

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет гідрометеорологічний
інститут
Кафедра океанології та
морського природокористування

МАГІСТЕРСЬКА КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА

на тему: Порівняльна характеристика змін рівня в деяких районах Світового океану. Мінливість рівня в Атлантичному океані

Виконав студент: 2 курсу групи МЗО-19
спеціальність 103 «Науки про Землю»
Стоянов Олександр Степанович

Керівник: д-р геогр. наук. проф.
Берлінський Микола Анатолійович

Рецензент: д. геогр.н., проф.
Хохлов Валерій Миколайович

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ
ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Гідрометеорологічний інститут
Кафедра Океанології та морського природокористування
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)

Освітня програма Океанологія

ЗАТВЕРДЖУЮ
Завідувач кафедри _____

“ 26 ” жовтня 2020 року

ЗАВДАННЯ
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Стоянова Олександра Степановича

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Порівняльна характеристика змін рівня в деяких районах Світового океану. Мінливість рівня в Атлантичному океані

Керівник роботи Берлінський Микола Анатолійович д-р геогр. наук. проф.

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

затверджені наказом вищого освіти від “ 16.10 ”2020 року № 194 «С»

2. Строк подання студентом роботи 7 грудня 2020
3. Вихідні дані до роботи:
1. Спостереження за рівнем моря в різні часові періоди в деяких районах Атлантичного океану
 2. Спостереження за рівнем моря в різні часові періоди в деяких районах Світового океану
 3. Дані супутникових спостережень за рівнем за деякий період часу
4. міст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити):
1. Розрахувати лінійні тренди коливань рівня на станціях Атлантичного океану
 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 (зточним зазначенням обов'язкових креслень):
1. Графіки трендів рівня.
 2. Графіки авто- і взаємкореляційних функцій числових рядів.
 3. Графік спектральних функцій числових рядів.

6. Консультанти розділів роботи

Розділ	Ім'я, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	Завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 26 жовтня 2020 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	14.10.20	90	відм
2	Аналіз літературних джерел	15.10-30.10	85	добре
3	Збір матеріальних спостереження	30.10-10.11	90	відм
4	Аналіз матеріалів спостереження	10.11-20.11	88	добре
5	Розрахунково-графічні роботи	20.11-05.12	90	відм
6	Оформлення роботи	05.12-10.12	90	відм
7	Проходження нормативного контролю.	8.12	90	відм
8	Рубіжна атестація	16-21.11.2020	90	відм
9	Здача на кафедру	7.12		
10	Перевірка на плагіат	10-13.12		
11	Попередній захист роботи	15.12.20		
12	Рецензування			
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		90	відм

Студент Стоянов О.С
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи Берлінський М.А.
(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Тема: «Порівняльна характеристика змін рівня в деяких районах Світового океану. Мінливість рівня в Атлантичному океані»

Автор: Стоянов О.С.

Актуальність роботи: У зв'язку зі зміною рівня моря протягом значного періоду часу виявляються зміни клімату та вплив на фауну та флору прибережної зони.

Мета роботи: Виявлення особливостей мінливості рівня в районах Атлантичного океану та порівняти його зі змінами рівня в деяких районах Світового Океану.

Об'єкт дослідження: рівень Світового океану

Предмет дослідження: мінливість коливань рівня

Методи дослідження: статистичний аналіз

Завдання: Проаналізувати коливання рівня на станціях Атлантичного океану. Провести порівняльний аналіз цих даних з даними на деяких станціях у Світовому океані .

У роботі розглянуто коливання рівня у приполярних районах Світового океану за середньорічними даними. Для аналізу коливань рівня в Атлантичному океані були обрані чотири станції, розташовані в різних частинах його акваторії. Це ст. Брест (Франція), розташована в північно-східній частині океану, ст. Такораді (Гана) - у східній екваторіальній частині, Буенос-Айрес - в південно-західному регіоні і Нью-Йорк - в північно-західній частині океану. 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: стор.43, рис.16, табл.3, джерела17.

Ключові слова: АТЛАНТИЧНИЙ, ОКЕАН, ІНДІЙСЬКИЙ, КОЛИВАННЯ, МІНЛИВІСТЬ, СЕЗОННИЙ ХІД, АМПЛІТУДА, РІВЕНЬ.

SUMMARY

Theme: «Comparative characteristics of level changes in some areas of the oceans. Level variability in the Atlantic Ocean »

Author: Stoyanov O.

Actuality: Due to changes in sea level over a significant period of time, climate change and the impact on the fauna and flora of the coastal zone are revealed.

Objective: Identify the features of level variability in areas of the Atlantic Ocean and compare it with changes in level in some areas of the oceans.

Object of research: level of the Atlantic Ocean

Subject of research: variability of level fluctuations

Methods of research: statistical analysis

Objective: Analyze fluctuations in the level of stations in the Atlantic Ocean. Carry out a comparative analysis of these data with data at some stations in the oceans.

The paper considers fluctuations in the level in the subpolar regions of the oceans according to average annual data. To analyze the fluctuations of the level in the Atlantic Ocean, four stations were selected, located in different parts of its waters. This is Art. Brest (France), located in the northeastern part of the ocean, Art. Takoradi (Ghana) - in the eastern equatorial part, Buenos Aires - in the southwestern region and New York - in the northwestern part of the ocean. The long-term and seasonal course of level fluctuations for the last 50 years, possible causes of their occurrence were analyzed. Both decline and decline at different stations were noted.

The work contains: pages 43, figures16, tables3, sources17.

Key words: ATLANTIC, OCEAN, INDIAN, FLOWER, CONVERSION, SEASON HID, AMPLITUDE, LEVEL.

Зміст

ВСТУП.....	7
1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА АТЛАНТИЧНОГО ОКЕАНУ.....	8
1.1 Ложе океану, Серединно-Атлантичний хребет і перехідні зони.....	8
1.2 Клімат і гідрологічні умови Атлантичного океану.....	12
1.3 Течії північної частини Атлантичного океану.....	14
1.4 Тічії південної частини Атлантичного океану.....	14
1.5 Гідрологічні особливості поверхневих вод	15
2 КОЛИВАННЯ РІВНЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ ТА МЕТОДИ ЙОГО ВИМІРЮВАННЯ.....	21
2.1 Причини коливання рівня Світового океану.....	21
2.2 Альтиметричні вимірювання.....	24
3 АНАЛІЗ КОЛИВАНЬ РІВНЯ.....	29
3.1 Коливання рівня Атлантичного океану.....	29
3.2 Коливання рівня Індійського океану.....	35
3.3 Коливання рівня в Північно-Льодовитому океані.....	37
ВИСНОВКИ.....	44
ЛІТЕРАТУРА.....	45

ВСТУП

Підвищення рівня моря - спостережуваний з середини XIX століття процес, в результаті якого на протязі одного лише XX століття глобальний рівень моря підвищився на 17 см. З 1993 року рівень моря щорічно підвищується на $3,2 \div 3,4$ мм.

Головною причиною цього процесу є глобальне потепління, інші незначні. Більш теплий клімат впливає на рівень світових океанів двома способами. Першим з них є термічне розширення води, яка таким чином набуває більший обсяг. Другим є всесвітнє танення льодів, що привносить додаткову воду в світовий океан.

Світовий океан поділяється на 4 чи 5 головних частин: Тихий океан, Атлантичний океан, Індійський океан, Північний Льодовитий океан та Південний океан. У 2000 році Міжнародна гідрографічна організація прийняла розділення з чотирьох океанів на п'ять, виділивши Південний або Антарктичний океан зі складу Атлантичного, Індійського і Тихого.

Рівень моря – це положення вільної поверхні води океанів і морів, що вимірюється по прямовисній лінії відносно умовного початку підрахунку. Світовий океан перебуває в безперервному русі і його поверхня ніколи не залишається спокійною, вона зазнає постійних горизонтальних і вертикальних переміщень водних мас. Їхній рівень змінюється під впливом таких факторів: вітрового нагону і згону води, припливів та відпливів, течій, зміни атмосферного тиску і щільності води, поверхневого випаровування, випадіння опадів, стоку річкових вод, підводних землетрусів і виверження вулканів. У прибережній зоні океанів і морів із тієї або іншої причини рівень моря змінюється від 10 до 15 м й більше, а у відкритій частині моря ці величини значно менші.

Через переплетення впливів цих факторів на вільну поверхню коливання рівня зручно розглядати як імовірнісний процес, закономірності якого розрізняються за діапазонами між річної, сезонної, синоптичної і мезомасштабної мінливості. У даній роботі аналізуються коливання рівня з між річної мінливістю.

Першоджерелом більшості з них є коливання геліогеофізичних і кліматичних параметрів, які або безпосередньо впливають на стан рівної поверхні в різних районах Світового океану, або призводять до відповідних коливань різних кліматичних характеристик, які в свою чергу призводять до зміни рівня.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА АТЛАНТИЧНОГО ОКЕАНУ

1.1 Ложе океану, Серединно-Атлантичний хребет і перехідні зони

Формування сучасного Атлантичного басейну розпочалося близько 200 мільйонів років тому в Тріасі з відкриття розколу на місці майбутнього океану Тетіс та поділу континенту Пангея на Лавразію та Гондвану. Пізніше Гондвана була розділена на дві частини - африкансько-південноамериканську та австро-антарктичну, а також формування західної частини Індійського океану; створення континентального розриву між Африкою та Південною Америкою та їх рух на північ та північний захід; створення нового морського дна між Північною Америкою та Євразією. Лише в точці Північної Атлантики на кордоні з Північним Льодовитим океаном зв'язок між двома континентами зберігався до кінця палеогену.

Наприкінці мезозойської ери та палеогену Тетіс приєднався до Євразії в результаті руху найбільш стабільної частини розпаду Гондвани - Африканської літосферної плити, а також блоку Індустану. Сформувався орогенний пояс Середземномор'я (Альпійсько-Гімалаї) та його західне продовження - складчаста система Антильських островів - Карибського моря. Міжконтинентальний басейн Середземного, Мармурового, Чорного та Азовського морів, а також моря та затоки північної частини Індійського океану, про які йдеться в цьому розділі, слід розглядати як фрагменти закритого океану Тетіс. Таким же "залишком" Тетіс на заході є Карибське море з прилеглими сушами та частиною Мексиканської затоки.

Остаточне формування Атлантичного басейну та прилеглих континентів відбулося в кайнозої.

Уздовж усього океану з півночі на південь проходить середньоатлантичний хребет, який розділяє по обидва боки континентально-океанічні літосферні плити: Північно-Американську, Карибську і Південно-Американську - на заході і Євразійську, Африканську - на сході. Середньоатлантичний хребет має найвизначніші риси середньоокеанських хребтів Світового океану. Вивчення цього хребта розпочалося з вивчення глобальної системи хребтів океані в цілому.

Від кордону з Північним Льодовитим океаном біля узбережжя Гренландії до перетину з африкансько-антарктичним ланцюгом на острові Буве на півдні середньоатлантичний ланцюг має довжину більше 18 000 км і ширину 1000 км. Він становить близько третини площі дна океану. Уздовж хребтової арки проходить система глибоких поздовжніх вад (тріщин), а

поперечні вади перетинаються скрізь. Райони з найактивнішим проявом давнього та сучасного вулканізму тріщин під водою та на поверхні в північній частині середньоатлантичного хребта - це Азорські острови 40 ° пн.ш. та унікальний, найбільший вулканічний острів на землі - Ісландія на межі з Північним Льодовитим океаном.

Острів Ісландія лежить безпосередньо на середньоатлантичному хребті, в середині якого є система тріщин - "вісь поширення", що ділиться на південному сході. По цій осі піднімаються майже всі вимерлі та діючі вулкани Ісландії, поява яких триває донині. Ісландію можна розглядати як «продукт» зростання морського дна, яке тривало від 14 до 15 мільйонів років. Обидві половини острова відходять від рифтової зони, одна разом з Євразійською плитою - на сході, інша разом з Північноамериканською плитою - на заході. Швидкість руху становить 1 - 5 см на рік.

На південь від екватора, середньоатлантичний хребет зберігає свою цілісність і типові риси, але відрізняється від північної тим, що він менш тектонічний. Центрами тріщинного вулканізму тут є острови Вознесіння, Св. Олена та Трістан-да-Кунья.

По обидва боки від середньоатлантичного хребта простягається морське дно, яке складається з базальтової кори і товстих шарів мезокайнозойських відкладень. У структурі поверхні русла, як і в Тихому океані, є численні глибоководні басейни (понад 5000 м, а Північноамериканський басейн - навіть понад 7000 м глибиною), які відокремлені один від одного підводними ліфтами та хребтами. Басейни американської сторони Атлантики - Ньюфаундленд, Північна Америка, Гайана, Бразилія та Аргентина; з Євразії та Африки - Західна Європа, Канарські острови, Ангола та Капські.

Найбільше підняття ложа Атлантичного океану - плато Бермудські острови в басейні Північної Америки. Він складається по суті з океанських базальтів і покритий двокілометровим шаром опадів. На його поверхні, розташованій на глибині 4000 м, височать вулкани, увінчані кораловими структурами, що утворюють Бермудський архіпелаг. Навпроти південноамериканського узбережжя між бразильським та аргентинським басейнами знаходиться плато Ріо-Гранде, яке також вкрите товстими шарами осадових порід і вкрите підводними вулканами.

У східній частині морського дна слід відзначити підняття Гвінеї вздовж бічної щілини центрального хребта. Ця щілина поширюється на материк у Гвінейській затоці у вигляді континентальної щілини, з'єднаної з діючим вулканом Камерун. Далі на південь, між Ангольським та Капським басейнами, глибокий підводний хребет Китовий простягається до берегів Південно-Західної Африки.

