

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра океанології та морського
природокористування

Бакалаврська кваліфікаційна робота

на тему: «Течії та циркуляція вод північної частини Тихого океану»

Виконав студент _____ 4 року навчання
групи _____ ГО-19
спеціальності 103 Науки про Землю
_____ Кашуба Катерина Андріївна

Керівник _____ к.геогр.н., асистент
_____ Сліже Марія Олегівна

Консультант _____

Рецензент _____ к. геогр. наук, доцент
_____ Хоменко Інна Анатоліївна

Одеса 2023

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет _____ Гідрометеорологічний інститут _____
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.

“ 01 ” травня 2023 року

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

Кашуба Катерина Андріївна

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Течії та циркуляція вод північної частини Тихого океану

керівник роботи Сліже М.О., к.геогр.н., асистент

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

затверджені наказом ОДЕКУ від “29” квітня 2023 року №53 «С» П.П. - 09

2. Строк подання студентом роботи 11 червня 2023 року

3. Вихідні дані до роботи 1. середньомісячні значення складові u та v вектора течій в січні, квітні, липні та жовтні для періоду 1991-2020 рр. реаналізу NCEP Global Ocean Data Assimilation System (GODAS); дані спостережень за температурою та солоністю на буюх-профелемірах Argo 5.06.2005 р., 11-21.06.2022р.

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

1. Огляд літературних джерел; розглянуто фактори, які впливають на формування поверхневої циркуляції вод Світового океану; розглянуто загальну циркуляцію вод у північній частині Тихого океану та основні характеристики течії Куросіо; 2. Проаналізовано просторовий розподіл складових u та v вектора течій в січні, квітні, липні та жовтні для періоду 1991-2020 рр. у північній частині Тихого океану; 3. Розраховано швидкості течії розширення Куросіо на різних горизонтах за допомогою динамічного методу

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

1. Карти просторового розподілу складових u та v вектора течій в січні, квітні, липні та жовтні для періоду 1991-2020 рр. у північній частині Тихого океану

2. Таблиця з розрахунками швидкості течії розширення Куросіо.

Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 01.05.2023 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	01.05.2023 – 05.05.2023	90	відм
2.	Розглянуто фактори, які впливають на поверхневу циркуляцію вод в океані; розглянуто характеристики поверхневих течій у північній частині Тихого океану	08.05.2023 - 12.05.2023	90	Відм
3.	Короткий огляд баз даних та методів	15.05.2023 - 20.05.2023	90	відм
	Рубіжна атестація	22.05.2023-26.05.2023	90	відм
4.	Аналіз полів складових u та v вектора течій в січні, квітні, липні та жовтні для періоду 1991-2020 рр.	26.05.2023 - 30.05.2023	90	відм
5.	Розрахунок та аналіз швидкості течії розширення Куросіо на різних горизонтах за допомогою динамічного методу	01.06.2023 - 06.06.2023	90	Відм
6.	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.	07.06.2023 - 11.06.2023	90	відм
7.	Перевірка роботи на плагіат	05.06.2023-07.06.2023	90	Відм
8.	Підготовка доповіді, презентації	07.06.2023-11.06.2023	90	відм
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		90	відм

Студент


 (підпис)

Кашуба К.А.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи


 (підпис)

Сліже М.О.

(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

бакалаврської кваліфікаційної роботи Кашуби К. А.
на тему «Течії та циркуляція вод північної частини Тихого океану»

Актуальність теми. До найважливіших проблем, що стоять перед сучасною наукою, належить вирішення завдання прогнозу зміни клімату. Відповідно до визначення Всесвітньої метеорологічної організації, кліматичну систему Землі утворюють взаємодіючі між собою такі основні підсистеми: атмосфера, океан, суша, кріосфера і біота. Океан, будучи частиною кліматичної системи, значно впливає на стан клімату. Морські течії відіграють велику роль у процесі теплообміну між низькими та високими широтами. Високі значення температури поверхневих вод і повітря у високих широтах пов'язані із перенесенням тепла морськими течіями з низьких широт у високі і холоду з високих широт у низькі. Теплі течії помітно пом'якшують клімат холодних країн узимку, а холодні течії в низьких широтах стримують тропічну спеку. Таким чином, вивчення циркуляції вод Світового океану та її змін має велике значення як для океанології так і для кліматології.

Мета і задачі дослідження. Метою дослідження є визначення характеру та сезонних змін великомасштабної циркуляції вод північної частини Тихого океану, а також розрахунок швидкості течії у розширенні Куросіо.

Для досягнення мети були вирішені такі задачі: виконано огляд літературних джерел за темою дослідження; проведено аналіз річного ходу просторового розподілу складових швидкості течії на поверхні північної частини Тихого океану; виконані розрахунки та проаналізовані швидкості течії розширення Куросіо динамічним методом.

Об'єктом дослідження є циркуляція вод північної частини Тихого океану. *Предмет дослідження* – швидкість течій у північно-західній частині Тихого океану.

Дослідження проведено за допомогою фізико-статистичного аналізу полів складових вектору швидкості течії та динамічний метод розрахунку швидкості течії.

Робота складається зі вступу, 5 розділів, висновків, списку використаних джерел, що містить 19 найменування. Загальний обсяг роботи становить 49 сторінок, в тому числі 13 рисунків та 4 таблиці.

КЛЮЧОВІ СЛОВА: швидкість течії, циркуляція вод, Куросіо, Тихий океан.

SUMMARY

bachelor's qualification work of Kashuba K. A.
on the topic " Currents and water circulation of the North Pacific Ocean"

Actuality of theme. Solving the task of forecasting climate change belongs to the most important problems facing modern science. The ocean, being part of the climate system, significantly affects the state of the climate. Sea currents play a major role in the process of heat exchange between low and high latitudes. Thus, the study of the circulation of the waters of the World Ocean and its changes is of great importance for both oceanology and climatology.

The purpose and objectives of the research. The purpose of the study is to determine the pattern and seasonal changes of the large-scale water circulation of the North Pacific Ocean, as well as to calculate the current speed in the Kuroshio Extension.

To achieve the goal, the following tasks were solved: a review of literary sources on the research topic was performed; an analysis of the annual course of the spatial distribution of current velocity components on the surface of the North Pacific Ocean was carried out; performed calculations and analyzed the flow velocities of the Kuroshio Extension using the dynamic method.

The object of research is the circulation of the waters of the North Pacific Ocean. *The subject of research* is the current velocity of the North Pacific Ocean.

The study was conducted using physical and statistical analysis of the fields of the current velocity components and the dynamic method of calculating the current velocity.

The work consists of an introduction, 5 chapters, conclusions, a list of used sources containing 19 names. The total volume of work is 49 pages, including 13 figures and 4 tables.

KEY WORDS: current velocity, water circulation, Kuroshio, Pacific Ocean.

Зміст

ВСТУП.....	9
1 ФАКТОРИ, ЯКІ ФОРМУЮТЬ ПОВЕРХНЕВУ ЦИРКУЛЯЦІЮ ВОД В ОКЕАНІ	10
1.1 Вітрова напруга на поверхні Світового океану	10
1.2 Циркуляція поверхневих вод	13
1.3 Циркуляція атмосфери	15
2 ПОВЕРХНЕВІ ТЕЧІЇ У ПІВНІЧНІЙ ЧАСТИНІ ТИХОГО ОКЕАНУ	20
2.1 Загальна циркуляція вод	20
2.2 Характеристики течії Куросіо	26
3 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ	33
3.1. Динамічний метод розрахунку швидкості течії.....	33
3.2 Компоненти швидкості течії.....	36
3.3 Вихідні дані	37
4 РІЧНИЙ ХІД ШВИДКІСТІ ПОВЕРХНЕВИХ ТЕЧІЙ	39
5 РЕЗУЛЬТАТИ РОЗРАХУНКУ ШВИДКОСТІ ТЕЧІЇ ДИНАМІЧНИМ МЕТОДОМ.....	45
ВИСНОВКИ	49
ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ	50

ВСТУП

До найважливіших проблем, що стоять перед сучасною наукою, належить вирішення завдання прогнозу зміни клімату. Відповідно до визначення Всесвітньої метеорологічної організації, кліматичну систему Землі утворюють взаємодіючі між собою такі основні підсистеми: атмосфера, океан, суша, кріосфера і біота. Океан, будучи частиною кліматичної системи, значно впливає на стан клімату. Якщо в кліматичній системі Землі виділити океан як самостійний об'єкт, то можна говорити про те, що загальна циркуляція океану формується як відгук на збудження зовнішніми по відношенню до морського середовища термохалінними (нагрівання, охолодження, опади, випаровування) і механічними (вітер, атмосферний тиск, сили місячно-сонячного потенціалу) впливами. Водночас система океанічних течій формує клімат, беручи участь у меридіональному перенесенні тепла у високі широти. Надходження та віддача тепла, опади та випаровування, передача кількості руху від вітру на поверхні Світового океану розподілені нерівномірно, проте підкоряючись квазізональному закону. У тропічних та субтропічних широтах Світовий океан отримує тепло і віддає воду через перевищення випаровування над опадами, у субполярних широтах віддає тепло та отримує воду через перевищення опадів над випаровуванням.

