12–15 ° С, у південній частині Гудзонової затоки – до 10, в південно-східній частині Норвезького моря і в південно-західній частині Баренцева моря – 5–6, в південних районах моря Баффіна – близько 5° С. Деяке підвищення температури води влітку спостерігається також в південних районах морів, розташованих на Сибірському шельфі, в східних протоках Канадського Арктичного архіпелагу, в цьому морі. У Центральному Арктичному басейні і в північних районах окраїнних морів температура води верхнього шару і в літній сезон близька до температури замерзання, хоча на горизонті 75 м в Америазійском суббасейні в поверхневу арктичну воду вклинюється тепліша тихоокеанська прошарок.

На горизонті 100 м і нижче його температура води підвищується. Глибина залягання максимуму температури різна в різних районах океану: в Євразійському суббасейні вона змінюється від 100 до 300 м в напрямку до полюса, а в Америазійскому суббасейні становить близько 500 м.

Далі вниз температура води знижується в Євразійському суббасейні до

-0,7–0,8° С на глибині 2000 м і залишається майже незмінною в глибинному і придонному шарах. У Америазійскому суббасейні зниження температури від її максимуму спостерігається до глибини близько 1500 м, де вона має значення – 0,3–0,4° С, які також зберігаються до самого дна.

Солоність. У поверхневих водах Північного Льодовитого океану спостерігається загальне зниження солоності від районів, що примикають до Атлантичного океану, в сторону моря Бофорта. Найбільш висока солоність на поверхні, що перевищує 35,0‰, відзначається в південно-східній частині Норвезького моря, далі на схід і на північ її значення знижуються, але все ж в східній частині Гренландського і в південно-західній частині Баренцева морів вона перевищує 34,5‰, а в зимовий сезон наближається до 35,0‰. В межах улоговини Нансена значення солоності знижуються до 33,5–33,0‰, в районі полюса – близько 32,0‰, в Америазійському суббасейні – від 31,5 до 29,5‰. Солоність атлантичної води – близько 34,90–34,92‰ в ядрі і мало змінюється по акваторії океану. При переході від шару атлантичної води до глибинного і придонному шарах солоність також змінюється незначно, однак є деяка різниця в солоності донної води по обидві сторони хребта Ломоносова: в Євразійському суббасейні її значення 34,94–34,99‰, (навіть 35, за даними окремих станцій), а в Америазійском суббасейні – 34,90–34,94‰.

Кисень. Вміст розчиненого кисню у водах Північного Льодовитого океану високе і навіть в нижніх шарах становить не менше 70% насичення. У верхньому 50-метровому шарі води абсолютний вміст кисню досягає 8,30-8,50 мл/л в Євразійському суббасейні, що при низькій температурі цієї води дорівнює 98% насичення. Приблизно такий же вміст кисню в поверхневій воді

в районі полюса. У Амеразійському суббасейні концентрація кисню в верхньому шарі підвищується до 8,90–9,05 мл/л, тобто до 102–104% насичення. Підвищення вмісту розчиненого кисню в цьому районі пов'язано, як вже зазначалося, з надходженням сюди багатших киснем вод з Берингова моря.

Ряд вчених [9,10] відзначають факт надзвичайно цікавого розподілу кисню глибше 50 м в Амеразійському суббасейні, де його зміст помітно зменшується з глибиною. На горизонті 150 м спостерігається добре виражений мінімум кисню: тільки 72–76% насичення.

Мінімум кисню супроводжується підвищеним вмістом біогенів і може бути пояснений тим, що на цій глибині відбувається змішування водних мас, що сприяє розвитку окислювальних процесів, а занурення продуктів розпаду органічної речовини затримується шаром стрибка щільності на межі поділу води тихоокеанського походження і що лежить нижче атлантичної води.

Вміст кисню в атлантичної воді досить високий, він досягає 6,85–6,86 мл/л (85–86%) в Євразійському суббасейні і незначно знижується в міру поширення цієї води в Амеразійском суббасейні, де становить 6,68–6,80 мл/л (80–82%). У глибинному та придонному шарах вміст кисню по обидва боки хребта Ломоносова також неоднаковий. У Євразійському суббасейні він становить 6,20–6,88 мл/л (72–78%), а в Амеразійском -6,30–6,60 мл/л (79–82%). Більш високий вміст кисню в другому суббасейні пояснюється тим, що нижній шар води з меншим вмістом кисню не проникає в його глибинну частину через хребет Ломоносова [3].

1.1.5 Хвилювання і льоди

Припливно-відливні явища в арктичних морях визначаються в основному приливної хвилею, що розповсюджується з Атлантичного океану. У Баренцовому і Карському морях приливна хвиля приходить з заходу з боку Норвезького моря, в моря Лаптєвих, Східносибірське, Чукотське і Боффорта приливна хвиля надходить з півночі, через Арктичний басейн. Переважають припливи і припливно-відливні течії правильного півдобового характеру. В течії виражено два періоди фазової нерівності (в залежності від фаз Місяця), в кожному з яких один максимум і один мінімум. Значна висота припливів (більше 1,5 м) відзначається в Північноєвропейському басейні, в південній частині Баренцева і північно-східній частині Білого морів. Максимум спостерігається в Мезенській затоці, де висота припливу досягає 10 м. Далі на схід на більшій частині узбережжя Сибіру, Аляски і Канади висота припливу менше 0,5 м, але в морі Баффіна 3–5 м, а на південному узбережжі Баффінової Землі – 12 м.

На більшій частині узбережжя Північного Льодовитого океану згінно-нагінні коливання рівня води значно більші, ніж припливи і відливи. Виняток становить Баренцове море, де на тлі великих приливних коливань рівня вони менш помітні. Найбільші згони і нагони, що досягають 2 м і більше, характеризують моря Лаптєвих і Східносибірське. Особливо сильні спостерігаються в східній частині моря Лаптєвих, наприклад, в районі Ванькінской губи, екстремальна висота нагону може досягати 5–6 м. У Карському морі згінно-нагінні коливання рівня перевищують 1 м, а в Обській губі і Єнисейській затоці близькі до 2 м. У Чукотському морі ці явища ще помітно перевищують за розмахом припливно-відливні, і тільки на острові Врангеля припливи та нагони приблизно рівні [13].

Хвилювання в арктичних морях залежить від вітрового режиму і льодовикових умов. В цілому льодовий режим в Північному Льодовитому океані несприятливий для розвитку хвильових процесів. Винятки становлять Баренцове і Біле моря. Взимку тут розвиваються штормові явища, при яких у відкритому морі висота хвиль доходить до 10–11 м. У Карському морі найбільшу повторюваність мають хвилі 1,5–2,5 м, восени іноді до 3 м. При північно-східних вітрах у Східносибірському морі висота хвиль не перевищує 2–2,5 м, при північно-західному вітрі в рідкісних випадках досягає 4 м. у Чукотському морі в липні - серпні хвилювання слабке, але восени розігруються шторму з максимальною висотою хвиль до 7 м. у південній частині моря потужні хвилювання можуть спостерігатися до початку листопада [12, 15]. У Канадському басейні значні хвилювання можливі в літню пору в море Баффіна, де вони пов'язані з штормовими південно-східними вітрами. У Північноєвропейському басейні протягом усього року можливі сильні штормові хвилювання, пов'язані взимку із західними і південно-західними, а влітку – головним чином, з північними і північно-східними вітрами. Максимальна висота хвиль південній частині Норвезького моря може досягати 10–12 м.

Льодовитість має величезне значення для гідродинаміки і клімату Арктики. Льоди цілий рік присутні у всіх арктичних морях. У центральних районах океану пакові льоди суцільним покривом поширені і в літній час. Прибережні моря влітку в значній частині звільняються від льоду, але залишаються відроги океанічних льодовикових масивів, близько підступають до берега і створюють проблеми для судноплавства. У Карському морі влітку [15] зберігається місцевий масив дрейфуючих льодів, інший існує на південь від острова Врангеля. Береговий припай зникає біля берегів влітку, але на деякій відстані від берега виникають локальні масиви припайних льодів: Північноземельский, Янський та Новосибірський. Береговий припай в зимовий час особливо

великий у морях Лаптєвих і Східносибірському, де його ширина вимірюється багатьма сотнями кілометрів.

Велика льодовитість спостерігається в акваторії Канадського басейну. У протоках льоди, що дрейфують залишаються протягом всього року, море Баффіна частково (в східній частині) звільняється від плавучих льодів з серпня по жовтень. Гудзонова затока вільна від льоду протягом вересня – жовтня. Потужний берегової припай зберігається протягом усього року біля північного берега Гренландії і біля берегів в протоках архіпелагу Єлизавети.

1.2 Фізико-географічна характеристика Південного океану

Межі океану. Південний океан не має природних кордонів з півночі. Разом з тим частина Світового океану, що оточує Антарктиду, володіє специфічними рисами гідрометеорологічного режиму, особливостями клімату, циркуляції атмосфери, системою течій і особливими умовами формування водних мас, які роблять доцільним виділення цієї частини як окремого океану.

В ролі північного кордону Південного океану приймається зона антарктичної конвергенції, що є межею поширення поверхневих антарктичних вод. Однак антарктична конвергенція не займає суворо широтного положення. Південніше вона розташовується в протоці Дрейка. В атлантичному секторі зона конвергенції піднімається до 50° пд.ш. , а на схід від меридіана 80° зх.д. - до 48° пд.ш. У Індоокеанскому секторі ця зона в західній його частині проходить дещо північніше 50° пд.ш., в східній частині поступово опускається на південь і на довготі Тасманії проходить приблизно по 53° пд.ш. У зв'язку з цим різні дослідники в якості північного кордону океану приймають різні умовні лінії: по 55 або 52, а іноді по 48° пд.ш. Відповідно і площа Південного океану виявляється різною. А. Ф. Трешников підрахував площу Південного океану, обмежену зоною антарктичної конвергенції - 36 млн. км^2. Середня глибина океану - 3503 м, максимальна глибина за даними дослідницького судна "Віма" (США) - 8420 м (в Південному Сандвічеві жолобі).

Положення зони антарктичної конвергенції не залишається постійним як протягом року (сезонні зміни), так і в багаторічному плані. З урахуванням сезонних коливань зони конвергенції площа, обмежена нею навколо Антарктиди, може змінюватися в межах 10% [1, 2]. Для простоти часто кордоном Південного океану вважають умовну лінію, що проходить через миси Голковий, Південний, Горн.

Рельєф дна. Найбільшою підводною геологічною структурою в Південному океані є океанічний хребет. Він проходить приблизно від 10° зх.д. на схід. Частина хребта, що має на схід від розлому Буве майже широтне напрям,

називається Африкансько-Антарктичним хребтом. У Індоокеанскому секторі океанічний хребет набуває північно-східний напрямок і переходить в Західно-Індійський, хребет. У центрі Індійського океану близько 30° пд.ш. і 70° східної довготи цей хребет з'єднується з Центрально-Індійським хребтом. Від островів Сен-Поль і Амстердам на південний схід і далі на схід продовженням Центрально-Індійського хребта є Австрало-Антарктична підняття, що простягалася в межах Південного океану і переходить на схід від 160° східної довготи в Південно-Тихоокеанське підвищення. У східній частині тихоокеанського сектора хребет виходить за межі Південного океану. Тут планетарний океанічний хребет повертає на північ і закінчується біля берегів Північної Америки Восточно-Тихоокеанським підвищенням.

У межах Південного океану загальна протяжність серединно-океанічного хребта складає більше 10 тис. Морських миль. Як і в інших районах, хребет має центральний рифт, що характеризується високою сейсмічністю, наявністю вулканічних порід молодого віку, молодими скидними терасами і аномально високими величинами геотермічного потоку. Осадовий покрив в районі рифту дуже тонкий, місцями ж він взагалі відсутній.

Поперечні хребти Південного океану з'єднують окремі ділянки серединно-океанічного хребта з Антарктидою. Найбільш примітним з них є хребет Скоша (дуга Скоша або Дуга Скоша), який з'єднує Анди з Антарктидою (Земля Грейама) через банку Бердвуд, скелі Крок, острів Південна Георгія, Південні Сандвічеві, Південні Оркнейські і Південні Шетландські острова. Хребет Скоша, на думку геологів - древній, частково занурений сегмент материкового походженні.

У Індоокеанском секторі поперечним є хребет Кергелен (або Кергелен-Гауссберг, як він називається в іноземній літературі). Розташовані на ньому острова Кергелен і Херд - вулканічного походження. Передбачається, що і весь хребет в основному вулканічного походження.

Південніше Тасманії і Нової Зеландії розташована ще одне підвищення. Північна його частина - підвищення Мілл або Південно-Тасманійський хребет - сейсмічність утворення континентального типу. На південь від Нової Зеландії через острів Маккуорі до островів Баллені проходить вулканічний хребет Маккуорі.

Поперечні хребти ділять Південний океан на три великі улоговини: Африкансько-Антарктичну (улоговина Вальдівія), розташовану між хребтами Скоша і Кергелен і обмежену з півночі Африкансько-Антарктичним хребтом Австрало-Антарктичну (улоговина Нокса) - між хребтами Кергелен з заходу, Маккуорі-Баллені зі сходу і Австрало-Антарктичним підвищенням з півночі; Тихоокеансько-Антарктичну (улоговина Беллінсгаузена) - між

Південно-Тіхоокенскім і Чилійським поднятиями із заходу і півночі і південним краєм Америки і Землею Грейамас сходу.

На схід від протоки Дрейка в вигині хребта Скоша (Південно-Антільського хребта) лежить Південно-Антільська улоговина, набагато менша за своїми розмірами, ніж три перераховані улоговини. Ця улоговина часто називається морем Скоша.

Уздовж дуги Південних Сандвічевих островів проходить глибоководний Південно-Сандвічев, жолоб з максимальною глибиною 8428 м, який може бути віднесений до типу периферійних жолобів.

Найпівденніша частина океану, що прилягає до Антарктиди, ділиться на окремі моря: Уеддела, Лазарева, Рісер-Ларсена - в атлантичному секторі; Космонавтів, Співдружності, Дейвіса, Моусона, Дюрвйля - в Індоокеанському; Росса, Амундсена і Беллінсгаузена - в тихоокеанському. З цих морів тільки моря Уеддела і Беллінсгаузена, розділені Землею Грейама, а також море Росса лежать в широких вигинах Антарктичного континенту. Решта моря не мають ніяких природних кордонів, крім південної. Це просто окремі сектори прилеглого до Антарктиди водного простору [3].

1.2.1 Кліматичні умови

Клімат Південного океану обумовлений в значній мірі різким контрастом між охолодженим Антарктичним континентом і більш теплим океаном.

Загальний характер і фізична природа атмосферної циркуляції над Південним океаном такі ж, як і в аналогічному широтному поясі Північної півкулі. Однак в Північній півкулі більша частина субполярного пояса зайнята сушею, яка майже суцільним кільцем оточує Північний Льодовитий океан, який займає приполярних простір. У Південній півкулі, навпаки, приполярних простір зайнято сушею, а Південний океан оточує її помилки кільцем. Ця різниця в розподілі суші і океану визначає значну різницю в кліматі полярних і субполярних зон Північної і Південної півкуль.

Між тропічними повітряними масами трьох океанів (Атлантичного, Індійського і Тихого) і холодним морським помірним повітрям Південного океану підтримується велика різниця температури - полярний фронт, який різко виражений протягом цілого року. Влітку фронт відступає в більш високі широти (45° пд.ш.), а взимку зсувається на північ від, до субтропіків. На цьому фронті постійно виникають циклони, які швидко переміщаються із заходу на схід. Постійне утворення і рух полярно-фронтових циклонів ніде не перериваються, ніде не виявляються тенденції до уповільнення їх руху і

утворення в субполярних широтах стаціонарного циклону, подібного Ісландської і Алеутской депресій в Північній півкулі.

Між 55 і 65° пд.ш. в Південному океані знаходиться антарктичний фронт, який представляє собою розділ між морським помірним повітрям і повітряними масами, що формуються над Антарктидою і оточуючим її поясом льодів. Особливо великих значень температурні контрасти досягають взимку. Уздовж антарктичного фронту також із заходу на схід безперервно переміщаються циклони. У тих випадках, коли полярно-фронтові циклони відхиляються на південь, вони на заповнюються, а регенерують на антарктичному фронті. На середніх місячних картах на південь від 40-45° пд. ш. майже до 70° пд.ш. виявляється кільцеподібна, що оперізує Землю, зона низького тиску. Найбільш низький атмосферний тиск спостерігається між 60° і 65° пд.ш., а найбільші баричні градієнти - між 50° і 60° пд.ш. Таким чином, циклонний "пояс бур" в Південній півкулі охоплює не тільки сорокові, а й п'ятдесяті широти. У всьому цьому поясі панує західний перенос повітря. Середня швидкість вітру в смузі 48-55° пд.ш. (де вона найбільша) досягає 10-11 м·с$^{-1}$, повторюваність вітрів зі швидкістю не менше 20-25 м·с$^{-1}$ становить 25-35% взимку і близько 15-25% влітку. На о. Кергелен зареєстровані швидкості вітру до 75 м·с$^{-1}$.

Завдяки суцільному простору води повітряна циркуляція в Південному океані набагато більш стійка, ніж на тих же широтах Північної півкулі, меридіональні процеси тут розвинені слабко.

У зв'язку з тим, що над покритою льодами поверхнею суші атмосферний тиск вище, ніж над океаном, на південь від полярного кола градієнти тиску мають зворотний знак. Тому в прибережній смузі океану спостерігаються східні вітри. Швидкість цих вітрів зазвичай не перевищує 6-8 м·с$^{-1}$ (середня швидкість близько 5-6 м·с$^{-1}$). Однак в деяких районах місцеве посилення вітру досить часте. Так, в районі Землі Аделі число днів з вітрами штормової сили досягає 340 на рік. [3].

Температура морського помірного повітря Південної півкулі невисока і набагато менш змінюється протягом року, ніж в Північній півкулі. Поблизу північного кордону Південного океану температура повітря взимку приблизно на 7° С вище, ніж на відповідній широті Північної півкулі (в Тихому й Атлантичному океанах). А влітку вона нижче, ніж на тих же широтах Північної півкулі. За даними метеорологічної станції о. Маккуорі (52° 32' пд), амплітуда річного ходу температури повітря становить 5,5: середня місячна температура + 9,5° С в січні і + 4° С в липні. На о. Південна Джоджия середня температура січня + 4° С, а липня -2° С.

У прибережній частині океану навіть в січні (найтеплішому місяці) температура повітря лише трохи піднімається вище 0° С. Зимова температура

повітря тут низька завдяки тому, що в прибережних районах океану спостерігається "обтікання" охолодженого над Антарктидою повітря. У морі Росса, наприклад, середня температура січня + 4,5° С, а липня -22° С.