Основне русло Атлантичного океану межує безпосередньо з підводними краями материків. Перехідна зона незрівнянно менш розвинена, ніж у Тихому океані, і представлена лише трьома регіонами. Два з них - Середземномор'я з прилеглими територіями суші та Антильсько-Карибський регіон між Північною та Південною Америкою - це фрагменти океану, закриті в кінці палеогену, океан Тетис і відокремлені окремим перегородкою. Тому вони мають багато спільного в особливостях геологічної будови ґрунту, типі рельєфу підводних та наземних гірських споруд, видах вулканічної діяльності.

Западина Середземного моря відокремлена від глибоких басейнів океану порогами Гібралтару глибиною лише 338 метрів. Найменша ширина Гібралтарської протоки становить лише 14 км. У першій половині неогену Гібралтарської протоки взагалі не існувало, а Середземне море довгий час було замкнутим басейном, ізольованим від океану та морів, що продовжуються на схід. Зв'язок був відновлений лише на початку четвертинного періоду. Півострови та групи материкових островів, що складаються з різновікових споруд, поділяють море на низку басейнів, у донній структурі яких переважає суб-океанічна кора. У той же час значна частина середземноморського дна, що належить до передгір'я та шельфу материка, складається з континентальної кори. Це головним чином південна та південно-східна частини його западини. Континентальна кора також характерна для деяких глибоководних басейнів.

В Іонічному морі, між басейнами центрального Середземномор'я, Критського та Левантинського, простягається центральна середземноморська затока, яка прилягає до еллінського глибоководного жолоба з максимальною глибиною всього Середземного моря (5121 м на північний захід).

Басейни Середземного моря характеризуються сейсмічністю та вибухонебезпечним вулканічним вулканізмом, який в основному обмежується центральною його частиною, тобто зоною субдукції в Неаполітанській затоці та суміжних ділянках суші. Окрім найактивніших вулканів Європи (Везувій, Етна, Стромболі), є багато об'єктів, що свідчать про прояви палеовулканізму та активної вулканічної діяльності протягом історії. Фрагменти закритої Тетиди знайдені також на сході Чорного та Азовського морів, а також Каспійського моря. Характеристика природи цих водойм враховується у відповідних розділах регіонального обстеження Євразії.

Другий перехідний регіон Атлантичного океану розташований у його західній частині між Північною та Південною Америкою і приблизно відповідає західному сектору океану Тетис. Він складається з двох

напівзакритих морів, відокремлених один від одного і від морського дна півостровами та арками островів континентального та вулканічного походження. Мексиканська затока - це мезозойський басейн з глибиною понад 4000 м у центральній частині, оточений широкою смугою полиць з материка та півостровів Флорида та Юкатан. Найбільші запаси нафти та природного газу зосереджені в сусідніх сушах, шельфі та прилеглих частинах затоки. Саме нафтогазовий басейн Мексиканської затоки можна генетично та економічно порівняти з нафтогазовим басейном Перської затоки. Карибське море, відокремлене від моря Антильськими островами, утворилося в неогені. Його максимальна глибина перевищує 7000 м. З боку океану перехідний регіон Антильські Кариби обмежений глибоководним жолобом Пуерто-Рико, найбільша глибина якого (8 742 м) також є максимальною для всієї Атлантики. За аналогією з Середземномор'ям цю територію іноді називають американським Середземномор'ям.

Третій перехідний регіон в Атлантиці, Шотландське море, лежить між Південною Америкою та Антарктичним півостровом по обидва боки 60 ° пд.ш., в водах Антарктики. На сході ця ділянка відокремлена від морського дна глибоким водним жолобом Південний Сандвіч (8325 м) та аркою однойменних вулканічних островів, які висаджені на підводному піднесенні. Дно моря Скоша складається з суб-океанічної кори, на заході воно замінюється океанічною корою тихоокеанського дна. Навколишні архіпелаги (Південна Джорджія та ін.) походять з материка.

Як Євразійський, так і Американський фланги мають великі площі шельфу, які також характерні для Атлантики. Це результат відносно недавнього просідання та затоплення прибережних рівнин. Ще в першій половині кайнозою Північна Америка простягнулася майже до полюса і злилася з Євразією на північному сході та північному сході. Формування атлантичного шельфу біля узбережжя Північної Америки, очевидно, слід прослідковувати до кінця неогену та біля узбережжя Європи - до четвертинного періоду. Це пов'язано з існуванням «сухопутних» форм - ерозійних западин, відкладень дюн тощо, а в північних районах - слідів зношування та накопичення льодовиків.

1.2 Клімат і гідрологічні умови Атлантичного океану

Про подібність географічного розташування Атлантичного та Тихого океанів уже зазначалося вище, що неминуче впливає на особливості кліматичних та гідрологічних умов кожного з них. Приблизно однакової довжини з півночі на південь, між приполярними широтами обох півкуль, набагато більший розмір і масивність суші, що обмежує океани в північній півкулі порівняно з півднем, відносно слабкий зв'язок і обмежений

водообмін із північчю. Океани та Антарктичний басейн на півдні - всі ці особливості обох океанів призводять до подібності між ними за розподілом центрів дії атмосфери, напрямком вітру, температурою поверхневих вод та розподілом опадів.

Водночас слід зазначити, що Тихий океан майже вдвічі перевищує розмір Атлантичного, і більша його частина знаходиться в міжтропічному регіоні, де протікає від Малої Азії через міжисландські моря та протоки Південно-Східної Азії. Атлантичний океан в екваторіальних широтах має найменшу широту, зі сходу та заходу він обмежений масивними суші в Африці та Південній Америці. Ці особливості, а також відмінності у віці та структурі самих басейнів океану створюють географічну індивідуальність кожного з них, а індивідуальні особливості більш характерні для північних частин океанів, тоді як у південній півкулі подібність між ними яскраво виражена.

Найважливішою баричною системою над Атлантикою, яка визначає метеорологічну ситуацію протягом року, є екваторіальна западина, яка, як і в Тихому океані, поширюється як на північну півкулю, так і на півкулю півдня. Пасати зменшуються в западинах - північному сході в північній півкулі та південному сході на півдні.

У південній півкулі, де морська поверхня переривається сушею лише на відносно невеликій території, всі важливі барові системи простягаються вздовж екватора у вигляді підширотних зон, розділених фронтальними зонами, і протягом року лише трохи зміщуються позаду сонця.

Взимку південно-східний пасат проникає з південної півкулі до екватора і трохи північніше до Гвінейської затоки та північної частини Південної Америки. Основні опади в цей час випадають у північній півкулі і в них переважає суха погода по обидва боки південних тропіків. На південь від 40 ° пд.ш. Південно-східний та східний вітри дмуть з антарктичного боку у високих широтах, несучи айсберги та морський лід на північ.

У теплу половину року основні напрямки повітряного потоку зберігаються, але екваторіальний басейн розширюється на південь, південно-східний пасат посилюється і переходить у зону зниженого тиску над Південною Америкою та вздовж її східних околиць. Західні вітри в помірних і високих широтах залишаються домінуючим атмосферним процесом.

Природні умови в субтропічних та помірних широтах Північної Атлантики суттєво відрізняються від тих, що характерні для південної частини океану. Це пов'язано з особливостями самої акваторії, а також розмірами її суші, температурою та тиском повітря, який різко змінюється протягом року. Найбільш значні контрасти тиску та температури виникають взимку, коли через похолодання утворюються центри високого тиску та температури не тільки над сушею, а й над покритою льодом Гренландією, Північною Америкою та внутрішніми районами Євразії. За винятком північно-західного узбережжя, сам океан у лютому підтримує температуру поверхневої води від 5 до 10 ° С. Це пов'язано з притоком теплої води з півдня в північно-східну частину Атлантики та відсутністю холоду на півдні.

У Північній Атлантиці взимку утворюється закрита зона низького тиску - ісландський або північноатлантичний мінімум. Його взаємодія з максимумом на 30-му ступені широти максимуму Азорських островів (Північна Атлантика) створює переважний західний потік вітру над Північною Атлантикою, який транспортує вологе повітря з океану на Євразійський континент. Цей атмосферний процес супроводжується опадами у вигляді дощу та снігу при плюсовій температурі. Подібна ситуація стосується морської зони на південь від 40° пн.ш. та в Середземному морі, де в цей час йде дощ.

У літньому сезоні північної півкулі область високого тиску підтримується лише над льодовиковим покривом Гренландії, над материком створені центри низького тиску, а ісландський мінімум стає слабшим. Західний рух залишається основним процесом циркуляції в помірних і високих широтах, але не таким інтенсивним, як взимку. Максимум Азорських островів збільшується і збільшується, і більша частина Північної Атлантики, включаючи Середземномор'я, знаходиться під впливом тропічних повітряних мас і не отримує опадів. Лише біля узбережжя Північної Америки, де вологе повітря проникає на периферію максимуму Азорських островів, випадають мусонні опади, хоча цей процес не такий яскраво виражений, як на тихоокеанському узбережжі Євразії.

Влітку і особливо восени над Атлантикою трапляються тропічні урагани між північними тропіками та екватором (як у Тихому та Індійському океані в цих широтах), які поширюються над морем та океаном із великою руйнівною силою. Іноді проникають на північ до 40° пн.ш.

1.3 Течії північної частини Атлантичного океану

Поверхневі течії в північній частині Атлантичного океану рухаються за годинниковою стрілкою. Основними елементами цієї великої системи є течії Гольфстріму на північ, а також Північноатлантичні, Канарські та Північно-пасатські (екваторіальні) течії. Гольфстрім випливає з протоки Флориди та о. Куби на північ уздовж узбережжя США і приблизно на 40° пн. Відхиляється на північний схід і змінює свою назву на Північноатлантичну течію. Ця течія розділена на дві гілки, одна з яких йде на північний схід уздовж узбережжя Норвегії і далі в Північний Льодовитий океан. Завдяки цьому клімат у Норвегії та всій північно-західній Європі набагато тепліший, ніж можна було б очікувати в широтах, що відповідають області від Нової Шотландії до південної Гренландії. Друга гілка повертається на південь і далі на південний захід уздовж узбережжя Африки, утворюючи холодну Канарську течію. Ця течія рухається на південний захід і з'єднується з північною торговою течією, яка йде на захід у напрямку Вест-Індії і там зливається з Гольфстрімом. На північ від півночі знаходиться область застою

води, багата водоростями, відома як Саргасове море. Холодна течія Лабрадора, яка тече із затоки Баффіна та моря Лабрадора та охолоджуючого узбережжя Нової Англії, протікає з півночі на південь уздовж північноатлантичного узбережжя Північної Америки.

1.4 Течії південної частини Атлантичного океану

Основні системи течій в південній частині Атлантичного океану рухаються проти годинникової стрілки. Південний пасат спрямований на захід. У виступах східного узбережжя Бразилії воно розділене на дві гілки: північ веде воду вздовж північного узбережжя Південної Америки в Карибський басейн, а південь, тепле бразильська течія, рухається на південь уздовж узбережжя Бразилії і приєднується до течії Західних. Частина цієї холодної течії відокремлює і несе свої води на північ уздовж африканського узбережжя, створюючи холодну бенгальську течію. Останній остаточно приєднується до південної течії Пасатна. Тепла гвінейська течія рухається на південь уздовж узбережжя північно-західної Африки до Гвінейської затоки.

Через те, що в останні роки біля узбережжя Атлантичного океану спостерігається високий рівень активності сонця, повторність тропічних ураганів значно зросла. У 2005 році три урагани обрушились на південне узбережжя США - Катріна, Ріта та Емілі, перший з яких завдав великої шкоди місту Новий Орлеан.

Система поверхневих течій Атлантичного океану значною мірою повторює їх циркуляцію в Тихому океані.

В екваторіальних широтах є два пасатні вітри - Північний та Південний, які рухаються зі сходу на захід. Між ними на сході рухається міжпасатна протитечія. Північна протитечія течія протікає близько 20 ° пн.ш., а біля узбережжя Північної Америки вона поступово відхиляється від півночі. Південний пасат, що проходить на південь від екватора біля узбережжя Африки на захід, досягає східного виступу південноамериканського континенту і розділений на дві гілки біля мису Кабо-Бранко, які проходять уздовж узбережжя Південної Америки. Її північна гілка (Гайанська течія) досягає Мексиканської затоки і разом із Північною протитечією бере участь у формуванні системи теплих течій Північної Атлантики. Південна гілка (бразильська течія) досягає 40 ° пд.ш. Інша гілка західних вітрів, яка має відносно холодну воду на півночі, впадає в Атлантику біля південно-західного узбережжя Африки. Це Бенгальська течія - аналог перуанської течії Тихого океану. Його вплив можна простежити

майже до екватора, де він впадає в південні пасати, закриває південноатлантичний цикл і значно знижує температуру поверхневої води біля берегів Африки.

Загальна картина поверхневих течій Північної Атлантики набагато складніша, ніж у південній частині океану, а також суттєво відрізняється від сучасної системи в північній частині Тихого океану.

1.5 Гідрологічні особливості поверхневих вод

Однією з найважливіших гідрологічних характеристик води є її температура. В усьому океані середня температура поверхневих вод становить $+16,5^{\circ}\text{C}$, але Південна Атлантика на $+6^{\circ}\text{C}$ холодніша від Північної. Термічний екватор, середня температура якого $+26,7^{\circ}\text{C}$, знаходиться між 5° і 10° пн. ш. На південь і північ від нього температура поступово знижується, і закономірність її розподілу має зональний характер. В місцях розвитку субмеридіональних течій і підняття глибинних вод ця закономірність порушується. Особливо різкі контрасти температур уздовж східних берегів Північної Америки, де зустрічаються теплі й холодні течії.

