

Кваліфікаційна робота

на здобуття ступеня вищої освіти «бакалавр»

**«Взаємозв'язок активності тропічних циклонів в північно-західній частині
Тихого океану з явищем Ель-Ніньо - Південним коливанням»**

**«The relationship between the activity of tropical cyclones in the northwestern part of
the Pacific Ocean and the phenomenon of El Niño - Southern Oscillation»**

Виконала: здобувачка денної форми навчання

спеціальності 103 «Науки про Землю»

Освітньо-професійна програма

«Гідрометеорологія»

Головченко Катерина Андріївна

Керівник PhD, Ель Хадрі Ю.

(підпис)

Рецензент к.геогр.н., доц., Хоменко І.А.

Рекомендовано до захисту:
Протокол засідання кафедри
океанології та морського
природокористування
№ ____ від _____.____. 2024 р.

Завідувач кафедри

(підпис)

(прізвище, ім'я)

Захищено на засіданні ЕК № ____
протокол № __ від _____.____.20__ р.

Оцінка _____/_____/_____
(за національною шкалою/шкалою ECTS/ бали)

Голова ЕК

(підпис)

(прізвище, ім'я)

Одеса 2024

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет _____ гідрометеорології і екології _____
Кафедра _____ океанології та морського природокористування _____
Рівень вищої освіти _____ бакалавр _____
Спеціальність _____ 103 «Науки про Землю» _____
(шифр і назва)
Освітня програма _____ Гідрометеорологія _____
(назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри океанології та морського природокористування
_____ Берлінський М.А.
“ _____ ” _____ 2024 року

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

_____ Головченко Катерині Андріївні _____

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи _____ Взаємозв'язок активності тропічних циклонів в північно-західній частині Тихого океану з явищем Ель-Ніньо - Південним коливанням _____

керівник роботи _____ Ель Хадрі Ю., PhD _____

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

затверджені наказом ОДЕКУ від _____ “18” грудня 2023 року №272 «С» _____

2. Строк подання студентом роботи _____ 06 червня 2024 року _____

3. Вихідні дані до роботи _____ 1. середньомісячні температури води на поверхні океану (ТПО) за період 1991-2020 рр. за даними COBE-SST; кількість випадків та інтенсивність ТЦ у північно-західній частині Тихого океану була отримана з сайту Метеорологічного та океанологічного командування ВМС США; Індекс південного коливання (SOI) та Океанічний індекс Ель Ніньо (ONI) за період 1991-2020 рр. _____

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

_____ 1. Огляд літературних джерел; 2. Розглянуто розподіл середньомісячних температур води на поверхні океану; 3. Розраховані статистичні характеристики ТПО; 4. Коефіцієнти кореляції між індексами ONI та SOI і кількістю випадків ТЦ різної інтенсивності в південно-східній Азії у 1991-2020 рр., а також значення критерію Стьюдента _____

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

_____ 1. Карти просторового розподілу середньомісячних ТПО у північно-західній частині Тихого океану; _____

_____ 2. Графіки повторюваність тропічних циклонів у період 1991-2021 рр; _____

_____ 3. Графіки річного ходу випадків тайфунів у північно-західній частині Тихого океану для композитних періодів Ель-Ніньо та Ла-Нінья за період 1991-2020 рр. _____

Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв
4	Берлінський М.А., зав. кафедри океанології та морського природокористування		

7. Дата видачі завдання 06.05.2024 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Огляд літературних джерел	06.05.2024 - 10.05.2024		
2.	Розглянуто фізико-географічні та циркуляційні умови у північно-західній частині Тихого океану	11.05.2024 - 17.05.2024		
3.	Короткий огляд баз даних та методів	18.05.2024 - 19.05.2024		
	Рубіжна атестація	20.05.2024-24.05.2024		
4.	Аналіз просторового розподілу температури поверхні океану у північно-західній частині Тихого океану	25.05.2024 - 31.05.2024		
	Аналіз повторюваності ТЦ та її взаємозв'язок з індексами ONI та SOI	01.06.2024 - 06.06.2024		
5.	Узагальнення отриманих результатів. Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату та складення протоколу і висновку керівника.	07.06.2024 - 11.06.2024		
	Підготовка доповіді, презентації			
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)			

Студент _____ Головченко К.А.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____ Ель Хадрі Ю.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Зміст

ВСТУП.....	6
1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТА ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ПІВНІЧНО-ТИХООКЕАНСЬКОГО БАСЕЙНУ.....	8
1.1 Географічне положення.....	8
1.2 Клімат.....	14
1.3 Циркуляція атмосфери.....	17
1.4 Рельєф дна.....	19
1.5 Температура води.....	23
1.6 Солоність.....	25
1.7 Циркуляція вод.....	25
1.8 Тропічні циклони Південно-Східної Азії.....	29
1.8.1 Умови та райони утворення ТЦ.....	29
1.8.2 Траєкторії переміщення.....	33
2 ЕЛЬ НІНЬО – ПІВДЕННЕ КОЛИВАННЯ ТА ЙОГО ВПЛИВ НА ВИНИКНЕННЯ ТРОПІЧНИХ ЦИКЛОНІВ.....	35
2.1 Ель-Ніньо та Ла-Нінья події та тропічні циклони західної частини Тихого океану.....	37
2.2 Вплив Ель-Ніньо та Ла-Нінья на кількість та інтенсивність ТЦ.....	40
3 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ.....	44
3.1 Океанічний індекс Ель Ніньо (ONI).....	44
3.2 Індекс південного коливання.....	45
3.3 Вихідні дані про тропічні циклони.....	47
3.4 Вихідні дані про температуру води на поверхні.....	47

3.5 Кореляційний аналіз.....	47
4 РОЗПОДІЛ ТЕМПЕРАТУРИ ВОДИ НА ПОВЕРХНІ В ОСТАННІ ДЕСЯТИЛІТТЯ.....	50
5 ВПЛИВ ТПО В ЕКВАТОРІАЛЬНІЙ ЧАСТИНІ ТИХОГО ОКЕАНУ НА ФОРМУВАННЯ ТЦ У ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ТИХОГО ОКЕАНУ	55
5.1 Повторюваність ТЦ у північно-західній частині Тихого океану у 1991- 2020 роках.....	55
5.2 Взаємозв'язок повторюваності ТЦ з індексами ONI та SOI.....	56
5.3 Річний хід кількості ТЦ в різні фази Ель-Ніньо / Південного коливання. 58	
ВИСНОВКИ.....	60
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	62

ВСТУП

Західна частина Північно-Тихоокеанського басейну є найактивнішим районом на планеті, на який припадає одна третина всієї активності тропічних циклонів. Щороку в середньому 25,7 тропічних циклонів у басейні набувають сили тропічного шторму або більше. Крім того, в середньому 16 тайфунів відбувалися щороку протягом 1968–1989 років. Басейн займає всю територію на північ від екватора і на захід від міжнародної лінії зміни дат, включаючи Південно-Китайське море.

Тропічні шторми в цьому регіоні часто вражають Китай, Гонконг, Макао, Японію, Корею, Філіппіни, Тайвань і В'єтнам, а також численні острови Океанії, такі як Гуам, Північні Маріанські острови та Палау. Іноді тропічні шторми в цьому регіоні вражають Лаос, Таїланд, Камбоджу і навіть Сінгапур, Малайзію та Індонезію. Узбережжя Китаю бачить найбільшу кількість тропічних циклонів у всьому світі. На Філіппіни в середньому припадає 6-7 тропічних циклонів на рік, причому тайфуни Хайян і Гоні в 2013 і 2020 роках були найсильнішими та найпотужнішими штормами, що виходили на сушу на сьогоднішній день.

Давно помічено, що циклони виникають і розвиваються над водною поверхнею, температура якої не нижче 26 °С. Більше того, добре розвинений циклон, потрапляючи на холоднішу поверхню океану, починає швидко заповнюватися. Тому дослідження просторово-часового розподілу температури води на поверхні моря важливе для вивчення умов формування та складання прогнозів виникнення тропічних циклонів.

Тропічний циклон – це вихор, що швидко обертається, який виникає в тропічних широтах над поверхнею океанів, з яких він отримує енергію для розвитку. Діаметр циклону зазвичай становить біля 200-500 км, проте може досягати 1000 км [1]. Тропічні циклони утворюються у зв'язку з наявністю

великої кількості прихованої теплоти, обумовлюючи значну грозову активність і ядра тепла [2].

Забираючи енергію з поверхні моря і зберігаючи свою силу, поки вона залишається над теплою водою, тропічний циклон створює вітри, які перевищують 119 км (74 милі) на годину. У екстремальних випадках швидкість вітру може перевищувати 240 км (150 миль) на годину, а пориви можуть перевищувати 320 км (200 миль) на годину [3]. Поєднання хвиль і низького тиску в зоні тропічного циклону, що викликаються вітром, може спровокувати прибережний штормовий нагін (може досягати 6 метрів) — величезний об'єм води, що викидається на берег на високій швидкості і з колосальною силою [1]. Таке поєднання сильних вітрів і води робить циклони серйозною небезпекою для прибережних районів тропічних і субтропічних районів світу [3]. Також циклони супроводжуються екстремально сильними дощами, які можуть спричинити затоплення великих територій, торнадо і блискавками [1].

Шкала інтенсивності ураганів Саффір-Сімпсон використовується для класифікації ураганів. Хоча велика шкода від ураганів обумовлена сильним вітром та штормовими нагонами, які призводять до утворення повеней у прибережній зоні, коли тропічний циклон виходить на берег. Штормові нагони спричиняють затоплення низинних територій та значну шкоду майну та життю. Слабкі тропічні циклони можуть спричинити штормові нагони від 3 до 6,5 футів (від 1 до 2 метрів), тоді як урагани та тайфуни можуть викликати підняття рівня води понад 16,5 футів (5 метрів). Так, наприклад, ураган Батерст-Бей в 1899 році спричинив штормовий нагін 42 футів (13 м) у затоці Батерст, Австралія. У 2005 році ураган Катріна викликав підйом рівня у затоці Сент-Луїс, штат Міссісіпі, до відмітки 25 футів (7,6 м).

Сильні опади, які супроводжують проходження урагану додатково призводять до підвищення рівня прісноводних річок і викликають до затоплення. Так було, коли ураган Сенді призвів до підняття рівня Іст-Рівер в

Нью-Йорку майже на 4,23 м (13,88 футів), затопивши великі ділянки нижнього Манхеттена.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТА ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ПІВНІЧНО-ТИХООКЕАНСЬКОГО БАСЕЙНУ

1.1 Географічне положення

Західна частина Північно-Тихоокеанського басейну, згідно з Всесвітньою метеорологічною організацією, поділяється на регіони походження та повторюваності тропічних циклонів (рис. 1.1) і обмежена на сході 180° с.д., на заході - узбережжям Азії, на півдні - екватором, на півночі - 60° пн.ш.

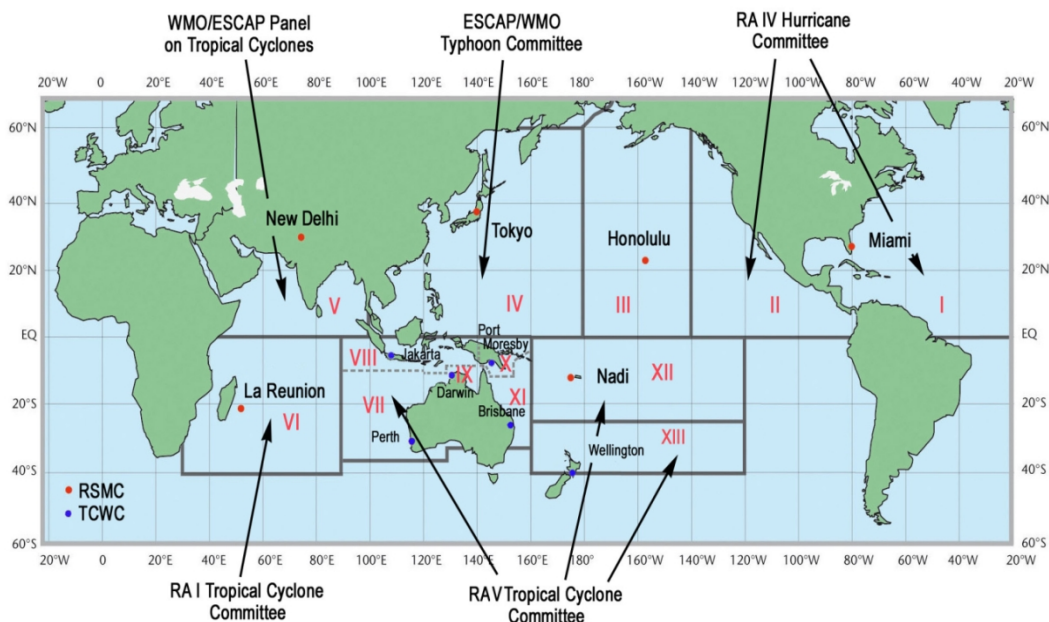


Рисунок 1.1- Регіони походження та повторюваності тропічних циклонів

Цей регіон включає північний захід акваторії північної частини Тихого океану, Охотське, Японське, Жовте, Східно-Китайське, Філіппінське, Південно-Китайське моря.

Охотське море - північно-західний рукав Тихого океану, обмежений на заході та півночі східним узбережжям Азії від мису Лазарева до гирла річки Пенжина, на сході та південному сході Камчатським півостровом і Курильськими островами, на півдні — північним узбережжям японського острова Хоккайдо, на південному заході — островом Сахалін. За винятком невеликої території, що торкається Хоккайдо, море повністю закрито територією Росії (рис. 1.2). Його площа становить 1 583 000 квадратних кілометрів, а середня глибина становить близько 859 метрів. Максимальна глибина моря становить 3372 метри.[4]



Рисунок 1.2 - Карта Охотського моря

Японське море – напівзамкнене море Тихого океану. Протоками Татарська, Невельського і Лаперуза воно з'єднується з Охотським морем, протокою Цугару – з Тихим океаном, а Корейською протокою – зі Східно-китайським і Жовтим морями. Воно межує з Японією та островом Сахалін на

сході, Росією та Кореєю на материку Азії на заході. Море має майже еліптичну форму, головна вісь якої спрямована з південного заходу на північний схід (рис. 1.3). На півночі він приблизно обмежений широтою $51^{\circ} 45'$ пн. Його площа становить 978 000 квадратних кілометрів. Його середня глибина 1752 метри і максимальна глибина 3742 метри.[5]

Жовте море - велика протока західної частини Тихого океану, що лежить між Китаєм на заході та півночі і Корейським півостровом на сході. Воно розташоване на північ від Східно-Китайського моря, яке обмежує на лінії, що тягнеться від гирла річки Янцзи (Чан Цзян) до острова Чеджу біля Південної Кореї (рис. 1.4).