Хмарний покрив особливо щільний влітку. У січні хмарність на південь від 60° пд.ш. майже суцільна: 8,5-9,5 балів. До північному кордоні океану хмарність зменшується до 7,5-8,0 балів. Взимку розподіл хмарності зворотній: найбільше середнє місячне значення хмарності 7-7,5, місцями 8 балів спостерігається поблизу північного кордону океану. У напрямку континенту кількість хмар зменшується. У липні середня хмарність на південь від полярного кола 6-6,5 балів, місцями навіть менше.

Кількість атмосферних опадів зменшується в напрямку з півночі на південь як взимку, так і влітку. У північній межі океану воно досягає 1000 в рік, а місцями (наприклад, поблизу південного краю Південної Америки) - навіть 1500 мм на рік. На південь від паралелі 60° пд.ш. річна кількість опадів зменшується до 500 мм. У прибережній частині океану кількість опадів дещо збільшується (до 600 мм і навіть більше) на рік. У приморській частині самого континенту річна кількість опадів також досягає 500-600 мм на рік. У внутрішніх районах Антарктичного континенту річна кількість опадів 100-150 мм.

1.2.2 Тепловий і водний баланси

Річний радіаційний баланс Південного океану позитивний. Поблизу північного кордону океану (на 50° пд.ш.) його величина досягає 2500 МДж/м в рік, але досить швидко убуває до берегів Антарктиди. На широті полярного кола його значення становить близько 1000-1200 МДж /м^2 на рік [3].

Радіаційний баланс має добре виражений річний хід. Влітку Південної півкулі (січень) величина радіаційного балансу уздовж паралелі 50° пд.ш. близько 500 МДж/м, а на широті полярного кола - близько 350 МДж/м в місяць. Взимку (липень) позитивні значення радіаційного балансу на акваторії Південного океану майже ніде не спостерігаються. Нульові значення радіаційного балансу розташовуються приблизно уздовж 48° пд.ш., а на широті полярного кола його негативні значення досягають -100 МДж/м в місяць.

Величина контактного теплообміну океану з атмосферою в літній сезон дорівнює нулю, взимку підвищується у північного кордону до -50, місцями до -100 МДж/м^2 на місяць. У суші за рік контактний теплообмін негативний (океан віддає тепло в атмосферу). Найбільших значень віддача тепла досягає в районі, розташованому на південь від Африки (до -750 МДж/м в рік). У Тихоокеанському і Індоокеанському секторах поблизу північного кордону

Південного океану втрати тепла за рік внаслідок контактного теплообміну досягають -500 МДж/м^2, а в атлантичному секторі вони близькі до нуля.

Втрати тепла на випаровування значні всюди в районах, що примикають до північного кордону океану. Особливо великих величин вони досягають на південь від Африки і на південь від Австралії і Нової Зеландії - 3500-2500 МДж/м в рік. На позначці 60° пд.ш. ці втрати розподілені більш рівномірно по всьому кільцю океану і складають близько 1000-1200 МДж/м^2 на рік. Нульова ізолінія (ізолінія, за якої спостерігається не випаровування, а конденсація) проходить південніше полярного кола.

Сумарний за рік зовнішній тепловий баланс Південного океану негативний, тобто океан втрачає тепло, принесене водними масами з більш низьких широт. Річні значення зовнішнього бюджету тепла досягають найбільших негативних значень південніше Африки – до -1500 ..- 2000 МДж/м^2 На решті акваторії океану вони менше: -500 ..- I000 МДж/м^2.

Річний хід зовнішнього бюджету тепла має досить велику амплітуду. Влітку (січень) бюджет тепла позитивний на всій акваторії океану. Найбільші його значення 300-400, місцями до 500 МДж/м^2 на місяць спостерігаються поблизу північного кордону океану. На позначці 60° пд.ш. ці значення зменшуються до 200-300 МДж/м, проте в атлантичному секторі на цій широті спостерігаються значення до 400 МДж/м в місяць. У липні бюджет тепла всюди в межах Південного океану негативний. Його значення по всій не покритій льодом акваторії океану від -300 до -400, місцями до -500 МДж/м^2 на місяць.

Випаровування істотно в районах, розташованих на південь від Африки і Австралії, де воно досягає 100-150 см в рік. В Атлантичному і східній частині тихоокеанського секторів випаровування в північній зоні океану від 50 до 100 см, а на 60° пд.ш. в більшості районів менше 50 см в рік. На широті полярного кола випаровування зовсім небагато.

Різниця опади-випаровування в межах Південного океану всюди позитивна, хоча в районах на південь від Австралії, Нової Зеландії та Африки річні суми опадів майже рівні випаровуванню. На решті акваторії океану різниця опади-випаровування становить близько 50 см, або трохи більше - місцями до 70 см в рік [2].

1.2.3 Циркуляція вод

У Південному океані система циркуляції вод складається з двох течій: направленої із заходу на схід циркумполярної течії, яка також називається Антарктичною круговою течією, Західним дрейфом або плином Західних вітрів; і йде в зворотному напрямку вздовж берегів Антарктиди течії Східних

вітрів, що називається також Антарктичним прибережним плином. Між ними проходить улоговина динамічного рельєфу, якої відповідає антарктична дивергенція.

Динамічний рельєф знижується в бік Антарктиди, починаючи приблизно з 40° пд.ш. В середньому це зниження від найбільш високих відміток (у центрах субтропічних колообігів) до найнижчих, в антарктичної дивергенції становить 150 динамічних см. Ця зона охоплює південні периферії субтропічних антициклонічних колообігів: Північно-Атлантичний, Північно-Індоокеанском і Північно-Тихоокеанське течії і циркумполярних течій. Північну межу циркумполярної течії в поверхневому шарі визначити досить важко, так як у напрямку воно збігається з течіями південних периферій субтропічних круговоротів. Зазвичай цією межею вважають субантарктичний фронт, який у верхньому шарі вод добре помітний по значним меридіональним градієнтам температури і солоності і проходить південніше субтропічній конвергенції. З глибиною субтропічна конвергенція зміщується на південь і збігається з субантарктичний фронтом [10].

Південна межа циркумполярної течії (антарктична дивергенція) розташована приблизно уздовж південного полярного кола.

Стрижень Антарктичної Циркумполярної течії, тобто зона течії, якій відповідають згущення динамічних горизонталей на картах динамічного рельєфу і найбільш значні швидкості, не займає строго широтного положення. Найбільш північне положення він займає в східній частині Атлантичного і Індоокеанського секторах. У тихоокеанському секторі відбувається поступове зміщення стрижня течії на південь. Найбільш південне його положення відзначається в східній частині тихоокеанського сектора і в протоці Дрейка (62-63° пд.ш.). Далі на схід стрижень течії досить круто піднімається на північ на довготі 40-30° зх. проходить приблизно по 50° пд.ш., а ще далі на схід в районі нульового меридіана він зміщується до 48° пд.ш. - це найпівнічніша його положення. Таким чином, різниця в положенні стрижня течії на різних довготах досягає 15° по широті [4].

Уздовж стрижня циркумполярної течії проходить антарктична конвергенція, яка називається також південним полярним фронтом і служить північною межею Південного океану.

Питанням з'ясування причини незональності Антарктичної Циркумполярної течії займалися деякі автори, однак цілком переконливого пояснення цьому факту поки немає. Слід зазначити, що результати дослідження швидкості вітру над Південним океаном свідчать про аналогічну незональних в положенні максимальних швидкостей вітру [4].

Геострофічні швидкості циркумполярної течії невеликі. Навіть в стрижні течії вони складають 10-15 см·с$^{-1}$ і дуже повільно зменшуються з глибиною [4]. Б.А.Тареев і А.В.Фомічев оцінили швидкості чисто дрейфової течії за формулою Екмана і показали, що на поверхні ці швидкості мають ту ж величину, що і геострофічні, тобто близько 16 см·с$^{-1}$. Названими авторами було також показано, що дрейфовий перенос має значну меридіональну (північну) складову.

Незважаючи на те, що швидкості Течія Західних вітрів невеликі, поширюється воно, мабуть, у всій товщі води до самого дна, тому його витрата досягає дуже великої величини: 160-190 · 10 м^3·с$^{-1}$ [4, 5].

Антарктична прибережна течія огинає весь континент; там, де суша утворює виступи, протягом набуває меридіональний напрям. Найдалі на північ виступає Антарктичний півострів (Земля Грейама), Уздовж півострова протягом прямує на північ, потім під впливом Південно-Антільського хребта все більш відхиляється на схід і разом з південним краєм циркумполярних течія утворює циклонний круговорот в атлантичному секторі Південного океану [6].

У придонному шарі вода переміщається в тому ж напрямків, що і вся її товща. Доказом саме такого напрямку руху є зміна температури донної антарктичної води уздовж паралелей від моря Уеддела, де вона формується, на схід.

Поблизу Антарктичного континенту в смузі східних вітрів течія направлена зі сходу на захід - Антарктична прибережна течія (або течія Східних вітрів). Ця течія охоплює верхній шар води, але в атлантичному секторі поширюється і в глибинний шар. Швидкості течії Східних вітрів різні на різних його ділянках. Є відомості про те, що вони можуть досягати значних величин. Так, уздовж крижаного бар'єра Росса відзначалися швидкості до 100-150 см·с$^{-1}$.

1.2.4 Вертикальна структура і водні маси Південного океану

У Південному океану спостерігається вертикальна структура вод, що відрізняється від структури інших океанів, яка зазвичай називається антарктичної структурою. Термохалійна стратифікація тут виражена слабо, а збільшення щільності з глибиною невелика. Проте окремі шари води все ж відрізняються за своїми характеристиками завдяки різним процесам їх формування. Відповідно з цими відмінностями в Південному океані можна виділити структурні зони, яким відповідають такі водні маси: поверхнева, холодна підповерхнева, глибинна верхня, глибинна нижня, донна.

Поверхнева вода. Поверхнева водна маса має зимову і літню модифікації. У зимовий сезон тривале охолодження і осолоненя внаслідок інтенсивного

льодоутворення створюють сприятливі умови для глибокої конвекції, яка в Південному океані досягає 200 м. В шарі конвекції формується зимова модифікація поверхневої вода. Температура цієї води змінюється по акваторії океану від -1° С поблизу його північного кордону до -1,9° С в найпівденнішій частині, де проходить процес льодоутворення. Солоність води змінюється від 34,0 до 34,6% відповідно.

Влітку відбувається прогрівання верхнього шару води, танення льодів і опріснення цього верхнього шару. Знижена (до 33,8%) солоність створює значну вертикальну стійкість на кордоні опрісненного шару, яка перешкоджає перемішуванню його з нижчележачою водою. Товщина річного прогріву неоднакова, вона змінюється від 100-120 м поблизу північного кордону до 40 м на крайньому півдні, але повсюдно в межах Південного океану залишається менше глибини зимової конвекції. Температура води в верхньому шарі влітку підвищується до 4-5° С на півночі океану і до -1,5° С на півдні біля берегів Антарктиди. Нижче цього шару зберігається більш холодний прошарок.

На деякій широті щільність поверхневої антарктичної води виявляється більше щільності більш теплих субантарктичних вод, тому далі ця вода вже не може поширюватися по поверхні і опускається вниз, змішуючись про субантарктичними водами. В результаті змішування утворюється нова водна маса, яка відповідно до її щільності займає проміжний шар. Ця водна маса, що отримала назву субантарктичної проміжної води, поширюється (як уже було показано) далеко на північ в Атлантичному, Індійському і Тихому океанах.

Зона змішування вод - антарктична конвергенція - збігається зі стрижнем течії Західних вітрів. Хоча в цій зоні відбувається занурення поверхневої антарктичної води, постійне надходження цієї води з півдня підтримує в зоні конвергенції значні горизонтальні градієнти гідрологічних характеристик, особливо температури води, тобто зона конвергенції є фронтальною зоною (південний полярний фронт), що відокремлює антарктичну зону від субантарктичної.

Підповерхнева вода. Холодна прошарок, що зберігається в літній сезон як залишок зимового охолодження, являє собою підповерхневу водну масу. Її характеристики залишаються тими ж, що і характеристики усього шару конвекції в зимовий сезон. Зрозуміло, на верхній і нижній межах підповерхневого шару вони дещо змінюються внаслідок перемішування з поверхневою і підстильної водою, але в ядрі шару залишаються майже незмінними. Глибина залягання ядра неоднакова, вона збільшується з півдня на північ від 75 до 200, а місцями до 300 м.

Глибинні води. Холодний підповерхневий шар в Південному океані підстилається глибинною водою, яка складається з двох шарів. Верхній шар

цієї води має максимум солоності і максимум температури, нижній - тільки максимум солоності. Надходять ці води з півночі, а в Індоокеанському і тихоокеанському секторах переносяться із заходу. У межах Південного океану глибинні вода піднімаються до поверхні. Особливо помітний цей підйом поблизу зони антарктичної дивергенції, де вертикальні складові швидкості спрямовані вгору. Нижня межа верхньої глибинної води змінюється з півночі на південь від 1750 до 1000 м, а ядро – від 1000 до 500-300 м. Температура верхньої глибинної води від -0,5 до 3,1° С, солоність 34,3-34, 4%. Іноді цю воду називають теплою проміжної водою [10].

Нижня межа нижньої глибинної води піднімається з півночі на південь від 4000 до 1500 м. Температура її нижче температури верхньої глибинної води, а солоність вище і досягає 34,66-34,68%.

Донна вода. Найбільш щільна в Світовому океані вода, яка займає придонний шар нижче 4000 м, утворюється в Південному океані. Як уже згадувалося раніше, основним з районів її формування є море Уеддела, яке володіє широким шельфом. Зовнішній край шельфу поступово переходить в материковий схил, що опускається до океанічного ложу Африкансько-Антарктичної улоговини. Центральна велика частина улоговини має глибину більше 5000 м. У зимовий сезон на шельфі моря Уеддела утворюється вода високої щільності завдяки низькій її температурі і досить високої солоності. Інтенсивне льодоутворення призводить до того, що солоність води підвищується до 34,62%, а температура опускається до -1,9° С. Тільки після цього вода набуває таку щільність (більше 27,87 ум.од.), що може опускатися про шельфу по схилу в більш глибокі шари. Поблизу материкового схилу вона змішується з глибинної водою, температура якої близько +0,5° С, а солоність 34,68%. В результаті змішування утворюється вода з температурою близько -0,9° С і солоністю 34,65%. Ця вода має щільність більшу, ніж щільність глибинної води, і опускається в придонний шар. Далі вона поширюється на північ і на схід і заповнює придонний шар в трьох океанах; Атлантичному, Індійському і Тихому. Тільки в Північний Льодовитий океан, який огороджений високими порогами, антарктична донна вода не потрапляє [9].

1.2.5 Основні риси просторового розподілу гідрологічних і гідрохімічних характеристик

Температура води. У зимовий сезон (серпень) температура води на поверхні Південного океану майже всюди негативна. Поблизу узбережжя Антарктиди вона опускається до -1,9 і поступово підвищується на північ до -1° С приблизно на 60° пд.ш. в атлантичному і Індоокеанском секторах і на 62-65° пд.ш. – в

тихоокеанському секторі. Далі на північ температура води переходить через 0° С і до північного кордону Південного океану досягає 2-3° С. У літній сезон (лютий) температура верхнього гомогенного шару підвищується менш ніж на 1° С в районах, прилеглих до берегів Антарктиди, і на 2-3° С поблизу північного кордону.

На глибинах до 200 м під верхнім злегка прогрітим в літній сезон шаром зберігається зимова температура води, а на глибині 300 м температура підвищується і стає майже всюди позитивною. На південь від 60° пд.ш. найбільш висока температура води спостерігається на глибинах 500-1000 м. Навіть поблизу берегів Антарктиди вона близько 0,5° С. У нижній глибинної воді температура трохи знижується. На горизонту 2000 м ізотерма 1° С відступає на північ від Антарктичного континенту в порівнянні про горизонтами 500 і 1000 м. У глибинному шарі Південного океану на 2000 і 3000 м відзначаються найвищі меридіональні градієнти температури, які ніде більше в глибинних водах Світового океану невідомі . Так, на глибині 2000 і зміна температури води досягає 2° С на 10° широти, в той час як на тій же глибині в Тихому океані температура води на всій його довжині змінюється не більше ніж на 0,5-0,4° С.

Температура донної води (4000 м), як уже зазначалося, негативна в атлантичному і Індоокеаньскому секторах, а в тихоокеанському секторі стає позитивною майже всюди, за винятком південної околиці улоговини Беллінсгаузена, що примикає до моря Росса, де температура донної води близько -0,2° С.

Солоність. В шарі зимової конвекції солоність в серпні майже всюди в Південному океані вище 34%. У лютому солоність поверхневої води знижується за рахунок танення льодів. Поблизу Антарктиди вона місцями не перевищує 33%, але в основному в цей сезон вона змінюється з півдня на північ від 33,5 біля узбережжя до 33,8-33,9% поблизу північного кордону океану.

Солоність холодного підповерхневого шару відповідає солоності поверхневої води в зимовий сезон, тобто близько 34% і трохи вище. На горизонті 200 м значення солоності помітно перевищують 34.5%, особливо в зоні антарктичної дивергенції, де вони досягають 34,5% завдяки підйому більш солоної глибинної води. До північного кордону океану солоність зменшується до 34,1-34,2% [3].

На нижчих горизонтах підвищення солоності ще помітніше: на 300 м вона перевищує 34,5% в зоні дивергенції і близько 34,26% у північного кордону, на 500 і 1000 м вона досягає 34,7% в південній частині океану і близько 34,5% на півночі, а на глибині 2000 м солоність між південним полярним колом і 60° пд.ш. місцями більш 34,75%. На глибині 4000 м солоність від 34,65 до 34,70%.

1.2.6 Хвилювання і лід

Хвилювання. Стійкі вітри, які спрямовані над більшою частиною акваторії Південного океану із заходу на схід, і відсутність материків або великих островів, що розчленовують океан в меридіональному напрямку, забезпечують розвиток гранично великих хвиль для будь-якої швидкості вітру. Найбільш сильні вітри і, отже, найбільші розміри хвиль спостерігаються в поясі 50-60° пд.ш. Тривалі шторми в цій зоні можливі в будь-який час року. Річний хід хвилювання виражений слабо. Імовірність хвиль висотою 5 м і більше взимку (серпень) становить на різних широтах від 25 до 35%, а влітку (лютий) досягає 15-25%. У центрі пояса найбільш сильних штормів (55° пд. ш.) ймовірність хвиль висотою понад 8,5 м становить 4-8%. Хвилі 3% – забезпечення на цій широті можуть досягати висоти 20-25 м.

На південь від 60° пд.ш. ймовірність сильного хвилювання зменшується. Особливо змінюються характеристики вітру і хвилювання південніше 65° пд. ш.. Циклони тут зазвичай мають невеликі розміри, тому і розгони хвиль невеликі. Розвитку хвилювання заважають також виступи Антарктичного континенту, скупчення льодів і айсберги. Найбільш сприятливим часом року для появи тут великої брижах є літо, коли відсутність льодів не заважає її проникненню з півночі. У прибережній частині вітрове хвилювання направлено зі сходу на захід завдяки східним вітрам, однак висота хвиль рідко перевищує 4-5 м [8].