Солоність вод океану найвища, оскільки випарування (1040 мм) перевищує опади (780 мм) і частина випаровуваної води переноситься на материки. Найбільша солоність (37,5 ‰) в субтропічних і тропічних широтах, де переважають області високого атмосферного тиску з жаркою і ясною погодою. Найменша солоність (33 ‰) у прибережних водах Антарктиди через їхнє розпріснювання від танення криги.

Гідрохімічні характеристики океану майже такі, як і в інших океанах, оскільки між ними існує постійний водообмін. Але інтенсивність нагромадження біогенів на проміжних і великих глибинах тут менша, бо цьому процесові перешкоджає інтенсивне перемішування води як у вертикальному, так і в горизонтальному напрямках. Теплі поверхневі води низьких широт перенасичені вуглекислим кальцієм, з якого багато морських організмів будують свої внутрішні й зовнішні скелети, а також мушлі. Тут найбільша концентрація сполук фосфору та азоту і недостатньо кисню.

Вміст розчиненого кисню найбільший у субполярних широтах (7—8 мл/л). Дуже бідні на кисень (2 мл/л) проміжні води тропічних широт, які залягають на глибинах 250—750 м. У зоні апвелінгів, уздовж західних берегів Африки, внаслідок фотосинтезу кількість кисню зростає до 10 мл/л. Для холодних вод Арктики і Антарктики характерна велика кількість

кремнієвої кислоти, яка використовується діатомовими для створення скелетів.

Придонні води формуються з поверхневих вод Арктики і Антарктики при їх охолодженні до $-1,8^{\circ}\text{C}$ та опусканні на дно. Місцями вони рухаються дуже швидко (до 1,6 км/год) і здатні розмивати донні відклади, переносити завислий матеріал, створювати підводні долини й великі донні акумулятивні рівнини. Холодні малосолоні придонні антарктичні води переміщуються дном улоговин до 42° пн. ш.

На придонних водах залягають глибинні, що формуються з холодних поверхневих вод субполярних широт у процесі їх опускання. В більш низьких широтах охолодження не таке сильне, як у високих, тому води цих широт мають меншу густину і не опускаються на велику глибину. Вони формують проміжні води. Одним з осередків формування проміжних вод є Середземне море. Ще меншу густину мають високо-мінералізовані води в субтропічних широтах під час їх зимового охолодження до $+18^{\circ}\text{C}$. Вони формують підповерхневі води.

Відповідно до фізичних і хімічних властивостей, вмісту кисню і фосфатів на поверхні океану вирізняють типи водних мас: екваторіальні, тропічні, субтропічні, субполярні та полярні.

Екваторіальні водні маси знаходяться між екваторіальним та субекваторіальним гідрологічними фронтами. Вони характеризуються найвищою температурою ($+25, +27^{\circ}\text{C}$), помірною солоністю (34—35 ‰), мінімальною густиною, значним вмістом кисню (3,0—4,5 мл/л) і фосфатів (0,5—1,0 мкг-атом/л).

Тропічні й субтропічні водні маси формуються в області тропічних атмосферних антициклонів. Від субполярних водних мас їх відділяють субарктичні та субантарктичні фронти. Тут найвища солоність (36—37 ‰), велика прозорість, малий вміст поживних речовин, кисню (2—3 мл/л), бідний органічний світ. Це — океанічні пустелі.

Субполярні водні маси формуються в помірних широтах. Від полярних вони відокремлені арктичним і антарктичним фронтами. В цих водах інтенсивний теплообмін з атмосферою, а тому й значна мінливість фізичних властивостей як у просторі, так і в часі. Вони насичені киснем і фосфатами, мають нормальну солоність.

Полярні водні маси найхолодніші. їхні температури близькі до точки замерзання, для них характерна велика густина, мала солоність (32—33 ‰), великий вміст кисню (5—7 мл/л) і фосфатів (1,5—2,0 мкг-атом/л).

Органічний світ океану кількістю видів значно поступається Тихому чи Індійському океанові. Це пов'язано з його молодістю, тривалою ізоляцією від Індійського й Тихого океанів, сильним впливом холодного клімату в четвертинний період. На розподілі організмів позначалися також теплі й холодні течії та вертикальне переміщення в зоні апвелінгів. У високих широтах, де переважають холодні течії, та в низьких, де є апвелінг, видовий склад фауни бідний, але за кількістю населення риб і тварин він значно багатший, ніж в інших океанах. Загалом органічне життя в Атлантичному океані кількісно багате завдяки широкому розвитку шельфу. З цієї причини серед риб, у тому числі промислових, дуже багато донних і придонних представників.

Донна флора Атлантики подібна до тихоокеанської, хоч тут і менше її видів. Для фітобентосу північної частини океану найхарактерніші бурі водорості, переважно фукоїди, ламінарії та алярії, а також червоні водорості. У тропічній зоні поширені зелені (хаулерпа) та червоні водорості, серед яких переважають вапнякові літотамнії, а серед бурих — саргасові. У південній частині океану серед донної рослинності найбільше ламінарій.

Зообентос представлений в основному восьминогами, коралами, ракоподібними, голкошкірими і специфічними видами риб. Значними є також губки та гідроїди.

Планктон представлений більш як 245 видами рослин та 2000 видами тварин. У фітопланктоні переважають перидиней, коколітофори, діатомові. Останні мають чітко виражену зональність: максимальна їх кількість розвивається в помірних широтах обох півкуль, але основні види Північної півкулі дещо відмінні від південних. Найбільша щільність діатомових у смузі течії Західних Вітрів. Нектон за видовим складом дещо бідніший від тихоокеанського. У ньому немає простих форм мечохвостів, деяких видів давніх риб, морських зміїв. Проте видовий склад риб в Атлантичному океані багатший, ніж у Тихому океані.

У розподілі бентосу, планктону і нектону чітко виявляється зональність. Зонально змінюються кількість видів і загальна біомаса. В Антарктичному секторі Атлантики — чимало видів китоподібних і тюленів[5].

У субантарктичній зоні та прилеглій до неї смузі води помірної зони біомаса досягає максимуму, але за кількістю видів вона поступається тропікам. У зоопланктоні переважає кріль, у нектоні — кити, ластоногі, з риб — нототенії.

У тропічній зоні зоопланктон представлений численними видами форамініфер і птеропод, кількома видами радіолярій, веслоногих рачків, кальмарами, восьминогами. У складі нектону є різні види риб, серед яких промислове значення мають макрель, тунці, сардини, а в холодних водах — анчоуси. Для тропічної та субтропічної зон характерні корали, які краще розвиваються в західній частині зони, особливо в Саргасовому морі, ніж у східній.

Помірні широти Північної півкулі характеризуються великою кількістю особин, хоч і з незначним видовим складом. Із промислових риб найбільше значення мають оселедці, тріска, пікша, палтус, морський окунь. Для зоопланктону найбільш характерними є копеподи та форамініфери. Найбільшого розвитку вони набули в районі Ньюфаундлендської банки та Норвезького моря. Середня біомаса зоопланктону тут більша, ніж на відповідних широтах Тихого океану.

Багаті рибою арктичні широти. В районі Ісландії, на банках Фарерських островів, поблизу берегів Норвегії багато тріски та оселедців. У гренландських водах живуть кити, тюлені. На скелях високих берегів — пташині базари.

В Атлантичному океані виокремлюють чотири біогеографічні області: Арктичну, куди входять прилеглі до Гренландії та Лабрадору водні простори; Північно-Атлантичну, що охоплює помірні широти Північної півкулі; Тропічно-Атлантичну, яка відповідає тропічним та екваторіальним широтам; Антарктичну, що охоплює всю Антарктичну Циркумполярну течію.

Як і для всього Світового океану, для Атлантики характерна велика кількість біомаси при відносній бідності видового складу органічного світу в помірних і високих широтах і набагато більше видове різноманіття в межтропічному просторі і субтропіках.

Помірний і субантарктичний пояса південної півкулі входять в антарктичну біогеографічну область. Для Атлантичного океану, як і для інших океанів в цих широтах, властиво присутність в складі фауни великих ссавців - морських котиків, кількох видів справжніх тюленів, китоподібних. Останні представлені тут найбільш повно порівняно з іншими частинами Світового океану, але в середині минулого століття вони піддалися сильному винищуванню. З риб для Південної Атлантики характерні ендемічні сімейства нототенієвих і білокровних шук. Кількість видів планктону невелика, але його біомаса, особливо в помірних широтах, дуже значна. У складі зоопланктону представлені весільного рачки (криль) і птероподи, в

фітопланктоні домінують діатомові водорості. Для відповідних широт північній частині Атлантичного океану (Північно-Атлантична біогеографічний область) характерно присутність у складі органічного світу тих же груп живих організмів, що і в південній півкулі, але представлені вони іншими видами і навіть родами. А в порівнянні з тими ж широтами Тихого океану Північна Атлантика відрізняється великою видовою різноманітністю. Особливо це стосується риб і деяких ссавців.

Багато районів Північної Атлантики здавна були і продовжують залишатися місцями інтенсивного рибальства. На банках біля берегів Північної Америки, в Північному і Балтійському морях виловлюють тріску, оселедець, палтуса, морського окуня, кильку. З давніх часів в Атлантичному океані велася полювання на ссавців, особливо на тюленів, китів та інших морських тварин. Це призвело до сильного виснаження промислових ресурсів Атлантики в порівнянні з Тихим і Індійським океанами.

Як і в інших частинах Світового океану, найбільша різноманітність життєвих форм і максимальне видове багатство органічного світу спостерігається в тропічній частині Атлантичного океану. У планктоні численні форамініфери, радіолярії, весільного рачки. Для нектону характерні морські черепахи, кальмари, акули, летючі риби; з промислових видів риб рясні тунці, сардини, макрель, в зонах холодних течій - анчоуси. Серед придонних форм представлені різні водорості: зелені, червоні, бурі (вже згадувані вище саргасові); з тварин - восьминоги, коралові поліпи.

Але незважаючи на відносне видове багатство органічного світу в тропічній частині Атлантичного океану, він все ж менш різноманітний, ніж в Тихому і навіть в Індійському океанах. Тут набагато біднішими представлені коралові поліпи, поширення яких обмежено, в основному, Карибським басейном; відсутні морські змії, багато видів риб. Можливо, це пов'язано з тим, що в приекваторіальних широтах Атлантичний океан має найменшу ширину (менше 3000 км), що незрівнянно з величезними просторами Тихого і Індійського океані[5,11].

2 КОЛИВАННЯ РІВНЯ СВІТОВОГО ОКЕАНУ ТА МЕТОДИ ЙОГО ВИМІРЮВАННЯ

2.1 Причини коливання рівня Світового океану

Рівень моря - це висота морської поверхні, вільна від хвиль вітру і вимірюється щодо умовного горизонту.

Рівнина - це поверхня морів і океанів, перпендикулярна напрямку гравітації.

Вільна поверхня Світового океану, яка не порушується динамічними факторами (припливи, течії тощо), визначає фігуру, яка називається геоїдом. Однак спостереження за рівнем моря в будь-якій точці океану показують, що його зовнішня поверхня не залишається в стані спокою, а перебуває під впливом багатьох сил в постійних коливаннях і відхиляється від поверхні геоїду. Ці сили можна узагальнити за такими основними групами:

- Коливання рівня моря внаслідок гідрометеорологічних процесів. Ці коливання зумовлені впливом таких факторів, як тиск повітря, вітер, опади, випаровування, річковий стік, теплові процеси в морі тощо.

Коливання рівня, викликані змінами атмосферного тиску, представляють статичну реакцію води на зміни атмосферного тиску. Коли атмосферний тиск зростає на 1 ГПа, рівень моря знижується на 1 см і навпаки. Коливання рівня, спричинені прямим вітром, можуть бути значними. Сезонні коливання рівня часто пов'язані з мусонними вітрами, які спричиняють коливання рівня та вітер. Значні коливання рівня в мілководних районах Світового океану викликають погоні вітрів, які зазвичай трапляються при проходженні циклонів. Коливання рівня через нерівномірність припливу (опади, стік) або споживання води (випаровування) також можуть бути значними. Тому рясні опади можуть призвести до різкого підвищення рівня в короткостроковій перспективі. У безпосередній близькості від гирла річки спостерігається певне підвищення рівня за рахунок стоку.

Коливання рівня, викликані зміною густини води, пов'язані зі зміною солоності та особливо температури. Отже, коли щільність води влітку зменшується, її об'єм збільшується і, отже, рівень зростає. Завдяки рівномірному і відносно постійному розподілу теплих (підвищених) та холодних (низьких) областей спостерігається більш-менш постійний нерівний стан рівнин цих регіонів (зменшення в полярних районах і збільшення в тропіках).

Враховуючи гідрометеорологічні причини коливань рівня, слід враховувати складний характер процесів, що впливають на стан рівної поверхні. В одних випадках може спостерігатися поєднання однаково спрямованих процесів, в інших випадках їх взаємозв'язок може бути різним [13].

Річний перебіг рівня в північній півкулі базується на термодинамічних макропроцесах, що відбуваються при тісній взаємодії в атмосфері та гідросфері одночасно. На основі вивчення режиму рівня в різних регіонах північної півкулі можна виділити наступні типи курсів річного рівня.