Рисунок 1.3 – Карта Охотського моря

Його протяжність становить близько 960 км з півночі на південь і приблизно 700 км із сходу на захід. У північно-західній частині моря, на північний захід від лінії між Ляодунським півостровом на півночі та Шаньдунським півостровом на півдні, є Бо Хай (затока Чіхлі). Площа власне Жовтого моря (за винятком Бо Хай) становить близько 380 000 квадратних кілометрів. Його середня глибина становить 44 метри, а максимальна глибина — близько 152 метри.[6]



Рисунок 1.4 – Карта Жовтого моря

Східно-Китайське море - рукав Тихого океану, що межує з материком Східної Азії та тягнеться на північний схід від Південно-Китайського моря, з яким з'єднаний мілководною Тайванською протокою між Тайванем і Китаєм. Східно-Китайське море простягається на схід до ланцюга островів Рюкю; на північ до Кюсю, найпівденнішого з головних островів Японії; на північний захід до острова Чеджу (Південна Корея), а звідси на захід до Китаю. Ця північна межа, приблизно лінія від острова Чеджу до гирла річки Янцзи (Чан Цзян) на східному узбережжі Китаю, відділяє Східно-Китайське море від Жовтого моря (рис. 1.5). Східно-Китайське море має площу близько 750 000 квадратних кілометрів і в основному мілководне; майже три чверті моря менше ніж 200 метрів, а його середня глибина становить лише 350 метрів. [7]



Рисунок 1.5 - Карта Східно-Китайського моря

Філіппінське море - частина західної північної частини Тихого океану, що лежить на схід і північ від Філіппін. Дно цієї частини океану утворюється в структурний басейн серією геологічних складок і розломів, які виступають над поверхнею у вигляді прикордонних островних дуг. Море не має материкових узбереж і чітких сухопутних кордонів, відокремлено від океану групами островів. Філіппінські острови Лусон, Самар і Мінданао знаходяться на південному заході; Палау, Яп і Уліті (Кароліни) на південному сході; Маріанські острови, включаючи Гуам, Сайпан і Тініан, на сході; острови Бонін і Вулкан (Іводзіма) на північному сході; Японські острови Хонсю, Сікоку і Кюсю на півночі; острови Рюкю (Окінава) на північному заході; і Тайвань (Формоза) на крайньому заході (рис. 1.6). Вони оточують територію розміром 2900 км з півночі на південь, на 1500 миль зі сходу на захід і займають загальну площу 1 000 000 квадратних кілометрів, приблизно 3 відсотки всього тихоокеанського регіону. Басейн із загальною глибиною 6000 м занурюється на найбільшу глибину в траншеях на схід від островних дуг. Найглибшим є Філіппінський жолоб на висоті 10 539 м.[8]



Рисунок 1.6 - Карта Філіппінського моря

Південно-Китайське море - рукав західної частини Тихого океану, що межує з материком Південно-Східної Азії (рис. 1.7). На північному сході воно обмежене Тайванською протокою (яким воно сполучається зі Східно-Китайським морем); на сході — Тайвань і Філіппіни; на південному сході і півдні Борнео, південною межею Сіамської затоки і східним узбережжям Малайського півострова; а на заході та півночі Азіатський материк. [9]



Рисунок 1.7 – Карта Південно-Китайського моря

Південно-Китайське та Східно-Китайське моря разом утворюють Китайське море. Південним кордоном Південно-Китайського моря є підвищення морського дна між Суматрою та Борнео, а північний кордон простягається від найпівнічнішої точки Тайваню до узбережжя провінції Фуцзянь, у Тайванській протоці. Він охоплює площу близько 3685000 квадратних кілометрів із середньою глибиною 1212 метрів.[9]

1.2 Клімат

Охотське море — найхолодніше море Східної Азії; взимку клімат і тепловий режим на значній частині регіону мало відрізняються від арктичних. У північно-східних, північних і західних районах моря взимку сувора погода через вплив Азіатського континенту. З жовтня по квітень над морем переважає сукупний вплив Азіатського антициклону та Алеутської депресії з сильними стійкими пн.-зх. та пн. вітрами зі швидкостями 10-11 м/с, які нерідко досягають штормової сили. Також у цей період території мають дуже низьку температуру повітря, постійно покриті льодом і мають дуже

мало опадів. Одним словом, у цих частинах моря панує континентальний клімат. На півдні та південному сході близькість Тихого океану зумовлює більш м'який морський клімат. У північно-східній частині середньомісячна температура повітря протягом лютого становить -20°C , тоді як у серпні середня 12°C . На північ і захід від моря середньомісячна температура повітря становить -24°C у лютому та 14°C у серпні. У південній і південно-східній частинах середньомісячна температура повітря становить -7°C у лютому і 18°C у серпні. Середня річна кількість опадів становить 16 дюймів (400 мм) на півночі, 28 дюймів (710 мм) на заході та близько 41 дюйма (1040 мм) на півдні та південному сході.[4]

Японське море впливає на клімат Японії через його відносно теплі води; випаровування особливо помітне взимку, коли величезна кількість водяної пари піднімається в область між холодною сухою полярною повітряною масою і теплою вологою тропічною повітряною масою. З грудня по березень переважає північно-західний мусонний вітер переносить холодні та сухі континентальні полярні повітряні маси над теплішими водами моря, що призводить до снігу вздовж гірського західного узбережжя Японії. Влітку південний тропічний мусон дме з північної частини Тихого океану на азіатський материк, спричиняючи густий туман, коли його теплі та вологі вітри дмуть над холодними течіями, які в цей сезон переважають у північній частині моря. Зимовий мусон викликає бурхливе море та спричиняє берегову ерозію вздовж західного узбережжя Японії. Північна частина моря, особливо біля берегів Сибіру, а також у Татарській протоці, взимку замерзає; в результаті конвекції талий лід живить холодні течії в цій частині моря навесні і влітку. Середня річна температура повітря над Японським морем позитивна. Загальне її підвищення з півночі на південь становить близько 16°C - від $0-2^{\circ}\text{C}$ на півночі (Татарська протока) до $15-16^{\circ}\text{C}$ в південній частині моря. Січень та лютий – найхолодніші місяці на Японському морі. Мінімум температури повітря зазвичай відзначається в січні (у середньому - від -5.3°C над північно-східною акваторією до 3.4°C над південною. Найтеплішим

місяцем зазвичай є серпень (температура повітря в середньому - від 17.7 °С над північно-східною акваторією до 25.3 °С над південною). У липні температури повітря над морем в середньому на 2-3 °С нижче, ніж у серпні [5]

Жовте море розташоване переважно в помірно мусонній ділянці субтропічної кліматичної зони з добре вираженою сезонною мінливістю клімату. З листопада по березень над морем панує зимовий мусон із ясною, холодною та сухою погодою. Для цього часу характерні сильні вітри, що дмуть переважно від пн.-зх. до пн., пн.-сх. напрямків зі швидкостями до 20-30 м/с та повторюваністю до 80%. Над морем переважають позатропічні циклони. З травня по вересень, у період дії літнього мусону, дмуть вітри з південних напрямів. Влітку над морем переважають теплі, вологі океанічні повітряні маси, що приносять рясні дощі. У цей час нерідко спостерігається проходження циклонів помірних широт та тропічних тайфунів. Ці потужні атмосферні вихори приносять штормові вітри та супроводжуються сильними опадами, що іноді спричиняє стихійні лиха. У липні – серпні випадає до 60% середньорічної кількості опадів. При зміні літнього та зимового мусонів (у квітні та жовтні) над морем часто змінюються океанічні та континентальні повітряні маси за відповідної зміни вітрів протилежних напрямків. Навесні над морем спостерігаються жовті курні бурі, що виносять з материка продукти вивітрювання лісу. Температура повітря над морем взимку від -10 °С на півночі до 3 °С на півдні. Влітку температура повітря майже скрізь не більше 23–26 °С. Атмосферні опади від 500 мм на півночі від до 2000 мм на півдні. Морський туман часто буває вздовж узбережжя, особливо в районах підняття холодної води.

Східно-Китайське море розташоване в мусонній ділянці субтропічної зони. З жовтня по травень над морем дме дуже стійкий пн.-зх. мусон. Він приносить сухе і холодне повітря, яке над морем нагрівається та зволожується; переважає тепла похмура погода з опадами. З травня до жовтня дме слабкий і нестійкий південний східний мусон, що приносить

тепле і вологе тропічне повітря. Встановлюється спекотна погода з великою кількістю опадів. Тайфуни, що проходять з півдня на північ в основному з травня до жовтня (3–4 на рік), викликають жорстокі бурі; їхня швидкість від 120 до 450 км на добу. Порівняно температури повітря в лютому на північному заході 4–5 °С, на південному сході 15–20 °С; у серпні на всій акваторії моря близько 26 °С. У рік випадає опадів від 1000-1500 мм на заході до 2200-3000 мм на сході (максимум влітку).

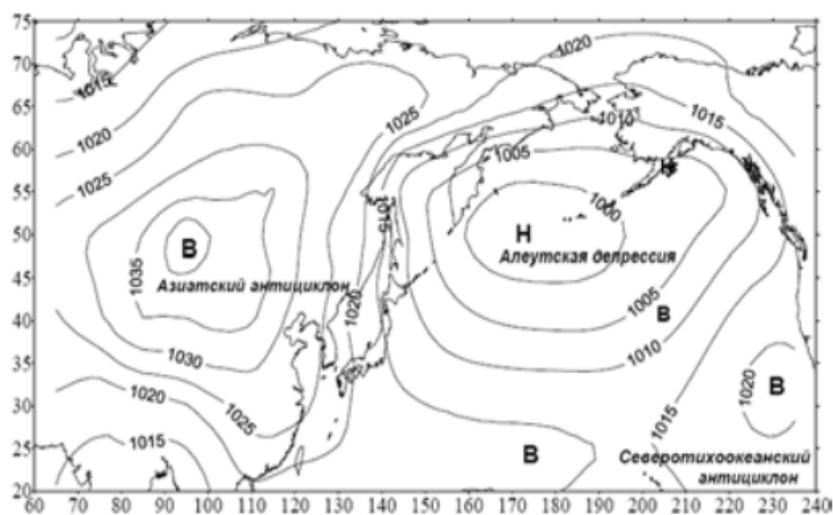
Філіппінське море розташоване в чотирьох кліматичних поясах – субтропічному, тропічному, субекваторіальному, екваторіальному. Сезонні відмінності проявляються помітно лише у субтропічному поясі. Взимку, з грудня по березень, у пн.-зх. частини моря переважають пн.-зх. та пн. мусонні вітри 4-6 м/с. На півночі та в центрі стійко виражені пн.-сх. і сх. пасати 5-8 м/с. У пн.-сх. частині моря розвивається інтенсивна циклонічна діяльність із штормовими вітрами до 20–25 м/с. Нерідко зі сходу захід проносяться тайфуни. Влітку, у червні – серпні, на всьому морі встановлюється південно східний мусон 4-6 м/с, на тлі якого нерідкі тайфуни. Температура повітря взимку від 9-11 °С на півночі, до 25-27 °С на півдні, влітку скрізь приблизно 28 °С, у закритих бухтах до 30 °С і вище.

Для Південно-Китайського моря характерний теплий вологий мусонний клімат з рясними атмосферними зливами. Над акваторією моря, переважно у літні та осінні місяці, щорічно проходять 10–11 тропічних циклонів (тайфунів), існують умови і для їх місцевого виникнення. З листопада по березень над морем панує стійкий зимовий пн.-сх. мусон зі швидкістю вітру від 12 до 18 м/с. Температура повітря в лютому від 15 °С на півночі, до 25 °С на півдні. З травня до вересня діє літній південно західний мусон з переважаючими слабкими вітрами. Температура повітря в серпні над всією акваторією 27-28 °С.

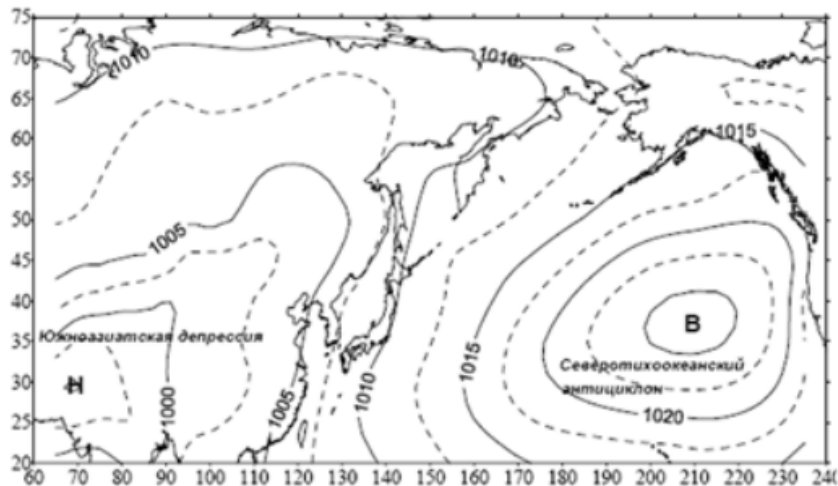
1.3 Циркуляція атмосфери

По обидва боки від екваторіальної депресії розташовуються субтропічні зони підвищеного тиску, вони відповідають межі розділу меридіональних осередків Хедлі та Ферреля. Під впливом географічного розташування материків, осередки розпадаються окремі області — океанічні субтропічні антициклони. Це довго існуючі малорухливі антициклони. У теплий сезон субтропічні антициклони добре виражені на середніх місячних картах тільки над океанами, над континентами розташовуються розмиті області зниженого тиску. У холодний сезон субтропічні антициклони мають тенденцію до злиття з холодними антициклонами над континентами.

Гавайський антициклон (Північно-Тихоокеанський антициклон, Гонолульський максимум) (рис. 1.8) - постійна область підвищеного атмосферного тиску у субтропічних та тропічних широтах над північною частиною Тихого океану, з центром на північ від Гавайських островів (20-40 °С пн.ш.). Тихоокеанська акваторія знаходиться під впливом Північно-Тихоокеанського антициклону.



(a)



(б)

Рисунок 1.8 – Кліматичні карти тиску повітря на рівні моря та центри дії атмосфери Азіатсько-Тихоокеанського регіону у січні (а) та липні (б)

Алеутський мінімум - область зниженого тиску на півночі Тихого океану, простежується на картах погоди з серпня по червень, з найбільшою глибиною взимку. У липні Алеутський мінімум не виявляється на середніх картах тиску. Центр Алеутського мінімуму зміщується взимку Алеутським островам і в січні займає крайнє західне становище, влітку він зміщується на схід, на північно-східну околицю Берингового моря.

Крім постійно діючих, квазістаціонарних центрів впливу атмосфери, існують звані сезонні континентальні центри. Деякі з них дуже активні у зимовий період і практично зникають у літній. Інші існують як антициклони взимку та змінюються депресіями влітку. Майже всі вони розташовуються над сушею. Над континентальними районами Північної півкулі спостерігаються зимові антициклони: Сибірський (Азійський) максимум із центром над Монгольським плато та Канадський максимум; а також літні депресії: Азіатський літній мінімум (Південно-Азіатська, Передньо-Азіатська депресія) з центром над Афганістаном та Північно-Американська (Каліфорнійська) депресія. Ці літні мінімуми часом тягнуться до тропічних широт, порушуючи єдність субтропічної зони високого тиску.

Мусони - система повітряних течій з переважанням певного напрямку вітру в одному сезоні і прямо протилежного або близького до нього в іншому. Специфічним ознакою мусону є стійка сезонність, тобто. стійкість протягом сезону та зміна від одного півріччя до іншого. Таким чином, у кожній мусонній області є зимовий і літній мусон, з взаємно протилежними або з різними переважаючими напрямками.