Льоди. Сталий освіту морського льоду в Південному океані починається в березні як на чистій воді поблизу Антарктичного континенту, так і серед залишкових дрейфуючих льодів. Освіта первинних форм льоду може початися і в літні місяці при вторгненні холодних мас повітря про континенту, але влітку цей процес нестійкий, при зміна погоди річний лід швидко тане.

В результаті утворення молодих форм льоду на відкритій воді і дрейфу утворилися льодів під дією вітру і течій кордон льодів в першу половину зими досить швидко переміщається на північ. Найбільша швидкість переміщення кордону льодів спостерігається в червні [1,7]. До серпня рух кордону сповільнюється і в вересні вона займає, мабуть, найбільш північне положення. З року в рік становище кордону льодів не залишається постійним, воно залежить від інтенсивності льодоутворення та швидкості дрейфу криги в кожну конкретну зиму, на в середньому крайнє її положення в кінці літа знаходиться між 61° і 64° пд.ш.

Льоди Південного океану всередині кордону їх поширення не утворюють суцільного покриву, як в Арктичному басейні, де чистої води в зимовий сезон

майже немає. Завдяки тому, що в Південному океані немає природної (континентальної) кордону на півночі, льоди вільно переміщаються, утворюючи простір чистої води (або дуже, розрідженого льоду). З цієї причини в Південному океані торошення льодів розвинене слабо. Морські льоди Південного океану постійно виносяться в більш низькі широти, тривалість їх існування обмежена, "пакових льодів" подібних арктичним, тут, по суті, немає. Основну частину складають молоді льоди, зустрічаються і однорічні. Багаторічний лід зберігається в бухтах у вигляді нерухомого льоду, але площа його невелика. Майже вся маса льодів осіннього та зимового освіти руйнується до кінця літнього сезону.

Поблизу Антарктичного континенту льоди переміщаються в основному на захід під дією східних вітрів. Виступи континенту перепиняють рухомим льодах шлях і відхиляють їх на північ. З цієї причини райони, прилеглі до східного узбережжя півостровів і мисів, зазвичай забиті плавучими льодами, які зберігаються і влітку, в той час як райони, розташовані біля західних берегів цих же півостровів і мисів, найчастіше залишаються вільними від льоду навіть в зимовий час [7].

2 КОЛИВАННЯ РІВНЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ ТА МЕТОДИ ЙОГО ВИМІРЮВАННЯ

2.1 Причини коливання рівня Світового океану

Рівнем моря називається висота поверхні моря, вільна від впливу вітрових хвиль і брижах, яка вимірюється щодо умовного горизонту.

Рівневою поверхнею називається поверхня морів і океанів, нормальна до напрямку сили тяжіння.

Вільна поверхня Світового океану, що не обурена динамічними факторами (припливи, течії та ін.), Визначає фігуру, яка називається геоїдом. Але спостереження над рівнем моря в будь-якій точці Світового океану показують, що його справжня поверхня не залишається в спокої, а знаходиться в безперервному коливанні під впливом багато сил і відхиляється від поверхні геоїда. Ці сили можна об'єднати в наступні основні групи:

• коливання рівня моря, викликані гідрометеорологічними процесами. Ці коливання обумовлені впливами таких факторів, як атмосферний тиск, вітер, опади, випаровування, річковий стік, теплові процеси в море і т.д.

Коливання рівня, викликані зміною атмосферного тиску, представляють статичну реакцію води на зміну атмосферного тиску. При підвищенні атмосферного тиску на 1 ГПа рівень моря знижується на 1 см, і навпаки. Коливання рівня, викликані безпосередньою дією вітру, можуть бути досить значними. Сезонні коливання рівня нерідко пов'язані з мусонними вітрами, викликають коливань рівня і бризові вітри. Значні коливання рівня в мілководних районах Світового океану викликають вітри наганянь зганяння, що виникають, як правило, при проходженні циклонів. Коливання рівня внаслідок нерівномірності в процесі надходження (опади, річковий стік) або витрати води (випаровування) також можуть бути досить значними. Так, сильні зливові опади можуть викликати короткочасні різкі підйоми рівня. Деякий підйом рівня має місце в безпосередній близькості від гирла річки за рахунок річкового стоку.

Коливання рівня, викликані зміною щільності води, пов'язані зі зміною її солоності і особливо температури. Так, в літню пору при зменшенні щільності води збільшується її обсяг, а, отже, підвищується рівень. У зв'язку з рівномірним і відносно постійним розподілом теплих (підвищений рівень) і холодних (знижений рівень) областей має місце більш-менш постійне неоднакове стояння рівня цих областей (зниження рівня в полярних областях і підвищення в тропічних зонах).

Розглядаючи гідрометеорологічні причини коливання рівня, слід мати на увазі комплексний характер процесів, що впливають на стан рівної поверхні. В одних випадках може спостерігатися комбінація однаково спрямованих процесів, в інші випадках їх співвідношення може бути іншим [13].

Річний хід рівня в північній півкулі обумовлений термодинамічними макропроцесами, що відбуваються в тісній взаємодії одночасно в атмосфері і гідросфері. На основі вивчення режиму рівня в різних районах північної півкулі можна виділити наступні типи річного ходу рівня.

Мусонний тип. Характерний для північній частині Індійського океану, східного узбережжя Азії з мусонної циркуляцією вітрів, яка наганяє води до берегів континентів влітку і віджимає їх взимку. Річний хід рівня має добре виражений максимум в серпні-вересні і мінімум в лютому.

Зональний тип. Спостерігається в зонах впливу західно-східного перенесення, якими є північно-західні береги Європи і Північної Америки. Інтенсивність цього процесу залежить від теплових контрастів між екваторіальній і полярної областями. В осінньо-зимовий період, коли панує зональний західно-східний перенос, в зазначених зонах відбувається підвищення рівня, а в літній час - зниження. Максимум річного ходу рівня спостерігається в грудні-січні, а мінімум – в червні-серпні.

Сезонний тип. Характерний для внутрішніх морів, у водному режимі яких істотну роль відіграє річковий стік (Чорне, Азовське, Каспійське і ін.), А також для прируслових районів океанів. Річний хід рівня залежить від сезонів року, з якими пов'язані періоди повені річок. Максимум рівня зазвичай спостерігається у весняно-літній період [3].

Бризовий тип. Щодо правильно повторювані, але невеликі за величиною коливання рівня, викликані бризовими вітрами, двічі на добу змінюють свій напрямок.

• вплив космічних сил на положення рівня моря. Припливоутворюючої сили Сонця і Місяця збуджують правильні за часом періодичні коливань всієї поверхні Світового океану.

• коливання рівня під впливом геодинамічних сил.

Геодинамічні сили викликають різні за характером коливання рівня.

Вікові коливання рівня обумовлені повільними вертикальними рухами суші – підняттям або опусканням. Слід мати на увазі, що ці коливання рівня є удаваними, так як вони походять не від змін самого рівня моря, а від підняття або опускання берега, на якому встановлена водомірна рейка. Прикладом може служити Ботнічна затока Балтійського моря, де суша повільно піднімається, а рівень моря знижується.

Тектонічні коливання рівня – коливання рівня моря, викликані землетрусом, моретрусом, виверженням підводних і надводних вулканів. Ці явища викликають різкі і часто катастрофічні коливання рівня моря (цунамі, сильні сейші).

• евстатичні коливання рівня - зміни рівня Світового океану, пов'язані зі змінами загального обсягу води в ньому, а також зі змінами ємності морів і океанів.

Обсяг води Світового океану відчуває вікові коливання, пов'язані з настанням і відступом материкового крижаного щита Північної Америки і північно-західній частині Євразії. Під час найбільшого в четвертинному періоді зледеніння суші велика маса води Світового океану відклалася у вигляді материкового льоду на суші. В результаті цього рівень океану був на 120-150 м нижче сучасного. Надалі внаслідок потепління і відступу материкових льодів рівень Світового океану став підніматися і приблизно 6000 років тому стабілізувався. Однак тенденція до потепління в останні місяці викликала танення льоду і деякий підняття рівня.

Підраховано, що якщо розтопити льоди антарктичного району, рівень Світового океану підвищиться на 60 м, а при таненні всіх материкових льодів Землі рівень підвищиться ще більше.

Періодичні коливання рівня - коливання, які повторюються систематично через певний період часу (приливні коливання, сейші, вітрові хвилі). Найбільш правильні за часом періодичні коливання рівня обумовлені приливними явищами.

Неперіодичні коливання рівня виникають під впливом мінливого вітру, різких змін атмосферного тиску, опадів, річкового стоку, землетрусів, виверження вулканів і т.д. Неперіодичні коливання рівня можуть досягати досить великих значень і супроводжуватися катастрофічними наслідками (цунамі, тайфуни, наганянь зганяння явища).

Причини коливання рівня моря можна також поділити на дві групи:

а) об'ємні - пов'язані зі зміною обсягу води в басейні (опади, річковий стік, випаровування);

б) деформаційні - пов'язані з перерозподілом води в море (вітер, зміни атмосферного тиску, приливні явища, сейсмічні причини).

Зі схеми, що пояснює взаємодію чинників, які визначають підйом рівня Світового океану (рис. 1), слід, що першим поштовхом процесу є підвищення температури земної поверхні внаслідок парникового ефекту. Це потепління призведе до розширення води та підвищенню рівня океану на 25 см на кожен градус її потепління. Другим фактором є збільшення випаровування води, внаслідок чого при незначному зниженні температури поверхні моря

відбудеться посилення парникового ефекту. Підйом глобальної температури практично відразу відіб'ється на температурі діяльного шару океану, що одержує енергію безпосередньо від Сонця, але виявиться непомітним для глибших шарів. Вважають, що з потеплінням відбудеться послаблення океанічної циркуляції (яка залежить від різниці температур «нагрівача» і «холодильника»), а в зв'язку з цим - перебудова поверхневої і глибинної циркуляції [7].

Вплив снігового і льодовикового покривів на рівень океану. Найбільші маси снігу і льоду, як відомо, зосереджені в Антарктиді і Гренландії. Внаслідок того, що підвищення температури приполярних районів, судячи з існуючим моделям клімату, буде більшим, ніж середній планетарне, прямий вплив потепління на посилення танення і випаровування буде значним. Непрямий вплив проявиться в руйнуванні материкового і морського заледеніння (дегляціація). Однак загальний вплив цих процесів на заледеніння Землі може згладитись через зростання кількості опадів у вигляді снігу в полярних районах за рахунок загального зволоження клімату.

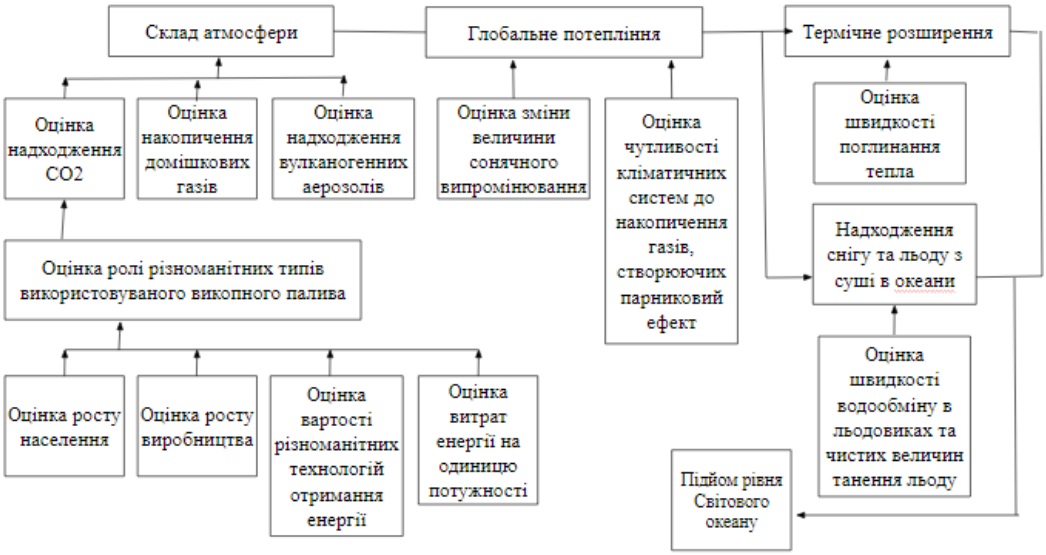


Рисунок 1 Співвідношення факторів, що впливають на підйом рівня Світового океану

2.2 Альтиметричні вимірювання

Супутникова альтиметрія - один з найважливіших активних методів моніторингу динамічної топографії Світового океану, який дозволяє також проводити оцінку висоти поверхневих хвиль і швидкості приводного вітру. Метод супутникової альтиметрії спочатку розробляється з урахуванням умов відкритого океану на відстанях від берегів не менше 20 км, де він забезпечує

заявленну точність вимірювань. Супутникові альтиметричні вимірювання регулярно проводяться з середини 1980 х рр. Серед них слід виділити наступні програми: серія російських супутників ГЕОІК (9 супутників), супутники Європейського космічного агентства ERS-1, ERS-2, ENVISAT, а також супутники TOPEX/Poseidon (T/P) і Jason-1, 2, що функціонують в рамках міжнародної програми моніторингу топографії поверхні Світового океану. Бази вихідних альтиметричних даних T/P (Тривалість роботи: з 1992 по 2002 рік), Jason-1 (тривалість роботи - з 2002 року по теперішній час) і Jason-2 (з 2008 р - по теперішній час), знаходяться у вільному доступі на сайті AVISO/Altimetry data center CNES ftp://avisoftp.cnes.fr.

В останні роки активно обговорюються можливості додатків супутникової альтиметрії для моніторингу прибережної зони, внутрішніх водойм (озер, річок, водосховищ) і на поверхні суші. В даний час є досвід успішного застосування таких вимірювань для визначення топографії льодового покриву Гренландії і Антарктиди, шорсткості товщини снігового покриву, а також пропонуються різні методи моніторингу внутрішніх водойм: великих озер, штучних водосховищ, затоплених територій, великих річок. Як показали дослідження останніх років, супутникова альтиметрія дає вимір висоти водної поверхні з точністю до декількох десятків сантиметрів не тільки для озер, а й для великих річок Південної Америки: наприклад, Амазонки, Парани, Парагваю і Уругваю, а також великих сібірских річок, а останнім часом були проведені дослідження гідрологічного режиму в низовинах Волги в період з січня 1992 по грудень 2003 року з використанням супутникової альтиметрії, які показали узгодженість з даними спостережень на гідропостах. В даний час в Лабораторії супутникових геофізичних і океанографічних досліджень (LEGOS, Тулуза, Франція) реалізована програма моніторингу рівня води в ряді великих водосховищ. Однак методи обробки альтиметричних даних, розроблені для умов відкритого океану, наприклад алгоритми ретрекінга Ocean-1, 2, які застосовуються при отриманні основного призначеного для користувача продукту супутникової альтиметрії Geophysical Data Record (GDR), зазвичай застосовуються для внутрішніх водойм з лінійними розмірами менше 10 км. Приклади таких водойм - більшість водосховищ, озерні частини яких, як правило, витягнуті уздовж річкових русел. Проблеми обробки альтиметричних даних для внутрішніх водойм дуже схожі з тими, які виникають при спробі моніторінга прибережної зони океану і в першу чергу пов'язані з спотворенням телеметричного сигналу при відбитті від поверхні суші і наземних споруд. У зв'язку з цим для відновлення процесів параметрів внутрішніх водойм потрібні спеціальні алгоритми ретрекінга, що враховують вплив суші. Спеціалізовані алгоритми ретрекінга необхідні і для відновлення властивостей підстильної

поверхні суші. Так, є успішні приклади використання супутниковою альтиметрії з приміненням алгоритмів Ice-1, 2 для визначення товщини льодового щита Антарктиди і Гренландії, для визначення параметрів снігового покриву в Канаді, для глобальної кластфікації властивостей підстильної поверхні (пустелі, гірські масиви, ліси, заболочені території і т.п.). Значні проблеми виникли при спробі використовувати дані супутникової альтиметрії для моніторингу Горьковського водосховища, яке має максимальну ширину 14 км і круті береги висотою 10-20 м. У цих умовах лише невелика частина відображених імпульсів задовольняє критерії надійності алгоритмів Ocean-1, 2, що викликає значну втрату даних в GDR базах супутників Jason-1, 2 і робить недостовірними результати такої обробки [4].

Метод супутникової альтиметрії заснований на певній висоті поверхні моря h щодо відлікового еліпсоїда по затримці часу приходу зондуючого імпульсу, відбитого від підстильної поверхні. Крім того, супутникова альтиметрія дозволяє вимірювати швидкість приводного вітру і суттєву висоту хвиль.Задачі дослідження динамічної топографії поверхні океану, які ставилися при конструюванні радіоальтиметричних супутників серії T/P і Jason-1, 2, вимагали просторового дозволу висоти поверхні моря не більше 5 км, що становить 1/10 характерного радіуса деформації Россби в океані для помірних широт. Такий дозвіл могло бути досягнуто за рахунок зменшення ширини діаграми спрямованості антени радіоальтіметра. Оцінки показують, що дозвіл 5 км досягається при довжині хвилі НВЧ випромінювання 2 см, висоті супутника 1000 км і великому діаметрі антени 5 м. При цьому ширина діаграми спрямованості антени мала і становить ~ 0,004, що дає великі похибки, пов'язані з визначенням положення точки надира. Так, відхилення антени 0.04 дає похибку у визначенні висоти 20 см. Ці недоліки усуваються за рахунок застосування радіоальтиметрів з порівняно широкою діаграмою спрямованості (1° – 2°). При цьому висока просторова роздільна здатність досягається за рахунок використання коротких телеметричних імпульсів.

При розсіянні радіохвиль від дифузійної поверхні сигнали, що приходять від різних її ділянок, складаються некогерентно і приймається сигнал пропорційний освітлюваної площі. Оскільки радіоальтиметр знаходиться на висоті, що набагато перевищує лінійні розміри випромінюючої антени, то на поверхню Землі падає короткий імпульс сферичної хвилі. При цьому в міру поширення імпульсу площа засвіченої плями зростає пропорційно часу протягом інтервалу, рівного тривалості зондуючого імпульсу, а потім залишається незмінною. Потужність приймаючого відбитого імпульсного сигналу зростає пропорційно площі. Відстань від поверхні визначається по положенню півширини переднього фронту імпульса. Просторове розширення

методу виявляється рівним $R_0 = \sqrt{h}c\tau_i$ (h - висота орбіти супутника, с - швидкість світла, τ_i - тривалість імпульсу, що випромінюється антеною альтиметра), тобто, чим коротше імпульс, тим краще просторове розширення. Для супутників Jason-1, 2 при продовженості імпульсу τ_i = 3,25 нс і висоті орбіти H = 1300 км просторове розширення дорівнює ~ 700 м.