Мусонний тип. Характерним для північної частини Індійського океану є східне узбережжя Азії з мусонною циркуляцією вітру, яке влітку підганяє воду до берегів материків, а взимку штовхає її. Річний курс рівня має точно визначений максимум з серпня по вересень і мінімальний з лютого.

Зональний тип. Це спостерігається в зонах впливу західно-східного переносу, якими є північно-західні узбережжя Європи та Північної Америки. Інтенсивність цього процесу залежить від теплових контрастів між екваторіальною та полярною областями. В осінньо-зимовий період, коли переважає зональний перехід захід-схід, рівень у зазначених зонах зростає, а літній час зменшується. Максимум річного курсу рівня спостерігається з грудня по січень, а мінімальний - з червня по серпень.

Сезонний тип. Характерний для внутрішніх морів, у водному режимі яких значну роль відіграє стік річок (Чорного, Азовського, Каспійського та ін.), А також для прилеглих районів Світового океану. Річний хід рівня залежить від сезонів, з якими пов'язані періоди паводків річок. Максимальний рівень зазвичай спостерігається у весняно-літній період [3].

Бризовий тип. Відносно правильно повторювані, але незначні коливання рівня, спричинені вітровими вітрами, змінюють свій напрямок двічі на день.

- вплив космічних сил на рівень моря. Приливні сили сонця і місяця стимулюють регулярні періодичні коливання всієї поверхні океанів.
- коливання рівня під впливом геодинамічних сил.

Геодинамічні сили викликають різні за характером коливання рівня.

Вікові коливання рівня викликані повільними вертикальними рухами суші шляхом підняття або опускання. Слід зазначити, що ці коливання рівня є фальшивими, оскільки вони спричинені не зміною рівня моря, а скоріше підйомом або падінням берега, на якому встановлена лічильник води.

Прикладом може служити Балтійська затока в Ботнії, де суша повільно піднімається, а рівень моря падає.

Коливання тектонічного рівня - коливання рівня моря внаслідок землетрусів, вивержень підводних і поверхневих вулканів. Ці явища спричиняють різкі та часто катастрофічні коливання рівня моря (цунамі, сильні сейші)..

Коливання евстатичних рівнів - зміни рівня океанів, пов'язані зі змінами загального обсягу води в океанах, а також змінами місткості морів та океанів.

Обсяги води в океанах схильні до вікових коливань, пов'язаних із підйомом і відступом континентальних крижаних покривів Північної Америки та північно-західної Євразії. Під час найбільшого зледеніння суші в четвертинний період велика кількість води зі Світового океану відкладалася на суші у вигляді континентального льоду. В результаті рівень моря був на 120-150 м нижче, ніж сьогодні. Пізніше, внаслідок потепління та відступу континентальних льодів, рівні Світового океану почали підніматися та стабілізуватися приблизно 6000 років тому. Однак тенденція потепління останніх місяців призвела до танення льоду і деякі зростання рівня.

За підрахунками, коли лід в Антарктиді розтане, рівень Світового океану підніметься на 60 м, і, оскільки весь континентальний лід на Землі тане, рівень зросте ще більше.

Періодичні кількісні рівні - коливання, які повторюються систематично через цілий певний, індійський, веріод серівліш, веріод серія, верілівіво. Найбільш правильні за часом періодичні кількісні рівні рівня обумовлених приливними явищами.

Неперіодичні коливання рівня виникають під впливом мінливих вітрів, різких змін тиску повітря, опадів, стоку річок, землетрусів, виверження вулканів тощо. Неperіодичні коливання рівня можуть досягати досить великих значень і супроводжуватися катастрофічними наслідками (цунамі, тайфуни, тощо).

Причини коливань рівня моря також можна розділити на дві групи:

а) об'ємні - пов'язані зі зміною об'єму води в басейні (опаді, стік, випаровування);

б) Деформація - пов'язана з перерозподілом води в морі (вітер, зміна тиску повітря, припливні явища, сейсмічні причини).

З діаграми, що пояснює взаємодію факторів, що визначають підйом Світового океану (рис. 2.1), випливає, що першим поштовхом процесу є підвищення температури земної поверхні за рахунок парникового ефекту. Це потепління розширює воду і збільшує рівень моря на 25 см для кожного

ступеня потепління. Другий фактор - збільшення випаровування води, що посилює парниковий ефект при незначному зниженні температури поверхні моря. Підвищення глобальної температури майже негайно впливає на температуру активного шару океану, який отримує енергію безпосередньо від Сонця, але непомітний для глибоких шарів. Передбачається, що із потеплінням циркуляція океану (яка залежить від різниці температур між "нагрівачем" і "холодильником") послаблюється і, в зв'язку з цим, відбувається перебудова поверхні та глибока циркуляція [7].

Вплив снігового та крижаного покриву на рівень моря. Відомо, що найбільші снігові та крижані маси зосереджені в Антарктиді та Гренландії. Через те, що підвищення температури в приполярних регіонах, згідно з існуючими кліматичними моделями, буде більшим, ніж прямий вплив потепління на посилення танення та випаровування буде значним. Непрямі наслідки проявлятимуться в руйнуванні континентального та морського заледеніння (знеледеніння). Однак загальний вплив цих процесів на обледеніння землі може бути компенсовано збільшенням снігопаду в полярних регіонах через загальне зволоження клімату.

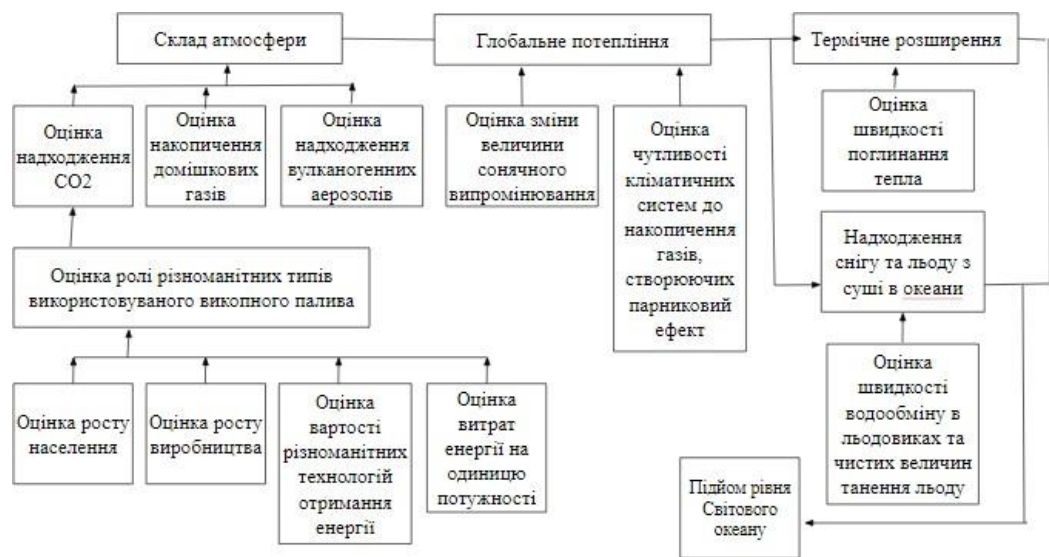


Рисунок 2.1 Співвідношення факторів, що впливають на підйом рівня Світового океану

2.2 Альтиметричні вимірювання

Супутникова альтиметрія - один з найважливіших активних методів моніторингу динамічної топографії світового океану, за допомогою якого також можна оцінити висоту поверхневих хвиль і швидкість рушійного вітру. Спосіб супутникової альтиметрії вперше був розроблений з урахуванням умов відкритого океану на відстанях від берегів не менше 20 км, де він забезпечує заявлену точність вимірювань. Вимірювання супутників альтиметра проводились регулярно з середини 1980-х років. Сюди входять такі програми: низка російських супутників GEOIC (9 супутників), супутники Європейського космічного агентства ERS-1, ERS-2, TOP / T. P) та Jason-1, 2, які є частиною міжнародної програми спостереження рельєф поверхні світового океану. Бази даних вихідних альтиметричних даних T / P (робочий час: з 1992 по 2002 рр.), Jason-1 (робочий час - з 2002 р. По сьогодні) та Jason-2 (з 2008 р. По сьогодні) є у вільному доступі на веб-сайті CNES AVISO / Центр обчислення даних альтиметрії <ftp://avisoftp.cnes.fr>.

В останні роки активно обговорюються можливості використання супутникової альтиметрії для моніторингу прибережної зони, внутрішніх вод (озер, річок, водосховищ) та на суші. В даний час є досвід успішного застосування таких вимірювань для визначення топографії крижаного покриву в Гренландії та Антарктиді, шорсткості снігового покриву та різних методів моніторингу внутрішніх вод, великих озер та штучних озер. Як показали дослідження останніх років, супутникова альтиметрія вимірює висоту водної поверхні не тільки для озер, але і для великих річок Південної Америки з точністю до декількох десятків сантиметрів: наприклад, Амазонки, Парани, Парагваю та Парагваю. Час від часу дослідження гідрологічного режиму на Волзькій низовині проводились у період з січня 1992 р. По грудень 2003 р. Із використанням супутникової альтиметрії, що свідчило про згоду з даними спостережень на гідроелектростанціях. В даний час Лабораторія геофізичних та океанографічних супутникових досліджень (LEGOS, Тулуза, Франція) реалізувала програму моніторингу рівня води в ряді великих водосховищ [7]. Методи альтиметричної обробки даних, розроблені для умов відкритого океану, такі як: В. Алгоритми повторного пошуку Ocean-1,2, за допомогою яких отримується основний спеціальний продукт супутникової альтиметрії Geophysical Data Record (DDR для внутрішніх даних). Прикладами таких водосховищ є більшість водойм, частини озера яких зазвичай розтягнуті вздовж русел річок. Проблеми з

обробкою даних альтиметрії внутрішніх водних шляхів дуже схожі на проблеми, що виникають під час моніторингу прибережної зони океану, і в першу чергу пов'язані зі спотворенням телеметричного сигналу, оскільки він відбивається від поверхні суші та наземних структур. У зв'язку з цим потрібні спеціальні алгоритми ретрейкінгу, які враховують вплив суші з метою відновлення процесів внутрішніх водних параметрів. Для відновлення властивостей поверхні землі нижче також потрібні спеціальні алгоритми відновлення. Отже, є успішні приклади використання супутникової альтиметрії з використанням алгоритмів Ice-1, 2 для визначення товщини крижаного покриву Антарктиди, Гренландія, для визначення параметрів снігового покриву в підземному просторі. тощо). Значні проблеми виникли при використанні даних супутникової аметрії для спостереження за водосховищем Горького, яке має максимальну ширину 14 км і висоту від 10 до 20 м на крутих берегах. За цих умов задоволення океану задовольняє лише незначна частина відбитих імпульсів. Втрата даних у базах даних DDR із супутників Jason-1, 2 і робить результати такої обробки ненадійними [4].

Метод супутникової аметрії заснований на певній висоті морської поверхні h відносно еталонного еліпсоїда після затримки надходження скануючого імпульсу, відбитого від поверхні нижче. Крім того, ви можете використовувати супутникову аметрію для вимірювання швидкості рушійного вітру та значної висоти хвиль. Завдання вивчення динамічної топографії морської поверхні, які були встановлені при проектуванні радіоальтиметричних супутників серій Т / Р та Jason-1, 2, вимагали просторового дозволу висоти поверхні моря не більше 5 км, що становить $1/10$ характерного радіуса. Цю роздільну здатність можна досягти за рахунок зменшення ширини діаграми випромінювання від антени радіовисотоміра. Оцінки показують, що роздільна здатність 5 км досягається при довжині мікрохвильової хвилі 2 см, висоті супутника 1000 км і великому діаметрі антени 5 м. Ширина діаграм антени невелика, $\sim 0,004$, що дає велике положення. Надір вказує. Таким чином, відхилення антени 0,04 призводить до помилки у визначенні висоти 20 см. Ці недоліки усуваються за допомогою радіовисотомірів з відносно широким малюнком ($1^\circ - 2^\circ$). У той же час висока просторова роздільна здатність досягається завдяки використанню коротких імпульсів телеметрії [14].

Коли радіохвилі розсіюються від поверхні дифузії, сигнали, що надходять з різних її частин, некогерентно складаються і приймають сигнал, пропорційний освітленій площі. Оскільки радіовисотомір знаходиться на

висоті, набагато більшій за лінійні розміри променевої антени, короткий імпульс сферичної хвилі падає на земну поверхню. У цьому випадку, коли імпульс поширюється, площа освітленої плями збільшується пропорційно часу протягом інтервалу, що відповідає тривалості імпульсу вибірки, а потім залишається незмінною. Потужність прийнятого відбитого імпульсного сигналу збільшується пропорційно площі. Відстань від поверхні визначається положенням половини ширини переднього краю імпульсу. Просторова протяжність методу виявляється однаковою (h - висота орбіти супутника, c - швидкість світла і тривалість імпульсу, що випромінюється антеною альтиметра), тобто чим коротший імпульс, тим кращий просторовий ступінь. Для супутників Джейсона-1, 2 супутники з тривалістю імпульсу $= 3,25$ нс і висотою орбіти $H = 1300$ км, просторова протяжність становить ~ 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 $SSH = \text{Altitude} - \text{Orbit} - \text{Corrections}$, де $\text{Altitude} = h$ - висота орбіти супутника надводної поверхнею; Orbit - висота орбіти супутника щодо відлікового еліпсоїда; Corrections - поправки на стан атмосфери, стан підстильної поверхні, припливи і т.д, які впливають на час проходження сигналу [5].