1.4 Рельєф дна

Рельєф дна Охотського моря дуже різноманітний. Шельф займає приблизно 40%, він найбільш поширений на північній частині, де належить до зануреного типу, його ширина змінюється від 180 км біля Аяно-Охотського берега до 370 км у районі Магадана. До 50 % посідає частку материкового схилу (глибини до 2000 м). В південній частині розташовується найбільш глибоководна (понад 2500 м) область моря, що займає 8% площі дна. У центральній частині Охотського моря виділяють 3 улоговини (впадини), що поділяють морську западину: Тінтро на північному сході (глибина до 990 м), Дерюгіна на заході (до 1771 м) і найглибшу – Курильську на півдні (до 3521 м). Фундамент западини Охотського моря гетерогенний; потужність земної кори 10-40 км. Підняття в центральній частині моря має континентальну кору; підняття на південній частині моря складається із двох піднятих блоків, розділених трогом. Глибоководна Курильська улоговина з океаничною корою, на думку одних дослідників, є захоплена ділянка океанської плити, на думку інших, - задуговий басейн. Котловини Дерюгіна та Тінтро підстилаються корою перехідного типу. У улоговині Дерюгіна встановлений підвищений порівняно з рештою території тепловий потік і гідротермальна діяльність, в результаті якої сформовані баритові споруди. Осадочний чохол має найбільшу потужність в улоговинах (8–12 км) та на північних і східних шельфах, складений кайнозойськими теригенними та кремністо-теригенними відкладеннями (поблизу

Курильських островів з домішкою туфогенного матеріалу). Гряда Курильських островів відрізняється інтенсивною сейсмічністю і вулканізмом.

Японське море під водою поділяється на Японську улоговину на півночі, улоговину Ямато на південному сході та улоговину Цусіма на південному заході. У той час як вузький континентальний шельф огинає Сибір і Корейський півострів, на японському боці моря є більш широкі континентальні шельфи, а також групи берегів, жолобів і басейнів, що лежать в морі. Банки, що лежать біля узбережжя Японії, поділяються на групи, до яких належать хребти Окудзірі, хребти Садо, береги Хакусан, хребти Вакаса та хребти Окі. Хребет Ямато складається з граніту, ріоліту, андезиту та базальту з валунами вулканічної породи, розкиданими на морському дні. Геофізичні дослідження показали, що хоча хребет має континентальне походження, Японський басейн і басейн Ямато мають океанічне походження. Донні відкладення в Японському морі вказують на те, що відкладення континентального походження, такі як мул, пісок, гравій і уламки гірських порід, існують на глибині приблизно від 650 до 1000 футів (200-300 метрів); геміпелагічні відкладення (тобто наполовину океанічного походження), що складаються переважно з блакитного мулу, багатого органічними речовинами, знаходяться на глибині приблизно від 1000 до 2600 футів (300-800 метрів); а глибші пелагічні відкладення, що складаються з червоного мулу, знаходяться аж до найбільших глибин моря.[5]

Дно Жовтого моря — це геологічно унікальна мілка частина континентального шельфу, яка була занурена під воду після останнього льодовикового періоду (тобто приблизно протягом останніх 10 000 років).[6]Море повністю розташовується на шельфі, рельєф дна є досить викладеною рівниною зі слабким ухилом із півночі на південь. Глибини у цьому напрямі збільшуються від 10–50 м у Ляодунській затоці до 60-100 м у південному кордоні моря. Береги облямовані широкими мілинами. Від берегів Китаю та Кореї в глиб моря йдуть багато піщаних грядів. Жовте море

являє собою епіконтинентальний морський осадовий басейн, більша частина якого належить ранньодокембрійській китайсько-корейській платформі. На північному заході (затоки Бохай та Ляодунський) у будові дна беруть участь мезозойські континентальні відкладення Бохайської синеклізи, які перетнуті палеогеновою рифтовою системою, виконаною потужною товщею опадів та перекритою плоскою неогеновою депресією. Мезокайнозойські відкладення синеклізи нафтогазонасні. У центральній частині моря дно складено кристалічними породами Сино-Корейського щита, на південний схід від якого розташована зона перикратонних опускань. Донні опади східних, північних та західних прибережних ділянок дна представлені в основному пісками, центральна частина – мулами. Глисті опади формуються у гирлах великих річок, що виносять лес з центру Китаю. Скельні породи виходять на поверхню в протоках, біля шельфових розломів.

За характером рельєфу дна Східно-Китайського моря поділяється на дві основні частини. Західна частина - материкова мілина, глибини якої збільшуються на схід і південний схід від 33-47 м до 150-160 м у відкритому морі. Східна частина - широка глибоководна западина, максимальна глибина 2719 м. Ця частина моря з'єднується з Тихим океаном глибокими протоками (до 1572 м) між островами Рюкю. Фундамент шельфу складають континентальні структури докембрійського, палеозойського та мезозойського віку Північно-Китайської платформи та її східного обрамлення, перекриті верхньомезозойсько-кайнозойськими осадовими товщами. Глибоководна западина на сході розташована в тилу острівної дуги Рюкю, із внутрішньої сторони якої знаходиться вулканичний пояс з діючими та згаслими вулканами. Упадина складається з кулісообразно розташованих трогів (грабенів), заповнених неоген-четвертичними вулканогенно-осадовими товщами, глинистими мулами та турбідитами. Потужність земної кори у межах зменшується від 30 км на півночі до 13 км на півдні. У цьому напрямі зменшується потужність осадового чохла (від 8 до 3 км). Тепловий потік підвищено вчетверо порівняно з областю шельфу. Висока сейсмічність.

Упадина виникла в результаті рифтогенезу, що виявився в пізньому міоцені - кварталі.

У рельєфі дна Філіппінського моря представлені форми, характерні для перехідної зони: глибоководна улоговина, по периметру облямована острівними дугами та глибоководними жолобами. Шельф вузький, уривчастий. У Каролінських островів - багаточисельні коралові рифи. Материковий схил переважно крутий і розчленований. Величезну улоговину моря за розмірами і глибинами можна порівняти з западинами відкритого океану. Дно улоговини розчленоване великими підняттями та глибокими депресіями. Центральна частина моря перетинає у меридіональному напрямі великий підводний хребет від о. Кюсю до островів Палау протяжністю понад 2500 км, виділяючи Філіппінську та Західно-Маріанську улоговини. Окремі вершини хребта є підводними горами, що піднімаються до поверхні моря, наприклад, в центральній частині о. Окіноторі (Паресе-Вела). Біля західних околиць моря проходять глибоководні жолоби – Нансей (7790 м) та Філіппінський (10265 м).

У рельєфі дна Південно-Китайського моря добре виділяються великий шельф з глибинами до 200 м (більше половини площі моря; особливо широкий в пн.-зх. і пд.-сх. частинах), досить крутий материковий схил має ступінчастий характер, він поширюється до глибин 3000-3600 м; добре виражена глибоководна улоговина розширюється в пн.-сх. напрямку, глибина дна плавно знижується із північного заходу на південний схід; глибини у западинах 5000 м. Південно-Китайське море розташоване на південній частині активної зони переходу від Тихого океану до материкової частини Азії, з чим пов'язані часті підводні землетруси та вулканічні виверження. Глибоководна улоговина підстиляється земною корою океанічного типу з невеликою потужністю осадової товщі (у центральній частині трохи більше 0,5 км); відзначено підвищений (порівняно з прилеглим шельфом) тепловий потік та встановлені лінійні магнітні аномалії. Котловина сформована внаслідок спредингу; розтягнення океанічної кори відбувалося в

інтервалі 32-17 млн років тому (ранній олігоцен - початок середнього міоцену) в субмеридіональному напрямку. Вісь спредингу розсікається численними трансформними розломами субмеридіонального простягання з різними амплітудами зміщення осі вздовж них. У південно-східних частинах моря вздовж узбережжя о. Калімантан та о. Палаван простежуються неглибокі западини; найбільша – Саравакська, заповнена товщею мілководних та прибережно-морських перспективно нафтогазоносних карбонатно-теригенних відкладень потужністю до 10 км; вік фундаменту западини верхньокрейдової - палеогеновий. Південно-східний шельф Південно-Китайського моря, ймовірно, відповідає похованій частині мікроконтиненту, фундамент якого виступає в східній частині Філіппін.

1.5 Температура води

Протягом літніх місяців Охотське море прогривається до глибини від 100 до 165 футів (30-50 метрів). Температура води на поверхні підвищується до 46–54 °F (8–12 °C). Влітку найбільш сильно води прогріті в о. Хоккайдо до 19°C. Більш глибока вода має середню температуру від 29 до 30 °F (-1,8 до -1 °C). Товщина шару холодної води коливається від кількох футів у південно-східній частині моря до 245–525 футів (75–160 метрів) на північному заході.[4]

Температура води Японського моря на поверхні взимку змінюється від 0°C на півночі до 12°C на півдні, влітку – від 17°C до 26°C відповідно. Мінливість температури по вертикалі найбільша в південно-східній частині моря, різниця в середньому становить 22°C. Взимку різницю зменшується до 10°C. У північній та північно-західній частинах моря взимку різниця температур невелика (не перевищує 1°C), а влітку зростає з північного заходу на південний схід від 12°C до 22°C. У північній частині моря сезонні зміни температури відсутні вже на глибині 100–150 м, у південній та східній частинах вони простежуються до глибини 200–250 м.[5]

Температура води Жовтого моря на поверхні змінюється в лютому від 0 °С (і нижче) на півночі до 7-8 °С на півдні. Влітку поверхневі води всюди прогріваються до 25–28 °С. На північних прибережних мілководдях з грудня по березень утворюються морські дрейфуючі льоди.

Температура води Східно-Китайського моря на поверхні взимку підвищується від 7-8 °С на північному заході до 16-20 °С на південному сході, влітку повсюдно 27-29 °С.

Температура води Філіпінського моря на поверхні від 19-23 °С на півночі до 27-28 °С на півдні. Придонна температура води 1,5-1,8 °С.

Температура води Південно-Китайського моря практично не змінюється протягом року: влітку майже скрізь однакова 29 °С. Взимку - 18–28 °С. Холодні північні вітри спричиняють деякі температурні коливання. Наприклад, у період на узбережжі Гонконгу 13–14 °С. Острів Хайнань - 20 °С (січень), а в липні - 30 °С.[10]

1.6 Солоність

Солоність в Охотському морі у холодному перехідному шарі (40-150 м) 31–32,9‰, у шарі від 150 до 600 м - 33,7‰, у шарі від 600 до 1300 м солоність 34,3‰, у шарі від 1300 м до дна солоність 34,7 ‰. Солоність на поверхні в сх. частини у Курильської гряди до 33 ‰, в зап. районах 28-31 ‰.

Солоність в Японському морі у західній частині на поверхні становить 32–33 ‰, а в центральній та східній – 34,0–34,8 ‰.[5]

Солоність води в Жовтому морі значно менше океанічної через вплив річкового стоку. Взимку солоність на поверхні змінюється від 31‰ на півночі до 33‰ на півдні. Влітку поблизу усть великих річок зменшується до 22-26 ‰. Біля південної межі моря, куди сягає вплив стоку р. Янцзи, солоність у липні – серпні зменшується до 20 ‰.

Солоність в Східно-Китайському морі у поверхневому шарі води зростає з північного заходу на південний схід взимку від 32 до 34 ‰, а влітку

від 30 до 34 ‰. Поблизу усть річок солоність значно знижується (5–10‰). На глибинах нижче 1600 м, солоність близько 34,5 ‰.

Солоність у Філіпінському морі на поверхні 34,6‰ на півночі, 34,4 ‰ на півдні. Придонна солоність 34,8 ‰.

Взимку солоність Південно-Китайського моря сягає 31,5-34‰. Тобто вона зростає майже на 0,3‰. Це зумовлено припливом води з океану, і навіть сильним випаром. Влітку – 31–33‰. Влітку солоність знижується (на 0,7‰) рахунок припливу прісноводних річок і випадання атмосферних опадів.[10]

1.7 Циркуляція вод

У північно-західній частині Тихого океану спостерігається надзвичайно складна гідрологічна обстановка, обумовлена наявністю двох кругообігів водних мас та двох найбільших структур вод (субарктичної та субтропічної), розмежованих між собою зоною субарктичного фронту. Крім того, на структуру та динаміку вод тут впливають потужна західна прикордонна течія Куросіо та трансформовані води далекосхідних морів, що надходять через протоки острівних дуг.

Формування гідродинамічних структур, що не залежать від стану атмосферних процесів, зумовлене постійним інтенсивним впливом теплих та холодних водних мас, що генеруються стаціонарними течіями регіону, що досліджується. Просторово-часовий розподіл гідродинамічних структур, які від типів атмосферної циркуляції, має особливості.

При північно-західному типі атмосферної циркуляції основні траєкторії циклонів розташовуються на північно-західній частині Тихого океану, від Японських островів до алеутської депресії. Що стосується антициклонів, то один із них знаходиться над Далеким Сходом, а інший – на південний схід від 120–175° с.д. Цей тип атмосферної циркуляції спостерігається протягом усього року, проте має яскраво виражений сезонний хід: взимку та восени його інтенсивність дуже велика (циклони досягають виняткової глибини – до

950 ГПа, їх радіус зростає до ≥ 1000 миль), а влітку вона різко падає, глибина циклонів знижується до ≤ 1000 гПа, радіус зменшується до ≤ 150 миль.

Під впливом зазначеного типу атмосферної циркуляції у водному середовищі виникає складна «мозаїка» вихрових утворень різних масштабів та знаку. Восени і взимку практично вся акваторія охоплена циклонічним рухом вод, що інтенсивно розвиненим з неї у період великий циклонічним атмосферним вихором. Однак там, де панують теплі течії (Куросіо та Північно-Тихоокеанське), яскраво виражені антициклонічні вихрові утворення, причому інтегральні витрати води в деяких районах цих течій досягають 40° пн.

Навесні дрібні циклонічні вихори локальним ланцюжком витягуються в меридіональному напрямі, приблизно між $165-170^\circ$ с.д., вздовж Імператорського хребта і об'єднуються в слабо виражений циклонічний кругообіг вод. Вказані вище антициклонічні структури ще існують, проте виявляються не так виразно, як восени та взимку, що, безумовно, пов'язано з весняною перебудовою атмосферної циркуляції СЗ типу, яка в цей період слабшає.

Влітку циклонічні круговороти розмиваються і витягуються в широтному напрямі – мабуть, атмосферні циклони у період також слабо розвинені; крім того, температура води в зоні основного струменя Куросіо, як теплового генератора, підвищується, і температурне тло на значній акваторії вирівнюється.

Охотсько-алеутський тип атмосферної циркуляції є системою двох баричних депресій – охотської та алеутської, дією яких визначаються основні траєкторії циклонів.

Охотська депресія - це система циклонів, що обертаються навколо деякого умовного квазістаціонарного центру над акваторією Охотського моря; може бути виключно великою, особливо в холодну пору року (від 20 до 60° пн.ш.). Глибина циклонів 950-1005 гПа. Алеутська депресія розташована поблизу узбережжя Північної Америки. Циклони, що входять

до цієї депресії, обертаються навколо квазістаціонарного центру над залом. Аляска. Траєкторії окремих із них відрізняються складністю та мінливістю в часі.

Високе баричне поле при ОА типі атмосферної циркуляції характеризується наявністю великого антициклону, що займає центральну частину північної половини моря. У вигляді потужного «гребеня», розташованого між обома вищезгаданими депресіями, він поширюється на акваторію Берингового моря і Північний Льодовитий океан. Даний тип атмосферної циркуляції спостерігається протягом усього року, але має сезонний перебіг інтенсивності: максимальною вона буває взимку, дещо меншою восени, ще слабшою навесні і з дуже млявими процесами влітку.

У разі ОА типу атмосферної циркуляції загальна схема течій залишається переважно такий самий, як і за СЗ типі. Однак є й деякі відмінності. Так, на місці яскраво вираженої гілки Куросіо спостерігається лише ряд локальних розірваних антициклонічних вихорів, які розташовані в межах деякого просторового еліпса ($25-45^\circ$ пн.ш., $150-170^\circ$ с.д.). Ймовірно, при ОА типі під впливом Охотської депресії формуються стійкі та сильні вітри південних румбів, що розривають єдину антициклонічну систему. Ще одна відмінна риса ОА типу атмосферної циркуляції – відсутність у північно-східній частині досліджуваного регіону протягом усіх періодів року антициклонічного вихору, за існування якого «відповідає» Північно-тихоокеанська течія. Це тим, що над акваторією зазначеного течії у атмосфері панує гребінь високого тиску, перекриває широтне переміщення повітряних і, водних мас.