Морські течії відіграють велику роль у процесі теплообміну між низькими та високими широтами. Високі значення температури поверхневих вод і повітря у високих широтах пов'язані із перенесенням тепла морськими течіями з низьких широт у високі і холоду з високих широт у низькі. Теплі течії помітно пом'якшують клімат холодних країн узимку, а холодні течії в низьких широтах стримують тропічну спеку.

Таким чином, вивчення циркуляції вод Світового океану та її змін має велике значення як для океанології так і для кліматології.

1 ФАКТОРИ, ЯКІ ФОРМУЮТЬ ПОВЕРХНЕВУ ЦИРКУЛЯЦІЮ ВОД В ОКЕАНІ

1.1 Вітрова напруга на поверхні Світового океану

Вітрова напруга на поверхні Світового океану є найважливішим механічним фактором циркуляції вод. Завдяки цьому фактору океан отримує кількість руху (і кінетичну енергію) безпосередньо від атмосфери внаслідок тертя вітру на поверхні (напруга тертя τ має порядок 1 дин/см^2). Течії, що збуджуються вітровою напругою, поділяють на дрейфові та градієнтні. Дрейфові течії розвиваються у верхньому тонкому шарі Світового океану під безпосереднім впливом вітру [1].

Внаслідок нерівномірності поля вітру над океаном, берегових кордонів та обертання Землі горизонтальна дивергенція дрейфових течій не дорівнює нулю. В результаті в місцях з позитивною дивергенцією відбувається спад води або зганяння і її підйом з глибин - апвелінг (такі області називають дивергенціями), що тягне зниження рівня, а в місцях з негативною дивергенцією відбувається накопичення води або нагін і її опускання на глибини - даунвеллінг (такі області називають конвергенціями), що тягне за собою підвищення рівня. Таким чином, у реальному океані формується вітровий рельєф вільної поверхні та відповідні горизонтальні градієнти тиску.

Результуючі течії, що включають як дрейфові, так і градієнтні складові, називатимемо вітровими течіями. Як показав Екман, в однорідному океані вітрове напруження викликало тришарове переміщення вод – в тонких шарах поверхневі і придонні течій, а між ними товстий шар глибинного. Течія у всіх шарах формувалася б з однакової по всій глибині градієнтної складової, причому у верхньому шарі вона була б посилена дрейфовою складовою, а в придонному була ослаблена фрикційною складовою. Однак у реальному неоднорідному океані горизонтальні градієнти тиску, сформовані на поверхні

дрейфовими течіями, з глибиною загасають, оскільки вони в більшості випадків компенсуються протилежними за знаком горизонтальними градієнтами тиску, сформованими в товщі океану внаслідок неоднорідного розподілу щільності, що збуджується вітром. Рух води, подібний до градієнтної течії, що не змінюється з глибиною, називається баротропним, а рух води, подібний до градієнтної течії в неоднорідному океані, що зменшується з глибиною і в глибинних шарах стає рівним нулю, називається бароклінним. Глибини нульової поверхні у кожній точці Світового океану надійним чином ще не визначені. У реальному океані не зустрічаються суто баротропні або суто бароклінні вітрові течії – у вітровій течії існують обидві складові. Дослідження показують, що на короткочасні зміни вітру океан реагує як баротропна система, зі збільшенням періоду зміни – як баротропна і бароклінна і, нарешті, в стаціонарному випадку океан є повністю бароклінною системою.

Фізичний внесок дрейфової циркуляції у загальний рух вод Світового океану легше визначити, аналізуючи дрейфове перенесення. Хоча глибина, охоплена дрейфовими течіями, і невелика (навіть чи вони проникають глибше 100 м), їх вплив поширюється на набагато більшу товщину. По суті, вони формують всю вітрову океанську циркуляцію в цілому. Той факт, що дрейфові течії дивергентні, найкраще проявляється у характері їхнього перенесення. Факт її існування підкріплюється численними океанологічними дослідженнями про підняття ізоліній різних характеристик (куполах) у порівнянні з сусідніми позаекваторіальними широтами. Від екватора потоки йдуть до полюсів, поступово втрачаючи свою витрату, поки не згасають приблизно в тропіках

Саме у тропіках формуються глобальні субтропічні конвергенції, про що свідчать також численні океанологічні дані про опускання у тропіках ізоліній різних характеристик порівняно із сусідніми південними та північними широтами.

Якісних ознак формування субполярних дивергенцій на карті об'ємного перенесення дрейфових течій не спостерігається. Але вони є в полі поверхневих

дрейфових течій. Дрейфові потоки розходяться і сходяться у відкритих частинах океанів, утворюючи своєрідні «рідкі береги». Вони також «виходять» з реальних твердих берегів або «входять» у береги. Це явище краще виражене в циркуляції поверхневих дрейфових течій, а не в їхньому перенесенні.

У пасатній зоні дрейфові течії відриваються від західних берегів (канарський, бенгальський, каліфорнійський, перуанський, яванський апвеллінги з винятком для сомалійського, аравійського і бенгальського в Індійському океані, де вони мусонного походження, у відкритих частинних океанологічних доказів опускання поки що невідомо, однак, що східні береги з боку океанів блокуються сильними західними прикордонними течіями, які теж можна собі уявити як «рідкі береги», у такому разі дрейфові потоки повинні вpirатися в ці течії, з боку підходу повинна накопичуватися тепла і легка поверхнева вода, підтвердження такого процесу можна знайти в океанологічних спостереженнях).

У позатропічних широтах прибережні ефекти дрейфової циркуляції мають зворотний показник і виражені у природі набагато слабше. Незважаючи на порівняно тонкий шар, охоплений дрейфовим перенесенням, загальний обсяг (витрата) вод, що переносяться дрейфовими течіями, досить великий. Так, наприклад, через паралелі 45-50° пд.ш. тобто уперек Антарктичної циркумполярної течії, переноситься на північ 50 Св (1 Св = 106 м/с) води, у той час як зональна витрата цієї течії оцінюється в 200 Св. Через паралелі 20° північної та південної широти в Тихому океані переноситься на північ і південь 14-15 Св відповідно, що становить близько двох п'ятих загальної витрати в області пасатних течій.

Якщо поверхневі дрейфові течії тяжіють до зонального напрямку, їх перенесення має явно меридіональний характер. Як добре відомо, розподіл температури на поверхні Світового океану підпорядковується зональному закону майже без внутрішніх екстремумів. Однак в антициклонічних кругообігів ізотерми помітно припускаються до екватора у східних частинах, відбиваючи факт перенесення холодних вод від полюсів до екватора в цих

частинах. У циклонічних кругообігах ізотерми піднімаються до північного полюса у східних частинах (це особливо помітно у північно-східній Атлантиці), відображаючи факт перенесення вже теплих вод від екватора до північного полюса. Ці аномалії в температурному полі на поверхні являють собою наслідок адвекції неоднорідних вод результуючими течіями. Але деякий внесок у формування цих аномалій вносять і дрейфові течії, особливо поверхневі. Однак дрейфові течії в найтоншому шарі не призводять до утворення внутрішніх екстремумів. Роль дрейфового перенесення з його сходженням і розбіжністю потоків зводиться до перебудови поля за верховинною температурою з глибиною і формування внутрішніх екстремумів. Вони вже з'являються на глибині 50 м, прийнятій глибині тертя d . З розгляду дрейфової циркуляції можна дійти невтішного висновку, що переважно зональні вітри над океанами призводять зрештою до меридіональним переміщенням води в тонкому поверхневому шарі і до перенесення тепла від екватора до полюсів і перенесення холоду від полюсів до екватора. Межі цих переносів лежать приблизно на 30° пд.ш та пн.ш. [1].

1.2 Циркуляція поверхневих вод

1. Кругообіг – замкнута або напівзамкнута кінематична система океанського масштабу з циклонічної (проти годинникової стрілки в північній півкулі, за годинниковою – у південній) або антициклонічної (за годинниковою стрілкою в північній півкулі, проти – у південній) циркуляціями. У полі динамічної топографії круговороти виступають у вигляді відповідних систем ліній струму [2].

2. Океанська течія – добре витягнутий пучок динамічних горизонталей. Зазвичай океанські течії становлять ланки круговоротів. Напрямок течії відраховується за годинниковою стрілкою від напрямку на північ.

3. Океанські фронти, що виділяються на картах топографії по найбільшому горизонтальному градієнту (за згущення динамічних

горизонталей), являють собою межі між сусідніми кругообігами. Крім кругообігів, океанські фронти розмежовують ще й структури океанських вод.

4. Внутрішня область кругообігу – простір між фронтами. Ця область насичена мезомасштабними (синоптичними) вихровими циклонічними та антициклонічними утвореннями в основному геотрофічного характеру. Закономірності розподілу вихорів у часі та просторі належним чином ще не з'ясовані. Не зовсім зрозуміла і їхня динамічна роль у загальній циркуляції Світового океану.