Алгоритм визначення параметрів підстильної поверхні ґрунтується на апроксимації форми прийнятого альтиметром сигналу відомою формулою Брауна, висновок якої базується на моделі некогерентного розсіювання радіохвиль шорсткою поверхнею. Шляхом апроксимації форми відбитого імпульсу формулою Брауна в рамках алгоритмів Ocean-1, 2 визначаються його основні параметри: t_0 - середній час затримки імпульсу, відбитого від водної поверхні; τ_0 - ширина переднього фронту і A_{max} - максимальне значення потужності, які дозволяють знайти відповідно висоту орбіти супутника над поверхнею води h = $\frac{t_0 c}{2}$, істотну висоту хвиль і перетин зворотного розсіювання, яке в разі морської поверхні залежить передусім від швидкості вітру і SWH = 2s. Висота морської поверхні SSH визначається за формулою SSH = Altitude – Orbit - Corrections, де Altitude = h - висота орбіти супутника надводної поверхнею; Orbit - висота орбіти супутника щодо відліковго еліпсоїда; Corrections - поправки на стан атмосфери, стан підстильної поверхні, приприливи і т.д, які впливають на час прохождення сігналу [5].

Важливо відзначити, що точність вимірювання висоти супутника над морською поверхнею для альтиметрічних супутників T/P і Jason-1, 2 в умовах відкритого океану дуже висока і досягає 1,7 см, а рівень океану щодо відлікового еліпсоїда визначається з точністю 3,4 см. Похибки визначення цих та інших параметрів (швидкості вітру, істотної висоти хвилювання, перетину зворотного розсіяння і ін.). Висока точність альтиметричних вимірювань досяється за рахунок усереднення великого числа одиничних сильно нерегулярних телеметричних імпульсів по інтервалу часу, рівному 1 с. Зауважимо, що за цей час точка надира зміщується на 5,8 км, при цьому досягається декларована точність вимірювань. У той же час мінімальна просторова роздільна здатність даних супутникового альтиметра визначається тривалістю телеметричного імпульсу і дорівнює ~ 700 м (як зазначалося вище). Тимчасовий масштаб повторення вимірювань вздовж треку супутників T/P і Jason-1, 2 становить 9,916 добу.

3 АНАЛІЗ КОЛИВАНЬ РІВНЯ ПІВНІЧНО-ЛЬОДОВИТОГО ОКЕАНУ

3.1 Використані матеріали спостережень і методи їх обробки

Для аналізу коливань рівня на акваторії Північно-Льодовитого океану (ПЛО) і його морів були використані дані прибережних і острівних ГМС, а також дані супутникових альтиметричних спостережень. Масив вихідних даних, що використовувався в даній роботі, формувався на основі матеріалів спостережень представлених Глобальною системою спостережень за рівнем океану (GLOSS) http://WWW.pol.ac.ua/psmsl/datainfo/ (океанологічна лабораторія Праудмена).

Слід також зазначити, що оскільки нахил орбіти супутників TOPEX/Poseidon, Jason 1 та Jason 2, дані яких були використані в роботі, становить 66º, то і максимальна широта, на якій є ці спостереження також становить 66º. Внаслідок того, що частина акваторії ПЛО покрита льодами, що дрейфують, центральна частина океану залишається недослідженою. Але і акваторія, прилегла до материків освітлена спостереженнями вкрай нерівномірно. Відносно добре дослідженою є акваторія, прилегла до євразійського материка, як російська, так і скандинавська. Набагато гірше освітлена акваторія, прилегла до північноамериканського материка. Крім того, частина станцій, що належать до Росії, після розвалу СРСР на початку 90-х років також була закрита. Нижче наводяться дані по всіх використовуваних станцій. Для зручності подальшого аналізу вони розбиті на три групи: північноазіатської частини ПЛО, північноєвропейської частини ПЛО і північноамериканські станції.

Станції північноазіатської частини ПЛО. До них відносяться станції, розташовані в морях Карському, Лаптєвих, Східносибірському і Чукотському. Інструментальні виміри рівня моря в російських арктичних морях почалися в 1920-х, причому проводилися вони тільки в літній період і, як правило, короткими серіями. Стаціонарні спостереження почалися в Карському морі (острів Діксон) в 1933 році в морі Лаптєв (затока Тіксі) в 1934 році, в Чукотському морі (мис Шмідта) в 1935 році, а в Східносибірському морі (затока Амбарчік) в 1939 році. В середині 1980-х років було встановлено 53 станції з спостережною програмою рівня моря. Як результат економічних проблем в Росії, багато станцій були закриті в 1990-х роках, і в даний час їх нараховується 7 в Карському та Лаптєвих, 5 в Східносибірському та 2 в Чукотському морях. Пункти спостережень розташовані досить нерівномірно, є райони, де на протязі 500 км по узбережжю спостереження не проводяться. В арктичних морях відсутні капітальні установки футштоків і мареографів, тому

зимові та літні спостереження проводяться, як правило, в різних місцях. При перенесенні футштоків доводиться переривати спостереження. Устаткування пунктів спостережень за рівнем і проведення спостережень ускладнюються суворістю кліматичних умов, наявністю широкого мілководдя або обривистих берегів, відсутністю будівельної техніки, труднощами закладки фундаментальних реперів в умовах вічної мерзлоти і проведення нівелювання та інше. Все це, природно, знижує якість отриманих матеріалів спостережень і змушує серйозно ставитись до їх критичної оцінки та аналізу. Для дослідження сезонних і багаторічних коливань рівня використані результати спостережень за рівнем на 11 полярних станціях Північноазіатського сектору з 1960 по 2013. З них 6 станцій розташовано в Карському морі, 3 – в море Лаптєвих, 1 – в Східносибірському морі, і 1 – в Чукотському. Дані про ці станціях наведені в табл.3.1.

Таблиця 3.1 Станції північноазіатського сектора ПЛО, представлені в каталозі даних GLOSS

№	Назва станції	Широта	Довгота	Часовий інтервал даних	% виконання	Море
		°пн.ш.	°сх.д.			
1	Амдерма	69,75	61,70	1950 – 2013	98	Карське
2	О-в Візе	79,50	76,98	1953 – 2013	95	Карське
3	Мис Сопочна Карга	71,87	82,70	1958 – 2013	95	Карське
4	О-ви Ізвестій ЦІК	75,95	82,95	1954 – 2013	99	Карське
5	О-в Голомяний	79,55	90,62	1954 – 2012	95	Карське
6	Мис Челюскін	77,72	104,30	1950 – 2012	86	Карське
7	О-в Дунай	73,93	124,50	1951 – 2011	98	Лаптєвих
8	Бухта Тіксі	71,58	128,92	1949 – 2010	100	Лаптєвих
9	Кігілях	73,33	139,87	1951 – 2013	100	Лаптєвих
10	Певек	69,70	170,25	1950 – 2013	92	Східносибірське
11	Ванкарем	67,83	-175,83	1950 – 2007	89	Чукотське

Станції північноєвропейської частини ПЛО. У морях Європейського басейну ПЛО інструментальні спостереження за рівнем моря проводились ще в XIX в. Однак спочатку ці спостереження носили уривчастий характер і призначалися для отримання даних, необхідних для оцінки основних характеристик приливних коливань рівня моря. Регулярні інструментальні спостереження за рівнем моря були розпочаті в цьому морі на станції Баренцбург в 1948 р, в Норвезькому морі на станції Хейсджо в 1928 р, в

Баренцовому морі на станції Мурманськ в 1952 р, в Північному морі на станції Ставангер спостереження почалися ще в 1919 році. Протягом 1960-1980-х рр. спостереження за рівнем моря в цьому регіоні велися майже на 30 станціях, розташованих на материковому узбережжі і островах. Для дослідження будуть використані найбільш повні ряди даних, які представлені в таблиці 3.2.

Таблиця 3.2 Станції північноевропейського сектору ПЛО, представлені в каталозі даних GLOSS

№	Назва станції	Широта	Довгота	Часовий інтервал даних	% виконання	Море
		°пн.ш.	°сх.д.			
1	Малой	61,94	5,11	1943 – 2017	94	Норвезьке
2	Ставангер	58,97	5,73	1919 – 2017	91	Північне
3	Крістіансунн	63,11	7,73	1952 – 2017	98	Норвезьке
4	Хеймсджо	63,43	9,10	1928 – 2017	96	Норвезьке
5	Рорвік	64,86	11,23	1969 – 2017	98	Норвезьке
6	Баренцбург	78,07	14,25	1948 – 2016	93	Ґренландське
7	Кабельвог	68,21	14,48	1948 – 2017	98	Норвезьке
8	Харстад	68,80	16,55	1952 – 2017	95	Норвезьке
9	Тромсо	69,65	18,96	1952 – 2017	98	Норвезьке
10	Хамерфест	70,66	23,68	1955 – 2017	90	Норвезьке
11	Хоннінгсвог	70,98	25,97	1970 – 2017	95	Норвезьке
12	Мурманск	68,97	33,05	1952 – 2016	98	Баренцево
13	Рейк'явік	64,15	-21,94	1956 – 2017	97	Ґренландське

Однак в 1990-х рр. відбулося помітне скорочення російської мережі полярних станцій і програм гідрометеорологічних спостережень.

Станції північноамериканського сектора ПЛО. Як зазначалося вище, спостереження за коливаннями рівня океану в північноамериканському секторі ПЛО представлені в мізерній кількості. В каталозі рівневих спостережень GLOSS було знайдено всього 9 станції, розташованих вище 60º пн.ш., але деякі з них давно припинили свою діяльність, а на деяких з них кількість спостережень становить менше 50% від можливого числа спостережень. Тож для розрахунків були використані дані двох станцій, які представлені в табл.3.3.

Таблиця 3.3 Станції північноамериканського сектора ПЛО, представлені в каталозі даних GLOSS

Назва станції	Широта	Довгота	Часовий інтервал даних	% виконання	Море
	º пн.ш.	º зх.д.			
Прудхо Бей	70,40	148,53	1994 – 2017	95	Бофорта
Улухакток	70,74	117,76	2003 – 2012	82	Бофорта

Таким чином, для аналізу були обрані чотири станції. Перша - Прудхо Бей, розташована на північному узбережжі Аляски, друга станція Улухакток, розташована на острові Вікторія, Канадського арктичного архіпелагу. На жаль, вся інша акваторія північноамериканського сектора океану (від 10 до 118º зх.д.) залишилася неосвітленою спостереженнями.

Станції Піденного океану. В даному секторі спостереження за рівнем моря почалися в середині XX століття на станціях Мелшор, Алміранте Браун (1957р.), Аргентинські острови (1958 р.). Проте, цей регіон досить мало оснащений ГМС, усього в базі даних GLOSS їх налічується 18, при тому, що майже половина з них завершили свою діяльність, чи мають досить неякісний ряд даних. Саме тому до аналізу було взято 10 станцій, які представлені в талиці 3.4.

Таблиця 3.4 Станції Південного океану, представлені в каталозі даних GLOSS

№	Назва станції	Широта	Довгота	Часовий інтервал даних	% виконання
		ºпд.ш.	ºсх.д.		
1	Скот Бейс	77,85	166,77	2001 – 2016	82
2	Кейп Робертс	77,03	163,19	1990 – 2009	82
3	Кейсей	66,27	110,52	1996 – 2008	82
4	Девис	68,45	77,97	1993 – 2010	88
5	Мавсон	67,60	62,88	1992 – 2009	94
6	Сйова	69,00	39,57	1975 – 2015	92
7	Ротера	67,57	-68,13	2003 – 2013	92
8	Аргентинські о-ви	65,25	-64,26	1958 – 2014	98
9	Пуерто Соберанія	62,48	-59,63	1984 – 2002	96
10	Академік Вернадський	65,25	-64,26	1992 – 2017	92

На першому етапі досліджень представляється вкрай важливим отримати основні статистичні характеристики багаторічних коливань рівня на окремих станціях і їх просторовий розподіл, оцінити основні параметри багаторічних

змін становища середнього рівня, визначити його основні тенденції. У зв'язку з цим первинним завданням є виявлення лінійного тренда в багаторічних змінах рівня моря, оцінка його величини і виключення з подальшого аналізу. Необхідно відзначити, що якщо раніше передбачалося, що за величиною лінійного тренда можна судити про швидкість вертикальних рухів земної кори (виходячи з гіпотези про незмінність положення поверхні моря за період дослідження), то в даний час стало очевидним наявність довгоперіодного тренда в коливаннях рівня моря, обумовленого кліматичними змінами. Розділити ці складові, оперуючи тільки даними спостережень за коливаннями рівня, практично неможливо. Для оцінки лінійного тренда в коливаннях рівня моря, як правило, використовується величина коефіцієнта рівняння лінійної регресії, що зв'язує величину середньорічного рівня з номером року. Обчислення величини лінійного тренда і середнього рівня здійснюється на основі методу найменших квадратів.

3.2 Коливання рівня в Північно-Льодовитому океані

3.2.1 Коливання рівня в азіатському секторі ПЛО

Арктичні моря майже повністю розташовані на континентальному шельфі Північного Льодовитого океану. Характерною особливістю цього шельфу є його мелководность. Так, на більшій частині площі морів Лаптєвих і Чукотського глибина не перевищує 50 м, а Східно-Сибірського - 30 м.

Найважливішими причинами, що викликають сезонні і багаторічні коливання рівня в арктичних морях, є зміни щільності морської води, пов'язані з коливаннями її температури і солоності, атмосферного тиску, швидкості і напряму вітру, річковий стік, сучасні вертикальні рухи земної кори. Внесок кожного з цих факторів (виключаючи останній) в сезонні коливання рівня арктичних морів змінюється від року до року. На островах, розташованих на краю континентального шельфу, сезонні зміни рівня відбуваються головним чином за рахунок атмосферного тиску, в морях Карському, Лаптєвих і Чукотському вплив вітру і атмосферного тиску приблизно однаковий, а на узбережжі Східно-Сибірського моря вони більшою мірою визначаються вітром.

Міжрічна зміна сезонних коливань рівня пояснюється інтенсивністю сезонних коливань визначальних чинників і збігом або розбіжністю їх дії за часом. За середньобагаторічними даними в Карському морі мінімальний рівень відзначається в квітні, а максимальний - в жовтні і грудні. У морях Лаптєвих і Східно-Сибірському низькі рівні спостерігаються в березні-квітні, а високі - в

липні і жовтні. У Чукотському морі мінімум рівня також відзначається в березні-квітні, а максимум - в жовтні-листопаді. Величина сезонних коливань рівня в пунктах спостережень, розташованих на островах арктичних морів, становить 13-17 см, на більшості материкових полярних станцій 20-30 см, а в Чукотському морі – 40 см. В окремі роки величина сезонних коливань рівня в арктичних морях може помітно відрізнятися від среднемноголетней. При цьому час настання максимуму і мінімуму річного ходу рівня може не збігатися з зазначеними середньобагаторічний термінами. Нерідко буває так, що зимовий максимальний рівень перевершує річний. Величина сезонних коливань рівня значно змінюється від року до року, досягаючи в окремі роки 50 см [12, 13,14].

Для оцінки багаторічної мінливості рівня арктичних морів були проведені розрахунки тренда багаторічного ходу середньорічних висот рівня моря на мережі прибережних гідрометеорологічних станцій (ГМС) арктичного басейну. Всього в обробку були включені 11 материкових і острівних станцій Карського моря (6 ГМС), моря Лаптєвих (3), Східно-Сибірського (1) і Чукотського (1) морів, період спостережень на яких склав не менше 50-60 років (табл. 3.5). З розрахунків були виключені станції з короткими (менше 30 років) рядами і з великими пропусками даних (менше 75%).

Таблиця 3.5 Відомості ГМС та супутникові спостереження північноазіатського сектору арктичного басейну

№	Назва станції	Часовий інтервал даних	Тренд, мм/рік		
			1960-1990	1990-2013	1960-2013
1	Амдерма	1950 – 2013	0,62	5,27	4,72
2	О-в Візе	1953 – 2013	0,68	-1,68	0,15
3	Мис Сопочна Карга	1958 – 2013	-0,25	-0,17	2,39
4	О-ви Ізвестій ЦІК	1954 – 2013	0,47	-1,74	-0,41
5	О-в Голомяний	1954 – 2012	-0,61	-2,75	0,19
6	Мис Челюскін	1950 – 2012	1,59	-4,53	1,96
7	О-в Дунай	1951 – 2011	2,69	4,53	3,21
8	Бухта Тіксі	1949 – 2010	2,00	1,82	2,12
9	Кігілях	1951 – 2013	-1,15	-0,74	1,32
10	Певек	1950 – 2013	5,05	4,63	4,57
11	Ванкарем	1950 – 2007	5,00	2,79	4,69
12	Супутник	1993 – 2017	–	3,64	-

Розрахунки рівенних трендів проводилися на основі часових рядів середньомісячних значень рівня моря, отриманих, в свою чергу, за даними термінових спостережень на ГМС за періоди, зазначені в таблиці 3.5.

Аналіз результатів показав, що на станціях Амдерма, Дунай, Тіксі, Певек, Ванкарем в тій чи іншій мірі простежується тенденція до підвищення середньорічних висот рівня моря. В цілому, за результатами розрахунків, розмах багаторічної мінливості позитивного тренда рівної поверхні на цих станціях за досліджуваний період (1960-2013 гг.) склав від 2,12 до 4,72 мм/рік.

Майже на всій мережі станцій Карського моря відзначається багаторічний зростання рівня моря від 0,15 мм (ГМС о.Візе за період 1953 - 2013 роки.) До 4,72 мм (ГМС Амдерма за період 1950 - 2013 роки.), окрім Ізвестій ЦІК, тут тренд з 1954 по 2013 складає -0,41. Природно, характеристики трендів в рядах істотно залежать від того, який фрагмент загального процесу використовується в розрахунках. І чим коротше цей фрагмент, тим більш імовірно, що оцінки тренда завищуються або занижуються.

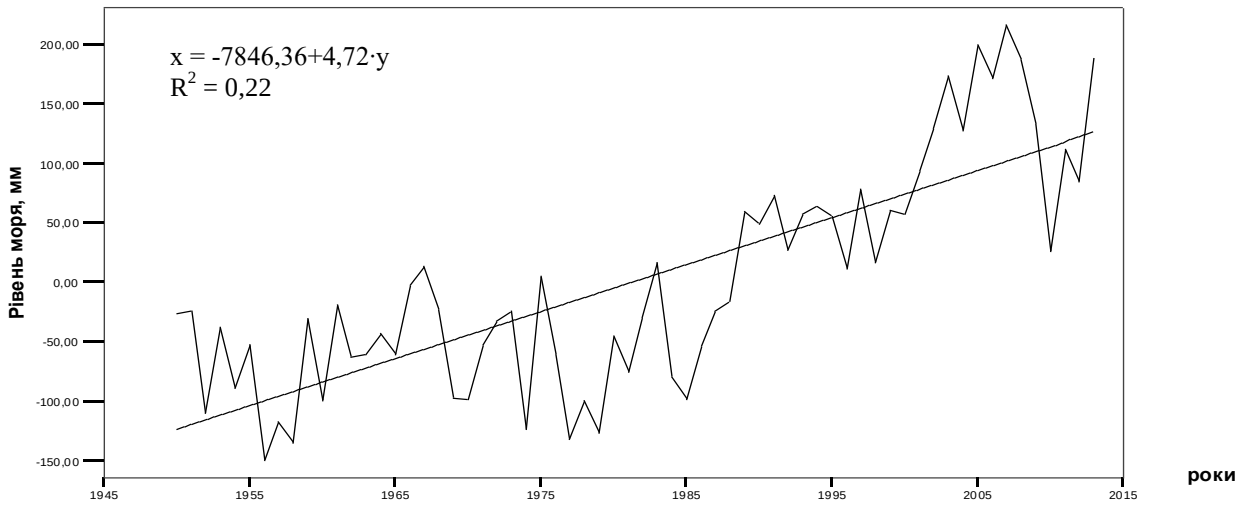


Рисунок 3.1 Багаторічний хід рівня моря на ГМС Амдерма

Рисунок 3.1 ілюструє результати розрахунків по станції Амдерма. Крива на графіку показує розмах часової мінливості середньорічного рівня моря за багаторічний період, який склав 30 см (мінімальна середньорічне значення 446 см, максимальне 476 см в Балтійській системі висот). Пряма на графіку апроксимує трендову складову.