Важливо зазначити, що точність вимірювання висоти супутника над поверхнею моря для альтиметричних супутників Т / Р і Jason-1, 2 у відкритому океані дуже висока, досягаючи 1,7 см, а рівень моря відносно еталонного еліпсоїда визначається з точністю 3.4см. Помилки у визначенні цих та інших параметрів (швидкість вітру, значна висота збудження, перетин зворотного розсіювання тощо). Висока точність альтиметричних вимірювань досягається шляхом усереднення великої кількості окремих, дуже нерегулярних імпульсів телеметрії протягом інтервалу часу 1 с. Зверніть увагу, що протягом цього часу точка надіру буде зміщена на 5,8 км, поки буде

досягнута заявлена точність вимірювань. У той же час мінімальна просторова роздільна здатність даних супутникового альтиметра визначається тривалістю імпульсу телеметрії і становить ~ 700 м [12].

3 АНАЛІЗ КОЛИВАНЬ РІВНЯ

3.1 Коливання рівня Атлантичного океану

Для аналізу коливань рівня в Атлантичному океані були обрані чотири станції, розташовані в різних частинах його акваторії. Це ст. Брест (Франція), розташована в північно-східній частині океану, ст. Такораді (Гана) - у східній екваторіальній частині, Буенос-Айрес - в південно-західному регіоні і Нью-Йорк - в північно-західній частині океану. Тривалість спостережень на кожній станції різна. Максимальна довжина ряду спостережень, причому не тільки в Атлантичному океані, а й в усьому Світовому океані - 190 років, зафіксована на ст. Брест, мінімальна - 60 років - на ст. Такораді. Тимчасовий хід рівня на кожній станції представлений на малюнку 3.1

На всіх станціях, за винятком Такораді, відзначається позитивний тренд. Його кількісну величину можна оцінити по рівняннях регресії

Брест	$H = 0.961x + 5150$
Такораді	$H = -2.509x + 11926$
Буенос-Айрес	$H = 1.566x + 3949$
Нью Йорк	$H = 2.711x + 1648$

Максимально інтенсивний ріст рівня спостерігається на ст. Нью Йорк. За сто років рівень в Нью Йорку піднімається на 270 мм. У Буенос-Айресі - на 156 мм., В Бресті - на 96 мм. А на африканському узбережжі рівень за сто років падає на 250 мм. Останній результат викликає сумніви і для його підтвердження або спростування необхідно проаналізувати зміни рівня на прилеглих станціях, Однак, з чисто логічних міркувань, заснованих на літературних джерелах, таке інтенсивне зниження рівня спостерігатися не може, оскільки не видно ніяких причин, які можуть викликати таке зниження рівня, окрім різкого підйому геологічної платформи, на якій ця станція знаходиться.

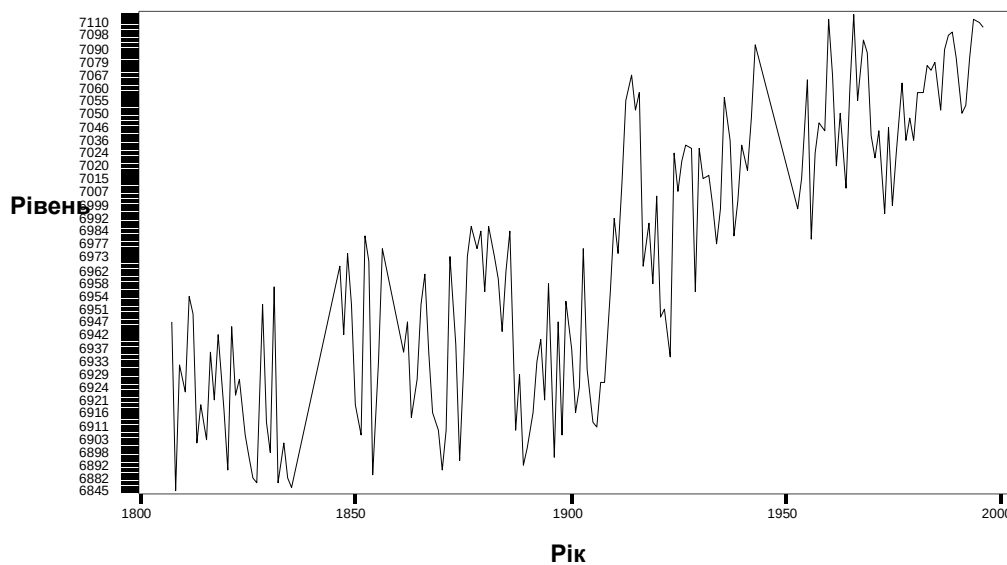
У таблиці 3.1 представлені статистичні характеристики рядів спостережень в Атлантичному океані.

Табл.3.1 Статистичні характеристики коливань рівня на станціях, розташованих в Атлантичному океані

Опис статистики

	Brest	Tanaridi	Buenos Aires	New York	N
N	167	60	83	123	48
Мінімум	6845	6747	6865	6675	
Максимум	7118	7259	7200	7083	
Середнє	6979,75	7007,98	6997,34	6879,69	
Стд. відхилення	64,232	114,305	60,138	110,916	

Брест



Такоради

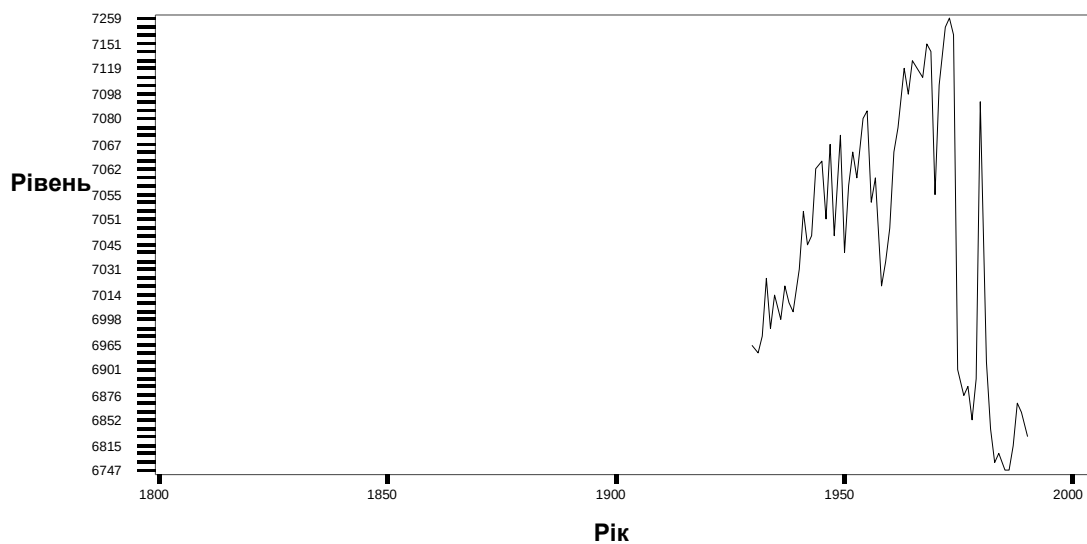


Рис. 3.1 Часовий хід рівня Атлантичного океану на ст. Брест, Такораді, Буэнос-Айрес и Нью Йорк

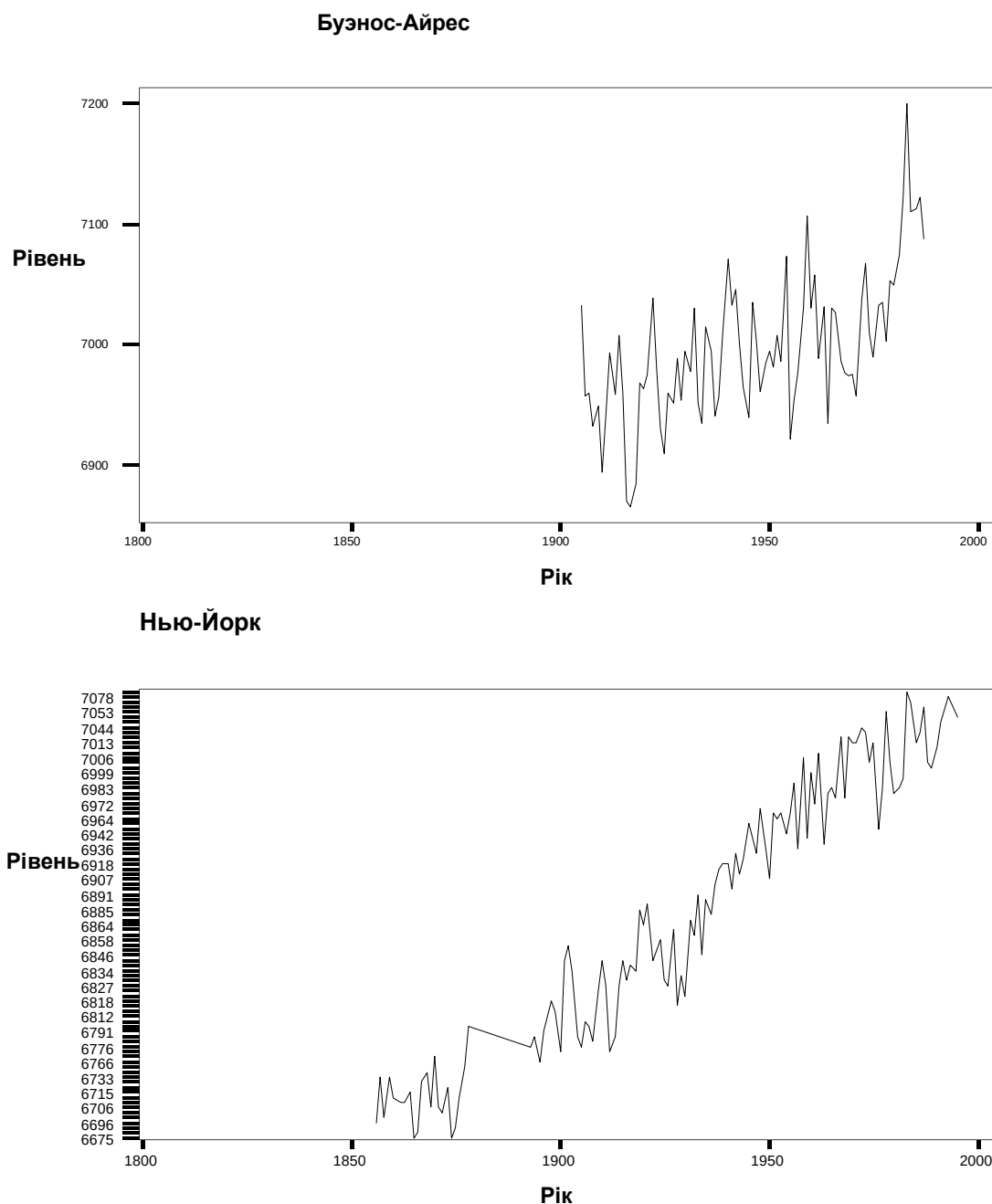


Рис.3.1 Продовження

Тут також можна відзначити той факт, що мінімальний розмах коливань спостерігається на станціях Брест і Буенос-Айрес. Для порівняння коливань рівня на східному і західному узбережжях океану був розрахований коефіцієнт кореляції між станціями Брест і Нью Йорк. Він виявився рівним 0.781, що знаходиться в межах 95% довірчого інтервалу. Графік взаємної кореляційної функції між цими станціями (рис.3.1) також свідчить про схожість коливальних процесів, що, в загальному то, і не дивно, оскільки причини, що викликають ці коливання, однакові.

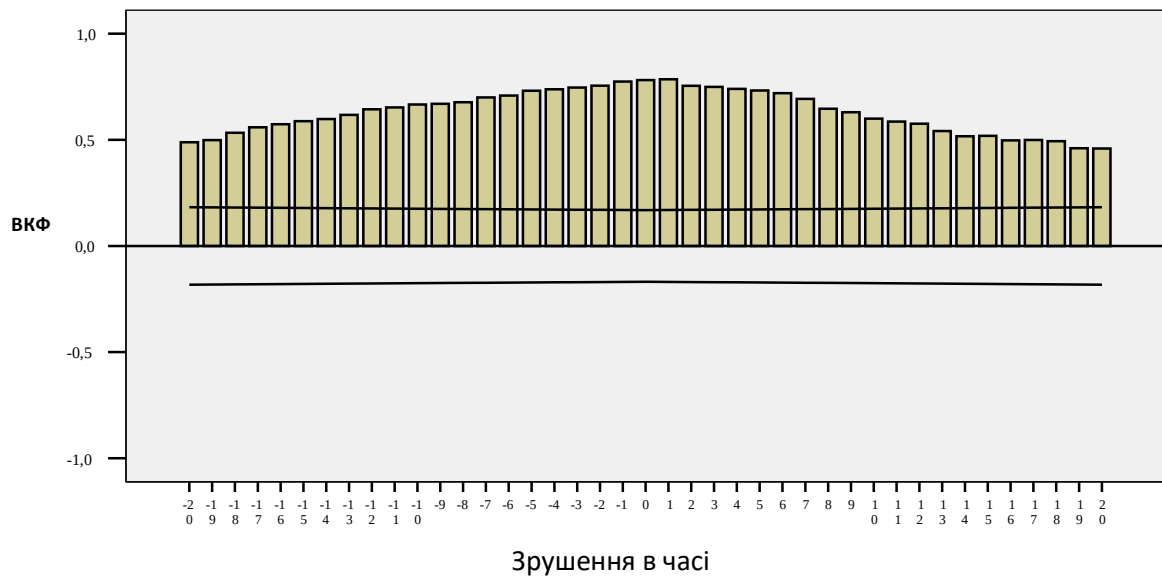


Рис.3.2 Графік взаємної кореляційної функції коливань рівня на ст. Брест і Нью Йорк

Для визначення переважаючих періодів коливань рівня, як і в попередніх прикладах, були розраховані функції спектральної щільності. Вони показані на рис. 3.2 За цими малюнками можна виділити наступні періоди коливань. На ст. Брест - 6-7 років і близько 3 років, на ст. Буенос-Айрес - близько 3.5 років і на ст. Нью Йорк - коливання з 4-річним періодом[11].