Сезонний перебіг течій представлений в такий спосіб. Взимку потужний антициклонічний вихор у південній частині акваторії розпадається більш локальні вихори. Навесні циклонічний кругообіг, витягнутий у меридіональному напрямку вздовж Імператорського хребта, вище 30° пн.ш. звужується, цим розширюючи просторове поширення теплих вод. Влітку кількість антициклонічних вихорів значно зростає та їх інтенсивність

посилюється. Загалом упродовж року антициклонічні структури не розмиваються, а зберігають свою індивідуальність. Ймовірно, це тим, що з даному типі атмосферних процесів відбувається активне наступ високого баричного поля з півдня північ. Всі гідродинамічні структури чітко виражені взимку, що відповідає інтенсивності прояву типу атмосферної циркуляції в даний період. Тип атмосферної циркуляції циклони над океаном характеризується наявністю над північною частиною Тихого океану переважно циклонічних утворень, траєкторії яких дуже різноманітні. Він відрізняється складним набором траєкторій численних циклонів, які не піддаються класифікації та не мають закономірності у просторовому розташуванні. Глибина циклонів може бути різною – від 1000 до 950 гПа. Антициклони зустрічаються рідко у вигляді окремих ядер, не мають стійкості в часі та просторі. Цн тип спостерігається протягом усього року, але переважає в холодну пору, має велику повторюваність і безперервну тривалість дії (до 2-3 міс). Під впливом атмосферної циркуляції Цн переважає активна циклонічна діяльність, що цілком природно для даного типу баричних утворень, оскільки над усією північною частиною Тихого океану спостерігається рухома система циклонічних вихорів. Однак на цьому тлі чітко простежуються всі вищезазначені антициклонічні структури, що говорить про стаціонарність їх вогнищ, що виникли під впливом теплих течій Куросіо та Північно-Тихоокеанське.[11]

1.8 Тропічні циклони Південно-Східної Азії

1.8.1 Умови та райони утворення ТЦ

Тропічні циклони мають радикально виражений річний хід. В основному виникнення ТЦ відбувається в теплу пору року з липня по жовтень. Північно-західна частина Тихого океану, включаючи Південно-Китайське море, є районом найактивнішого впливу тропічних циклонів [12].

Тропічні циклони виникають у тропічній та екваторіальній зонах між 22° пд. ш. та 35° пн. ш. за винятком екваторіальної смуги (2° пн. ш. – 2° пд. ш.). За даними Грея, тропічні циклони у північній півкулі – між 3° та 35° , а у південній – між 3° та 22° . У зоні $3-10^{\circ}$ широти (обох півкуль) утворюється 22% всіх тропічних циклонів. 65% тропічних циклонів зароджується між 10° і 20° широти. І всього 13% тропічних циклонів утворюється на північ і на південь від 20° широти. Таким чином, найбільш інтенсивне зародження тропічних циклонів (ТЦ) відбувається у приекваторіальній ділянці в північно-західній частині Тихого океану. На цю область припадає майже 30 % тропічних циклонів, що виникають [12].

Тайфун відноситься до складних систем, що знаходяться в оточенні великомасштабних синоптичних структур. На розвиток та переміщення тропічних циклонів основний вплив мають температура приповерхневого шару океану, переважають вітри та ефект Коріоліса [12].

Тропічні циклони утворюються над теплою водною поверхнею при наявності потужного шару вологого повітря. Основну роль в формуванні тропічних циклонів поруч із іншими динамічними і термічними причинами грає нестійкість тропічної атмосфери. Максимуму енергія нестійкості тропічної атмосфери сягає переважно влітку. Тому більшість тропічних циклонів виникають у теплу пору року [12].

Тропічні циклони утворюються в областях із високою температурою поверхневого шару води (понад $26-27^{\circ}\text{C}$). При цьому різниця температур води та повітря має бути більше $1-2^{\circ}\text{C}$. Це призводить до інтенсифікації випаровування, нарощування запасів вологи в повітрі, що у свою чергу спричиняє накопичення теплової енергії в атмосфері та сприяє вертикальному підйому повітря [12].

Потужна сила плавучості, що з'являється, захоплює кожен новий об'єм повітря, що нагрівся і набрав вологість над водною поверхнею. Ефект Коріоліса надає підйому повітря вихровий рух і змушує тропічні циклони Північної півкулі відхилятися на північ, а тропічні циклони Південної півкулі

– на південь. Утворення тропічного циклону починається з поглиблення слабо вираженої області зниженого тиску в зоні зустрічі пасатів північної та південної півкуль. Таким чином, пасати є основними повітряними потоками, що визначають траєкторію та інтенсивність майбутнього тайфуну [12].

Серед дослідників існує кілька думок про те, як великомасштабні циркуляційні фактори та фізичні механізми призводять до утворення тропічних циклонів [12].

Греєм вперше було запропоновано метод, що дозволяє пов'язати райони та частоту виникнення тропічних циклонів із шістьма параметрами, що характеризують потенціал зародження тропічних циклонів. У критеріальній функції Грея частота зародження ТЦ пропорційна параметру Коріоліса. При високих значеннях параметра Коріоліса розвиток ТЦ пригнічується. Для зародження ТЦ значення параметра Коріолісу мають бути оптимальними та відповідними значенням для широти $10-20^\circ$ [12].

На думку Малкуса, причиною виникнення тайфунів є хвильові обурення в зоні пасатів, які за певних умов проривають шар пасатної інверсії, що створює сприятливі умови для перенесення водяної пари у верхні шари атмосфери, тим самим зароджуючи тайфун [12].

Згідно з Томпсоном, тайфуни утворюються в основному на лінії поділу в області тропічного фронту (між східною течією на півночі і західною на півдні), розташованого у позатропічній зоні конвергенції. Незважаючи на незначні контрасти температур у зоні тропічного фронту, вони все ж таки істотно впливають на запаси енергії нестабільності в зоні формування тайфуну [12].

На думку Шулейкіна, тропічний циклон є тепловою машиною, де нагрівачем є сильно перегріта поверхня океану переважно в області теплої течії, а як холодильник розглядається атмосфера навколо тайфуну [12].

У публікації Бондаренка показано, що західні та екваторіальні акваторії океанів динамічно активніші за решту океану. У цих областях океанів на поверхні води активно формуються негативні температурні аномалії води,

тоді як в решті океану вони незначні. Подібні аномалії, що утворюються вертикальними рухами води океанічних довгоперіодних хвиль солітонів, часто мають округлу форму [12].

Тропічні циклони утворюються атмосферними довгоперіодними хвилями солітонами. Такі хвилі є прогресивними і розповсюджуються в західному напрямку. Лінії струму (силові лінії) атмосферних хвиль солітонів зображені рис. 1.9. Тропічна зона розташована між 12° пн. та пд. ш., субтропічна - між 12° і 35° пн. та пд. ш. [12].

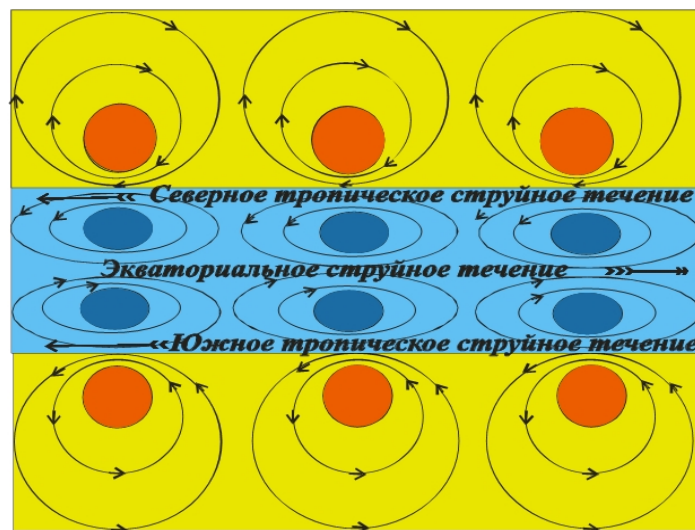


Рисунок 1.9 – Проекції ліній струмів хвиль солітонів на горизонтальну площину в зоні між 35° пн. та пд. ш. [12]

У Північній півкулі тропічної зони силове поле хвиль переміщає частинки повітря разом з речовинами, що містяться в ньому, проти годинникової стрілки, а в південній – по годинниковій. Циклонічні рухи частинок повітря хвиль солітонів, що створюють підйом повітря та конденсацію вологи в тропічній зоні, породжують вологе повітря та рясне випадання опадів у вигляді дощів. Ці рухи є пусковим механізмом тайфунів та поповненням циклів енергією. Лінії струмів позначені тонкими лініями у вигляді еліпсів, стрілки на лініях струмів - напрямом сили, що діє на частинки повітря. Блакитним кольором виділена область підйому повітря та його

циклонічних рухів у хвилях. Жовтим кольором виділено область падіння повітря та його антициклонічних рухів у хвилях. Синім та помаранчевим кольором виділені області у хвилях інтенсивного підйому глибинної холодної води на поверхню та опускання теплої поверхневої води на глибину океану [12].

1.8.2 Траєкторії переміщення

ТЦ Південно-Східної Азії значно впливають на безпеку судноплавства і населення прибережних районів. Більшість тайфунів цього регіону переміщається у напрямку Китаю, В'єтнаму, Філіппін, Тайвані, Південної Кореї, Японії та Далекého Сходу [12].

Тайфуни, що виникають на заході Тихого океану, поблизу Філіппінських островів, повертають на північ і північний схід, іноді через Східно-Китайське море вони зміщуються на Японію і Приморський край і можуть проходити в північніші широти до Охотського моря і Камчатки; інша частина тайфунів переміщається на материк (на південь Китаю та Індокитайський півострів). На початку літа (червень) і наприкінці осені (жовтень) шляхи тайфунів лежать на південь від Японії. Крапка повороту розташовується приблизно на широті 16-18°. З липня до жовтня тайфуни переміщуються у північніші широти. Їхні траєкторії прямують над Японією, Японським і Східно-Китайським морями, над Кореєю та Китаєм [12].

У низьких широтах швидкість руху тропічних циклонів невелика, середньому – близько 20 км/ч. Поблизу точки повороту швидкість руху набагато менша; після повороту на ділянці траєкторії, спрямованої на північний схід у північній півкулі, вона зростає до значень швидкості позатропічних циклонів (до 30-50 км/год). При переході на материк швидкість руху тропічних циклонів зазвичай різко зменшується [12].

Тропічні циклони зазвичай затримуються гірськими хребтами поблизу узбережжя або відхиляються від них. У перших трьох стадіях (тропічна

депресія, тропічний шторм, ураган) тропічні циклони північної півкулі переміщуються в західному та північно-західному напрямку південно-західною периферією субтропічного антициклону. У стадії переродження тропічного циклону в полярно-фронтний циклон (на широті 20-30°) тропічні циклони змінюють напрямок руху на північний і потім на північно-східний і східний [12].

У зв'язку із трансформацією тропічні циклони потрапляють у зону південно-західних висотних потоків. Витягнута щодо зниженого тиску область, так звана висотна барична улоговина на північний захід від центру приземного циклону (тайфуну) зазвичай служить вказівкою на можливість повороту циклону на північний схід. Крапка повороту в Тихому океані знаходиться на широті близько 20 °. Чим ближче до екватора виник циклон, тим південніше буде його точка повороту [12].

У період максимальної повторюваності тропічних циклонів райони їх виникнення та точки повороту лежать значно північніше середнього багаторічного становища. У міру накопичення фактичних даних про рух тропічних циклонів дослідники почали помічати, що траєкторії циклонів не завжди мають правильну геометричну форму (пряму, параболу, гіперболу). Часто на тлі правильної траєкторії циклону з'являються опуклості, увігнутості, петлі та зсуву на південний захід або південний схід [12].

Найбільшу небезпеку для судноплавства становлять тропічні циклони, що зміщуються нестандартними траєкторіями. Знаходження циклону на місці, виляння, різка зміна напрямку циклону створюють труднощі при ухиленні судна від небезпечної зони тайфуну. Причиною руху тропічних циклонів неklasичними шляхами є нестійкість деформаційного поля, утвореного полярною улоговиною, східною хвилею і областями високого тиску. Великий вплив на характер траєкторії руху циклону має неоднорідність поверхні, що підстилає (наявність островів, рифів), а також гетерогенність температури поверхневого шару води [12].

2 ЕЛЬ НІНЬО – ПІВДЕННЕ КОЛИВАННЯ ТА ЙОГО ВПЛИВ НА ВИНИКНЕННЯ ТРОПІЧНИХ ЦИКЛОНІВ

Ель-Ніньо та Південне коливання, також відоме як ENSO, – це періодичні коливання температури поверхні моря і атмосферного тиску в екваторіальній частині Тихого океану. Ель-Ніньо називають так тому, що він зазвичай досягає повної сили у кінці року [13].

Південне коливання описує бімодальну зміну барометричного тиску на рівні моря між станціями спостереження в Дарвіні, Австралії, і на Таїті. Він кількісно визначається індексом Південного коливання (SOI), який є стандартизованою різницею між двома барометричними тисками [13].

Хоча точні початкові причини ENSO теплого або холодного явища не повністю зрозумілі, два компоненти ENSO – температура поверхні моря та атмосферний тиск тісно пов'язані. Під час явища Ель-Ніньо східні пасати, що сходяться через екваторіальну частину Тихого океану, слабшають. Це, у свою чергу, уповільнює океанську течію, яка відтягує поверхневу воду від західного узбережжя Південної Америки, і зменшує підйом холодної, багатой поживними речовинами води з глибшого океану, вирівнюючи термоклін і дозволяючи теплій поверхневій воді накопичуватися в східній частині басейну [13].

Посилення та послаблення пасатів є функцією зміни градієнта тиску атмосфери над тропічною частиною Тихого океану. За іронією долі, нагрівання поверхні моря знижує атмосферний тиск над нею, передаючи більше тепла атмосфері та роблячи її більш плавучою. Отже, підсумовуючи, градієнт тиску впливає на температуру поверхні моря, а температура поверхні моря впливає на градієнт тиску (рис. 2.1) [13].

Зв'язок між Південним коливанням і опадами також проявляється в кількості довгохвильового (наприклад інфрачервоного) випромінювання, що виходить з атмосфери. Під час ясного неба значна частина довгохвильового випромінювання, що викидається в атмосферу з поверхні, може вийти в

космос. Під хмарним небом частина цього випромінювання не може вийти. Супутники здатні вимірювати кількість довгохвильового випромінювання, що досягає космосу, і з цих спостережень можна оцінити відносну кількість конвекції в різних частинах басейну [13].