5. Дивергенції, присвячені улоговинам динамічного рельєфу в центральних частинах циклонічних кругообігів. Улоговини динамічного рельєфу в полі дрейфових течій приблизно збігаються з областями згону вод та їх підйому з глибин (апвелінга).

6. Конвергенції, присвячені гребням динамічного рельєфу в центральних частинах антициклонічних кругообігів. Гребені динамічного рельєфу в полі дрейфових течій приблизно збігають з областями нагону вод та їх опускання на глибини (даунвеллінгу). Всім найбільшим кругообігам присвоюються географічні назви, що збігаються з назвами відповідних дивергенцій і конвергенцій з додаванням описує характер визначення, їх циркуляцій: циклонічний або антициклонічний.

7. Квазістаціонарні меандри і вихори, характерні для сильних течій (океанських фронтів), не знаходять адекватного відображення на картах через великі просторово-часові масштаби осереднення.

8. Внутрішні – вітрові і термохалінні фронти – фронти всередині кругообігів, сформовані потоками, що йдуть від північних і південних широт, але обмежені поверхневими і підповерхневими шарами.

Геострофічна циркуляція на поверхні Світового океану являє собою систему величезних океанського масштабу циклічних і антициклонічних кругообігів, що чергуються в меридіональному напрямку, об'єднані на півдні Антарктичною циркумполярною течією.

Незважаючи на відмінність фізико-географічних умов, для трьох океанів – Атлантичного, Індійського і Тихого – надзвичайно характерні форми динамічного рельєфу, що їх об'єднують, і відповідна їм геострофічна циркуляція на поверхні. Навколо Антарктиди на південних околицях океанів динамічний рельєф поверхні вельми однорідний. Приблизно з 40° пд.ш. рельєф знижується у бік Антарктиди в середньому на 150 дин. см. На південному кордоні Антарктичної циркумполярної течії – антарктичної дивергенції – поверхня Світового океану знижується до найнижчих позначок динамічного рівня, а в західних частинах моря Уедделла і моря Росса навіть ще нижче – до 1820 умовних дин. см. Північний кордон як його напрямок і напрямок (те й інше східний) південних ланок південних субтропічних антициклонічних кругообігів збігаються. Субантарктичний фронт погано помітний у полі динамічної топографії, його зазвичай виділяють за меридіональними температурними градієнтами в порівняно тонкому поверхневому шарі. Як один з варіантів північного кордону може бути прийнята динамічна горизонталь 1970 умовних дин. см – найпівнічніша кратна десяти горизонталь, що проходить по всій довжині Антарктичної циркумполярної течії [1, 3].

1.3 Циркуляція атмосфери

Поле вітру, яке формує вітрову циркуляцію на поверхні океану, пов'язане з полем тиску і описує як у баричних системах Північної півкулі рухається повітря.

Екваторіальна депресія – смуга низького атмосферного тиску, що охоплює земну кулю на екваторіальних широтах, і зміщується в травні-вересні на 15-20° північної широти. Екваторіальна депресія не збігається з географічним екватором. Вона зміщується від екватора залежно від сезону, то на північ, то на південь, у ту півкулю, де в даний час літо. В екваторіальній депресії розташовується внутрішньотропічна зона конвергенції – зона ширини

приблизно кілька сотень кілометрів між пасатами Північної та Південної півкуль. Більшу частину року внутрішньотропічна зона конвергенції розташовується на північ від екватора; взимку Північної півкулі вона наближається до екватора, іноді може проникати в Південну півкулю, а влітку віддаляється від неї (рис. 1.1). Над Атлантичним і Тихим океанами сезонні усунення внутрішньотропічної зони конвергенції невеликі. Вони більше над Африкою та Південною Америкою і особливо значні в басейні Індійського океану, де пасатна циркуляція на великих територіях замінена мусонною. Нерідко суттєві переміщення внутрішньотропічної зони конвергенції спостерігаються і від одного дня до іншого. Вона неоднорідна за властивостями і шириною, у ній виникають хвилеві та вихрові збурення. У цій зоні утворюється переважна частина тропічних циклонів зі штормовими вітрами і катастрофічними наслідками [4]

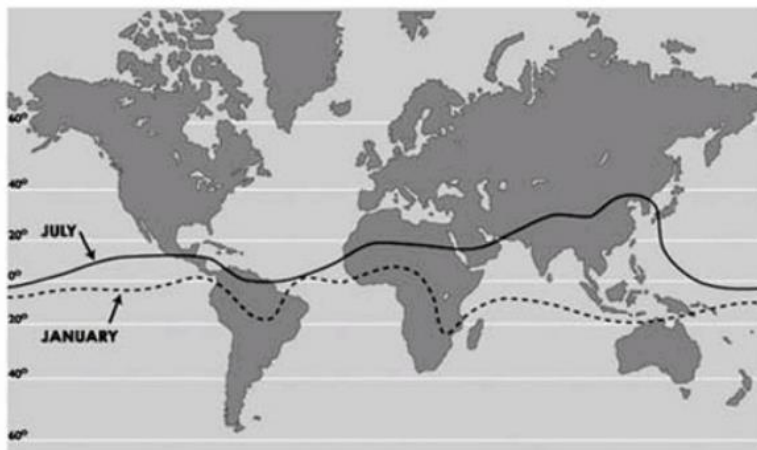


Рисунок 1.1 – Положення внутрішньотропічних зон конвергенції в січні та в липні [5]

Під впливом географічного розташування материків, центри дії розпадаються на окремі області – океанічні субтропічні антициклони. Це довгоіснуючі малорухливі антициклони. У теплий сезон субтропічні антициклони добре виражені на середніх місячних картах лише над океанами, над континентами розташовуються розмиті області зниженого тиску. У

холодний сезон субтропічні антициклони мають тенденцію зливатися з холодними антициклонами над континентами. У північній півкулі це Азорський максимум (Північно-Атлантичний антициклон, Азорський антициклон) (рис. 1.2) – постійна область підвищеного атмосферного тиску в субтропічних і тропічних широтах над північною частиною Атлантичного океану з центром поблизу 35-ї паралелі від Азорських островів.

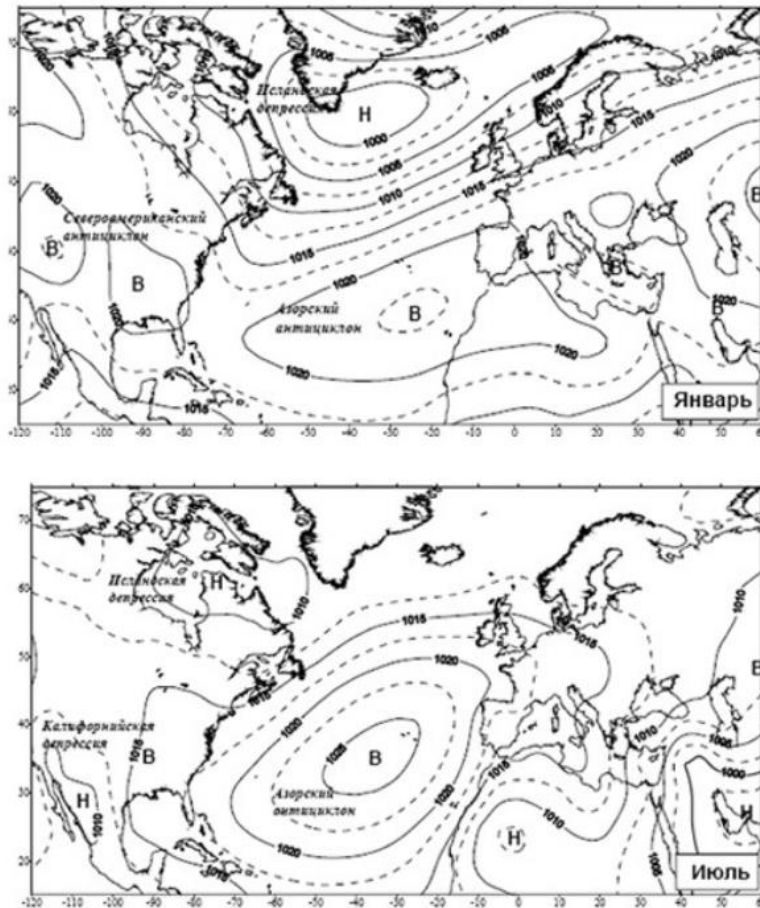


Рисунок 1.2 – Кліматичні мапи тиску повітря на рівні моря і центри дії атмосфери Північно-Атлантичного регіону в січні (1) і в липні (2)[5]

Взимку Азорський антициклон має відгалуження на північну Африку, влітку – на Середземне море та південну Європу. Район Азорського антициклону є осередком формування тропічного повітря для Європи. Гавайський антициклон (Північно-Тихоокеанський антициклон, Гонолульський максимум) (рис.1.3) – постійна область підвищеного атмосферного тиску.