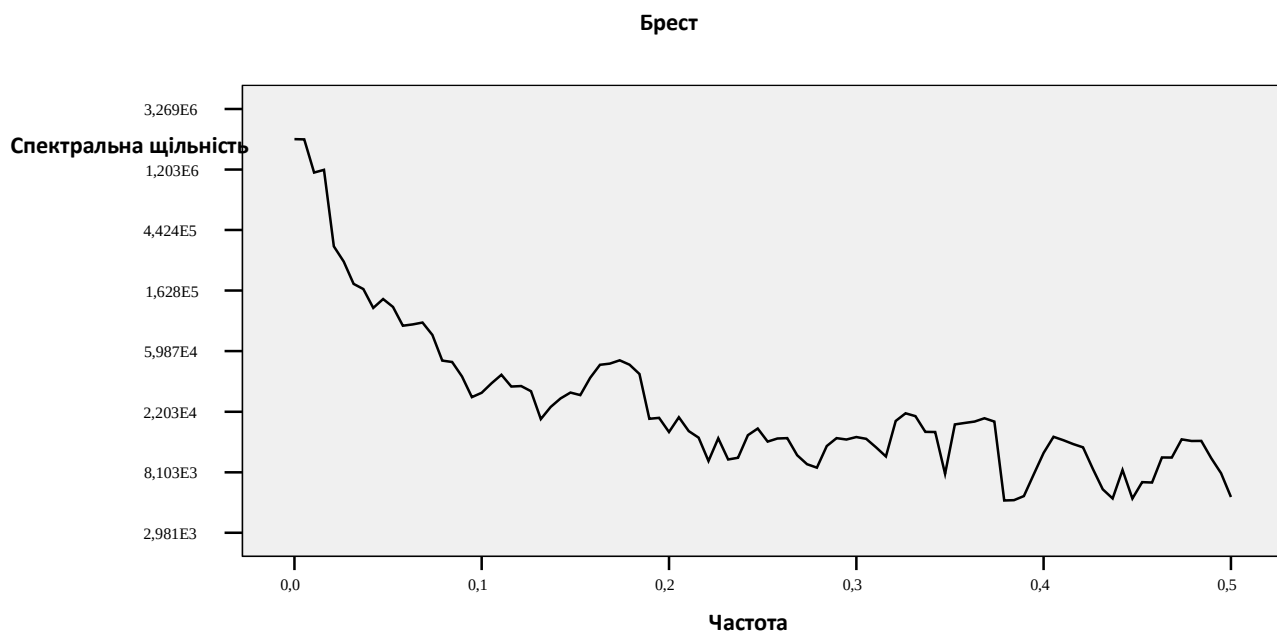
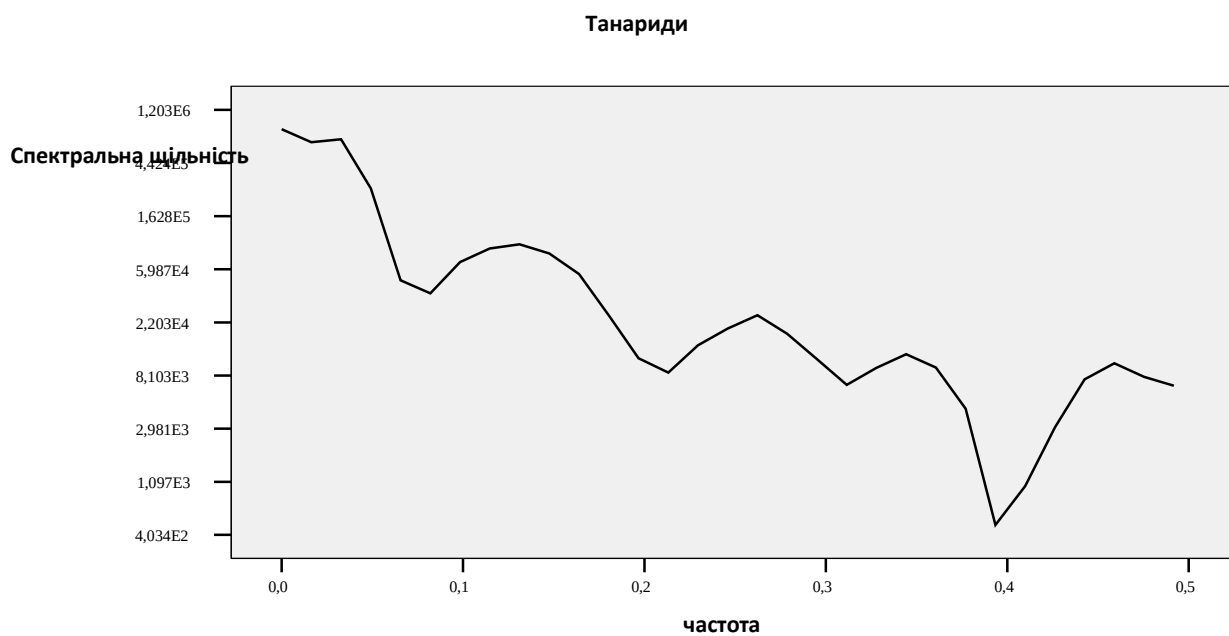


Рис. 3.3 Графік спектральної щільності коливань рівня на станціях
Атлантичного
океану



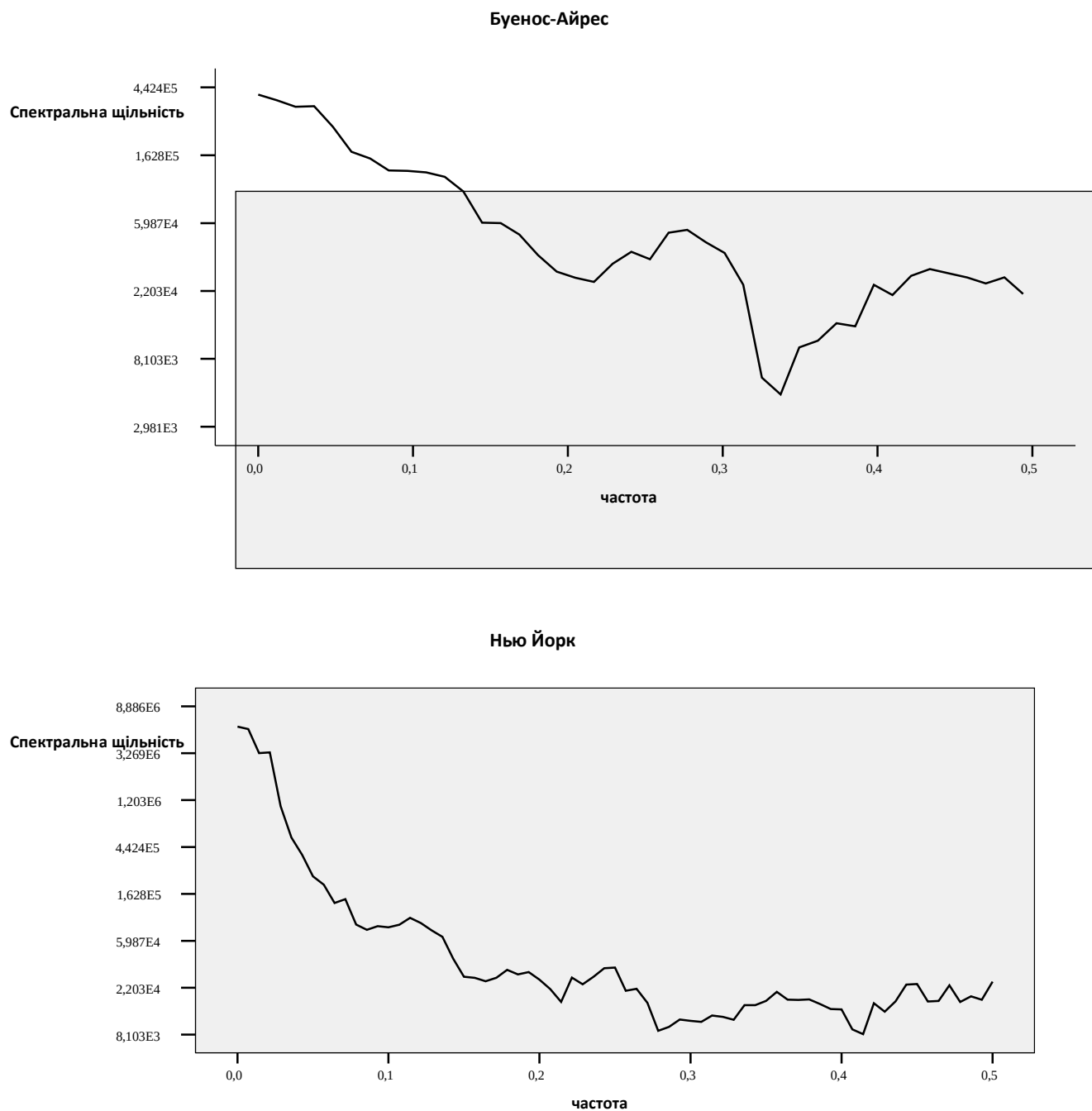


Рис.3.3 Продовження

3.2 Коливання рівня Індійського океану

В Індійському океані була обрана єдина станція з досить тривалим терміном спостережень (112 років) з пропусками в 1963 і 1989 роках - порт Бомбей. Цей ряд спостережень дозволяє провести детальний аналіз коливань рівня не всій великій акваторії океану, а лише північній його частині. Часовий хід коливань рівня на цій станції показаний на Рис.3.4

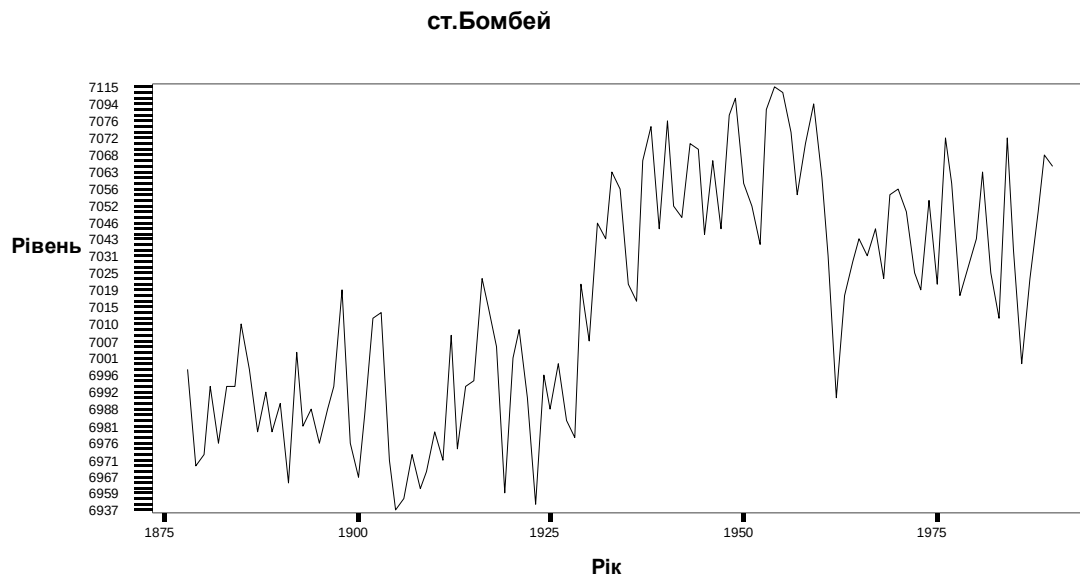


Рис.3.4 Графік часового ходу рівня Індійського океану на ст.Бомбей

Візуально весь ряд спостережень можна розділити на два відрізки. Перший - з початку спостережень до 1930 року і другий з 1940 року до кінця ряду. У межах цих двох відрізків рівень моря коливається навколо якоїсь незмінної середньої величини (у другому випадку навіть є деяка тенденція до зниження). Між цими двома відрізками спостерігається десятирічний проміжок часу, протягом якого рівень зріс на 8-9 см. Причина такого досить значного зростання рівня за досить короткий проміжок часу незрозуміла.