На всіх станціях моря Лаптєвих також відзначається багаторічний позитивний тренд рівня (1950-2013 рр.) в межах від 1,32 мм на ГМС Кігіліях до 3,21 мм на ГМС о. Дунай.

Приклад багаторічного ходу рівня моря на станції о. Дунай наведено на рисунку 3.2. Трендова складова за багаторічний період (1951-2011рр.)

характеризує підвищення рівневої поверхні тут на 12,5 сантиметрів (при розмаху коливань його середньорічних значень, що дорівнює 20 см).

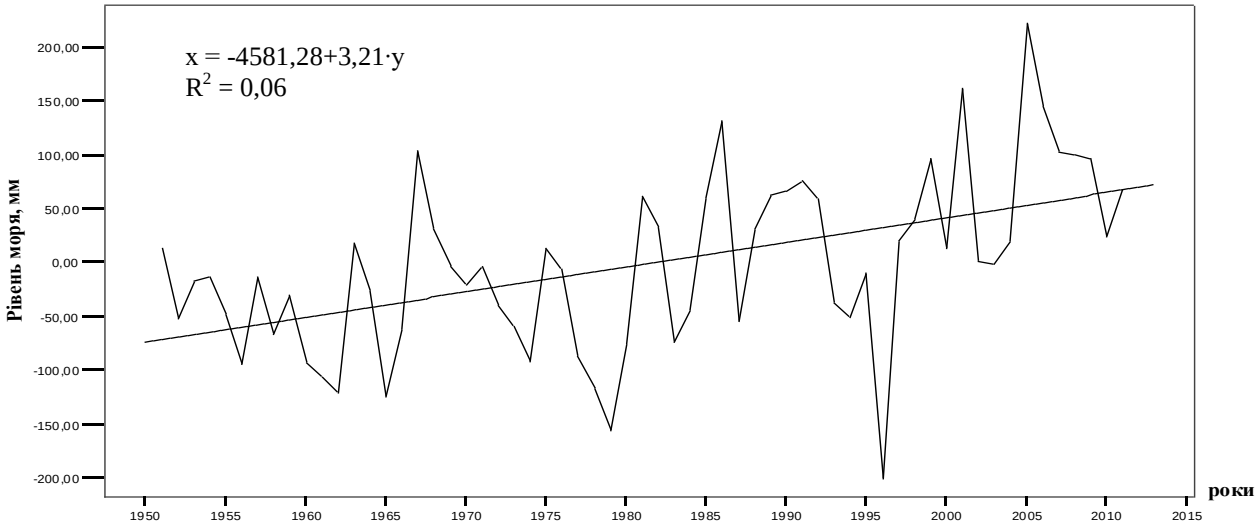


Рисунок 3.2 Багаторічний хід рівня моря на ГМС о.Дунай

По Чукотському морю до обробки була взята лише одна ГМС Ванкарем, за якою ряди спостережень були за період з 1950-2007. У цьому регіоні відзначається другий за величиною тренд в багаторічній мінливості рівня, що становить 4,69 мм (рис.3.3) при розмаху коливань його середньорічних значень на цій станції, рівному 18 см.

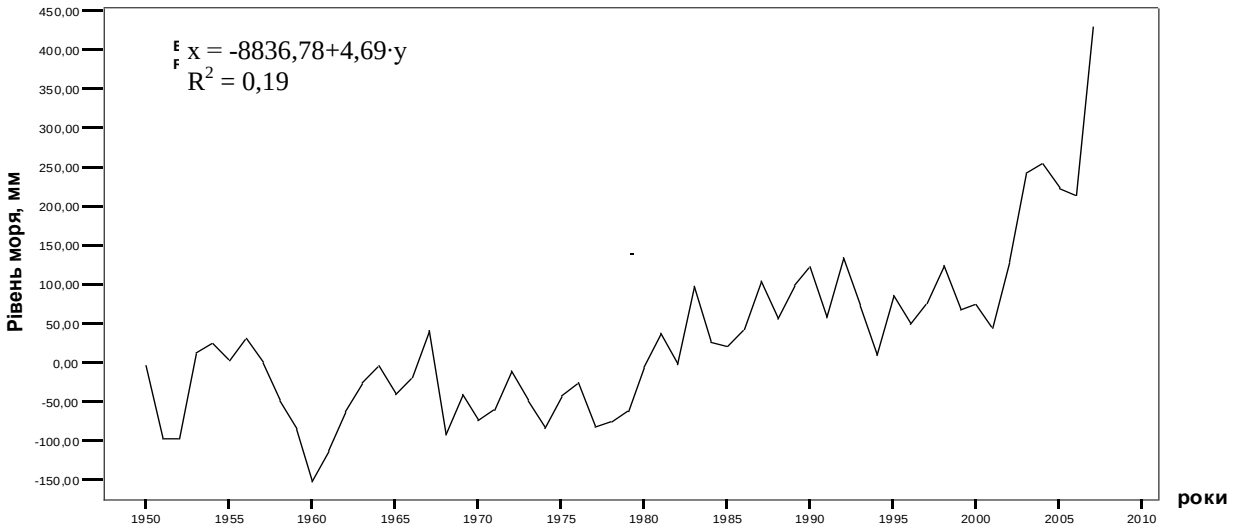


Рисунок 3.3 Багаторічний хід рівня моря на ГМС Ванкарем

Тенденція до зростання середньорічних висот рівня простежується і на мережі ГМС Східно-Сибірського моря. На цій станції, як і на станціях інших

арктичних морів, простежується позитивний тренд рівня моря 4,57 мм на ГМС Певек (рис. 3.4)

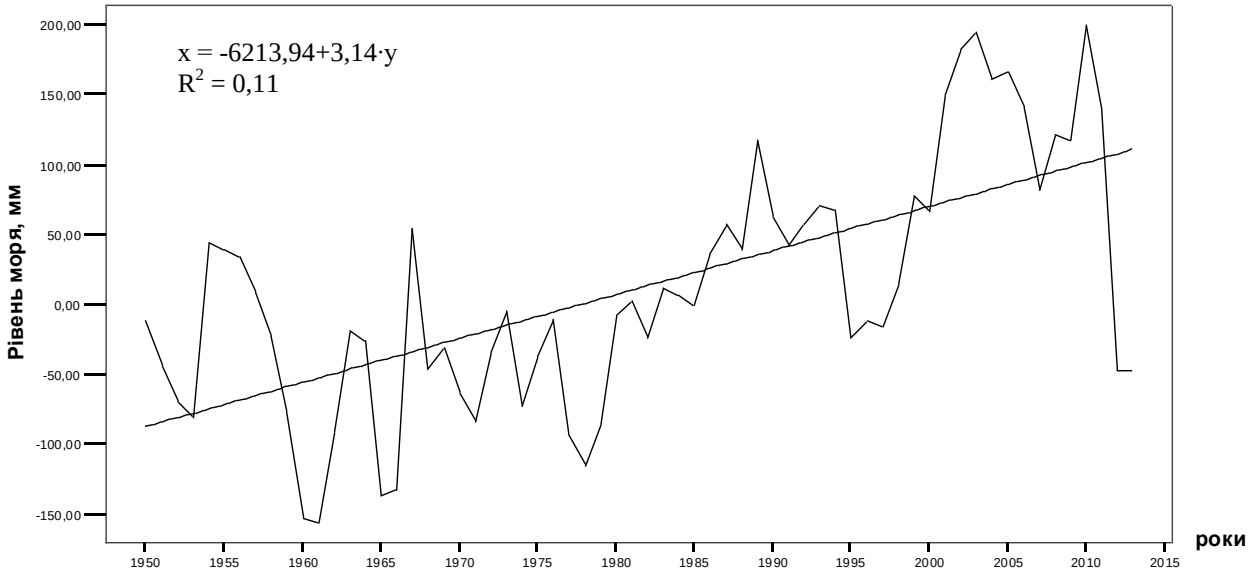


Рисунок 3.4 Багаторічний хід рівня моря на ГМС Певек

В обраній точці (60° пн.ш., 170° сх.д.) за даними альтиметричних спостережень було збудовано графік багаторічного ходу рівня (рис. 3.5) та знайденого його трендовий показник.

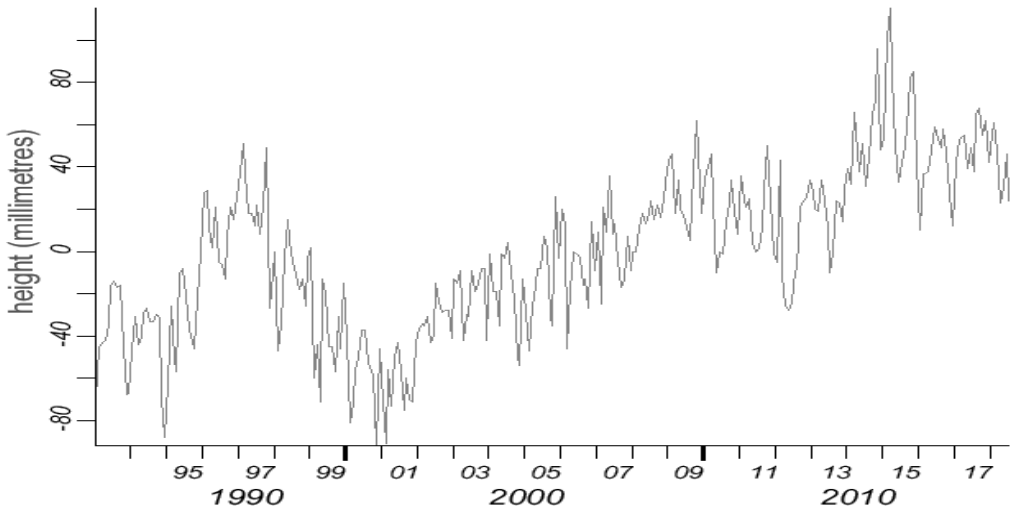


Рисунок 3.5 Багаторічний хід рівня моря в точці з координатами 60° пн.ш., 170° сх.д.

Так як і на більшості станцій в цьому районі, тут також спостерігається тенденція підйому рівня.

В цілому, результати розрахунку багаторічного ходу рівня моря за обраними гідрометеорологічним станціям арктичного басейну, свідчать про тенденцію його підвищення під дією певних природних факторів. Можна припустити, що одним з таких чинників може бути посилення процесу танення арктичних льодів в результаті глобального потепління клімату.

Відомо [2], що за останнє сторіччя (1907-2006 рр.) Зміна середньої глобальної температури повітря склала 0,74º С, причому лінійний тренд температури в останні 50 років (0,13º С за десятиліття) майже вдвічі перевищував відповідне значення для століття.

Згідно зі спостереженнями з 1961 р, підвищення середньої температури Світового океану проникло до глибини 3 км. Поглинання більше 80% додаткового тепла з атмосфери призводить до термічного розширення води в океані, яке, поряд з таненням льодовиків і крижаних щитів, призводить до підвищення середнього рівня моря.

Протягом 20-го століття підйом середнього рівня моря склав 0,17 м. За період супутникових спостережень (з 1978 р) відбулося значне скорочення крижаного покриву океану в Північній півкулі, в літні місяці склало, в середньому, 7,4% за десятиліття. А за даними російської наукової дрейфуючій станції "Північний полюс-35" (СП-35) в 2007 році в арктичному басейні ПЛО площа крижаного покриву за минуле літо скоротилася на рекордну за останні роки величину [16].

З іншого боку в 2008 році в Арктиці площа льодового покриву зросла в середньому на 315 тис. км^2 в порівнянні з літнім періодом 2007 року [16]. Тобто виявляється нестабільність в міжрічної мінливості цього фактора.

В даний час існує дві основні гіпотези справжніх причин подібних змін. Перша - глобальне потепління клімату, друга - циклічні коливання.

Прихильники глобального потепління стверджують [2], що скорочення площі крижаного покриву - це прямий наслідок потепління.

Прихильники теорії циклічних коливань льодовитості, вважають [16], що площі льодів притаманні середні багаторічні норми і природні коливання близько цих норм.

Для більш детального виявлення причинно-наслідкових зв'язків цього явища слід провести аналіз мінливості за тривалий період інших параметрів природного середовища досліджуваного регіону, наприклад, температури повітря, температури води, опадів, материкового стоку в районах ГМС, і інших характеристик. З цією метою була зроблена спроба провести експрес аналіз багаторічного ходу одного з цих параметрів, зокрема, температури води на відповідних прибережних станціях.

В результаті виявилася майже повсюдна закономірність в мінливості температурного поля в районах ГМС, яка полягає в невеликому підвищенні (від 0,1 до 0,5° С) температури води за 25-30-річний період спостережень. Ілюстрацією цього результату служить наведений на рис. 3.6 графік мінливості багаторічного ходу температури води на станції Певек Східно-Сибірського моря за період 1977-2006 роки та графік апроксимації лінійного тренда.

В кінцевому підсумку, слід визнати факт позитивного тренда в багаторічних коливаннях рівня моря на мережі станцій арктичного регіону. Такий же тренд присутній в рядах спостережень за температурою повітря і температурою води.

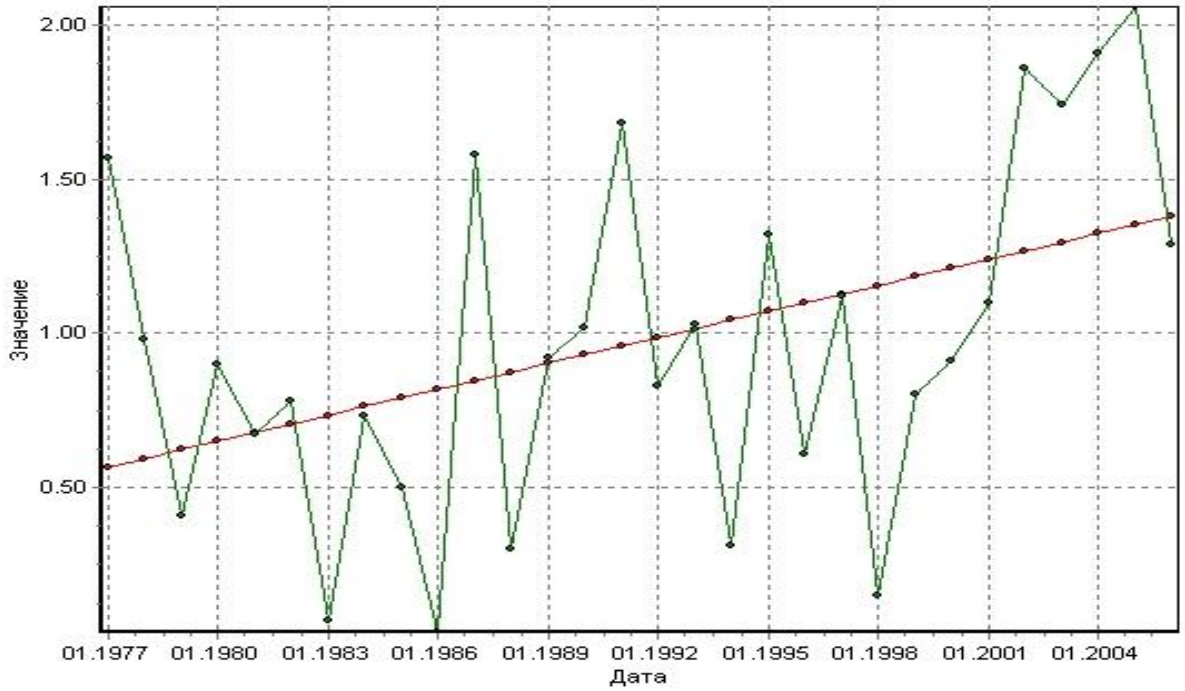


Рисунок 3.6 Багаторічний хід температури води на ГМС Певек

Однак, однозначно прийняти версію глобального потепління, було б дещо поспішно. Вельми висока ймовірність того, що кліматичні зміни в Арктиці мають поліциклічний характер.

Для остаточних висновків, отриманих по натурних даними, на наш погляд, необхідно максимально поповнити тимчасові ряди спостережень за гідрометеорологічними параметрами і виконати їх всебічний науковий аналіз.

Виключення з рядів спостережень за рівнем моря лінійного тренда дає можливість розглянути міжрічних мінливість рівня без впливу тривалої («вікової») складової, зумовленої переважно геологічними і кліматичними факторами. Для з'ясування ступеня однорідності реакції рівня моря на окремих станціях на дію основних змушуючих сил були виконані оцінки величини зв'язку коливань рівня між усіма станціями (табл.3.6). Отримані при цьому коефіцієнти кореляції були використані для районування досліджуваної

області, в результаті чого було виділено два основних райони, добре збігаються з географічними об'єктами: Карське та Лаптєвих. Кордон між цими районами проходить через станцію мис Челюскін, коливання рівня на якій на значимо пов'язані і зі станціями, розташованими в Карському, і зі станціями, розташованими в Лаптєвих. Район Карського моря, в свою чергу, можна розділити на два підрайону: північний і південний. Кордон між цими підрайонами проходить в районі станції Ізвестій ЦІК, коефіцієнт кореляції зі станціями північного підрайону, Візе (0,69) та Голомяний (0,66), є середньої значущості, а зі станцією м.Челюскін слабкою (0,49).

Коефіцієнти кореляції між станціями, віднесеними до південного підрайону (Амдерма, м.Сопочна Карга), складають від 0,36 до 0,59. Коефіцієнти кореляції кожної з цих станцій з м.Челюскін складають від 0,36 до 0,51.

В районі моря Лаптєвих виділено 3 станції Тіксі, Кігільях, Дунай. Їх ступінь кореляції зі станцією мис Челюскін є слабким (0,44-0,48), проте значущим.

У східносибірському морі розташовані 2 станції Ванкарем та Певек кореляція між ними становить 0,73. Також вони непогано корелюють з деякими станціями моря Лаптєвих: Амдерма, Тіксі, Кігільях зі значеннями від 0,51 до 0,67.