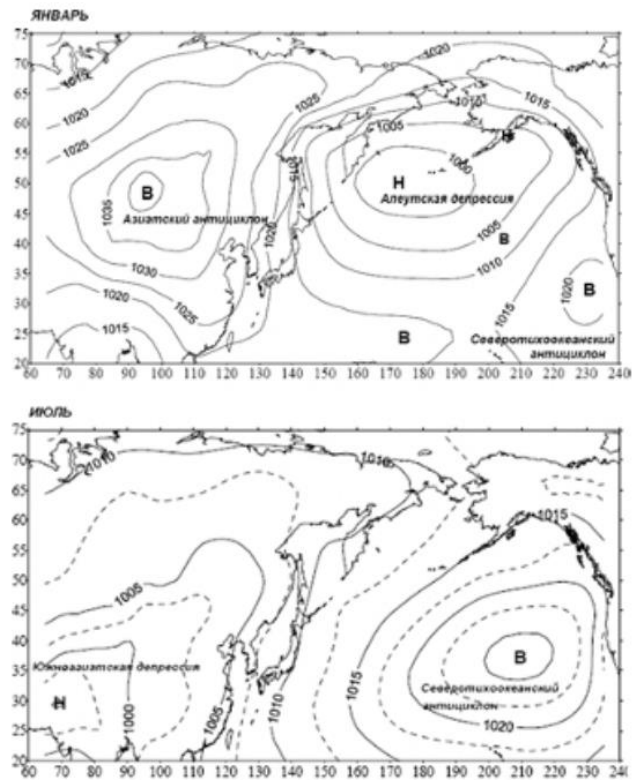


Рисунок 1.3 – Кліматичні карти тиску повітря на рівні моря і центри дії атмосфери Азіатсько-Тихоокеанського регіону в січні (1) і липні (2) [5]

У субтропічних і тропічних широтах над північною частиною Тихого океану, з центром на північ від Гавайських островів (20-40° пн.ш.) тихоокеанська акваторія знаходиться під впливом Північно-Тихоокеанського антициклону.

Крім квазістаціонарних центрів дії атмосфери, що практично постійно діють, існують так звані сезонні континентальні центри дії атмосфери. Деякі з них дуже активні в зимовий період і практично зникають у літній. Інші існують як антициклони взимку і змінюються депресіями влітку. Практично всі вони розташовуються над сушею. Над континентальними районами Північної півкулі спостерігаються зимові антициклони: Сибірський (Азіатський) 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 простягаються до тропічних широт, порушуючи єдність субтропічної зони високого тиску.

Пасати та мусони. З планетарним розподілом тиску та температури пов'язана складна система повітряних течій. Повітряні потоки, що переміщуються з області високого тиску в область низького, називають вітром. Оскільки існують три дії атмосфери, то й розподіл вітру навіть на багаторічних середніх картах відхиляється від зонального.

Вітру над великими площами утворюють великі повітряні течії, у тому числі складається загальна і місцева циркуляція атмосфери. Деякі з них порівняно стійкі, а інші постійно змінюються у просторі та в часі. До стійких вітрів відносяться пасати (які спрямовані від субтропічних широт обох півкуль до екватора) та мусони; у середніх широтах переважають повітряні течії західного спрямування (з заходу на схід). Обертання Землі також впливає на напрямки вітрів. Вітри меридіональних напрямів у Північній півкулі відхиляються праворуч, у Південному - ліворуч, тобто в північні вітри дмуть від північно-західної чверті, а південні — від південно-східної чверті.

У світовому океані є течії, що відповідають цим вітрам. Наприклад, в Атлантичному океані є течії: Гольфстрім, Канарське та Північне Пасатне; в північній частині Тихого океану – течія Куросіо і Північно-Тихоокеанське. Ці течії під впливом обтічних ділянок суші і обертання Землі змінюють свій напрямок за годинниковою стрілкою в Північній півкулі і проти годинникової стрілки – в Південному [4].

2 ПОВЕРХНЕВІ ТЕЧІЇ У ПІВНІЧНІЙ ЧАСТИНІ ТИХОГО ОКЕАНУ

2.1 Загальна циркуляція вод

Течії є основними ланками макроциркуляційних систем, тому їхня сукупність по суті є загальна циркуляція океану (рис. 2.1, табл. 2.1). В Індійському океані вона проходить близько 41-42° пд.ш. до 120° сх.д., потім у районі Австралії зміщується на південь до 50° пд.ш. Її максимально північне положення відзначається на 55° пд.ш. між нульовим меридіаном і 30° сх.д., а максимально південне становище близько 65° пд. ш. в індійському секторі. Таким чином, найбільшої ширини досягає в індійському секторі (в середньому 2400 км), тоді як в атлантичному та океанському секторах ширина зменшується до 1500 км.

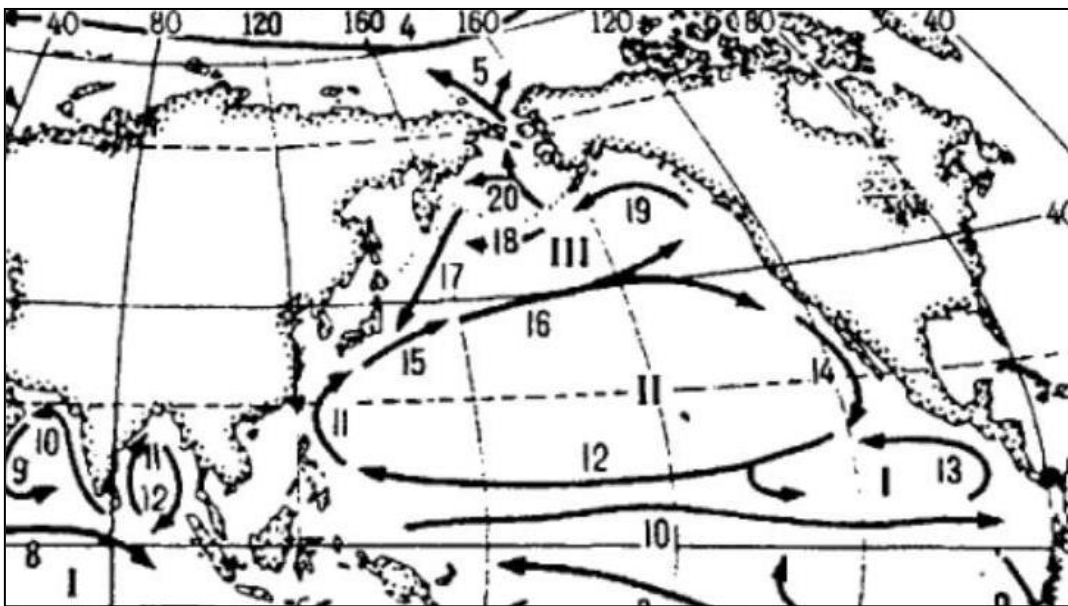


Рисунок 2.1 – Розподіл найважливіших поверхневих течій та макроциркуляційних систем у Світовому океані. I – циклонічні тропічні системи, II – антициклонічні субтропічні системи. Арабськими цифрами позначені течії [2]

Таблиця 2.1

Основні поверхневі течії Світового океану [2]

Номер на рис. 2.1	Океан	Назва течії	Приблизна витрата, Св	Приблизна швидкість, см/с
15	Тихий	Куросіо	30-60	
17		Курильське	15	8-10
19		Аляскінське	5-10	8-13
14		Каліфорнійське	5-10	10-20
16		Північно-Тихоокеанічний	20-26	10-15
12		Північно-пасатне	40	40-70
10		Екваторіальна противотечія		30-80

Одна з гілок Північно-Атлантичного течії утворена з вод Течії Схиливих вод і Лабрадорської течії слід прямо на північ до протоки Девіса. Основна гілка Північно-Атлантичного течії, яка є прямим продовженням власне Гольфстріму, спочатку йде паралельно північній гілці, потім, досягнувши 50° пв.ш. 40° зх.д. повертає на північний схід. У розлому Гіббса (50° пн.ш., 30° зх.д.) від неї відгалужується перебіг Ірмінгера, що йде на північ у бік Ісландії. Основна частина Північно-Атлантичної течії переважає через поріг Томсона і входить у Норвезьке море під назвою Норвезької течії. Останніми гілками системи Гольфстрім є Нордкапська течія, що проходить у південній частині Баренцова моря, і Шпіцбергенська течія, що поповнює глибинний прошарок атлантичних вод.