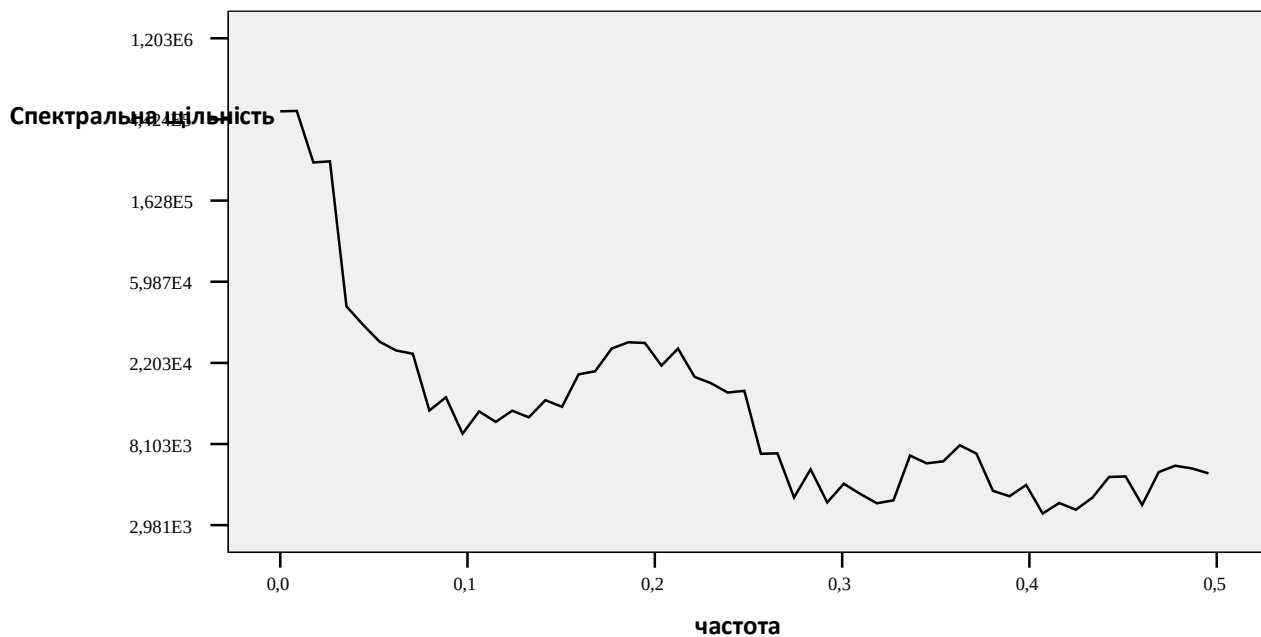


Рис.3.4 Графік спектральної щільності коливань рівня Індійського океану на ст. Бомбей

Графік спектральної щільності коливань рівня Індійського океану в цілому нагадує аналогічні графіки в інших частинах Світового океану. На ньому можна виділити два відносно невеликих піку. Один - на частоті 0.2 c^{-1} тобто з періодом близько 5 років, і другий - на частоті 0.35 c^{-1} , що відповідає коливанням з періодом близько 3 років.

3.3 Коливання рівня в Північно-Льодовитому океані

Коливання рівня в азіатському секторі Північно-Льодовитого океану (ПЛО).

Арктичні моря майже виключно перебувають на континентальному шельфі Північного Льодовитого океану. Відмінною рисою цього шельфу є мілководдя. Так, на більшій частині моря Лаптевих і Чукотки глибина не перевищує 50 м, а у Східному Сибіру 30 м.

Основними причинами, що спричиняють сезонні та багаторічні коливання рівнів в арктичних морях, є зміни щільності морської води, пов'язані з коливаннями температури та солоності, тиску повітря, швидкості та напрямку вітру, стоку річок та сучасних зсувів є. Внесок кожного з цих факторів (за винятком останнього) у сезонні коливання рівня арктичних морів різняться від року до року. На островах на краю континентального шельфу сезонні зміни рівня відбуваються головним чином за рахунок атмосферного тиску, в морях Кар, Лаптевих та Чукотки вплив вітру та атмосферного тиску приблизно однаковий, а на узбережжі Східно-Сибірського моря вони більшою мірою визначаються вітром.

Зміна сезонних коливань рівня порівняно з попереднім роком пояснюється інтенсивністю сезонних коливань детермінант та узгодженням чи розбіжністю їх впливу з часом. Відповідно до середньорічних даних у Карському морі, мінімальний рівень спостерігається у квітні, а максимальний - у жовтні та грудні. У морях Лаптевих та на сході Сибіру низький рівень спостерігається з березня по квітень, липень та жовтень. У Чукотському морі мінімальний рівень також спостерігається з березня по квітень, а максимальний - з жовтня по листопад. Ступінь сезонних коливань пунктів спостереження на островах арктичних морів становить 13-17 см, на більшості полярних станцій на материк 20-30 см, а в Чукотському морі 40 см. В окремі роки величина сезонних коливань в арктичних морях відрізняється від середніх багаторічних. У той же час час настання максимального та мінімуму річного курсу рівня не повинен збігатися із зазначеними середніми довгостроковими строками погашення. Часто трапляється так, що максимальний зимовий рівень перевищує річний. Ступінь сезонних коливань рівня значно змінюється з року в рік, досягаючи 50 см за кілька років [12, 13, 14]. Для оцінки довготермінової мінливості рівня арктичного моря в мережі гідрометеорологічних прибережних станцій (ГМС) басейну Арктики були проведені розрахунки тенденції довгострокового курсу середньорічних висот рівня моря. Всього в лікуванні було включено 11 материкових та острівних станцій у Карському морі (6 ГМС), Морі Лаптевих (3), Східно-Сибірському морі (1) та Чукотському морі (1) з періодом спостереження не менше 50-60 років . 3.2). Станції з короткими (менше 30 років) лініями та великими пробілами в даних (менше 75%) були виключені з розрахунків.

Таблиця 3.2 Відомості ГМС та супутникові спостереження північноазіатського сектору арктичного басейну

№	Назва станції	ий 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 Известій ЦК	1954 – 2013	0,47	-1,74	-0,41
5	О-в Голомянний	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	-

Подібні розрахунки тенденцій були зроблені на основі часових рядів середньомісячних значень рівня моря, які, в свою чергу, були отримані з даних термінових спостережень за ГМС за періоди, наведені в таблиці 3.2.

Аналіз результатів показав, що на станціях Амдерма, Дунай, Тіксі, Певек, Ванкарем спостерігається більш-менш тенденція до підвищення середньорічного рівня моря. Згідно з результатами розрахунків, ступінь довгострокової мінливості позитивної тенденції рівної поверхні на цих станціях за досліджуваний період (1960-2013 рр.), Як правило, становив від 2,12 до 4,72 мм / рік.

Майже на всій станційній мережі в Карському морі спостерігається довгостроковий підйом рівня моря з 0,15 мм (острів Віс Військ на період 1953-2013) до 4,72 мм (Амдерма HMS на період 1950-2013), за винятком ЦВК "Известия" Тут тенденція з 1954 по 2013 рік становить -0,41. Звичайно, характеристики тенденцій у серії значною мірою залежать від того, який фрагмент загального процесу використовується у розрахунках. І чим коротший цей фрагмент, тим більша ймовірність того, що оцінки тенденцій будуть завищені або занижені.

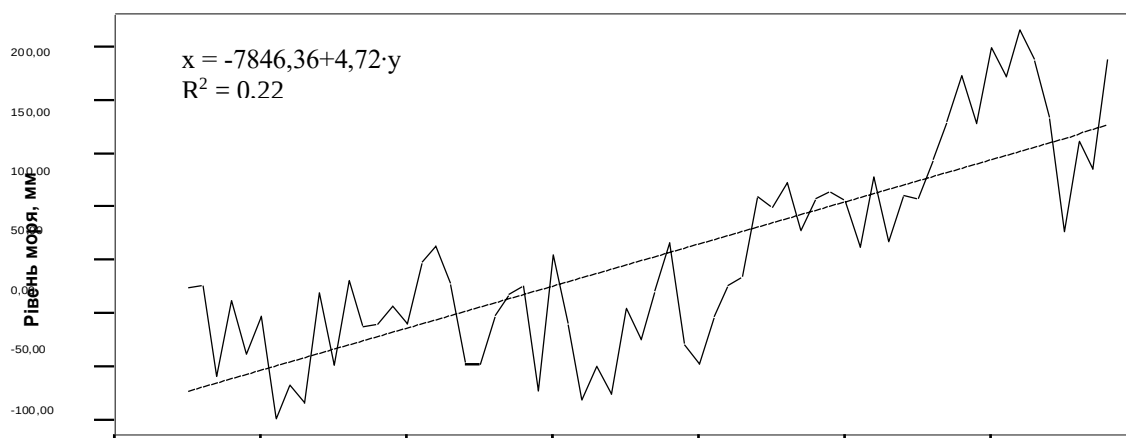


Рисунок 3.5 Багаторічний хід рівня моря на ГМС Амдерма

На рисунку 3.5 показані результати розрахунків для станції Амдерм. Крива на графіку показує розмір часової мінливості середньорічного рівня моря протягом тривалого періоду 30 см (мінімальне середнє значення 446 см, максимум 476 см у балтійській системі висот). Рядок на діаграмі приблизно відповідає компоненту тренда.

На всіх станціях Лаптевих очей також спостерігається довгострокова позитивна динаміка рівня (1950-2013) у діапазоні від 1,32 мм для ГМС Кігіліях до 3,21 мм для HMS о. Дунай.

У Чукотському морі лише один ГМС був доставлений на лікування Ванкаром, після чого було проведено ряд спостережень за період з 1950 по 2007 рік. У цьому регіоні спостерігається друга за величиною тенденція довгострокової мінливості рівня, а саме 4,69 мм (рис. 3.6), при цьому амплітуда коливань середньорічних значень на цій станції становить 18 см.

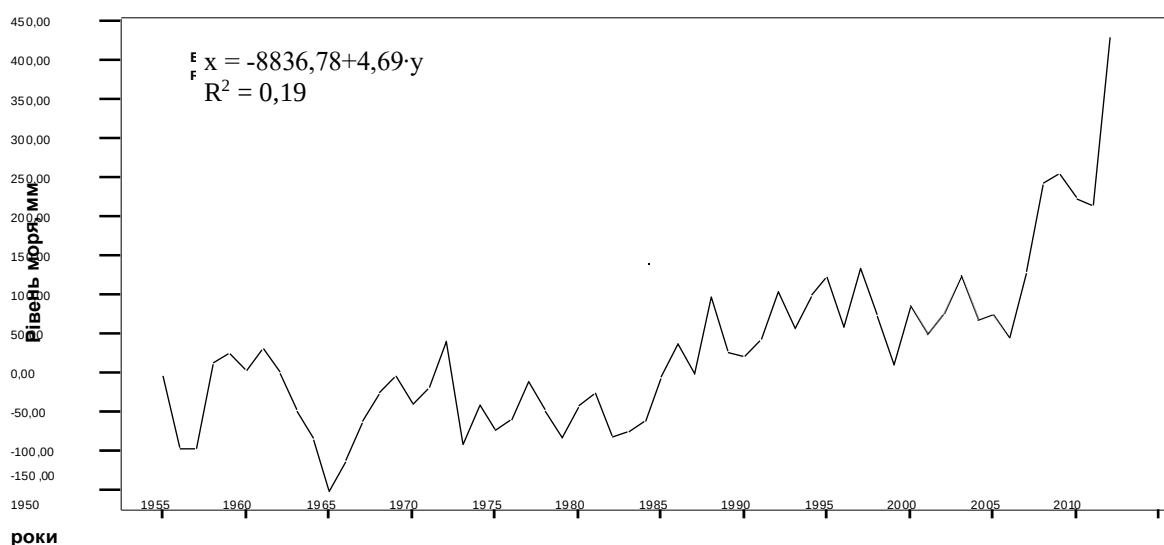


Рисунок 3.6 Багаторічний хід рівня моря на ГМС Ванкарем

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. 3.7)

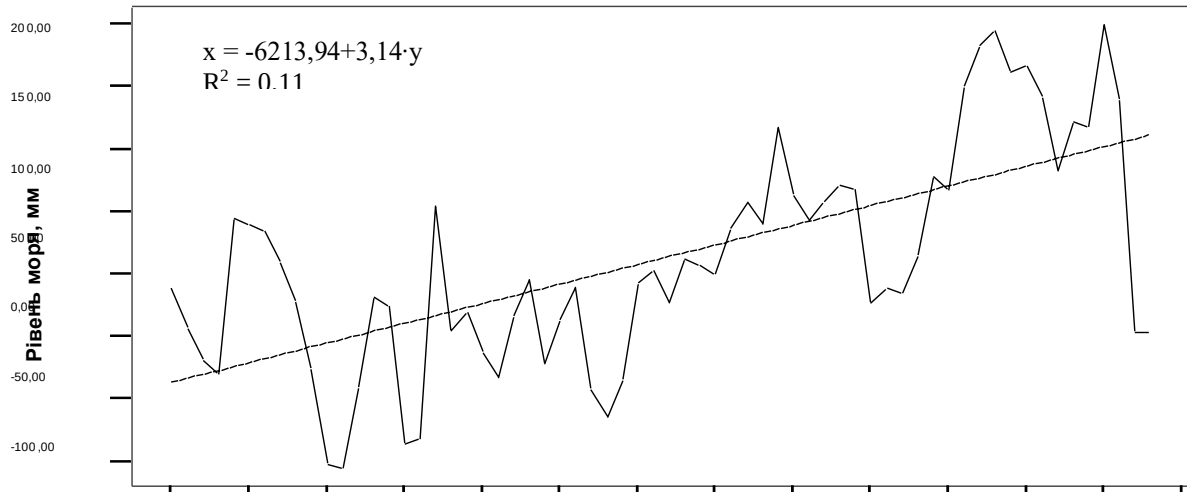


Рисунок 3.7 Багаторічний хід рівня моря на ГМС Певек

В обраній точці (60° пн.ш., 170° сх.д.) за даними альтиметричних спостережень було збудовано графік багаторічного ходу рівня (рис. 3.8) та знайдено його трендовий показник.