В цілому в даному районі кореляція є значимою, проте її коефіцієнти не є досить великими.

Таблиця 3.6 Кореляційна матриця середньорічних рівнів по станціях Північноазіатського басейну ПЛО

№ та назва станції		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Амдерма	1	0,53348**	0,35994**	0,58787**	0,39925**	0,48552**	0,52680**	0,55039**	0,49651**	0,42711**	0,56547**
	N	672	666	672	672	634	672	667	655	660	643	597
2	Візе		1	0,28731**	0,68452**	0,37120**	0,45177**	0,35907**	0,61376**	0,40090**	0,28820**	0,32670**
	N		666	666	666	634	666	666	655	660	643	597
3	Сопочна Карга			1	0,25824**	0,47465**	0,41824**	0,34595**	0,37009**	0,36203**	0,33209**	0,24666**
	N			672	672	634	672	667	655	660	643	597
4	о-ви Ізвестій ЦІК				1	0,38308**	0,51232**	0,35358**	0,66193**	0,48079**	0,36798**	0,31587**
	N				672	634	672	667	655	660	643	597
5	Тіксі					1	0,68995**	0,64193**	0,33458**	0,43729**	0,54227**	0,44921**
	N					634	634	634	634	634	634	597
6	Кігільях						1	0,66871**	0,43119**	0,48896**	0,65823**	0,51227**
	N						672	667	655	660	643	597
7	Певек							1	0,25288**	0,39445**	0,58838**	0,73550**
	N							667	655	660	643	597
8	Голомяний								1	0,50935**	0,34048**	0,26030**
	N								655	655	643	597
9	м. Челюскін									1	0,49082**	0,42741**
	N									660	643	597
10	о. Дунай										1	0,42168**
	N										643	597
11	Ванкарем											1
	N											597

** Кореляція значуща на рівні 0.01 (2-сторін.).

Також, було проведено аналіз кореляційного зв’язку показників рівня на ГМС зі супутниковими даними зрізних секторі Світового океану (табл. 3.7)

Таблиця 3.7 Кореляційна матриця середньорічних рівнів по станціях Північноазіатського басейну ПЛО з даними супутникових спостережень

Супутник / Станція	Азія (60° пн.ш., 170° сх.д.)	Європа (60° пн.ш., 1° сх.д.)	США (60° пн.ш., 170° зх.д.)	GMSL
Амдерма	0,072	0,31**	0,066	0,266**
Візе	-0,022	0,068	0,032	-0,144*
Сопочна Карга	-0,026	0,209**	0,119	-0,003
О-ви Ізвестія ЦІК	-0,038	0,2**	0,1	0,006
Тіксі	0,015	0,243**	0,084	0,16*
Кігільях	0,086	0,233**	0,138*	0,072
Певек	-0,02	0,243**	0,048	0,149*
Голомяний	-0,165*	0,176**	0,087	-0,188**
Челюскін	-0,098	-0,027	-0,104	-0,216**
О. Дунай	0,015	0,328**	-0,047	0,275**
Ванкарем	0,198**	0,436**	0,217**	0,611**
Азія	1	0,466**	0,614**	0,686**
Європа		1	0,388**	0,648**
США			1	0,474**
GMSL				1

** Кореляція значуща на рівні 0,01 (2-сторонння)
* Кореляція значуща на рівні 0,05 (2-сторонння)

З таблиці видно, що найбільш добре корелює з усіма станціями середній рівень Світового океану. Показники тут складають від 0,144 до 0,686, причому деякі з них мають відємний зв'язок, що вказує на те, що змінні змінюються в протилежному напрямку. Далі за значеннями йдуть кореляції з супутником в європейському регіоні (0,2-0,466). З північноамериканським супутником корелює лише 2 станції (0,138-0,217), і з північноазіатським також дві, їх значення рівні -0,165 та 0,198.

Та загалом, на багатьох станціях коефіцієнти кореляції не є значними, тобто зв’язку між змінами цих станцій немає.

3.2.2 Коливання рівня в північноєвропейському секторі ПЛО

Вивченню багаторічних коливань рівня в арктичних морях Північного Льодовитого океану приділено чимало уваги [напр.12-15], в той же час багаторічні коливання рівня в морях Північноєвропейського басейну ПЛО (Гренландське, Норвезьке, Баренцове моря) досліджені досить слабо. Можна

стверджувати, що в останнє десятиліття опублікованих робіт, присвячених даній проблемі, практично не було.

Для аналізу багаторічної мінливості рівня, як правило, використовуються відомості про середньорічному рівні моря, отримані шляхом усереднення за відповідний період даних спостережень на окремих станціях. Неодмінною умовою при цьому є приведення цих спостережень до одного горизонту. Для оцінки лінійного тренда в коливаннях рівня моря, як правило, використовується величина коефіцієнта рівняння лінійної регресії, що зв'язує величину середньорічного рівня з номером року. Обчислення величини лінійного тренда і середнього рівня здійснюється на основі методу найменших квадратів. Результати обчислень лінійного тренда середнього рівня на станціях морів Північно-Європейського басейну ПЛО представлені в табл. 3.8.

Величина лінійного тренда коливань рівня, усередненого по 31 станції, склала +0,014 ± 0,060 см/рік, при цьому на 17 станціях тренд мав негативний знак, а на 14 станціях позитивний. Видається очевидним існування досить добре вираженої закономірності в географічному розподілі величин тренда. На двадцяти станціях, розташованих уздовж узбережжя Скандинавського півострова від Ставангера до Полярного, переважає негативний тренд, середня величина якого становить -0,056 ± 0,051 см/рік. На шести станціях, розташованих в південно-східній частині Баренцева моря, переважає позитивний тренд з середньою величиною +0,301 ± 0,098 см/рік. На трьох станціях, розташованих в північній частині Баренцева моря, відзначається негативний тренд із середньою величиною -0,213 ± 0,060 см/рік. І на двох станціях, розташованих в районі кордону Північного Льодовитого і Атлантичного океанів, спостерігається позитивний тренд з середньою величиною +0,198 ± 0,040 см.

Таблиця 3.8 Величина лінейного тренда (мм/рік) коливань рівня на станціях Європейського басейну ПЛО

№	Назва станції	Широта	Довгота	Часовий інтервал даних	Тренд, мм/рік		
		°пн.ш.	°зх.д.		1960-1990	1990-2017	1960-2017
1	Малой	61,94	5,11	1943 – 2017	0,99	2,1	-0,11
2	Ставангер	58,97	5,73	1919 – 2017	1,00	1,52	0,93
3	Крістіансунн	63,11	7,73	1952 – 2017	-0,36	0,89	-1,35
4	Хеймсджо	63,43	9,10	1928 – 2017	-0,75	0,24	-1,66
5	Рорвік	64,86	11,23	1969 – 2017	-0,94	-0,81	0,54
6	Баренцбург	78,07	14,25	1948 – 2016	-2,71	-2,17	-2,24
7	Кабельвог	68,21	14,48	1948 – 2017	-0,95	-0,16	-0,71

продовження таблиці 3.8

№	Назва станції	Широта	Довгота	Часовий інтервал даних	Тренд, мм/рік		
8	Харстад	68,80	16,55	1952 – 2017	-0,59	-1,14	-1,62
9	Тромсо	69,65	18,96	1952 – 2017	-0,18	-0,41	-0,74
10	Хамерфест	70,66	23,68	1955 – 2017	0,93	0,61	0,13
11	Хоннінгсвог	70,98	25,97	1970 – 2017	1,26	0,36	2,38
12	Мурманск	68,97	33,05	1952 – 2016	2,73	-2,3	-0,68
13	Рейк'явік	64,15	-21,94	1956 – 2017	2,26	2,49	4,33

Значний інтерес при аналізі односпрямованих тенденцій в багаторічних коливаннях рівня моря представляє питання про ступінь їх стійкості. Аналізуючи зміни величини лінійного тренда коливань рівня на окремих станціях по десятиліттях, неважко помітити, що практично на всіх станціях змінюється не тільки величина тренда, але і його знак. Єдиними станціями, на яких знак тренда зберігався протягом усього періоду спостережень, є Ставангер, Хамерфест, Хоннінсвог, Рейк'явік. На більшості станцій відмічається зміна знака тренда при переході від з періодичністю 30 років.

У багаторічних змінах лінійного тренда в морях північноєвропейського басейну ПЛО можна угледіти певні паралелі зі змінами температури повітря. У 1950-1980-х рр. температура повітря в Арктиці опустилася нижче середніх значень, в цей же час на більшості станцій Норвезького і Баренцового й відбувалося зниження рівня. В останнє двадцятиріччя XX в. в Арктиці переважала позитивна аномалія температур повітря, в цей же час відзначалося зростання рівня [14].

Зв'язок між температурою повітря і рівнем моря визначається наявністю наступних фізично обумовлених причинно-наслідкових ланцюжків:

1) збільшення температури повітря – збільшення температури води – збільшення питомої обсягу морської води – зростання рівня;

2) збільшення температури повітря – інтенсифікація танення материкового льоду – збільшення материкового стоку – збільшення кількості води і зменшення її солоності – збільшення загального обсягу вод – зростання рівня.

У той же час представляється очевидним, що реалізація такого роду ланцюжків, в силу значної інерційності процесів, вимагає досить тривалого періоду часу. Тому в даному випадку ймовірним є дія не тільки об'ємного, а й динамічного фактора. У цьому випадку підвищення температури повітря слід розглядати як один із проявів посилення циклонічної активності над акваторією Європейського басейну ПЛО, тобто збільшення повторюваності та інтенсивності циклонів. Як наслідок цього посилюється циклонічна циркуляція

вод Гренландського, Норвезького, Північного і Баренцевого й, при цьому в їх центральній частині рівень моря опускається, а на периферії, уздовж узбережжя, піднімається. Обсяг вод при цьому залишається постійним.

У процесі дослідження мінливості середньорічних рівнів по станціях морів північноєвропейського басейну ПЛО були отримані оцінки основних статистичних характеристик, що дозволяють скласти «статистичний портрет» аналізованих рядів: середньої арифметичної величини, медіани, моди, середнього квадратичного відхилення, коефіцієнтів асиметрії та ексцесу, максимальних і мінімальних значень рядів, амплітуд їх змін (табл.3.8). Отримані при цьому результати показують, що досліджувані функції мають складний характер розподілу і не завжди підкоряються нормальному закону розподілу (Кабельвог). Положення середнього рівня уздовж узбережжя Скандинавії має свої особливості: в південній і північній частині узбережжя рівень вище, ніж в центральній частині. Такий розподіл носить стійкий характер і, очевидно, обумовлено розподілом температури і солоності морської води. Біля південного і північного узбережжя Скандинавії щільність морських вод менше, ніж в центральній частині, відповідним чином формується і положення рівневої поверхні.

Найменша багаторічна мінливість середньорічних рівнів (табл.3.9) відзначається в південній частині регіону, де середньоквадратичне відхилення становить 2-4 см при амплітуді коливань 10-20 см. Практично вздовж усього узбережжя Скандинавії від Крістіансунн до Мурманська середньоквадратичне відхилення змінюється в межах від 4 до 6 см при амплітуді коливань 20-25 см, аналогічні величини мінливості рівня спостерігаються і в північній частині Баренцева моря. У південно-східній частині Баренцева моря середньоквадратичне відхилення збільшується до 5-7 см при амплітуді коливань середньорічного рівня 20-40 см. Характер просторового розподілу мінливості безпосередньо пов'язаний з морфометрії басейнів: на станціях, розташованих в районах з малими глибинами, в вершинах заток або фіордів , мінливість рівня вище, ніж на станціях, розташованих в районах великих глибин, на островах або відкритому узбережжі. Коливання рівня в мілководних районах моря в більшій мірі залежать від вітрової складової, що має значну багаторічну мінливість.

Таблиця 3.9 Оцінки трендів і основних статистичних характеристик розподілу середньомісячних рівнів по станціях морів європейського басейну ПЛО (за період спостережень)

Станція	N	C	σ	M	M_c	c	A	E
Малой	51	0,091	0,034	0,227	0,681	4,182	-0,284	1,243
Ставангер	62	0,015	0,017	-0,454	-1,361	2,908	0,106	-0,742

продовження таблиці 3.9

Станція	N	C	σ	M	Mc	c	A	E
Крістіансунн	50	0,087	0,048	-0,267	-0,801	5,256	0,150	0,416
Хеймсджо	52	-0,172	0,025	0,103	0,310	4,105	0,447	0,106
Рорвік	32	-0,076	0,069	-0,366	-1,098	3,813	0,336	0,370
Баренцбург	45	-0,339	0,048	0,487	1,461	4,795	-0,701	0,259
Кабельвог	44	-0,121	0,045	-0,218	-0,653	5,533	-0,612	1,995
Харстад	46	0,024	0,042	0,515	1,545	4,503	0,143	1,478
Тромсо	51	-0,006	0,045	-0,961	-2,883	4,962	-0,062	0,791
Хамерфест	40	-0,038	0,066	0,048	0,145	5,512	0,195	-0,656
Хоннінгсвог	25	0,205	0,094	0,608	1,824	4,41	0,070	-0,869
Мурманск	48	0,303	0,066	0,710	2,131	6,683	-0,183	-1,123
Рейк'явік	41	0,227	0,049	-1,188	-3,564	4,293	0,502	-0,754

Примітка: N – кількість реалізацій; C – тренд (см/міс); σ – середня квадратична помилка визначення величини тренда (см/міс); M – медіана; Mo – мода; c – середнє відхилення; A – коефіцієнт асиметрії; E – коефіцієнт ексцесу.

Виключення з рядів спостережень за рівнем моря лінійного тренда дає можливість розглянути міжрічних мінливість рівня без впливу тривалої («вікової») складової, зумовленої переважно геологічними і кліматичними факторами. Для з'ясування ступеня однорідності реакції рівня моря на окремих станціях на дію основних змушуючих сил були виконані оцінки величини зв'язку коливань рівня між усіма станціями (табл.3.10). Отримані при цьому коефіцієнти кореляції були використані для районування досліджуваної області, в результаті чого було виділено два основних райони, добре збігаються з географічними об'єктами: Норвезьке і Баренцове моря. Кордон між цими районами проходить через станцію Хоннінгсвог, коливання рівня на якій добре пов'язані і зі станціями, розташованими в Баренцевому, і зі станціями, розташованими в Норвезькому. Район Норвезького моря, в свою чергу, можна розділити на два підрайону: північний і південний. Кордон між цими підрайонами проходить в районі станцій Рорвік і Кабельвог, коефіцієнт кореляції між якими дорівнює 0,95.

Коефіцієнти кореляції між станціями, віднесеними до південного підрайону (Ставангер, Малої, Крістіансунн, Хеймсджо), складають від 0,81 до 0,97. Коефіцієнти кореляції кожної з цих станцій з Рорвіком складають від 0,78 до 0,97. Коефіцієнти кореляції між станціями, віднесеними до північного підрайону (Харстад, Тромсе, Хаммерфест, Хоннінгсвог), складають від 0,37 до 0,94. Коефіцієнти кореляції кожної з цих станцій з Рорвіком складають від 0,33 до 0,93.

В районі Баренцева моря можна виділити тільки станцію Мурманськ. Коефіцієнт кореляції між нею та найближчою станцією Хоннінсвог дорівнює

0,77. Також вона має середні значення кореляції зі станціями Рорвік (0,60), Харстад (0,62) і Тромсо (0,68).

Що стосовно Ґренландсього моря, єдина станція відібрана в ньому, Баренцбург, має середні коефіцієнти кореляції зі станціями, північного підрайону Норвезського моря (Кабельвог, Харстад, Тромсо) – вище 0,61.

Така ж ситуація спостерігається на ГМС Рейк ʼявік, яка корелює зі станціями Норвезьського моря.

Таблица 3.10 Кореляційна матриця середньорічних рівнів по станціях й Північноєвропейського басейну ПЛО

№ та назва станції		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	Малой	1	0,89449**	0,92229**	0,90309**	0,89251**	0,48316**	0,76665**	0,79551**	0,78281**	0,29954**	0,78412**	0,57649**	0,67063**
	N	696	696	696	695	580	684	696	696	696	696	571	684	696
2	Ставангер		1	0,83265**	0,80510**	0,77573**	0,40962**	0,67879**	0,69294**	0,68297**	0,37322**	0,67427**	0,52939**	0,67914**
	N		696	696	695	580	684	696	696	696	696	571	684	696
3	Крістіансун			1	0,97198**	0,95758**	0,60820**	0,86254**	0,88861**	0,88128**	0,34001**	0,84035**	0,55849**	0,60286**
	N			696	695	580	684	696	696	696	696	571	684	696
4	Хеймсджо				1	0,97124**	0,62975**	0,87558**	0,89854**	0,89016**	0,36018**	0,84637**	0,56262**	0,56806**
	N				695	579	683	695	695	695	695	570	683	695
5	Рорвік					1	0,65047**	0,94695**	0,93060**	0,92289**	0,32629**	0,86912**	0,60061**	0,60404**
	N					580	568	580	580	580	580	571	568	580
6	Баренцбург						1	0,60841**	0,65880**	0,65079**	0,20762**	0,58210**	0,26043**	0,32288**
	N						684	684	684	684	684	559	684	684
7	Кабельвог							1	0,88219**	0,90663**	0,32775**	0,86668**	0,55738**	0,53016**
	N							696	696	696	696	571	684	696
8	Харстад								1	0,94430**	0,37489**	0,91351**	0,61908**	0,50467**
	N								696	696	696	571	684	696
9	Тромсо									1	0,39511**	0,92529**	0,68198**	0,53215**
	N									696	696	571	684	696
10	Хамерфест										1	0,44775**	0,38034**	0,33801**
	N										696	571	684	696
11	Хоннінсвог											1	0,77013**	0,58801**
	N											571	559	571
12	Мурманск												1	0,51044**
	N												684	684
13	Рейк'явик													1
	N													696

** Кореляція значуща на рівні 0.01 (2-сторін.).

3.2.3 Коливання рівня в північноамериканському секторі ПЛО

Як зазначалося вище північноамериканське узбережжі ПЛО представлено всього дев'ятьма станціями, причому на станціях Кейп Перрі, Кембридж Бей і Резольют спостереження були перервані ще в кінці 70-х початку, 80-х років, станція Літтл Корнуолл проіснувала всього три роки (з 1992 по 1994) , а на станціях Туктоятук, Алерт і Квікітарьяк відсоток пропущених спостережень становить відповідно 59, 68 і 35%. Таким чином, до аналізу було залучено всього дві станції - Прудо Бей, розташована на північному узбережжі Аляски і станція Улахакток, розташована на острові Вікторія Канадського арктичного архіпелагу. Перша з них почала свою роботу в 1994 році (пропуски становлять 5%), друга в 2003 (пропущено 18%). Статистичні дані по цих станцій представлені в таблиці 3.11.