Близьким аналогом Гольфстріму є течія Куросіо в Тихому океані. Воно формується з північної гілки Північної Пасатної течії, яка прямує вздовж

східного берега Філіппін до острова Тайвань. Тут цю течію називають Формозською. Від острова Тайвань воно повертає на північний схід до берегів Японії і називається Куросіо. На цій ділянці витрата Куросіо постійно збільшується за рахунок додаткового залучення до загального потоку прилеглих до течії вод. На широті південних Японських островів витрата Куросіо досягає 60 Св, що майже в 2 рази перевищує витрату біля берегів Тайваню. На шляху до Японії Куросіо, як і Гольфстрім, утворює кілька великих, майже стаціонарних меандрів, які мають амплітуду близько 100-150 км і довжину близько 300-500 км. Середні швидкості тут перевищують 100 см/с, а в середині потоку – навіть 150-200 см/с. Після зустрічі з холодною Курильською течією званим також Ойясіо (аналог Лабрадорського течії) Куросіо відходить від берегів Японії і рухається у східному напрямку. Між 150 і 160 ° сх.д. від нього відокремлюється гілка, яка повертає на південь, а потім на південний захід та має напрям, зворотний основному потоку. Ця гілка зветься протитечією Куросіо (аналог південної гілки Гольфстріму).

Природним продовженням Куросіо є Північно-Тихоокеанська течія, початком якої прийнято вважати меридіан 160°. Тут же формується Алеутська течія, яка спочатку рухається паралельно до Північно-Тихоокеанської течії. Кордоном між ними є полярний фронт біля 160° зх.д. [3].

Величезні акваторії Світового океану зайняті субтропічними антициклонічними кругообігами: їх п'ять, крім арктичного в Північному Льодовитому океані. У цих кругообігах вода рухається, грубо кажучи, навколо субтропічних конвенцій: у північній півкулі за годинниковою стрілкою, а в південному проти годинникової стрілки.

У північній Атлантиці субтропічний кругообіг включає північне відгалуження Антильське, Флоридське і Гольфстрім (західні прикордонні течії), Північно-Атлантичне і Канарське (східне прикордонне). У північній частині Тихого океану відповідно: Північна пасатна течія, Формозьке та Куросіо (західні прикордонні), Північно-Тихоокеанське та Каліфорнійське (східне прикордонне).

Субполярний циклонічний кругообіг у північній Атлантиці включає Північно-Атлантичну течію, Східно-Гренландську, Західно-Гренландську та Лабрадорську течії, а кругообіг у північному Тихому океані включає Північно-Тихоокеанську (Алеутську) течію, Аляскінську, Камчатську, Ойясію (Курильська).

Слідкуючи за характеристикою горизонтальної структури загальної циркуляції поверхневих вод Світового океану, можна помітити, що та саме течія нерідко входить в обидва сусідні круговороти. Такі течії припадають на межі кругообігів і одночасно представляють головні океанські фронти: Антарктична циркумполярна течія і південний полярний фронт, Гольфстрім з Північно-Атлантичним течією в північній Атлантиці і Куросію з Північно-Тихоокеанським течією в північній частині Тихого океану і Південні пасатні течії та північні та південні тропічні фронти у всіх океанах.

Особливий інтерес становлять південний і північний полярні фронти. Південний полярний фронт з довготою не змінює своїх характеристик (виключаючи мезомасштабні збурення, оскільки він є безперервним кільцеподібним утворенням). Північні полярні фронти в північній Атлантиці та північній половині Тихого океану не однорідні за своєю довжиною. Вони інтенсифіковані в західній частині, де потоки сусідніх кругообігів, що йдуть один одному назустріч від полюса і від екватора, сходяться (Гольфстрім і Лабрадорська течія; Куросію і Ойясію), і ослаблені в східній частині, де потоки фронтальної течії розходяться (Північно-східна гілка Північно-Атлантичного течії і Канарська течія; Аляскінська і Каліфорнійська течія).

Геофізичне значення основних (полярних) океанських фронтів дуже велике. Вони поділяють сусідні океанські круговороти, за становищем майже збігаючись з атмосферними. Полярні океанські фронти розмежовують теплу та солону півсферу Світового океану від холодної та низько соленої. Через головні фронти всередині океанської товщі відбувається обмін властивостями між низькими і високими широтами у формі, ще не розгаданою вченими. Тим

часом саме на фронтах завершується кінцева фаза цього обміну, без якого важко було б уявити існуючий Світовий океан.

Головні океанські фронти являють собою похилі поверхні різних океанологічних характеристик і насамперед температури і густини. Головні фронти проникають далеко вглиб, особливо в Антарктиці (до 3000 м), а лінія перетину фронту з вільною поверхнею від основи фронту на глибинах на відстань порядку сотень кілометрів.

Фронтам, як і течіям, властиві хвильові та вихрові збурення, які поки що погано вивчені. Проте вже добре відомо, що рух головних океанських фронтів уздовж меридіанів дуже обмежений (амплітуда порядку сотень кілометрів), і в цьому сенсі океанські фронти набагато стабільніші за атмосферні. Фронти всередині кругообігів (у конвенгенціях) являють собою явище поверхового шару, вони характеризуються значною мірою океанологічних властивостей по горизонтальними градієнтами порівняно з головними фронтами, їх становище і частково структура повністю залежать від флуктуацій вітрового поля на поверхні океану.

За середніми багаторічними річними даними для п'ятиградусних квадратів не можна дати жодної характеристики фронтів, за винятком їхнього середнього становища.

Важлива особливість динамічного рельєфу поверхні Світового океану полягає в тому, що в субтропічних кругообігах динамічні горизонталі, що характеризують меридіональні потоки, спрямовані до полюсів, як би «виходять» берегів (Гольфстрім, Куросіо), а горизонталі, характеризує потоки, направлені до екватора, як би «входять» у береги (Канарське, Каліфорнійське течії).

Північна пасатна течія з півдня обмежена північною тропічною дивергенцією, а з півночі – північною субтропічною конвенгенцією. Оскільки межі течії від сезону до сезону зміщуються, особливо північна субтропічна конвенгенція (взимку вона лежить кілька південніше її, ніж влітку), ширина Північної пасатної течії зазнає деяких змін. Глибина течії, як це показують

карти загальної циркуляції, досягає 1000 м. Швидкість Північної пасатної течії невелика (рис. 2.2), причому максимум її геострофічної складової зрушений у підповерхневий шар [1].

Течія посилюється на захід відповідно до теорії вітрових течій в океанах. Найвища швидкість Північної пасатної течії зустрічається в його крайній західній частині, там, де вона, раз розгалужуючись, переходить у течії Мінданао та Формозське.

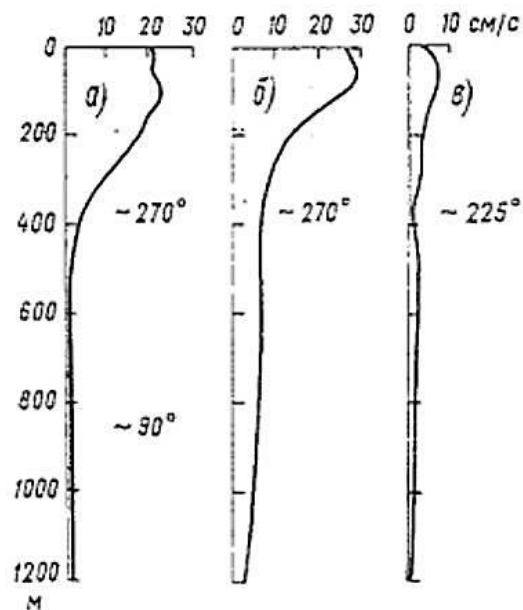


Рисунок 2.2 – Приклад вертикальної структури Північно-пасатної течії у Тихому океані [1]

Протитечія в північній півкулі йде в смузі між 3 і 6° пн.ш., її середня ширина близько 150 км, а її східна межа знаходиться на 95° зх.д. Глибина, де зустрічається максимум східної густини води у Тихому океані, коливається від 100 до 200 м на 119° зх.д. і від 30 до 100 м на 95° зх.д., хоча вона слідує майже одній і тій же ізотермі (13-14 °С). Середня максимальна (по глибині) геострофічна швидкість дорівнює 27 см/с, а середня геострофічна витрата 8 Св. Протитеча у південній півкулі розвинена між 4 і 8° пд.ш. Її середня ширина близько 160 км, а її східна межа знаходиться на 88° зх.д. Глибина

максимальної швидкості південної течії на 50 м більша порівняно з північною. За значеннями максимальної швидкості та витрати південна протитечія вдвічі поступається північній, проте витрата південної протитечії все ж таки значна порівняно з витратами інших східних течій у східній екваторіальній частині Тихого океану. Цучія вважає, що обидві протитечії відрізняються від міжпасатної протитечії і Південної екваторіальної протитечії (існування якого як стабільного потоку твердо ще не доведено), які, нібито, обмежені тільки шаром над термоклинном, і від Екваторіальної підповерхневої протитечії термоклинном. Обидві приекваторіальні протитечії переносять воду з високим вмістом розчиненого кисню. Північна протитечія характеризується зниженою солоністю, хоча солоність вод південної така ж, як і навколишніх вод.

Дані спостережень, хоч і нечисленних, свідчать про те, що течії західних берегів, такі як Гольфстрім і Куросіо, є джерелами мезомасштабних вихорів. Причини вихорів в інших областях Світового океану ще не достатньо встановлені.