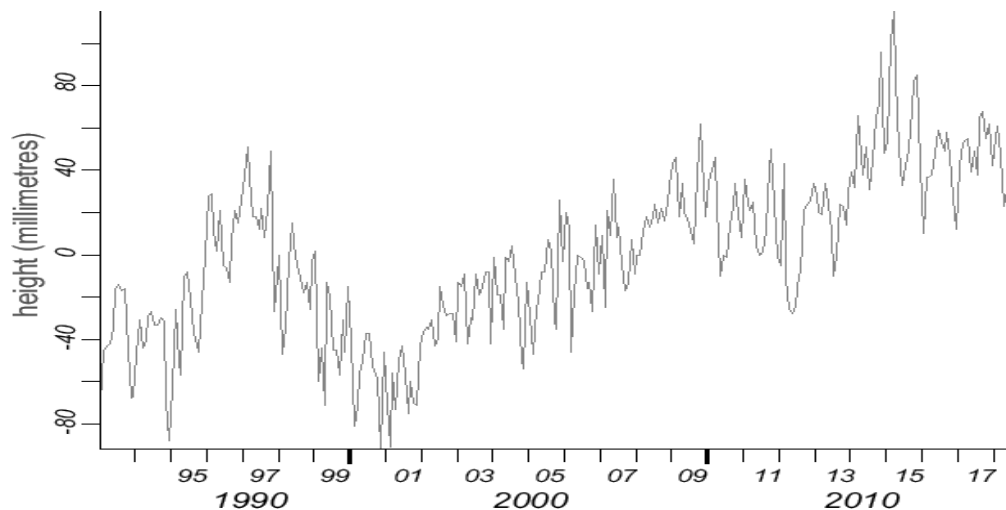


Рисунок 3.8 Багаторічний хід рівня моря в точці з координатами 60° пн.ш., 170° сх.д.

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

Загалом результати розрахунку довгострокового перебігу рівня моря

для вибраних гідрометеорологічних станцій Арктичного басейну свідчать про тенденцію до його підвищення під впливом певних природних факторів. Можна припустити, що одним із цих факторів може бути активізація процесу танення арктичного льоду в результаті глобального потепління.

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

За спостереженнями з 1961 р. Підвищення середньої температури Світового океану проникло на глибину до 3 км. Поглинання понад 80% додаткового тепла з атмосфери призводить до теплового розширення води в океані, що разом із таненням льодовиків і крижаних покривів призводить до підвищення середнього рівня моря.

Протягом 20 століття середній підйом рівня моря становив 0,17 м. Протягом періоду супутникових спостережень (з 1978 р.) У північній півкулі спостерігалось значне зменшення льодовикового покриву океану, у середньому за літні місяці 7,4% на десятиліття. А за даними російської наукової дрейфуючої станції "Північний полюс-35" (СП-35) в 2007 році в арктичному басейні ООП площа крижаного покриву за минуле літо була зменшена до рекордної величини за останні кілька років [16].

З іншого боку, площа крижаного покриву в Арктиці зросла в середньому на 315 000 км² порівняно з літом 2007 р. [16]. Тобто міжорічна мінливість цього фактора нестабільна.

В даний час існує дві основні гіпотези реальних причин таких змін.

Перше - це глобальне потепління, друге - циклічні коливання.

Прихильники глобального потепління стверджують [2], що зменшення крижаного покриву є прямим результатом потепління.

Прихильники теорії циклічних коливань зледеніння вважають [16], що крижана поверхня характеризується середніми довготривалими нормами та природними коливаннями навколо цих норм.

Для більш точного виявлення причинно-наслідкових зв'язків цього явища необхідно проаналізувати мінливість інших параметрів природного середовища досліджуваного регіону протягом тривалого періоду часу, напр. В. температура повітря, температура води, опади, континентальний стік в інших районах. Для цього було зроблено спробу провести явний аналіз довгострокового перебігу одного з цих параметрів, зокрема температури води на відповідних прибережних станціях.

Як результат, існувала майже універсальна закономірність мінливості температурного поля в регіонах ГМС, яка полягає в невеликому підвищенні (від $0,1$ до $0,5^{\circ}\text{C}$) температури води протягом періоду спостереження від 25 до 30 років. Представлення цього результату показано на рис. 1. 3.9 Діаграма мінливості багаторічного перебігу температури води на станції Певек Східно-Сибірського моря за період 1977-2006 рр. Та діаграма наближення лінійного тренду.

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.

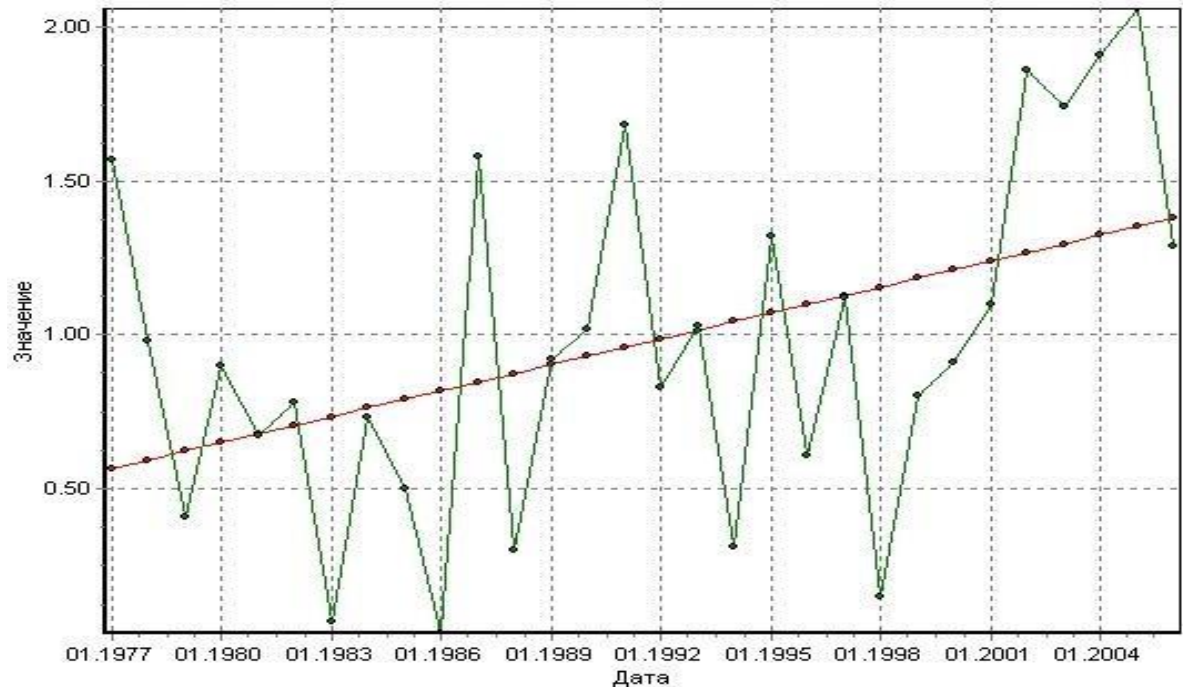


Рисунок 3.9 Багаторічний хід температури води на ГМС Певек

Очевидно, що прийняти версію глобального потепління було б дещо передчасно. Існує дуже висока ймовірність того, що кліматичні зміни в Арктиці є поліциклічними.

На мій погляд, для остаточних висновків з фактичних даних необхідно максимально заповнити часові ряди спостережень за гідрометеорологічними параметрами та провести їх всебічний науковий аналіз.

Виключення лінійного тренду із серії спостережень на рівні моря дає змогу врахувати мінливість рівня порівняно з попереднім роком без впливу довготривалої складової ("віку"), що обумовлено головним чином геологічними та кліматичними факторами. Для того, щоб визначити ступінь однорідності реакції рівня моря на окремих станціях на дію основних рушійних сил, були зроблені оцінки величини взаємозв'язку коливань рівня між усіма станціями. Отримані коефіцієнти кореляції використовувались для зонування досліджуваної території, тим самим виділяючи два основних регіони, які добре узгоджуються з географічними особливостями: Карське та Лаптев. Кордон між цими районами проходить через станцію Мис Челюскіна, коливання якої суттєво пов'язані як із станціями в Карському, так і зі станціями в Лаптевих. Регіон Карського моря можна, в свою чергу, розділити на дві підзони: північну та південну. Межа між цими субрегіонами проходить в районі станції ЦВК «Известия», коефіцієнт кореляції зі

станціями північного субрегіону Візе (0,69) та Голом'яни (0,66) має середнє значення, а зі станцією Челюскіна - 0,49.

Коефіцієнти кореляції між станціями в південному субрегіоні (Амдерма, Сопочна Карга) становлять від 0,36 до 0,59. Коефіцієнти кореляції кожної з цих станцій з Челюскіним коливаються від 0,36 до 0,51.

У районі моря Лаптевих є 3 станції Тиксі, Кигілях, Дунай. Ступінь їх кореляції зі станцією Мис Челюскіна слабка (0,44-0,48), але значна.

У Східно-Сибірському морі є 2 станції з Ванкара та Певека, співвідношення між ними 0,73. Вони також добре корелюють з деякими станціями моря Лаптевих: Амдерма, Тиксі, Кігіля зі значеннями від 0,51 до 0,67.

ВИСНОВКИ

1. Усі фактори, що діють на формування рівня, доцільно об'єднати в три великі групи: космогеофізичні сили, геолого-геодинамічні процеси, гідрометеорологічні процеси.

2. На всіх станціях Атлантичного океану, за винятком Такораді, відзначається позитивний тренд. Максимально інтенсивний ріст рівня спостерігається на ст. Нью Йорк. За сто років рівень в Нью Йорку піднімається на 270 мм. У Буенос-Айресі - на 156 мм., В Бресті - на 96 мм. А на африканському узбережжі рівень за сто років падає на 250 мм. Таке інтенсивне зниження рівня може бути викликане різким підйомом геологічної платформи, на якій ця станція знаходиться.

3. Графік взаємної кореляційної функції між станціями Брест і Нью Йорк свідчить про схожість коливальних процесів на різних узбережжях Атлантичного океану, що дозволяє зробити висновок, що причини, що викликають ці коливання, однакові.

4. Графік спектральної щільності коливань рівня Індійського океану в цілому нагадує аналогічні графіки в інших частинах Світового океану. На ньому можна виділити два відносно невеликих піку. Один - на частоті 0.2 c^{-1} тобто з періодом близько 5 років, і другий - на частоті 0.35 c^{-1} , що відповідає коливанням з періодом близько 3 років.

5. У Північному Льодовитому океані існує певна тенденція у переважній більшості станцій, які обробляються, до підвищення середньорічного рівня моря. Згідно з результатами розрахунків, діапазон довготривалої мінливості позитивної тенденції рівної поверхні в арктичних морях цього сектору становив від 2 до 23 см.

6. Проаналізувавши данні про зміну рівня на деяких станціях у Світовому океані за багатолітні періоди спостерігається невелике збільшення рівня, але говорити про те що це через глобальне потепління зарано, потрібно обробити данні за набагато більший період часу та продовжувати пильно спостерігати за змінами рівня у Світовому океані.

ЛІТЕРАТУРА

1. Географический энциклопедический словарь. М., 1986.
2. Фукс В.Р. Уровень Мирового океана как индикатор глобального потепления. – География и современность. СПб.: Изд.СПбГУ, 2005.- вып.10, с.73
3. Физическая география материков и океанов / Под общей ред. А.М.Рябчикова – М.: Высшая школа, 1988. С. 546.
4. Победоносцев С. В. Использование водного нивелирования для проверки и восстановления значений уровня моря. // Труды ГОИН. — 1978. — Вып. 137. — С. 97
5. Малинин В.Н. Изменения уровня Мирового океана и климат // Сб. трудов международной школы-конференции молодых ученых, аспирантов и студентов «Изменение климата и окружающая среда». СПб., Гранд, 2005, 392 с.
6. Архипкин В.С., Добролюбов С.А. Океанология. Физические свойства морской воды: Учебное пособие // М.: МАКС Пресс, 2005. 216 с
7. 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.
8. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. М.: Мир.
1971. Вып. 1. 316 с.; 1972. Вып. 2. 287 С.
9. Руководство по измерению уровня моря и интерпретации результатов.- МОК ЮНЕСКО, 1985, 84 С.
10. Марчук Г.И., Саркисян А. С.
Математическое моделирование циркуляции океана. М.: Наука, 1988. 304 С.
11. Нейман, В. Г. Динамика вод Индийского океана / В. Г. Нейман - М. : Научный мир, 1997. – 231 с.
12. Глок Н.И., Малинин В.Н. Статистический анализ статистических колебаний уровня Мирового океана. // Учёные записки РГГМУ, 2012, № 21, с. 126–136.
13. Суховой В.Ф., Основные черты гидрологического режима Атлантического и Тихого океанов: Учебное пособие-К.:УМК ВО, 1992.-98с.
14. Осокин С.Д. Мировой океан: учеб. для вузов. / С.Д. Осокин. - М.: Просвещение, 2002. - 160 с.
15. Адрианова О.Р., Многолетние колебания уровня Мирового океана:
тенденции и причины. Одесса : «Астропринт» , 2014. – 159 с.
16. Шулейкин, В.В. Фізика моря /АН СРСР. - М.; Л.: Вид-во АН СРСР, 1941. - 122 с.
17. А. С. Моніна, К. С. Шіфріна Гідродинамічні і гідрооптичні дослідження в Атлантичному і Тихому океанах.. М., «Наука», 1974. 328 с