Таблиця 3.11 Статистичні характеристики коливань рівня на станціях Прудхо Бей і Улахакток

Характеристики \ Станції		Прудо Бей	Улахакток
N	Статистика	195	96
Розмах	Статистика	616	420
Мінімум	Статистика	6740	6783
Максимум	Статистика	7356	7203
Середнє	Статистика	7042,19	6967,64
	Стд. похибка	8,913	9,595
Стд. відхилення	Статистика	124,464	94,008
Дисперсія	Статистика	15491,209	8837,497
Асиметрія	Статистика	0,351	0,330
	Стд. похибка	0,174	0,246
Ексцес	Статистика	-0,583	-0,555
	Стд. похибка	0,346	0,488
Тренд	Статистика	3,41	-9,51

Статистичні характеристики коливань рівня на обох станціях схожі. Деякі відмінності пов'язані, очевидно, з різною довжиною ряду спостережень.

На рис.3.7 показаний часовий хід коливань рівня на станції Прудо Бей.

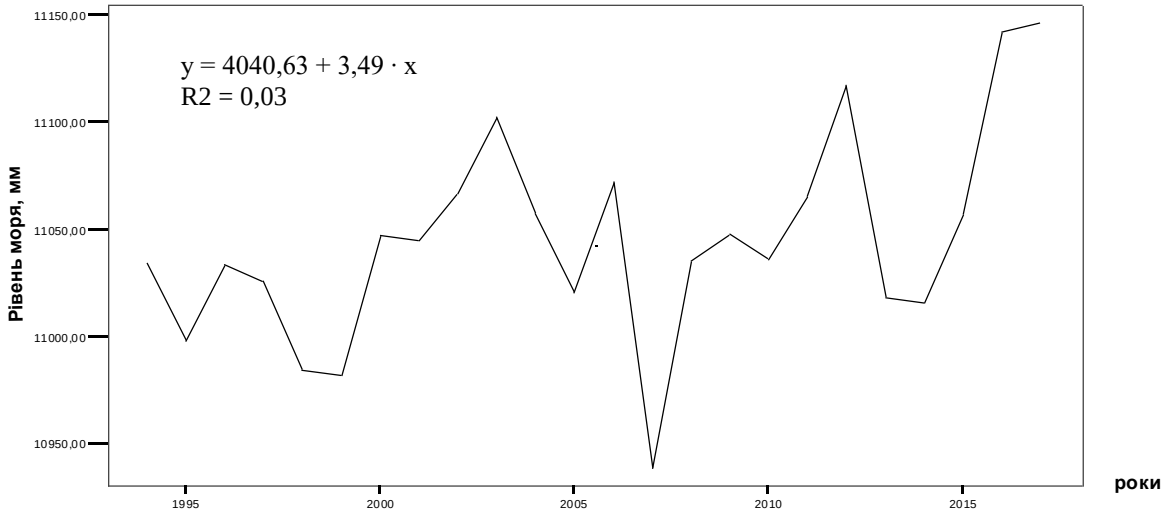


Рисунок 3.7 Тимчасової хід коливань рівня на ст. Прудхо Бей

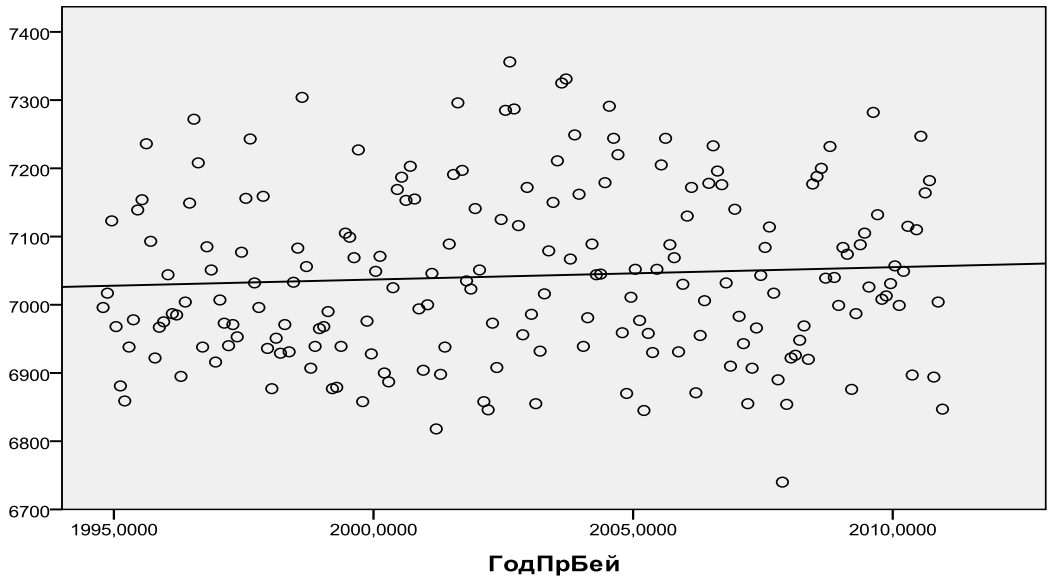


Рисунок 3.8 Регресійна крива коливань рівня на ст. Прудо Бей

З графіка тимчасового ходу рівня і регресійній кривої для станції Прудхо Бей (рис.3.8) видно, що за досліджуваний проміжок часу середній рівень незначно виріс. Рівняння регресії для цієї прямої:

$$H = 1{,}81 \cdot год + 3417{,}8$$

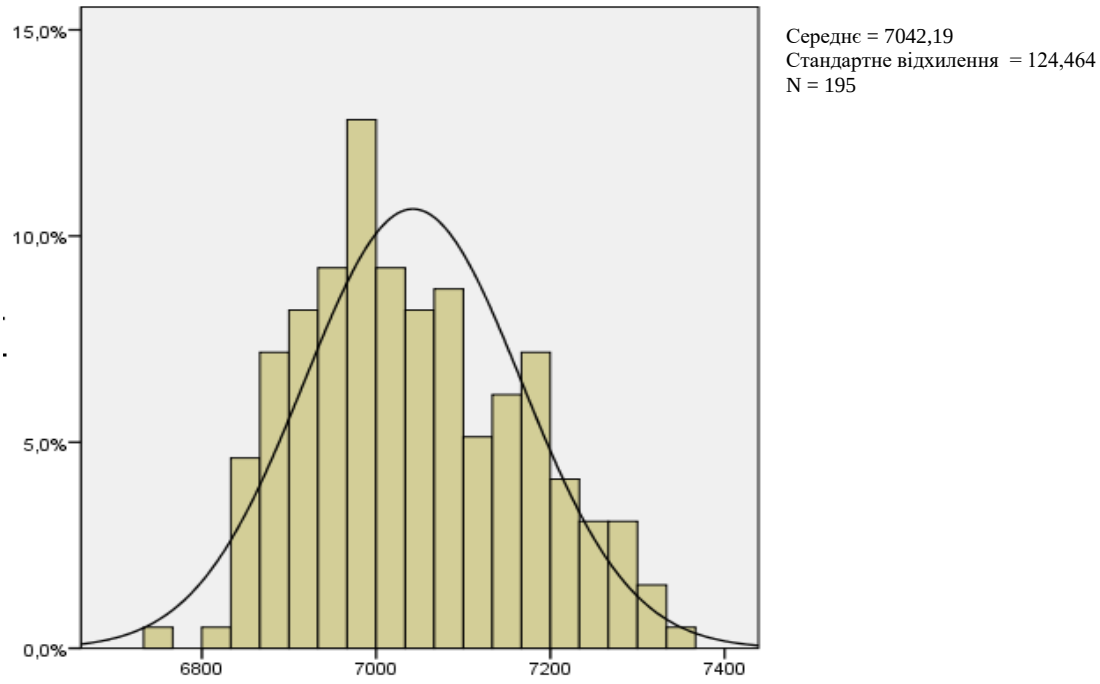


Рисунок 3.9 Гістограма розподілів рівня на ст. Прудхо Бей. Суцільною лінією показано нормальний розподіл.

Гістограма розподілів рівня показана на рис. 3.9. Аналіз форми гістограми, а також позитивний коефіцієнт асиметрії (0,351) також говорить про те, що кількість високих рівнів збільшується.

На рис.3.10 - 3.12 показані аналогічні характеристики для станції Улахакток.

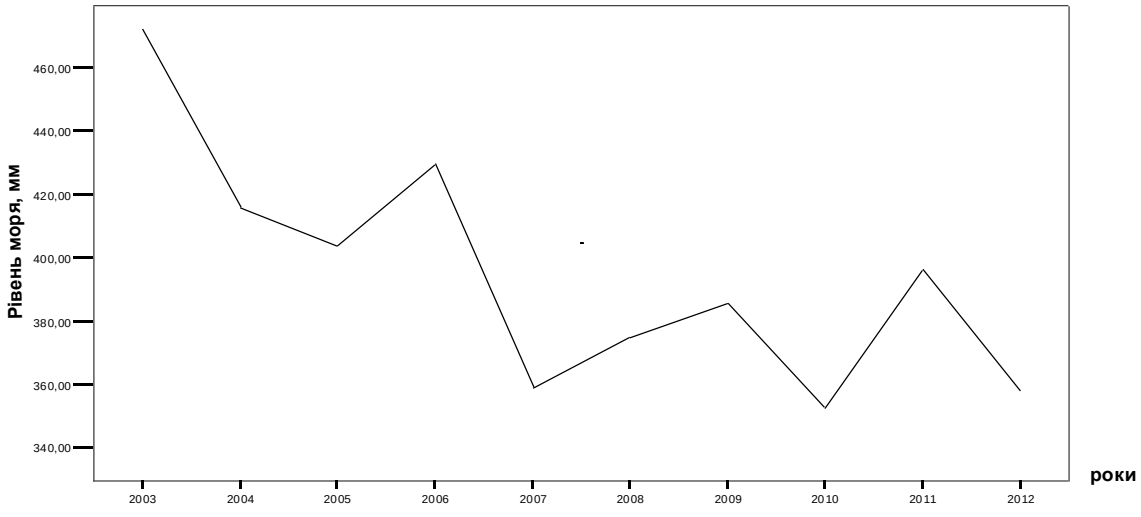


Рисунок 3.10 Тимчасової хід коливань рівня на ст. Улахакток

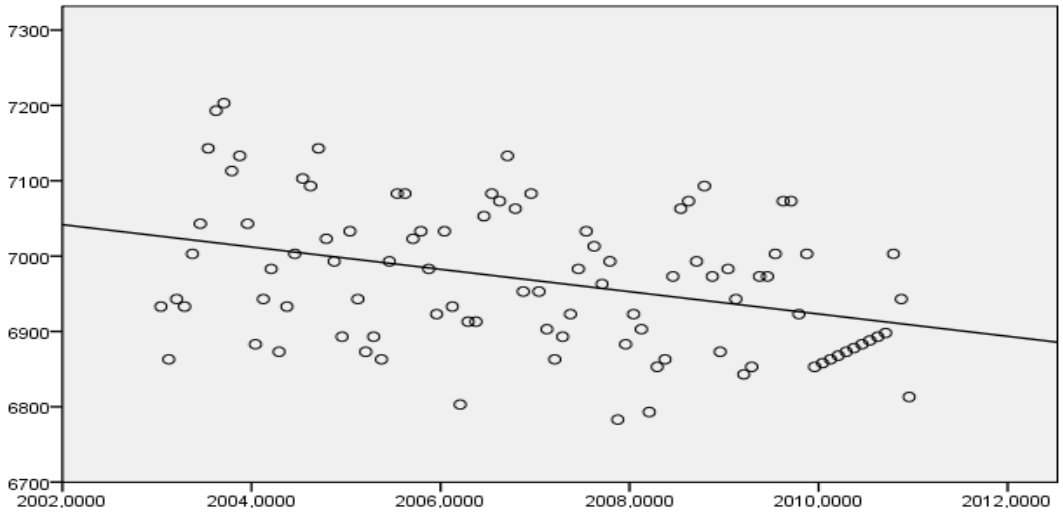


Рисунок 3.11 Регресійна крива коливань рівня на ст. Улахакток

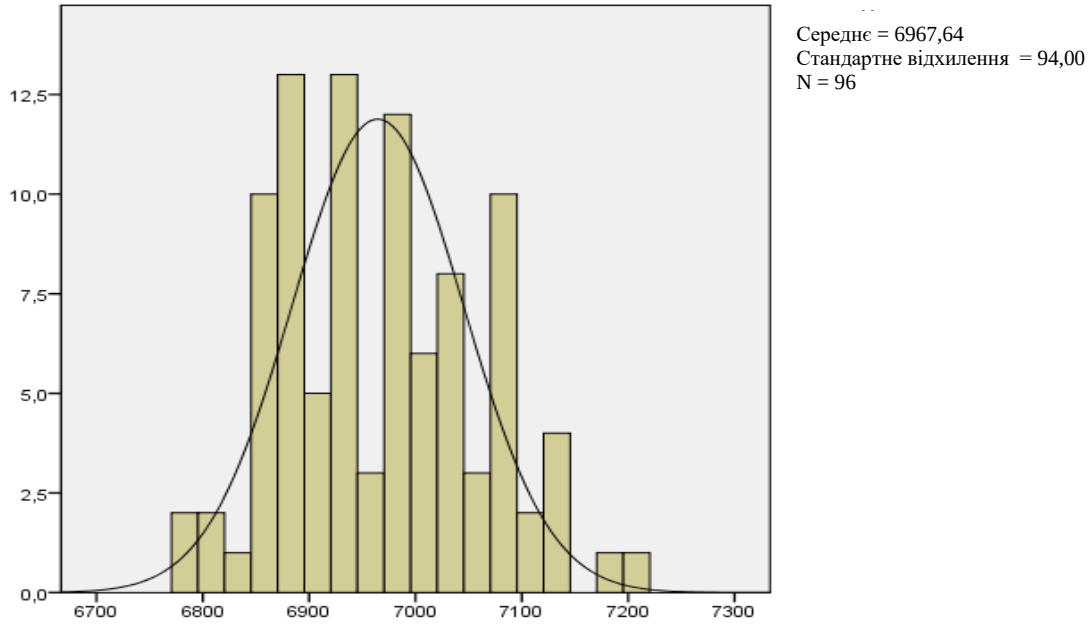


Рисунок 3.12 Гістограма розподілів рівня на ст. Улахакток. Суцільною лінією показано нормальний розподіл.

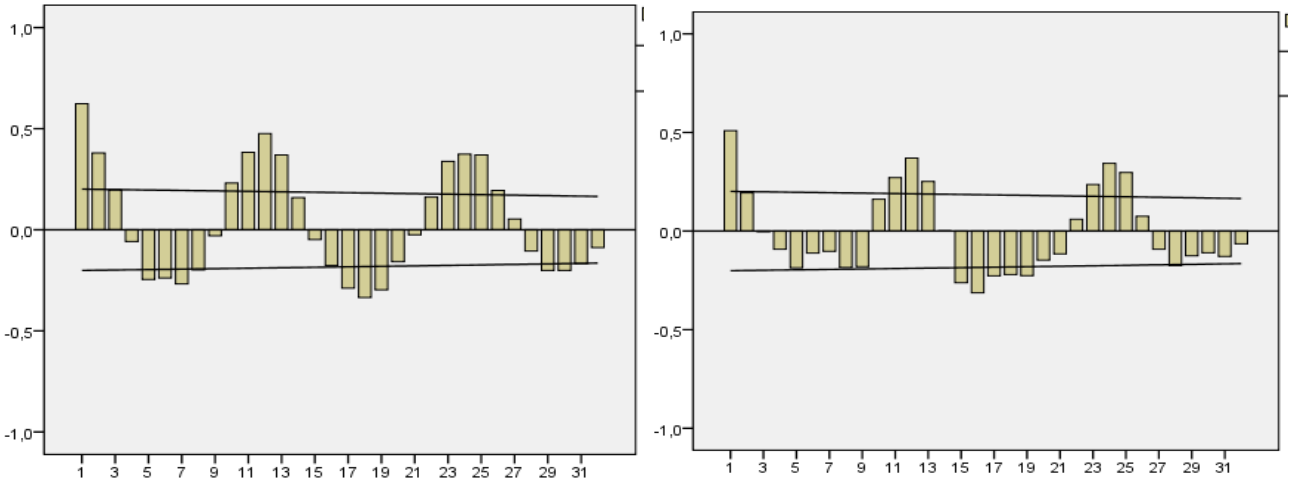
Перш за все, звертає увагу те, що рівень моря на ст.Улахакток згодом падає, причому значно. Якщо на попередній станції відбувалося зростання рівня з середньою швидкістю 1,8 мм/рік, то тут ми спостерігаємо щорічне зниження рівня на 14 мм, тобто на порядок більше. Цей факт на тлі глобального підвищення рівня виглядає дещо дивно. Останні дослідження глобальної зміни рівня Світового океану говорять про те, що в останні два десятиліття відбувається підвищення рівня океану з середньою швидкістю 2 - 3 мм/рік. Рівняння регресії для ст. Улахакток виглядає наступним чином:

$$H = - 14.8 \cdot рік + 36715,5$$

Тобто, замість підвищення рівня спостерігається його зниження з середньою швидкістю в кілька разів перевищує швидкість глобального підйому рівня.

В якості причини такого аномального поведінки рівня на цій станції може бути наступне припущення. Як було відзначено в розділі 1.1 причиною спостережуваного зміни рівня моря може бути не тільки коливання морської рівної поверхні, але і вертикальні коливання платформи, на якій знаходяться вимірювальні прилади. Саме ці коливання і можуть бути причиною спостережуваного зниження рівня, тому що в умовах глобального потепління відбувається інтенсивне танення льодів і платформа, на якій знаходиться станція втративши частину своєї ваги, ніби «спливає» на поверхню. Причому, якщо для материкових станцій цей ефект не так помітний, то для острівних він може проявлятися набагато сильніше. Підтвердженням цьому може служити той факт, що і на деяких інших станціях, розташованих в Північному Льодовитому океані також спостерігається зниження рівня. (Наприклад на ст.Баренцбург, розташованому на о.Шпіцберген, на о-ві Візе).