2.2 Характеристики течії Куросіо

Куросіо є постійною течією, яка проходить від північної частини Філіппінських островів і далі вздовж східного узбережжя Японського архіпелагу. Воно є невід'ємною частиною основної циркуляційної системи, що діє в Тихому океані та є продовженням Північної Пасатної течії, що рухається вздовж лінії екватору. Куросіо, відгалужуючись від цього потоку, повертає на північний схід і проходить Східно-Китайським морем, наближаючись до о. Окінава, а звідти – до о. Кюсю і далі, огинаючи Японію вздовж південно-східного узбережжя (рис. 2.3).

Зароджуючись в екваторіальній зоні, Куросіо є теплим потоком, в якому температура води спочатку досягає 28 °С. З просуванням на північний схід температура води поступово зменшується, і біля миса Сіономісакі вже не перевищує 8 °С [6].

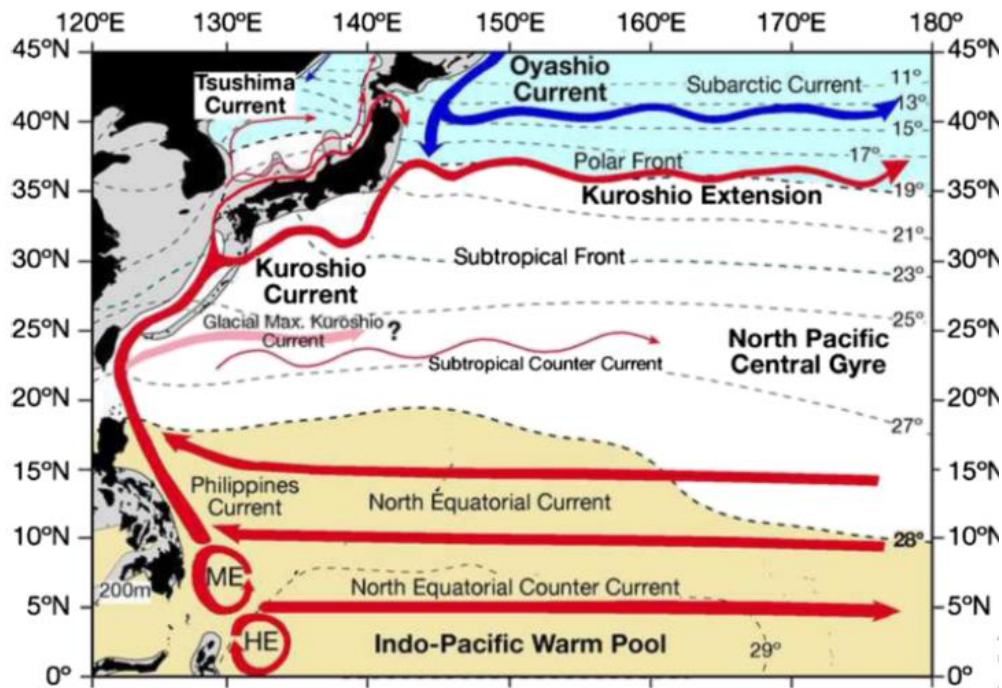


Рисунок 2.3 – Поверхнева океанографія північно-західної частини Тихого океану. Сірим кольором виділено контур краю шельфу 200 м. ME - кругообіг Мінданао, HE - кругообіг Хальмахера [6]

Куросіо – одна з найсильніших течій Тихого океану, основний потік має ширину в середньому близько 80 км, а у південній частині розширюється до 170 км, в глибину течія поширюється до 600-700 м [7]. Швидкість Куросіо на різних ділянках становить від 0,5 до 3,0 м/с. Найбільші швидкості спостерігаються біля східного узбережжя Японського архіпелагу. В районі о. Тайвань та о. Окінава швидкість не перевищує 1 м/с. У середньому максимальна швидкість Куросіо становить 2,5 м/с.

Характер течії визначається як меандруючий, тобто вона утворює характерні завихрення та кругообіги. Найбільш виражені кругообіги спостерігаються в зоні злиття з потоками, що утворюються в районі Курильської гряди [8, 9].

Як було сказано вище, Куросіо залишає узбережжя Японських островів приблизно на 35° пн.ш., а потім повертає на схід до центру північної половини Тихого океану, утворюючи так зване розширення Куросіо (англ. *Kuroshio*

Extension) [6, 10, 11]. Розширення Куросіо визначає північний кордон Північно-Тихоокеанського субтропічного кругообігу. Однією з найцікавіших особливостей розширення Куросіо є два великі меандри (рис. 2.4), розташовані на схід від точки, де течія відокремлюється від узбережжя Японії. Ці меандри квазіпостійні, тому що не зникають після часового опосередкування та присутні на кліматологічних картах висот морської поверхні (*sea surface height*) північної частини Тихого океану. Причому меандри – це не просто особливості циркуляції у верхньому шарі океану – вони проходять через усю глибину океану і мають значну баротропну складову. Коли Північно-Тихоокеанський субтропічний кругообіг посилюється (слабшає), струмінь розширення Куросіо має тенденцію до посилення (ослаблення). Струмień розширення Куросіо коливається між стабільним і нестабільним станами в масштабі часу від міжрічного до десятирічного. Наприклад, у стабільні періоди з 1992 по 1995 р. і з 2002 по 2004 р. перенесення струменем розширення Куросіо посилювалося при міграції на північ. Мінливість Північно-Тихоокеанського субтропічного круговороту та струменя розширення Куросіо може бути пояснена аномаліями висоти поверхні моря, що генеруються аномальною атмосферною циркуляцією над східною частиною Тихого океану.

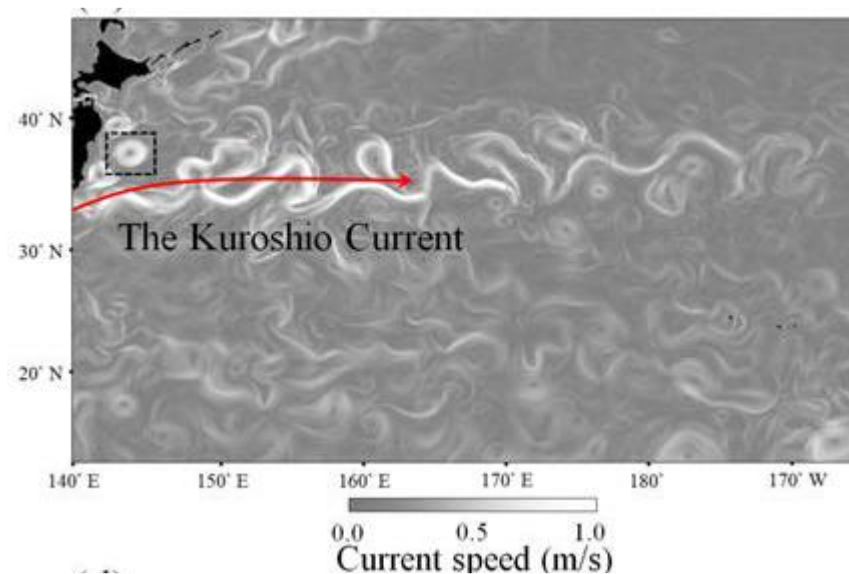


Рисунок 2.4– Швидкість течії та меандри у розширенні Куросіо за даними моделювання для 01.01.2001 р. [12]

Розширення Куросіо є районом з високою мезомасштабною мінливістю кругообігів. Мезомасштабні вихори, що виникли в розширенні Куросіо, мають часовий масштаб 100 днів і горизонтальні розміри до 125 км, при середньому діаметрі близько 50 км.

Куросіо – це аналог Гольфстріму в Тихому океані. На (рис. 2.5) представлена найбільш інтенсифікована частина Куросіо у вигляді ізогіпс динамічної топографії поверхні. На південь та схід від Японії Куросіо представлено у вигляді двох квазістаціонарних меандрів: західного циклонічного та східного антициклонічного. Можлива причина їх формування – особливості рельєфу дна: циклонічний меандр розвинений перед підняттям дна (хребтом Ідзу-Огасавара), а антициклонічний – над Японським жолобом. Уздовж цих стаціонарних меандрів біжать короткі нестаціонарні хвилі, проте їх кількісні характеристики поки не з'ясовані. Як і в Гольфстрімі, на бічних межах течії в результаті руйнування меандрів утворюються вихори. Вздовж південного флангу Куросіо існують стаціонарні антициклонічні вихори (подібні до Саргасового моря в Атлантиці), в межі яких вторгаються нестаціонарні циклонічні, і структура водних мас там дуже складна. На північ від головного струменя характерні антициклонічні вихори, які нерідко заповнюють смугу між двома гілками.