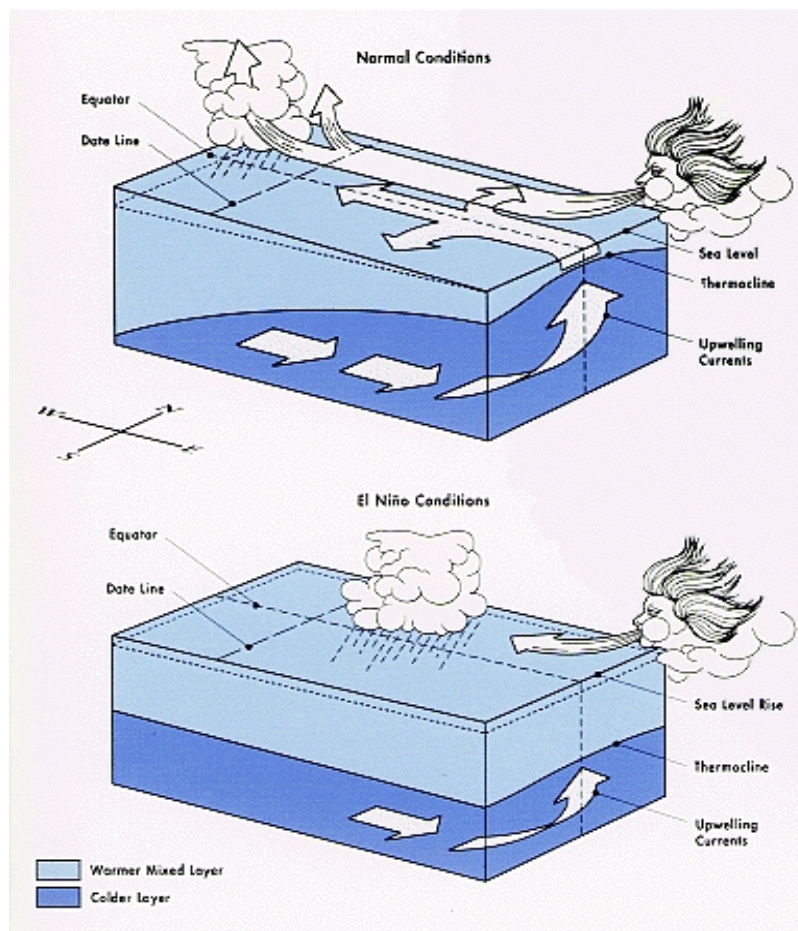


Рисунок 2.1 – Нейтральні умови в порівнянні з умовами Ель-Ніньо

Моніторинг умов ENSO в основному зосереджується на аномаліях температури поверхні моря (ТПО) у 4 географічних регіонах екваторіальної частини Тихого океану. Аномалії ТПО, що дорівнюють або перевищують $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($0,9\text{ }^{\circ}\text{F}$) у регіоні Ніньо 3,4 (включає частини регіонів Ніньо 3 і 4, від 170° до 120° зх. довготи) вказують на теплу фазу ENSO (Ель-Ніньо) аномалії менше або дорівнюють $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($-0,9\text{ }^{\circ}\text{F}$) пов'язані з умовами прохолодної фази (Ла-Нінья) (рис. 2.2) [13].

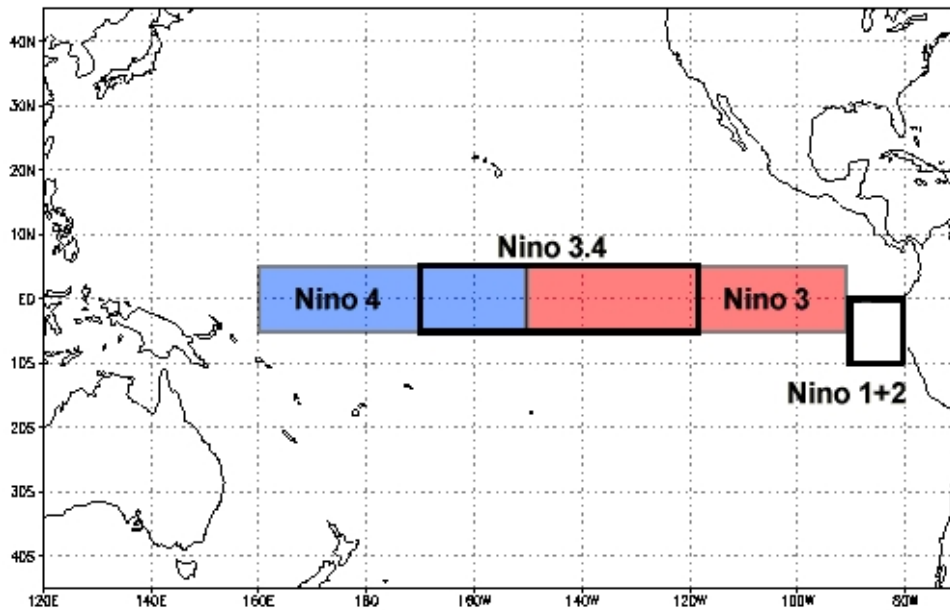


Рисунок 2.2 – Регіони Ніньо [13]

2.1 Ель-Ніньо та Ла-Нінья події та тропічні циклони західної частини Тихого океану

Було проведено низку досліджень, щоб визначити вплив, якщо такий є, подій Ель-Ніньо та Ла-Нінья на ТЦ у західній частині північної частини Тихого океану. Однак ці дослідники використовували різноманітні дані та методи та дійшли протилежних висновків, тому їх результати важко порівнювати та застосовувати [14].

Чан проаналізував часовий розподіл ТЦ у західній частині Тихого океану за допомогою спектрального аналізу та помітив пік, зосереджений приблизно через 3,5 роки, який вважалось, що відображає вплив Південного коливання (SO тропічне атмосферне явище, пов'язане з подіями Ель-Ніньо і Ла-Нінья і має аналогічну періодичність близько 3,5 років). Це дослідження показало, що під час Ель-Ніньо події менше ТЦ, і навіть менше протягом року після події. Чан також дійшов висновку, що події Ель-Ніньо (Ла-Нінья)

мають тенденцію створювати велику кількість ТЦ на схід (захід) від середнього кліматичного розташування утворення [14].

Ландер виявив, що існують два статистично значущі зв'язки між кількістю ТЦ у західній частині Тихого океану та явищами Ель-Ніньо і SO. Ландер дійшов висновку, що зменшення кількості ТЦ на початку сезону відбулося, коли ТПО у східній екваторіальній частині Тихого океану почався з високого рівня та різко впав до середини року. Ландер також повідомив про статистично значущий зв'язок між кількістю ТЦ наприкінці сезону та вищим, ніж зазвичай, східно-екваторіальним ТПО. Ландер також знайшов значну різницю в регіонах формування західної північної частини Тихого океану ТЦ для Ель-Ніньо та Ла-Нінья періодів. Для періодів Ель-Ніньо більше ТЦ утворювалося поблизу центральної тропічної частини Тихого океану (біля перетину екватора та лінії дат), ніж зазвичай, тоді як у періоди Ель-Ніньо ТЦ, як правило, формувалися далі на північ і схід, ніж зазвичай. У цьому дослідженні також вивчалася кількість інтенсивних штормів (що визначаються як шторми з центральним тиском 920 гПа або нижче) і не виявлено суттєвої кореляції з будь-яким індексом Ель-Ніньо або індексом Південного коливання (SOI) [14].

Ландер і Гард провели перехресну кореляцію між океанськими басейнами, які мають ТЦ, і виявили слабко значущу позитивну кореляцію між річною кількістю ТЦ у західній частині північної частини Тихого океану та кількістю ТЦ у південній півкулі та східній частині північно-тихоокеанських басейнів. Це дослідження також показало, що кількість ТЦ у Північній Атлантиці позитивно корелює з SOI, причому кореляція є значущою на рівні 99 % [14].

Чен та ін. досліджували збурення мусонної западини в західній частині Північної частини Тихого океану влітку та відзначили аномальну 850 гПа антициклонічну циркуляційну комірку в західній субтропічній частині Тихого океану на північ від 15° пн. ш. і аномальна циклонічна циркуляція в західній тропічній частині Тихого океану на південь від 15° пн. ш. при 850

гПа під час подій Ель-Ніньо. Під час літніх заходів Ла-Нінья Чен та ін. відзначили протилежне: аномальна циклонічна циркуляція в західній субтропічній частині Тихого океану на північ від 15° пн. ш. і аномальна антициклонічна циркуляція в західній тропічній частині Тихого океану на південь від 15° пн.ш. при 850 гПа. Автори припустили, що ці аномальні моделі циркуляції були результатом збурень тропічного синоптичного масштабу, які відбувалися переважно на південь від 15° пн. ш. під час подій Ель-Ніньо, але далі на північ під час подій Ла-Нінья [14].

Чен і Вен припустили, що літні коливання кількості ТС, що відбуваються на північ від кліматологічного розташування мусонної западини, пов'язані з коливаннями ТПО в регіоні Ніньо 3. У цій роботі розглядалися аномальні елементи циркуляції, як найзахідніші елементи в аномальних хвильових серіях, які виникли в західній тропічній частині Тихого океану та поширилися через екстратропічну північну частину Тихого океану [14].

Більшість вищезазначених досліджень зосереджено на статистичних зв'язках між подіями Ель-Ніньо та кількістю ТЦ та місцями їх утворення. Взаємозв'язки з подіями Ла-Нінья загалом не наголошувалися або згадувалися лише опосередковано. Мало уваги було приділено іншим аспектам активності ТЦ, таким як вплив подій Ель-Ніньо і Ла-Нінья на інтенсивність ТЦ, кількість сильних і слабких ТЦ, треки або берегові переходи. Лише Ландер намагався розділити шторми за інтенсивністю, щоб порівняти їх із сигналом Ель-Ніньо, але не знайшов кореляції. Кілька з цих досліджень підтвердили, що події Ель-Ніньо та Ла-Нінья змінюють місце формування. Основна розбіжність між цими дослідженнями полягала у співвідношенні між кількістю ТЦ та подіями Ель-Ніньо і Ла-Нінья, причому Чан запропонував меншу кількість ТЦ, що досягають сили тропічного шторму в Ель-Ніньо. Подальші дослідження спростовують висновки Чана. Крім того, жодне з цих досліджень не дало глибокого розуміння механізмів, які могли б пояснити взаємозв'язок між подіями Ель-Ніньо та Ла-Нінья та

активністю ТЦ. Крім того, ці дослідження визначили різні роки та сезони ТС як такі, на які вплинули періоди подій Ель-Ніньо та Ла-Нінья. Це ускладнює порівняння їхніх результатів і визначення того, які результати найкраще представляють вплив подій Ель-Ніньо та Ла-Нінья на ТЦ. Зрештою, ці дослідження були проведені занадто рано, щоб розглянути вплив кількох останніх великих подій Ель-Ніньо та Ла-Нінья (1997-1998 рр. Ель-Ніньо та 1998-2000 рр. події Ла-Нінья). Таким чином, ці дослідження залишають невирішеними деякі важливі питання про зв'язок між активністю ТЦ у західній частині Північної частини Тихого океану та подіями Ель-Ніньо та Ла-Нінья [14].

2.2 Вплив Ель-Ніньо та Ла-Нінья на кількість та інтенсивність ТЦ

Хоча результати, показані на рисунку 2.3, показують, що події Ель-Ніньо та Ла-Нінья можуть впливати на кількість ТЦ, середня кількість ТЦ на місяць під час складних подій Ель-Ніньо та Ла-Нінья (рис. 2.4) не підтверджують цей висновок. Кількість ТЦ дуже схожа для подій Ель-Ніньо та Ла-Нінья, які пропонують кілька попередніх дослідників (наприклад, Ландер). Цей результат правдивий незалежно від того, чи порівнюють сукупність дев'яти сильних подій чи всіх подій протягом 1949-1999 рр. [14].

Однак вплив ТЦ сильно залежить від їх сили, тому також перевірили середню кількість сильних ТС (максимальний постійний вітер, що перевищує або дорівнює 80 вузлам) та середню кількість слабких ТЦ (максимальний постійний вітер менше 80 вузлів). Рисунок 2.5 показує, що під час піку сезону ТЦ було приблизно на 2,5 більше сильних ТЦ під час складної події Ель-Ніньо, ніж під час складної події Ла-Нінья. Результати для слабких ТЦ (рис. 2.6) прямо протилежні, сильні події Ла-Нінья викликають в середньому приблизно на 3,5 більше слабких ТЦ під час піку сезону ТЦ. Рисунки 2.5 і 2.6 допомагають пояснити розбіжність між малюнками 2.3 і 2.4. Впливи подій Ель-Ніньо і Ла-Нінья на кількість сильних і слабких ТЦ компенсують один

одного, так що загальна кількість ТЦ подібна для двох подій. Однак кількість звітів ТЦ більша для подій Ель-Ніньо, оскільки сильні ТЦ, як правило, тривають довше [14].

Щоб вивчити вплив подій Ель-Ніньо і Ла-Нінья на зміну сили ТЦ протягом сезону, створили зведений часовий ряд на основі максимальної інтенсивності кожного ТЦ. На рисунку 2.7 видно, що під час піку сезону ТЦ композитні Ель-Ніньо ТЦ мають середню силу 10-15 вузлів більше, ніж для композитних Ла-Нінья ТЦ [14].

Результати, показані на рисунках 2.3-2.7, вказують на те, що події Ель-Ніньо віддають перевагу сильним ТЦ, а події Ла-Нінья сприяють слабким ТЦ. Щоб дослідити механізми, за допомогою яких відбувається цей вплив на активність ТЦ, вивчили зв'язки між місцями формування ТЦ і треками, вертикальним зсувом і аномаліями висоти в тропосфері [14].

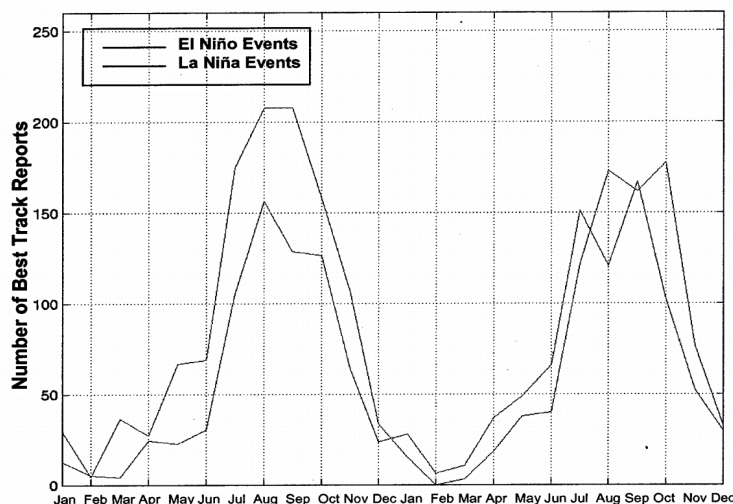


Рисунок 2.3 – Середня кількість звітів про найкращі треки для західних ТЦ у північній частині Тихого океану на місяць для дев'яти найсильніших композитних подій Ель-Ніньо та Ла-Нінья на основі дев'яти сильних подій.