На рис.3.13-3.17 показані результати кореляційного і спектрального аналізу коливань рівня на цих станціях



а б

Рисунок 3.13 Автокорреляционные функции колебаний уровня на ст. Прудхо Бей (а) и Улахакток (б)

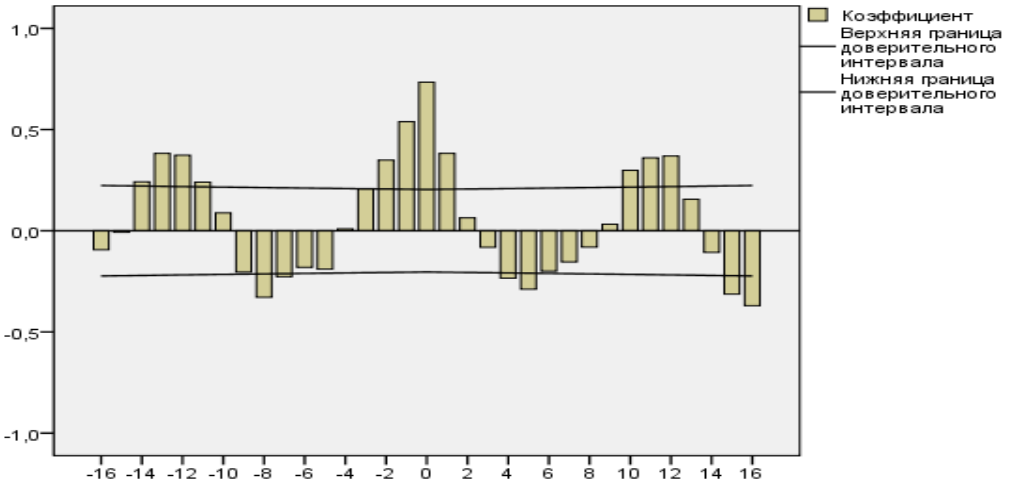


Рисунок 3.14 Взаємнокореляційна функція коливань рівня на ст. Прадхо Бей і Улахакток

Таблиця 3.12 Коефіцієнти кореляції рівнів на станціях Прудхо Бей і Улахакток

№ та назва станції		1	2	3	4
1	Прудо Бей	1	0,78131**	0,17739**	0,19852**
	N	279	113	279	279
2	Улухакток		1	0,20801**	-0,26762**
	N		113	113	113
3	супутник			1	0,47424**
	N			300	300
4	GMSL				1
	N				300

** Кореляція значуща на рівні 0,01 (2-сторонння)

Порівняльний аналіз коефіцієнта кореляції (0,781), автокореляційних і взаємних кореляційних функцій, а також спектральних функцій на станціях Прудхо Бей і Улахакток говорить про те, що тенденції в коливаннях рівнів на цих станціях майже ідентичні.

Щоб перевірити наше припущення про причини падіння рівня на станції Уланхаток можна було б використовувати супутникові альтиметричні спостереження у відкритому поблизу цієї станції. Однак ці спостереження обмежені широтою 63º і, крім того, значну частину часу акваторія покрита крижаним покривом. Найближча до цієї станції точка супутникових спостережень перебуває в Берінговому (її координати 60º пн.ш. і 170º зх.д.). На рис.3.17 показаний часовий хід рівня в цій точці.

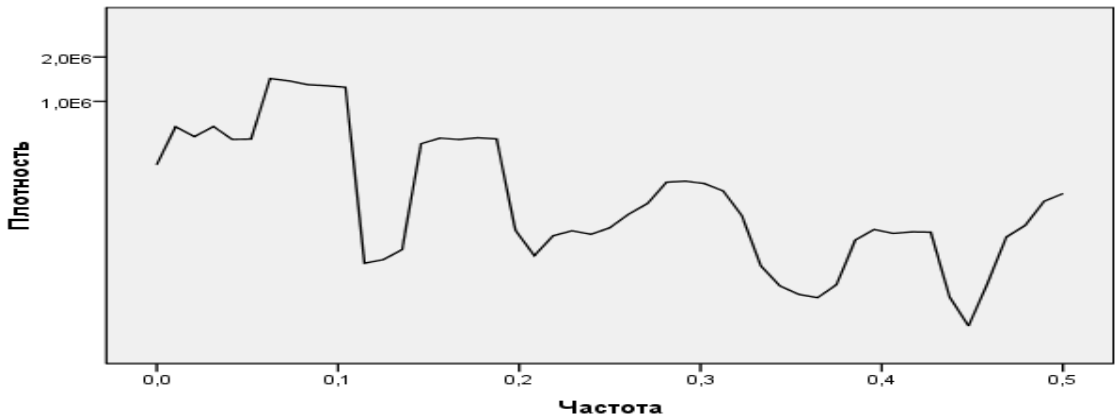


Рисунок 3.15 Спектральная плотность колебаний уровня на ст. Прудхо Бей

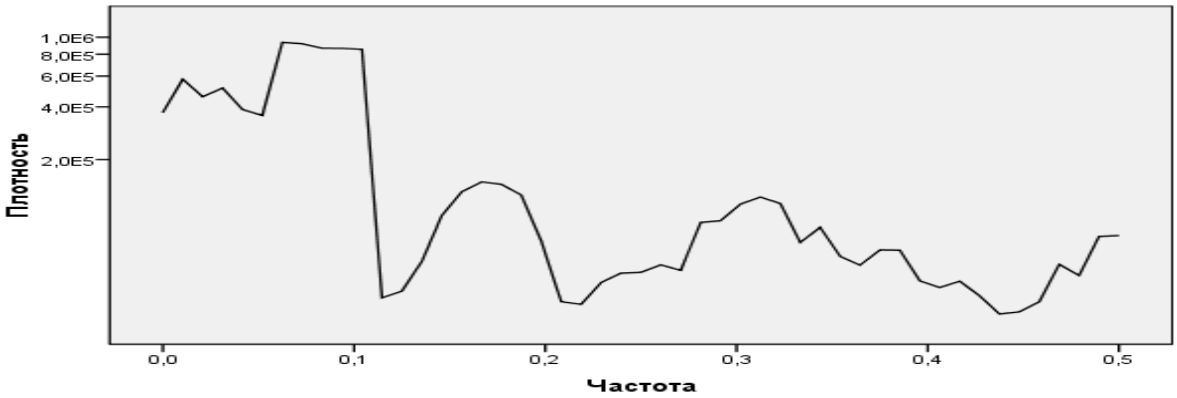


Рисунок 3.16 Спектральная плотность колебаний уровня на ст. Улахакток

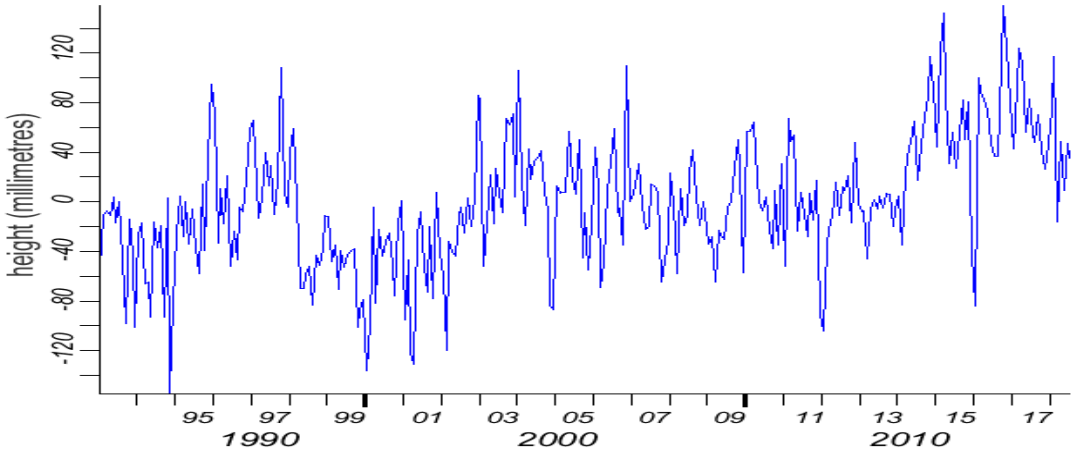


Рисунок 3.17 Тимчасової хід коливань рівня моря в точці з координатами 60º пн.ш. і 170º зх.д (за даними супутникових спостережень)

Як видно з цього малюнка в розглянутий період часу (2003 - 2011 рр.) Рівень моря в цій точці також збільшувався. Таким чином, якщо не враховувати значної відстані між пунктами спостереження, це може служити додатковим підтвердженням нашої гіпотези.

3.3 Коливання рівня в Південному океані

Південний океан не має природних кордонів з півночі. Разом з тим частина Світового океану, що оточує Антарктиду, володіє специфічними рисами гідрометеорологічного режиму, особливостями клімату, циркуляції атмосфери, системою течій і особливими умовами формування водних мас, які роблять доцільним виділення цієї частини як окремого океану.

В ролі північного кордону Південного океану приймається зона антарктичної конвергенції, що є межею поширення поверхневих антарктичних вод. Однак антарктична конвергенція не займає суворо широтного положення. Південніше вона розташовується в протоці Дрейка. В атлантичному секторі зона конвергенції піднімається до 50° пд.ш. , а на схід від меридіана 80° зх.д. - до 48° пд.ш. У Індоокеанскому секторі ця зона в західній його частині проходить дещо північніше 50° пд.ш., в східній частині поступово опускається на південь і на довготі Тасманії проходить приблизно по 53° пд.ш. У зв'язку з цим різні дослідники в якості північного кордону океану приймають різні умовні лінії: по 55 або 52, а іноді по 48° пд.ш. Відповідно і площа Південного океану виявляється різною. А. Ф. Трешников підрахував площу Південного океану, обмежену зоною антарктичної конвергенції - 36 млн. км^2. Середня глибина океану - 3503 м, максимальна глибина за даними дослідницького судна "Віма" (США) - 8420 м (в Південному Сандвічеві жолобі).

Положення зони антарктичної конвергенції не залишається постійним як протягом року (сезонні зміни), так і в багаторічному плані. З урахуванням сезонних коливань зони конвергенції площа, обмежена нею навколо Антарктиди, може змінюватися в межах 10% [1, 2]. Для простоти часто кордоном Південного океану вважають умовну лінію, що проходить через миси Голковий, Південний, Горн.

Для аналізу рівня моря в Південному океані було використано дані, що зазначалося вище в пункті 3.1. За цими даними було побудовано графіки багаторічного ходу рівня моря та знайдено тренд по кожній з обраних станцій (табл.3.13).

Таблиця 3.13 Величина лінійного тренду (мм/рік) коливань рівня на станціях Південного океану

№	Назва станції	Часовий інтервал даних	Тренд, мм/рік		
			до 1990 р.	з 1990 р.	за весь період
1	Скот Бейс	2001 – 2016	–	2,89	–
2	Кейп Робертс	1990 – 2009	–	-0,55	–
3	Кейсей	1996 – 2008	–	4,76	–
4	Девис	1993 – 2010	–	2,62	–
5	Мавсон	1992 – 2009	–	5,25	–
6	Сйова	1975 – 2015	-7,63	30,90	28,77
7	Ротера	2003 – 2013	–	-4,50	–
8	Аргентинські о-ви	1958 – 2014	3,95	-0,44	3,82
9	Пуерто Соберанія	1984 – 2002	5,22	8,52	6,44
10	Академік Вернадський	1992 – 2017	–	-6,49	–
11	Супутник	1993 – 2017	–	1,4	–

Нажаль, в цьому секторі найменша база ГМС станцій, і більшість з них були відкриті на прикінці XX століття, тому простежити зміни за кліматичними періодами не має змони на більшості станцій, окрім трьох. На ГМС Пуерто Соберанія спостерігається доволі великий ріст рівня моря на протязі всього періоду спостережень. Такі зміни можуть бути пов’язані з тим, що температура повітря зростає, і відповідно води також, льодовики починають танути. Також підняття рівня простежується ще на 5 станціях (Скот Бейс, Кейсей, Девіс, Мавсон, та у точці з супутниковими данними, що має координати 60° пн.ш 60° зх.д.). На станції Сйова спочатку проглядався спад рівня, а потім різкий підйом. Такий значний перепад викликає сумніви, щодо його дійсності, тому що це доволі велике значення, можливо міняли місцезнаходження станції, чи було підняття платформи на якій вона стоїть.

Також спостерігається тенденція спаду рівня на станціях Ротера, Академіка Вернадського, Аргентинські острови, які знаходяться поблизу один від одного. Оскільки в цей період температура повітря не знижувалась, можно припустити, що це пов’язано з рухами земної кори. Ще одна станція на якій спостерігається відємна тенденція це Кейп Робертс, спад є незначним, проте важливим для аналізу, оскільки на станції поруч в цей же період (Скот Бейс) є підняття рівня.

Виключення з рядів спостережень за рівнем моря лінійного тренда дає можливість розглянути міжрічних мінливість рівня без впливу тривалої («вікової») складової, зумовленої переважно геологічними і кліматичними

факторами [11]. Для з'ясування ступеня однорідності реакції рівня моря на окремих станціях на дію основних змушуючих сил були виконані оцінки величини зв'язку коливань рівня між усіма станціями (табл. 3.14). Отримані при цьому коефіцієнти кореляції були використані для районування досліджуваної області, в результаті чого було виділено два основних райони, добре збігаються з географічними об'єктами: море Уедела та море Амундсена. В другому між його станціями спостерігається середня кореляція зі значущостю нарівні 0,01. Значення на станції Кейсей зі станціями поруч відповідають значенням від 0,60 до 0,66.ГМС Девіс також добре корелює з цими станціями (0,30-0,76).

В морі Уедела значний зв'язок помічений у станцій Аргентинські острови та Ротера (0,62), в свою чергу Сйова має достатню кореляцію з Пуерто – Соберанія (0,36). Академік Вернадський добре корелює зі Сйовою, Ротера та Аргентинськми островами (0,28-0,62), що не є не сподіванкою, так як вони знаходяться в одній площині. Скот Бейс має значущу кореляцію з Кейп Робертс, Мавсон, Сйова, у розмірі від 0,32 до 0,47.

І цілому, лише на деяких станціях зв'язок є значним [17].

Таблиця 3.14 Кореляційна матриця середньорічних рівнів по станціях Південного океану

№ та назва станції		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Ак.Вернадський	1	0,02554	-0,02836	-0,00929	-0,00462	-0,27546**	0,61833**	0,37000**	0,12111	-0,13366
	N		192	211	201	214	288	132	276	132	153
2	Скот Бейс		1	0,3193**	0,2420*	0,4646**	0,3487**	0,0258	0,0197	0,4161*	0,2401*
	N			103	109	108	180	132	168	24	95
3	Кейп Робертс			1	0,31788**	0,15740*	0,07317	0,20723	0,11258	0,14041	0,09199
	N				195	209	224	79	224	145	153
4	Девіс				1	0,76321**	0,33409**	0,30659**	0,04191	0,14362	0,66159**
	N					200	201	85	201	116	153
5	Мавсон					1	0,14871*	0,34988**	0,02719	0,13257	0,59557**
	N						214	84	214	130	153
6	Сйова						1	0,25053**	0,31557**	0,35859**	0,60911**
	N							132	479	226	153
7	Ротера							1	0,62349**	(a)	0,19405
	N								132	0	71
8	Аргентинські о-ви								1	0,62589**	-0,10437
	N									226	153
9	Пуерто Соберанія									1	-0,00534
	N										82
10	Кейсей										1
	N										153

** Кореляція значуща на рівні 0.01 (2-сторін.)

* Кореляція значуща на рівні 0.05 (2-сторін.)

а Неможливо обчислити, так як принаймні одна з змінних є константою.

ВИСНОВКИ

Аналіз результатів дослідження дозволяє зробити наступні висновки:

1. В азіатському секторі ПЛО в переважній більшості оброблених станцій в тій чи іншій мірі простежується тенденція до підвищення середньорічних висот рівня моря. За результатами розрахунків розмах багаторічної мінливості позитивного тренда рівної поверхні на арктичних морях цього сектора склав від 2 до 23 см.

2. Величина лінійного тренда коливань рівня, усередненого по 31 станції європейського сектора ПЛО, склала +0,014 ± 0,060 см / рік, при цьому на 17 станціях тренд мав негативний знак, а на 14 станціях позитивний. Видається очевидним існування добре вираженої закономірності в географічному розподілі тренда.

3. У багаторічних змінах лінійного тренда в морях європейського басейну ПЛО так само як і в азіатському секторі, можна угледіти певні паралелі зі змінами температури повітря.

4. В діапазоні міжрічної мінливості середнього рівня в тій чи іншій мірі простежуються: низькочастотні коливання рівня з періодом більш 17-18 років і коливання з періодами 7-10 років, що визначаються астрономічними і кліматичними факторами; коливання з періодами 5-6 років і 2-4 роки, пов'язані зі змінами глобальних атмосферних процесів, і коливання з періодом 2 роки, зумовлені впливом полюсного припливу.

5. Якщо на переважній більшості материкових станцій спостерігається позитивний тренд коливань рівня, то на більшості острівних станцій він був негативним. Причиною таких коливань на острівних станціях може бути інтенсивне танення льодів на них і, як наслідок, підйом платформи, на якій вони розташовані.

6. В кінцевому підсумку, слід визнати факт позитивного тренда в багаторічних коливаннях рівня моря на мережі станцій арктичного регіону. Такий же тренд присутній в рядах спостережень за температурою повітря і температурою води. Однак, однозначно прийняти версію глобального потепління, було б дещо поспішно. Вельми висока ймовірність того, що кліматичні зміни в Арктиці мають поліциклічний характер.

ЛІТЕРАТУРА

1. Географический энциклопедический словарь. М., 1986.
2. Четвертый оценочный доклад МГЭИК “Изменение климата 2007” IPCC WG1 AR4 Report // http://ipcc-wg1.ucar.edu/wg1/wg1-report.html. .
3. Физическая география материков и океанов / Под общей ред. А.М.Рябчикова − М.: Высшая школа, 1988. С. 546−551.
4. Лебедев С. *А.,* Костяной А. Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. М.: , 2005. 366 С.
5. Пеллинен Л. П. Высшая геодезия. М.: Недра, 1985. 128 С.
6. Марчук Г.И., Саркисян А. С. Математическое моделирование циркуляции океана. М.: Наука, 1988. 304 С.
7. Альперт Я. Л. Распространение электромагнитных волн и ионосфера. М.: Наука, 1972. 559 С.
8. Атлас океанов. Термины, понятия, справочные таблицы − М.: ГУНК МО СССР, 1980. С. 84−119.
9. Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960.
10. Трешников А.Ф., Баранов Г.И. Структура циркуляции вод Арктического бассейна. - : Гидрометеоиздат, 1972.
11. Руководство по измерению уровня моря и интерпретации результатов.- МОК ЮНЕСКО, 1985, 84 С.
12. Борисов Л. А. Изменения среднего уровня Восточно-Сибирского, Чукотского и Берингова й. - Океанология, 1975, т. XV, вып. 6. с. 1090-1096.
13. Дворкин Е.Н. Захаров Ю.В., Мустафин Н.В. О причинах сезонной и многолетней изменчивости уровня в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском. - Тр.Аркт. и антарк. науч.исслед. институт, 1978, т.349, с. 60-68.
14. Дворкин Е.Н. Захаров Ю.В., Мустафин Н.В. Причины сезонной и многолетней изменчивости уровня Чукотского моря. - Тр.Аркт. и антарк. науч.-исслед. ин-т, 1978, т. 349, С. 69-75.
15. Дворкин Е.Н. Захаров Ю.В., Мустафин Н.В. Сезонная и многолетняя изменчивость уровня Карского моря. - Тр.Аркт. и антаркт. науч.-исслед. ин-т, 1979, т. 361, с. 63-71.
16. Чернышева Л. С. Оледенения, арктические льды и климат // http://www.dvgu.ru/meteo/Intra/ChernLect.html
17. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. М.: Мир. 1971. Вып. 1. 316 с.; 1972. Вып. 2. 287 С.