Північного полярного фронту: південної – фронту Куросіо та північної – фронту Ойясіо [13]. Можливо, що ці антициклонічні вихори відповідальні за саме існування перехідної зони між гілками фронту. У глибину Куросіо проникає принаймні до горизонту 1000 м, причому швидкість змінюється з глибиною майже лінійно. На поверхні швидкість течії досягає в інших випадках дуже високих значень – 3 вузлів і більше.

На проміжних глибинах через фронт Куросіо (мабуть, як і через весь північний полярний фронт у Тихому океані) переходять води з півночі на південь, що дають початок проміжному шару зниженої солоності в субтропічних і тропічних широтах, і, з півдня на північ, теплий проміжний шар у помірних та субполярних широтах. Середня геострофічна витрата становить

50 Св (щодо поверхні 1500 дбар) з амплітудами річної гармоніки 7 Св і піврічної гармоніки 4 Св. Великий максимум у витраті Куросію припадає на серпень, великий мінімум – на грудень. Коливання витрати дещо відстають від коливань поверхневої швидкості (середньої між центрами квадратів). Однак вплив рельєфу дна на витрату течій може бути істотним (рис. 2.6). За моделлю автора (без урахування впливу рельєфу дна) в океанах зазвичай виходять дві системи протилежно спрямованих циркуляцій.

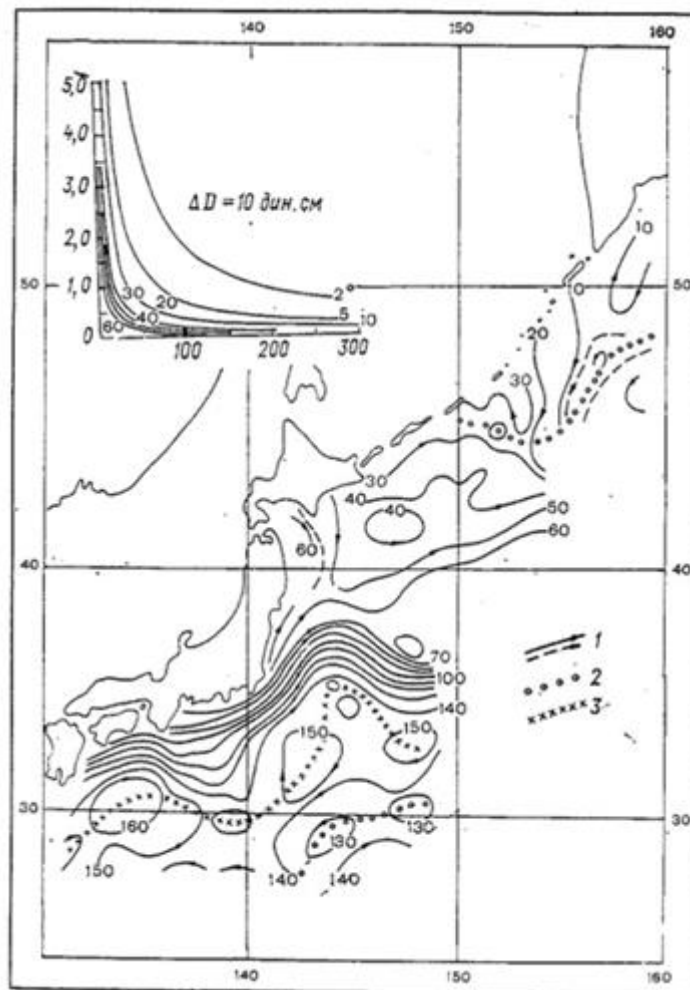


Рисунок 2.5 – Динамічний рельєф поверхні Куросію і Курільської течії з урахуванням рельєфу дна по середнім літнім багаторічним даним умовного питомого об'єму [1]

Рельєф дна в інших випадках може впливати таким чином, що зміни знака зональної (або меридіональної) складової з глибиною не відбувається. У таких випадках протягом одного напрямку доходить до дна, і його витрата стає дуже великою. На розрізі на південь від Сікоку, на 134° сх. д. витрата Куросіо на схід між 30 і 33° пн. ш. досягає $80,1$ Св. Схід Хонсю, на 144° сх. д., Куросіо на 37° пн. ш. Знову проникає до дна. На цьому меридіані його витрата на схід між 35 і 40° пн. ш. становить $72,3$ Св.

Подання о фактичних швидкостях Куросіо можна отримати за даними безпосередніх вимірів у південній частині Куросіо. За тією ж моделлю автора були розраховані вектори придонних течій в області Куросіо та Ойсяо за даними, віднесеними до одноградусних квадратів. Картина виглядає досить строкатою, проте добре видно регулюючий вплив рельєфу дна, який полягає в тому, що в більшості випадків вектори при донних течіях притискаються до ізобатам. З придонних потоків визначеним чином виділяється тільки придонна (глибинна) протитечія під стрижнем Куросіо, з порівняно високими швидкостями.

Західна прикордонна течія південного субтропічного круговороту Тихого океану – Східно-Австралійська течія – невелика за розмірами південно-західна ланка цього круговороту. На картах топографії рівня динамічні горизонталі, що малюють цей перебіг, як би ви ходять з берега Австралії.

Східно-Австралійська течія стає чітко вираженим потоком тільки на південь від 30° пд. ш. Воно слідує на південь аж до південного краю материка, а потім повертає на північний схід і навіть на північ, утворюючи стаціонарний меандр. Дещо південніше 30° пд.ш. всередині цього меандру часто формується антициклонічний вихор, а поза меандром на східний бік - циклонічний.

Середні багаторічні геострофічні швидкості Східно-Австралійської течії порівняно великі, помітно зменшуючись із глибиною приблизно так само, як у Куросіо на південь, але й потоки, незважаючи на квазістаціонарний характер горизонтальної структури Східно-Австралійської течії, становище та інтенсивність окремих елементів течії: кордонів, меандрів, вихорів, коливань

лютувалися біля деяких середніх. Поки що важко визначити східну межу течії. Умовно можна вважати, що Східно-Австралійська течія включає не тільки потік, спрямований уздовж Австралії спрямовані на північ і на схід, пов'язані з меандрами і вихорами.

У такому разі східний кордон течії слід провести приблизно на 160° зх. д., де перебіг стає вже зональним.

Висловлені міркування добре ілюструє траєкторію дрейфуючого буя, запущеного в Східно-Австралійській течії поблизу берегів і який описав спочатку антициклонічний меандр, за тим циклонічний, і нарешті, петлю в кінці свого шляху. Західні прикордонні течії – ключові ланки загальної циркуляції Світового океану.

Вони ніби концентрують усі зміни, які відбуваються на величезних просторах кругообігів, які вони замикають заходу. Тому не дивно, що увага вчених океанологів прикута саме до цих течій, в яких ще багато чого не досліджено і не з'ясовано [1].

3 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

3.1. Динамічний метод розрахунку швидкості течії

Градiєнтних течій зручніше почати з розгляду одного з різновидів цієї групи течій - густині, тому що в цьому випадку можна не враховувати сил тертя. Густині течії обумовлені зазвичай нерівномірним розподілом температури та солоності води, а отже, і її густині по горизонталі. Така нерівномірність розподілу обумовлена нерівномірністю нагрівання вод океану під впливом сонячної радіації неоднорідністю випаровування та кількості опадів. У деяких випадках на нерівномірності розподілу густини позначається перенесення водних мас під дією дрейфових та приливних течій [14].

Теорія густинних течій, розроблена В. Геланд-Ганзенем, В.Сандстромом та М.М. Зубовим, виходить з теорії циркуляції Бьєркнеса.

Відомо, що циркуляція в рідині за відсутності зовнішніх діючих сил може виникати у тому випадку, коли поверхні рівних значень тиску – ізобаричні, перетинаються з поверхнями рівного значення густини – ізопікнічними. Замість ізопікнічних поверхонь можна користуватися ідентичними ним поверхнями рівних значень питомого обсягу – ізостеричними.

Шар води, в якому ізобаричні та ізопікнічні (або ізостеричні) поверхні паралельні, називається баротропним. Якщо ці поверхні перетинаються, то такий шар води називають бароклініним.

Для кількісних розрахунків густинних течій необхідно встановити зв'язок між взаємним нахилом ізобаричних та ізостеричних поверхонь, або числом соленоїдів та швидкістю течії. Цей зв'язок можна встановити, виходячи з теорії циркуляції.