Сезон ТЦ в цьому регіоні триває з лютого по січень [14]

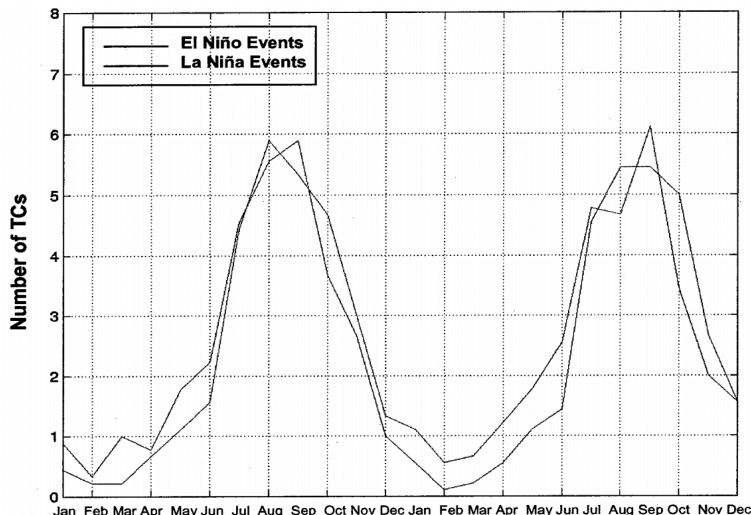


Рисунок 2.4 – Середня кількість ТЦ у західній частині Північної частини Тихого океану на місяць для комбінованих явищ Ель-Ніньо та Ла-Нінья на основі дев'яти сильних подій [14]

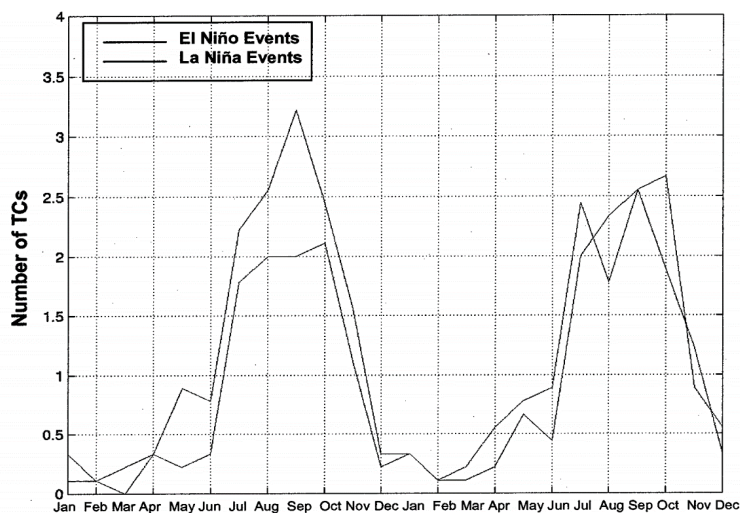


Рисунок 2.5 - Середня кількість сильних ТЦ у західній частині Північної частини Тихого океану на місяць для комбінованих подій Ель-Ніньо та Ла-Нінья на основі дев'яти сильних подій [14]

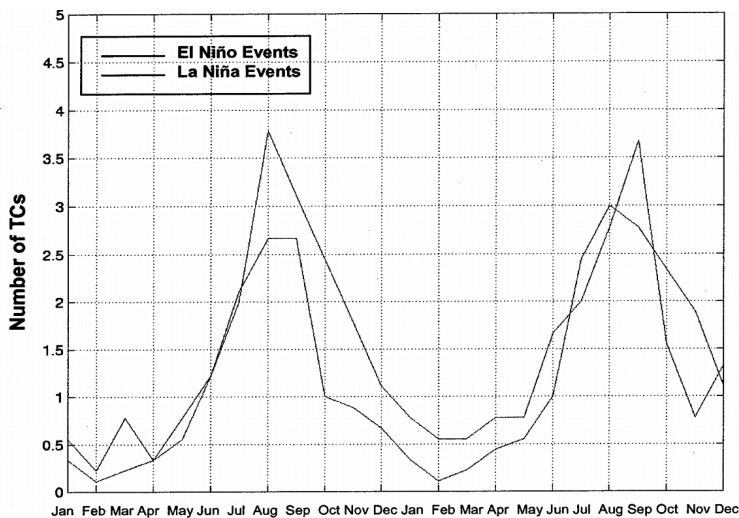


Рисунок 2.6 - Середня кількість слабких ТЦ на заході північної частини Тихого океану на місяць для композитних Ель-Ніньо та Ла-Нінья [14]

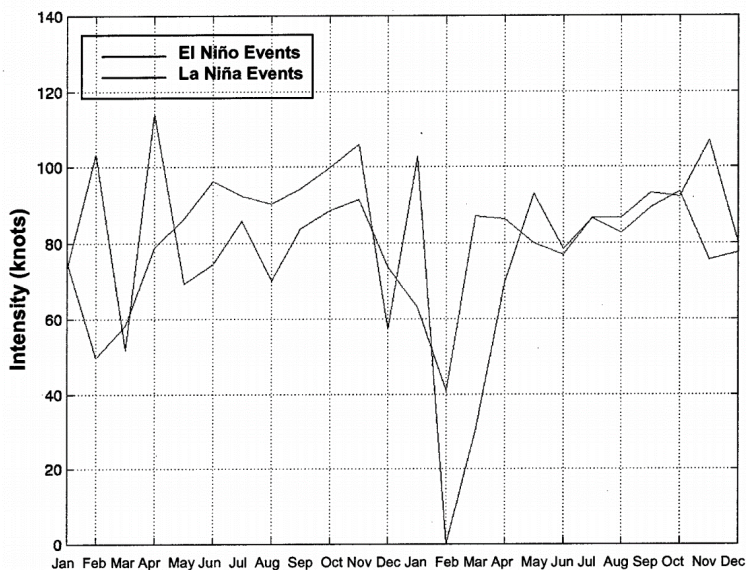


Рисунок 2.7 - Середня максимальна інтенсивність західної північної частини Тихого океану ТЦ на місяць для композитних подій Ель-Ніньо та Ла-Нінья на основі дев'яти сильних подій [14]

3 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

3.1 Океанічний індекс Ель Ніньо (ONI)

Ель-Ніньо (Ла-Нінья) – явище в екваторіальній частині Тихого океану, що характеризується п'ятьма послідовними 3-місячними послідовними аномаліями температури поверхні моря (ТПО) у регіоні Ніньо 3.4, що вище (нижче) порогового значення $+0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$). Цей стандарт вимірювання відомий як індекс океанічного Ніньо (ONI) (рис. 3.1) [15].

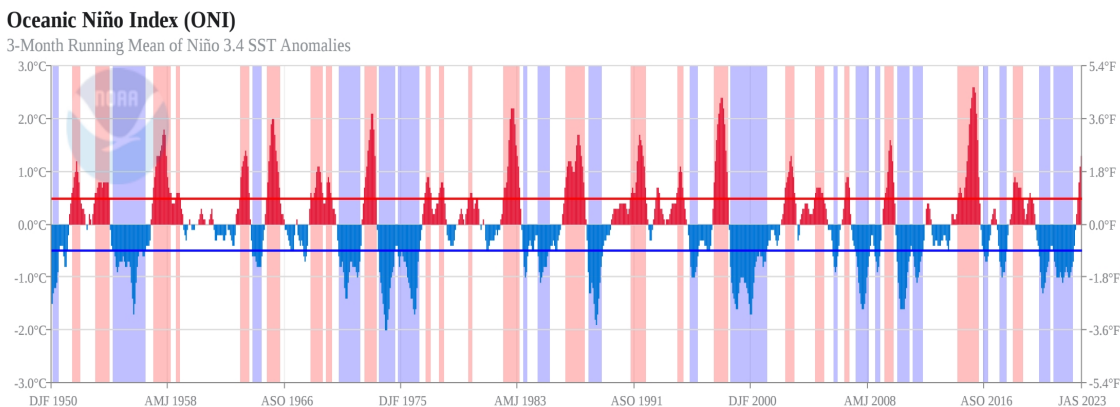


Рисунок 3.1 - Океанічний індекс Ель-Ніньо 1950-2023 рр. [15]

Історично склалося так, що вчені класифікували інтенсивність Ель-Ніньо на основі аномалій ТПО, що перевищують попередньо вибраний поріг у певному регіоні екваторіальної частини Тихого океану. Найбільш часто використовуваною областю є область Ніньо 3.4, а найбільш часто використовуваним порогом є позитивне відхилення ТПО від норми більше або дорівнює $+0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Оскільки цей регіон охоплює західну половину екваторіального регіону холодного язика, він забезпечує хороший показник важливих змін у ТПО та градієнтах ТПО, які призводять до змін у структурі глибокої тропічної конвекції та атмосферної циркуляції. Критерій, який часто використовується для класифікації епізодів Ель-Ніньо, полягає в тому, що

п'ять послідовних 3-місячних поспіль середніх аномалій ТПО перевищують порогове значення [15].

Дослідження показали, що необхідною умовою для розвитку та збереження глибокої конвекції (підвищеної хмарності та опадів) у тропіках є те, щоб місцеве ТПО становило $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ або вище. Після того, як картина глибокої конвекції була змінена через аномальні ТПО, тропічна і субтропічна атмосферна циркуляція пристосовується до нової моделі тропічного нагрівання, що призводить до аномальних моделей опадів і температури, які поширюються далеко за межі екваторіальної частини Тихого океану. Аномалія ТПО $+0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в регіоні Ніньо 3.4 достатня для досягнення цього порогу з кінця березня до середини червня. Протягом решти року необхідна більша аномалія ТПО, до $+1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ у листопаді-грудні-січні, щоб досягти порогу для підтримки стійкої глибокої конвекції в цьому регіоні [15].

3.2 Індекс південного коливання

Індекс південного коливання (SOI) – це стандартизований індекс, заснований на спостережуваних різницях тиску на рівні моря між Таїті, Дарвіном, Австралією. SOI є одним з показників великомасштабних коливань атмосферного тиску, що відбуваються між західною та східною тропіками Тихого океану (тобто станом південного коливання) під час епізодів Ель-Ніньо та Ла-Нінья. Загалом згладжені часові ряди SOI дуже добре відповідають змінам температур океану в східній тропічній частині Тихого океану (рис. 3.2). Негативна фаза SOI являє собою тиск повітря нижче нормального на Таїті та тиск повітря вище нормального на Дарвіні. Тривалі періоди від'ємних (додатних) значень SOI збігаються з аномальними теплими (холодними) водами в східній тропічній частині Тихого океану, характерними для епізодів Ель-Ніньо (Ла-Нінья) [16].

Southern Oscillation Index (SOI)

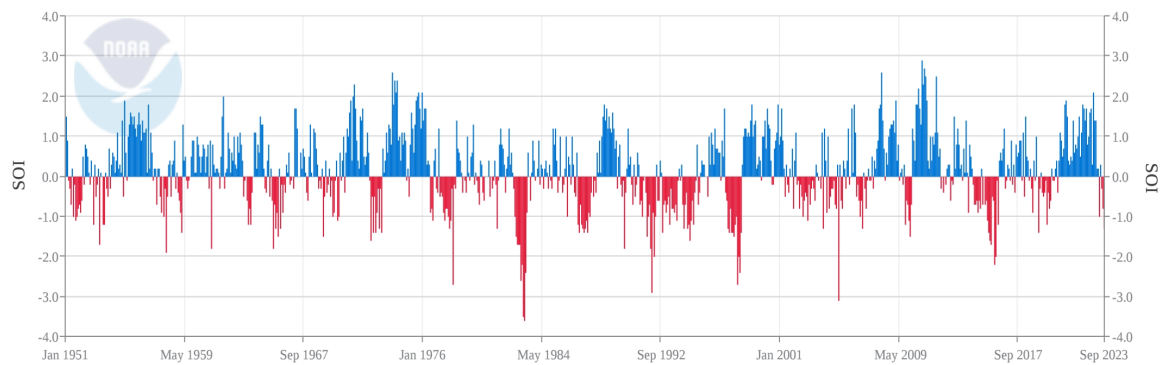


Рисунок 3.2 – Індекс південних коливань 1951-2023 рр. [16]

Розрахунок індексу SOI виконується за наступними формулами:

$$SIO = \frac{(sSLP_{Tahiti} - sSLP_{Darwin})}{\sigma_{monthly}}, \quad (3.1)$$

де

$$\sigma_{monthly} = \sqrt{\sum (sSLP_{Tahiti} - sSLP_{Darwin})^2 / N}, \quad (3.2)$$

(3.3)

$$sSLP = \frac{(aSLP - mSLP)}{\sigma},$$

де

$$\sigma = \sqrt{\sum (aSLP - mSLP)^2 / N}, \quad (3.4)$$

де SLP – тиск на рівні моря,

sSLP – стандартизований тиск на рівні моря,

aSLP – фактичний тиск на рівні моря,

mSLP – середній тиск на рівні моря,

σ – стандартне відхилення,

N – кількість місяців.

3.3 Вихідні дані про тропічні циклони

Статистика про кількість випадків та інтенсивність ТЦ у північно-західній частині Тихого океану була отримана з сайту Метеорологічного та океанологічного командування ВМС США. За цими даними була розрахована статистика про повторюваність ТЦ у районі дослідження [17].

3.4 Вихідні дані про температуру води на поверхні

В якості вхідних даних для аналізу просторового розподілу температури морської води на поверхні був використаний набір даних COBE-SST, розміщений на сайті Лабораторії фізичних наук Національного управління океанічних та атмосферних досліджень США. Набір даних COBE-SST використовується як вхідні дані для Системи засвоєння кліматичних даних JMA (JCDAS) та японських 25-річних повторних аналізів (JRA-25 та JRA-55). Він також використовується як вхідні дані для систем ансамблевого прогнозування, що використовуються в сезонних прогнозах. Дані представлені у вигляді середньомісячних значень у вузлах регулярної сітки з просторовим дозволом $1.0 \times 1.0^\circ$. Як кліматичну норму в наборі даних використано період 1991-2020 років. [18]

3.5 Кореляційний аналіз

Виявлення взаємозв'язків між явищами – одне з основних завдань статистичного аналізу. На те є дві причини. Перший. Якщо відомо, що процес залежить від іншого, то перший можна впливати через другий. Друга. Навіть якщо причинно-наслідковий зв'язок відсутній, то щодо зміни одного показника можна передбачити зміну іншого.

Взаємозв'язок двох змінних проявляється у спільній варіації: за зміни одного показника має місце тенденція зміни іншого. Такий взаємозв'язок

називається кореляцією, а розділ статистики, що займається взаємозв'язками – кореляційний аналіз.

Кореляція – це, простими словами, взаємозалежне зміна показників. Вона характеризується напрямом, формою та тісністю.

Ступінь зв'язку між двома рядами визначається за допомогою коефіцієнта кореляції Пірсона r :

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (3.5)$$

Величина r змінюється в інтервалі від -1 до $+1$. -1 означає повний (функціональний) лінійний зворотний взаємозв'язок. $+1$ – повний (функціональний) лінійний позитивний взаємозв'язок. Випадок, коли $r = 0$ свідчить про відсутність лінійного зв'язку між двома рядами (хоча може бути присутнім нелінійне співвідношення).

За шкалою Чеддока сила кореляційного зв'язку має такі значення: величина коефіцієнту кореляції $0,1-0,3$ відповідає слабкому зв'язку, $0,3-0,5$ – помірна, $0,5-0,7$ – помітний, $0,7-0,9$ – високий, $0,9-1,0$ - дуже високий.

Після отримання статистичної оцінки коефіцієнта кореляції r_{xy} необхідно оцінити вірогідність лінійного кореляційного зв'язку між випадковими величинами X та Y . Для цього треба перевірити гіпотезу про статистичну значущість отриманого коефіцієнта кореляції. Нульову гіпотезу формулюють так:

H_0 : На рівні значущості α коефіцієнт кореляції є статистично незначущим як і його оцінка, тобто $r_{xy} = 0$.

H_1 : На рівні значущості α коефіцієнт кореляції є статистично значущим як і його оцінка, тобто $r_{xy} \neq 0$.

Перевірка гіпотези H_0 відносно H_1 втілюється за допомогою критерію Стюдента. У загальному випадку, за умови малих об'ємів вибірок ($n < 50$), критерій Стюдента визначається таким чином

$$t = \frac{|x|}{\sigma_x}, \quad (3.6)$$

де

$$x = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r_{xy}}{1-r_{xy}}, \quad (3.7)$$

$$\sigma_x = \frac{1}{\sqrt{n-3}}. \quad (3.8)$$

Далі розраховане значення критерію Стюдента порівнюється з табличним значенням на обраному дослідником рівні значущості α та числом степенів вільності $\nu=n-1$. Якщо $t < t_{kp}(\alpha, \nu)$, то приймається гіпотеза H_0 про статистичну незначущість, тобто про випадковість отриманої статистичної оцінки коефіцієнта кореляції.

У протилежному випадку, якщо $t > t_{kp}(\alpha, \nu)$, гіпотеза H_0 відкидається й приймається альтернативна гіпотеза H_1 про те, що коефіцієнт кореляції є статистично значущим. А це означає, що він дійсно виражає характер лінійного кореляційного зв'язку між випадковими величинами X та Y .

4 РОЗПОДІЛ ТЕМПЕРАТУРИ ВОДИ НА ПОВЕРХНІ В ОСТАННІ ДЕСЯТИЛІТТЯ

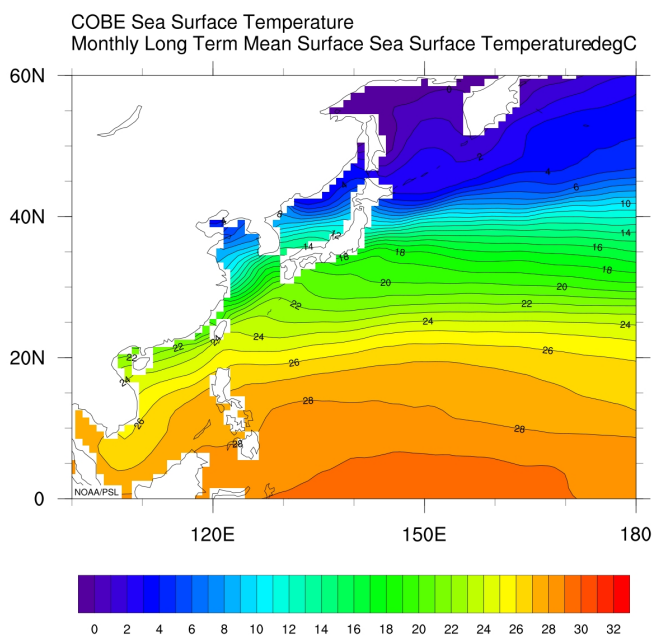
Розподіл температури води на поверхні для періоду 1991-2020 років у регіоні дослідження показав, що у січні на акваторії Тихого океану та Філіппінського моря вона має квазіширотний характер (рис. 4.1, рис. 4.2). У зоні течії Куросіо відзначається відхилення форми ізотерм від широтного, що відповідає теплішим течіям щодо сусідніх районів на тій же широті. У Східно-Китайському та Південно-Китайському морях у напрямку ізотерм температури води відзначається невелика меридіональна складова, що відповідає розподілу холодніших вод біля узбережжя.

Найбільші температури води на поверхні у січні відзначаються у приекваторіальній зоні та становлять 28-30 °С. Найменші на північному заході Охотського моря (від 0 до -1 °С). Найбільші горизонтальні градієнти температури води розташовані на широті 40° біля берегів Японії та в Східно-Китайському морі, де вони становлять близько 1,4 °С/на 100 км, що відповідає північному полярному океанологічному фронту.

На акваторії Японського моря температури змінюються від 4 °С у його північній частині до 14 °С у південній. У Східно-Китайському морі від 14 °С на північному заході до 24 °С на півдні. У Південно-Китайському морі від 22 °С біля північного узбережжя до 28 °С біля берегів острова Калімантан.

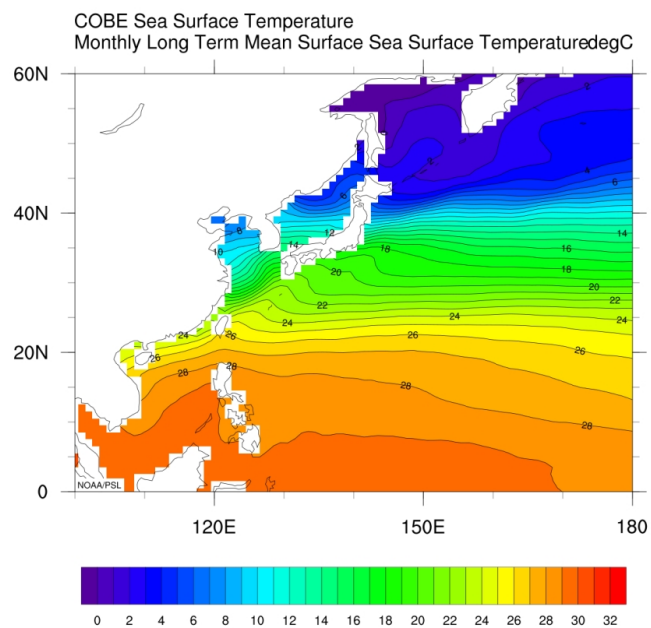
У квітні характер розподілу температури води зберігається, але з тією відмінністю, що у тропічних широтах відзначається підвищення температури поверхні океану (ТПО). При цьому ізотерми зсуваються на північ на 200 км, що призводить до збільшення горизонтальних градієнтів ТПО у південній частині Східно-китайського моря. При цьому ізотерма 2 °С, що проходить біля південного краю Камчатки змістилася на південь у район Курильських островів, що пов'язано з сезонними змінами холодної течії Оясіо (Курильська течія).

Jan (1991-2020 Climatology)



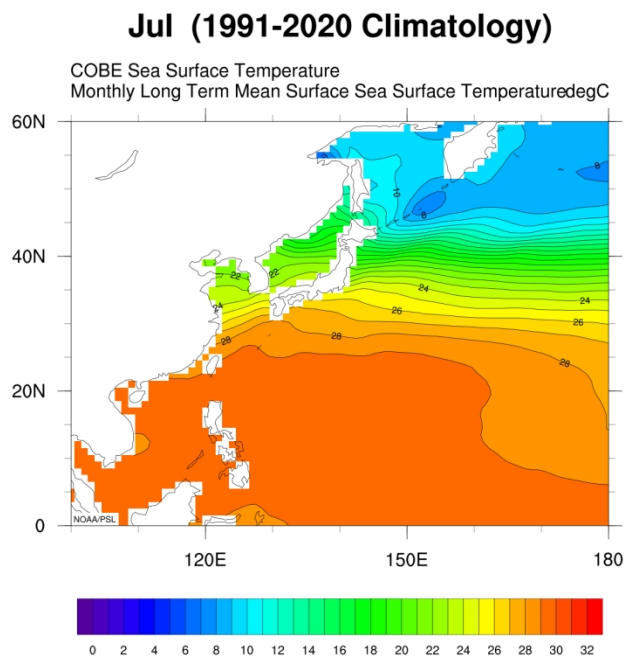
(a)

Apr (1991-2020 Climatology)

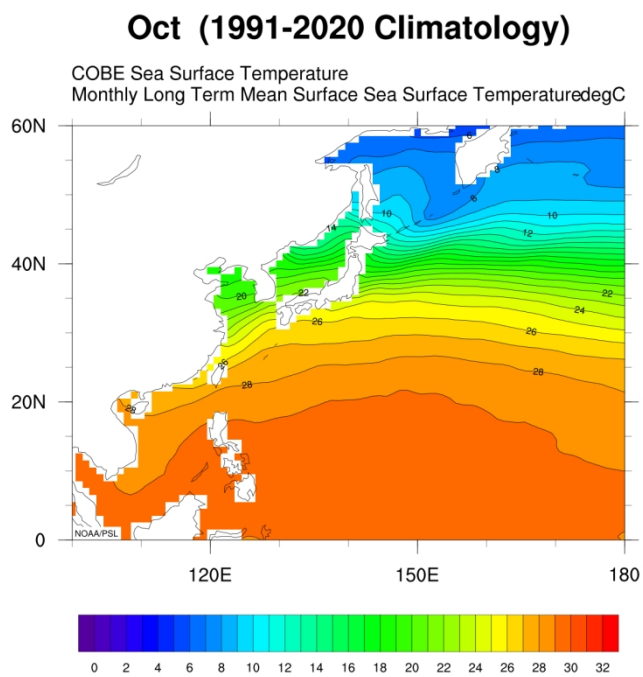


(б)

Рисунок 4.1 - Середньомісячна температура води на поверхні ($^{\circ}\text{C}$) у січні (а) та квітні (б) для періоду 1991-2020 років



(a)



(б)

Рисунок 4.2 - Середньомісячна температура води на поверхні ($^{\circ}\text{C}$) у липні (а) та жовтні (б) для періоду 1991-2020 років

У червні відбувається прогрів вод по всій акваторії північно-західної частини Тихого океану, що проявляється у зміщенні ізотерм на північ. Збільшення ТПО від зимового до літнього сезону складає: в Охотському морі – близько 10 °С; у Японському морі – від 9 до 13 °С; у Східно-китайському морі – від 7 до 16 °С; у Філіппінському морі - від 2 до 6 °С; у Південно-китайському морі – від 3 до 7 °С.

У кожному з перерахованих морів найбільші зміни спостерігаються у прибережній зоні. Загалом величина річної амплітуди температурної поверхні океану більша у субтропічних та помірних широтах порівняно з тропічними та приекваторіальними широтами, що пов'язано із сезонними змінами у приході сонячної радіації на різних широтах.

У жовтні по всій акваторії Північно-західного басейну Тихого океану відзначається відносно невелике зменшення ТПО (близько 2 °С). Це пов'язано з високою теплоємністю води, що призводить як до її повільного нагрівання, так і до повільного остигання.

Для аналізу внутрішньорічної мінливості температури були обрані точки розташовані у різних частинах басейну (рис. 4.3).

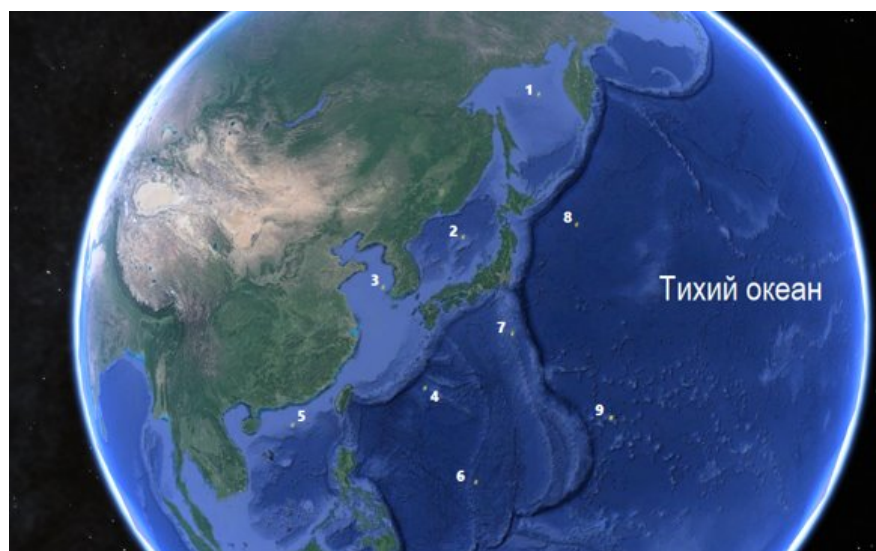


Рисунок 4.3 - Схема розташування точок в західній частині Північно-Тихоокеанського басейну

Аналіз температури води на поверхні у точках, розташованих у різних частинах західної частини Північно-Тихоокеанського басейну (табл. 4.1) показав, що мінімальні значення відзначаються у січні у всіх точках за винятком крапок 7 та 8, де мінімум спостерігається у квітні.

Таблиця 4.1 – Середньомісячна, максимальна, мінімальна температура води на поверхні та амплітуда річного ходу

№ точки	Координати		Т, °С				Т _{макс} , °С	Т _{мін} , °С	А, °С
	φ, ° пн. ш.	λ, ° сх. д.	січень	квітень	липень	жовтень			
1	55	150	0,5	1	10	8,5	10	0,5	9,5
2	40	135	8	8	21	19	21	8	13
3	35	125	10	10	23	20	23	10	13
4	25	130	23	23,5	29	27,5	29	23	6
5	20	115	23	26	29,5	27,5	29,5	23	6,5
6	15	135	27,5	28,2	29,2	29,2	29,2	27,5	1,7
7	30	140	20,5	20,2	27,5	26,5	27,5	20,2	7,3
8	40	150	10	9	19	18	19	9	10
9	20	150	26,7	27	29,2	29,1	29,2	26,7	2,5

Найменша мінімальна температура відзначається в Охотському морі у січні (0,5 °С), найбільші мінімальні температури – у точках 9 та 6, розташованих у тропічних широтах (26,7 та 27,5 °С, відповідно). Максимальна температура води у всіх точках відзначаються у липні, найбільші за величиною значення відзначаються у тропічних широтах і становлять 29-29,5 °С.

Найбільші амплітуди річного ходу (А) відзначаються у точках 2 та 3 і становлять 13 °С. Найменші амплітуди за величиною спостерігаються в тропічних широтах на відкритих акваторіях Тихого океану точки 9 і 6 (2,5 і 1,7 °С, відповідно).

5 ВПЛИВ ТПО В ЕКВАТОРІАЛЬНІЙ ЧАСТИНІ ТИХОГО ОКЕАНУ НА ФОРМУВАННЯ ТЦ У ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ТИХОГО ОКЕАНУ

За інтенсивністю ТЦ класифікуються так:

Тропічна депресія (TD): тропічний циклон із максимальною тривалою швидкістю вітру 33 вузла (15,4 м/с) або менше.

Тропічний шторм (TS): тропічний циклон із максимальною швидкістю вітру від 34 до 63 вузлів (17,5-32,4 м/с).

Ураган (TU): тропічний циклон із максимальною тривалою швидкістю вітру 64 вузла (32,9 м/с) або вище. У західній частині північної частини Тихого океану урагани називають тайфунами; подібні шторми в Індійському океані та південній частині Тихого океану називаються циклонами.

Великий ураган: тропічний циклон з максимальною тривалою швидкістю вітру 96 вузлів (49,4 м/с) або вище, що відповідає категорії 3, 4 або 5 за шкалою ураганів Саффіра-Сімпсона.

5.1 Повторюваність ТЦ у північно-західній частині Тихого океану у 1991-2020 роках

Для опису повторюваності тропічних циклонів у північно-західній частині Тихого океану за період з 1991 р. по 2020 р. був побудований графік (рис. 5.1).

З графіку видно, що найменше було повторюваності тропічних дисперсій. Найчастіше вони спостерігалися у 1992 і 1996 р. (11 випадків на рік), також зафіксовані часті їх появи в 1998 і 1999 р. (10 випадків на рік). Найрідше тропічні дисперсії спостерігалися у 2005 і 2019 рр. (1 випадок на рік). Взагалі не з'являлися у 2008 р.

Тропічні шторми спостерігалися частіше. Найчастіше вони спостерігалися у 2018 р. (16 випадків на рік), також зафіксовані часті їх появи

в 1994 р. і 2008 р. (15 випадків на рік). Найрідше тропічні шторми спостерігалися у 2003, 2005 і 2010 рр. (6 випадків на рік).

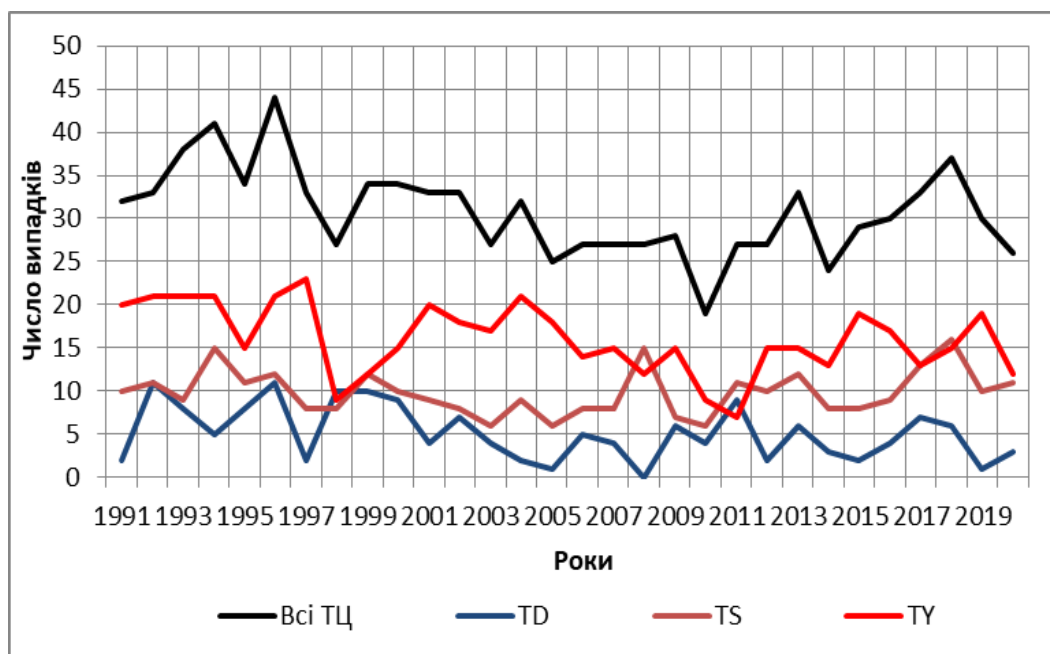


Рисунок 5.1 - Повторюваність тропічних циклонів у період 1991-2021 рр.

Найбільше спостерігалася повторюваність ураганів. Найчастіше вони спостерігалися у 1997 році (23 випадку на рік), також зафіксовані часті їх появи в 1992, 1993, 1994, 1996 і 2004 роках (21 випадок на рік). Найрідше урагани спостерігалися 2011 році (7 випадків на рік), також можна виділити 1998 та 2010 рік з невеликою повторюваністю 9 випадків на рік.

5.2 Взаємозв'язок повторюваності ТЦ з індексами ONI та SOI

Для оцінки впливу явища Ель-Ніньо/Південного коливання були розраховані коефіцієнти кореляції між числом випадків тропічних циклонів різної інтенсивності та індексами ONI та SOI. Результати розрахунків наведені в таблиці 5.1.

Таблиця 5.1 - Коефіцієнти кореляції (r_{xy}) між індексами ONI та SOI і кількістю випадків ТЦ різної інтенсивності в південно-східній Азії у 1991-2020 рр., а також значення критерію Стюдента (t)

ONI				
	Загальна кількість ТЦ	Тропічна депресія (TD)	Тропічний шторм (TS)	Тайфун (TY)
r_{xy}	0,16	-0,35	-0,23	0,67
t	0,82	1,80	1,18	3,51
SOI				
r_{xy}	-0,22	0,23	0,23	-0,74
t	1,16	1,19	1,22	3,82

Значення табличного критерію Стюдента для рівня значущості $\alpha=0,05$ і числа степенів вільності $\nu=29$ дорівнює $t(0.05;29)=2,05$, це означає, що в нашому випадку статистично значущим є зв'язок тільки між кількістю тайфунів (TY) та індексами ONI та SOI.

Як можна побачити з таблиці 4, між випадками тайфунів та індексом ONI існує пряма залежність, тобто при зростанні величини індексу відмічалось зростання числа тайфунів. Величина коефіцієнту кореляції дорівнює 0,67, що свідчить про наявність помірного лінійного зв'язку.

Аналіз величини коефіцієнту кореляції між числом випадків ТЦ та індексом SOI показав, що високий кореляційний зв'язок існує тільки з тайфунами. Коефіцієнт кореляції дорівнює -0,74. Причому зв'язок між кількістю тайфунів та індексом SOI має зворотний характер, тобто при зростанні величини SOI кількість тайфунів знижується. Це означає, що при додатних значеннях SOI при яких спостерігається явище Ла-Ніньо відбувається зниження числа тайфунів в південно-східній Азії, та навпаки при від'ємних значеннях SOI в фазу Ель-Ніньо спостерігалось зростання числа випадків тайфунів.

5.3 Річний хід кількості ТЦ в різні фази Ель-Ніньо / Південного коливання

Для аналізу річного ходу кількості випадків тайфунів у північно-західній частині Тихого океану в різні фази Південного коливання були побудовані графіки повторюваності тайфунів для композитних періодів Ель-Ніньо та Ла-Нінья за період 1991-2020 років. Фази Ель-Ніньо та Ла-Нінья відбиралися за величиною індексів ONI (були відібрані роки, в які індекс ONI знаходилося в діапазоні $0,8 < ONI < -0,8$) та SOI (були відібрані роки, в які індекс SOI знаходилося в діапазоні $0,8 < SOI < -0,8$)

Аналіз середньомісячної кількості випадків тайфунів у періоди Ель-Ніньо та Ла-Нінья, визначені за величиною індексу ONI (рис. 5.2) показав, що найбільше число випадків тайфунів при фазі Ель-Ніньо (ONI +) було в серпні і склало 4,5 випадків.

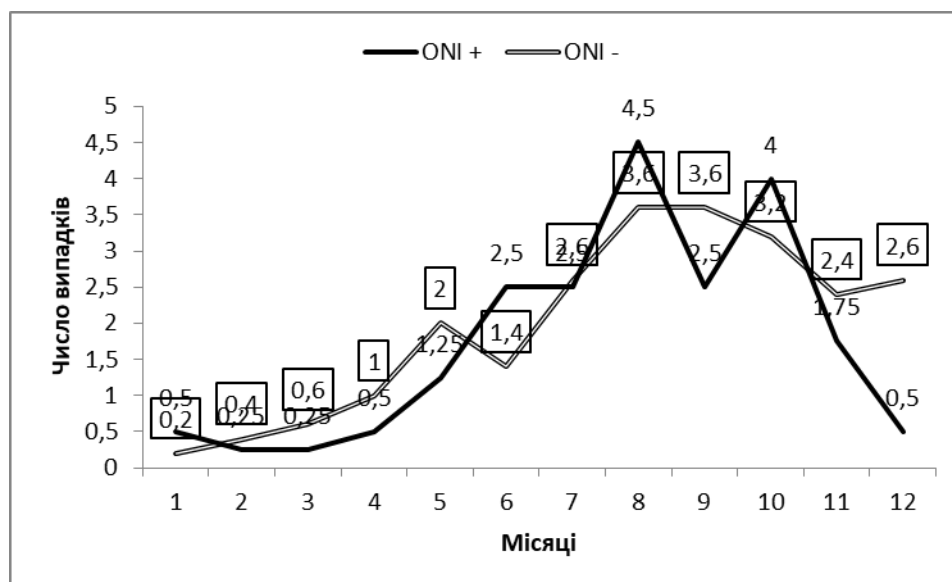


Рисунок 5.2 - Середньомісячна кількість випадків тайфунів (швидкість вітру $\geq 32,9$ м/с) у північно-західній частині Тихого океану для композитних періодів Ель-Ніньо та Ла-Нінья за період 1991-2020 рр.

Найменше середнє число випадків було в лютому і березні – 0,25 випадків. Часто зустрічаються число випадків 2,5 у червні, липні і вересні. Найбільше середнє число випадків тайфунів при фазі Ла-Нінья (ONI -) було в серпні і вересні склало 3,6 випадків. Найменше число випадків було в січні – 0,2 випадки.

Аналіз середньомісячної кількості випадків тайфунів у періоди Ель-Нінья та Ла-Нінья, визначені за величиною індексу SOI (рис. 5.3) показав, що найбільше середнє число випадків тайфунів при фазі Ель-Нінья (SOI-) було в вересні і склало 2,7 випадків. Найменше середнє число випадків було в квітні, червні і грудні – 0,3 випадка. Взагалі не з'являлися у січні, лютому і березні.

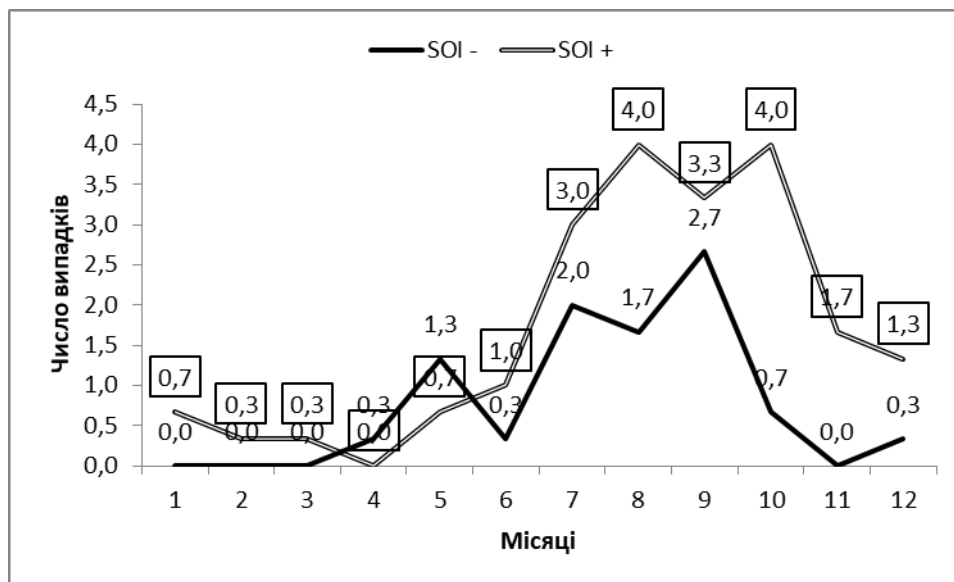


Рисунок 5.3 - Середньомісячна кількість випадків тайфунів (швидкість вітру $\geq 32,9$ м/с) у північно-західній частині Тихого океану для композитних періодів Ель-Нінья та Ла-Нінья за період 1991-2020 років.

В період фази Ла-Нінья (SOI +), найбільше середнє число випадків тайфунів відмічалось в серпні і жовтні склало 4,0 випадків. Найменше середнє число випадків було в лютому і березні – 0,3 випадки. Взагалі не з'являлися в квітні.

ВИСНОВКИ

Просторове розподілення температури води на поверхні в західній частині Північно-Тихоокеанського басейну в період 1991-2020 років показав, що воно має квазіширотний характер, з деяким відхиленням у прибережній зоні. Мінімальні значення температури відзначаються в січні у всіх точках, крім точок, розташованих у субтропічних широтах західного узбережжя північної частини Тихого океану, де мінімум спостерігається у квітні. Максимальна температура води у всіх точках відзначається у липні. Амплітуди річного ходу температури мають найбільші значення у Японському та Східно-Китайському морях, а найменші у тропічних широтах на відкритих акваторіях Тихого океану. Найбільші за величиною горизонтальні градієнти температури відзначаються у районі проходження північного полярного океанологічного фронту, становище змінюється від сезону до сезону.

У північно-західній частині Тихого океану у 1991-2020 роках найбільше спостерігалася повторюваність ураганів. Найчастіше вони спостерігалися у 1997 році (23 випадку на рік), також зафіксовані їх появи в 1992, 1993, 1994, 1996 і 2004 роках (21 випадок на рік).

Для оцінки впливу явища Ель-Ніньо/Південного коливання були розраховані коефіцієнти кореляції між числом випадків тропічних циклонів різної інтенсивності та індексами ONI та SOI.

Значення табличного критерію Стюдента для рівня значущості $\alpha=0,05$ і числа степенів вільності $\nu=29$ дорівнює $t(0,05;29)=2,05$, це означає, що в нашому випадку статистично значущим є зв'язок тільки між кількістю тайфунів (TY) та індексами ONI та SOI.

Між випадками тайфунів та індексом ONI існує пряма залежність, тобто при зростанні величини індексу відмічалось зростання числа тайфунів. Величина коефіцієнту кореляції дорівнює 0,67, що свідчить про наявність помірного лінійного зв'язку.

Зв'язок між кількістю тайфунів та індексом SOI має зворотний характер, тобто при зростанні величини SOI кількість тайфунів знижується. Це означає, що при додатних значеннях SOI при яких спостерігається явище Ла-Нінья відбувається зниження числа тайфунів в південно-східній Азії, та навпаки при від'ємних значеннях SOI в фазу Ель-Ніньо спостерігалось зростання числа випадків тайфунів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Грекул М. Тропічні циклони. *НП публікація Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича. Метеорологія і кліматологія*. Чернівці, 2021. URL: <http://terra.chnu.edu.ua/tropichni-cyklony/> (дата звернення: 10.03.2024)
2. Циклон : веб-сайт. URL: <https://uk.wikipedia.org/> (дата звернення: 10.03.2024)
3. Негрук Х. Особливості та формування тропічного циклону. *НП публікація Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича. Метеорологія і кліматологія*. Чернівці, 2021. URL: <http://terra.chnu.edu.ua/tropichni-cyklony-2/> (дата звернення: 10.03.2024)
4. Supranovich T. Y., Alekseev A. V., Bogdanov K. T. Sea of Okhotsk. *Encyclopaedia Britannica*. URL: <https://www.britannica.com/place/Sea-of-Okhotsk> (дата звернення: 22.03.2024)
5. Michitaka Uda, Joseph R. Morgan. Sea of Japan. *Encyclopaedia Britannica*. URL: <https://www.britannica.com/place/Sea-of-Japan> (дата звернення: 22.03.2024)
6. Michitaka Uda, Mark J. Valencia. Yellow Sea. *Encyclopaedia Britannica*. URL: <https://www.britannica.com/place/Yellow-Sea> (дата звернення: 22.03.2024)
7. Eugene C. LaFond. East China Sea. *Encyclopaedia Britannica*. URL: <https://www.britannica.com/place/East-China-Sea> (дата звернення: 22.03.2024)
8. The Editors of Encyclopaedia Britannica. *Encyclopaedia Britannica*. URL: <https://www.britannica.com/place/Philippine-Sea> (дата звернення: 22.03.2024)
9. Eugene C. LaFond. South China Sea. *Encyclopaedia Britannica*. URL: <https://www.britannica.com/place/South-China-Sea> (дата звернення: 22.03.2024)
10. Великий В. Південно-китайське море. Де знаходиться на карті світу, глибина, опис, острови : веб-сайт. URL: <https://touristam.com/yuzhno-kitayskoe-more.html> (дата звернення: 04.04.2024)

11. Власова Г. А., Полякова А. М., Деменов М. Н. Сезонная изменчивость циркуляции вод северо-западной части Тихого океана. Вестник ДВО РАН. 2010. № 1 С. 5-9
12. Докудовская В.В. Анализ и прогнозирование параметров тайфунов (на примере событий 2018-2020 гг) : дис. ... канд. геогр. наук : 05.04.05. Санкт-Петербург, 2022. 155 с.
13. National centers for environmental information. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/technical-discussion> (дата звернения: 04.04.2024)
14. Bruce W. Ford El Nino and La Nina effects on tropical cyclones : the mechanisms : Master's work / Naval postgraduate school Monterey. Monterey, South Carolina, 1994. 5 p.
15. National centers for environmental information. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/sst> (дата звернения: 04.04.2024)
16. National centers for environmental information. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/soi> (дата звернения: 04.04.2024)
17. Angela S. Francis, Brian R. Strahl. Joint typhoon Warning center annual tropical cyclone report. 2020.
18. Physical Sciences Laboratory. URL: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.cobe.html> (дата звернения: 22.03.2024)