Суворий висновок формул для розрахунку густинних течій на основі теорії циркуляції складний, тому ми будемо користуватись більш простим

методом [15]. Прийmemo, що течія встановилась, та має місце динамічна рівновага, сума діючих сил повинна дорівнюватись нулю. Відповідно

$$g \sin \beta = K, \quad (3.1)$$

або з урахуванням, що

$$K = 2\omega V \sin \varphi, \quad (3.2)$$

де ω – кутова швидкість обертання Землі, φ – широта місця, маємо

$$g \sin \beta = 2\omega V \sin \varphi. \quad (3.3)$$

Звідки

$$V = \frac{g \sin \beta}{2\omega \sin \varphi}. \quad (3.4)$$

Знайдемо значення $\sin \beta$:

$$\sin \beta = \frac{H_M - H_N}{L}. \quad (3.5)$$

Тоді використовуємо останню формулу отримаємо:

$$V = \frac{g H_M - H_N}{2\omega L \sin \varphi}. \quad (3.6)$$

Методи визначення нульової поверхні. При побудові карт течій динамічним методом важливе значення має вибір вихідної ізобаричної поверхні p , від якої ведеться рахунок динамічних висот. Цю ізобаричну поверхню називають нульовою поверхнею. Вочевидь, вона повинна відповідати поверхні,

де градієнтні течії відсутні або дуже малі. Найбільш надійно вона може бути визначена за інструментальними спостереженнями над течіями. Однак такі спостереження в океанах поодинокі. Тому вибір нульової поверхні зазвичай проводиться непрямыми методами [16].

Існує досить велика кількість методів визначення положення нульової поверхні в океані. Дітріх запропонував приймати за нульову поверхню із мінімальним вмістом кисню на глибині. Хідака вважає, що досить надійно нульову поверхню можна визначити з урахуванням розрахунку дифузії солей на глибинах. Шар, в якому вона мала або дорівнює нулю, і пропонується брати як нульову поверхню. Парр виходить щодо нульової поверхні з припущення, що рух вод відбувається вздовж ізопікнічних поверхонь. Тому в шарі з мінімальною швидкістю течії (або відсутністю течії) повинен практично бути відсутнім нахилоізопікнічеських поверхонь, а отже, відстань між ними має бути постійною. Свєрдруп пропонує визначати положення нульової поверхні на основі розрахунків витрат води через розріз, проведений від однієї межі басейну до іншого. Дефант запропонував метод, що дозволяє визначати положення нульової поверхні, використовуючи лише дані про динамічні висоти стандартних ізобаричних поверхонь. Сутність методу полягає у визначенні різниць динамічних висот між сусідніми океанографічними станціями. Середина шару, в якому ця різниця постійна, і приймається за нульову поверхню. Метод Дефанта є одним з найбільш об'єктивних методів. Розвиваючи ідею Дефанта, Мамаєв запропонував визначати не різниці динамічних висот, а різниці питомих обсягів, особливо у випадках, коли важко встановити шар з постійною різницею динамічних висот. Таке спрощення виявляється дуже корисним. Їм запропоновано метод визначення нульової поверхні, заснований на аналізі вертикального розподілу щільності морської води. Сутність методу полягає у встановленні зв'язку між положенням нульової поверхні та стійкістю шарів у стовпі води від поверхні моря до глибини залягання нульової поверхні. Метод Мамаєва можна вважати перспективним та об'єктивним.

Як показують розрахунки та спостереження, середнє положення нульової поверхні в океанах визначається глибинами близько 1000-1500 дбар. У морях ці глибини менші. У Чорному морі, наприклад, глибина залягання нульової поверхні визначається величиною близько 300 дбар.

Динамічні карти, як впливає з методики їхнього складання, характеризують рельєф (топографію) поверхні моря. Тому ці відбивають як течії, викликані неоднорідністю щільності по горизонталі, що під дією статичних процесів (нагрівання, охолодження, випаровування тощо.), т.е. власне щільнісні течії, але й частково та інші види градієнтних течій. Однак динамічними картами ці течії можуть бути враховані лише в тій мірі, як вони викликають неоднорідність щільності по горизонталі. За сталості щільності води нахил поверхні моря ті може бути визначений динамічним методом, тому що в цьому випадку ізобаричні поверхні паралельні один одному, і, отже, динамічні висоти однакові.

Динамічні карти можна розглядати як карти, що характеризують постійні течії, що створюються під впливом тривалих процесів: середнього приходу і витрати тепла, випаровування, опадів, берегового стоку і панівних вітрів. Такі течії називають геострофічними. Вони існують при рівновазі горизонтального градієнта тиску та сили Коріоліса.

З віддаленням від поверхні моря в глибину нахил ізобаричних поверхонь зменшується і відповідно зменшуються швидкості течій. З аналізу розподілу щільності з глибиною можна дійти невітїшного висновку, що у океанах, на глибинах 1000-1500 м, щільнісні течії повинні бути відсутніми. Нижче цієї глибини очікується розвитку компенсаційного течії, спрямованого убік, протилежну течії верхнього шару [1].

3.2 Компоненти швидкості течії

Вимірювання течії може бути представлене або у вигляді швидкості потоку V (наприклад, у вузлах або м/с) і напрямку D , в якому рухається течія

(зазвичай напрямок вказується в градусах, що відраховуються за годинниковою стрілкою від істинної півночі), або у вигляді двох окремих швидкостей течії (ми назвемо їх u та v), виміряних по двох ортогональних осях (проекції вектора швидкості течії на осі x та y). Іншими словами, розкладання вектора швидкості течії V по складових по координатних осях.

У локальній декартовій системі координат вісь x спрямована по дотичній до широтного кола на схід, вісь y – по дотичній до меридіану на північ, вісь z – по радіусу Землі від центру.

Рівняння руху та рівняння нерозривності нестисливої рідини, що входять до системи рівнянь, що описують течії в океані мають вигляд

$$\frac{du}{dt} - lv = \frac{-1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial u}{\partial z} + A \Delta u, \quad (3.7)$$

$$\frac{dv}{dt} + lu = \frac{-1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} v \frac{\partial v}{\partial z} + A \Delta v, \quad (3.8)$$

$$\frac{du}{dx} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0, \quad (3.9)$$

де ρ_0 – середня щільність води, p – тиск, u , v , w – компоненти вектора швидкості, l – параметр Коріоліса, ν та A – коефіцієнти турбулентної в'язкості, t – час. Ми будемо розглядати компоненти u та v .

Виходячи з того, що компонента u є проекцією вектора швидкості на вісь x , то її позитивне значення вказує на напрям із заходу на схід; компонента v є проекцією вектора швидкості на вісь y і позитивне її значення говорить про напрям з півдня на північ [14]

3.3 Вихідні дані

Для аналізу сезонної мінливості поверхневої циркуляції вод північної частини Тихого океану було використано середньомісячні значення складові u та v вектора течій в січні, квітні, липні та жовтні для періоду 1991-2020 рр. реаналізу NCEP Global Ocean Data Assimilation System (GODAS). Дані GODAS надаються в просторовому масштабі $1/3 \times 1/3$ градуси для всіх широт [18].

Для розрахунку швидкості течії динамічним методом були використані дані спостережень за температурою та солоністю, отримані за допомогою буїв-профілемерів Арго (табл. 3.1). Як вихідні дані на станціях № 6-8 були використані дані 16-18 циклів буя-профілемера ARVOR 2903697 Японського метеорологічного агентства (JMA) [19].

Таблиця 3.1

Координати океанографічних станцій

№ станції	Дата спостереження	Координати	
		Широта, ° пн. ш.	Довгота, ° сх. д.
1	5.06.2005	36,82	147,22
2		36,65	147,29
3		36,49	147,35
4		36,32	147,42
5		36,15	147,49
6	11.06.2022	35,89	147,07
7	16.06.2022	35,27	147,01
8	21.06.2022	35,03	148,15

4 РІЧНИЙ ХІД ШВИДКІСТІ ПОВЕРХНЕВИХ ТЕЧІЙ

Аналіз просторового розподілу складових швидкості течій показав (рис. 4.1-4.4), що в січні на широті $0-5^{\circ}$ пн.ш. простежується Південна Пасатна течія, яка має північно-західний напрямок із найбільшими швидкостями у східній частині океану (компонента u становить $-0,8$ м/с, компонента v $0,1$ м/с).

В широтній смузі від 5° пн.ш. до 8° пн.ш. відзначається екваторіальна протитечія, яка має східний напрямок (компонента u від $0,3$ до $0,6$ м/с) з невеликою північною складовою (компонента v до $0,1$ м/с).

На широтах від 8° пн.ш. до 20° пн.ш. розташована полоса від'ємних значень компоненти u (до $0,4$ м/с), що відповідає Північній Пасатній течії, що має західний напрямок з невеликою північною складовою (компонента v до $0,1$ м/с).

Течія Куросіо простежується у вигляді полоси підвищених додатних значень компоненти u , які розташовуються з північно-східної частини Східно-Китайського моря, проходять уздовж південно-східних берегів островів Японського архіпелагу (з максимумом компоненти u $0,5-0,6$ м/с на південь від острова Сікоку) і на широті $30-40^{\circ}$ пн.ш. витягується на схід. У полі компоненти протягом Куросіо виявляється у вигляді невеликих за площею та величиною позитивних огнищ біля південних та східних берегів Японського архіпелагу.

У Беринговому морі біля його західних берегів розташовані осередки невеликих за величиною негативних значень компоненти u , які відповідають Східно-Берингоморській та Курильській течії. Необхідно відзначити, що Курильська течія спрямована на південь проявляється у локальних вогнищах негативних значень компоненти біля східного побережжя Камчатки та острова Хокайдо.

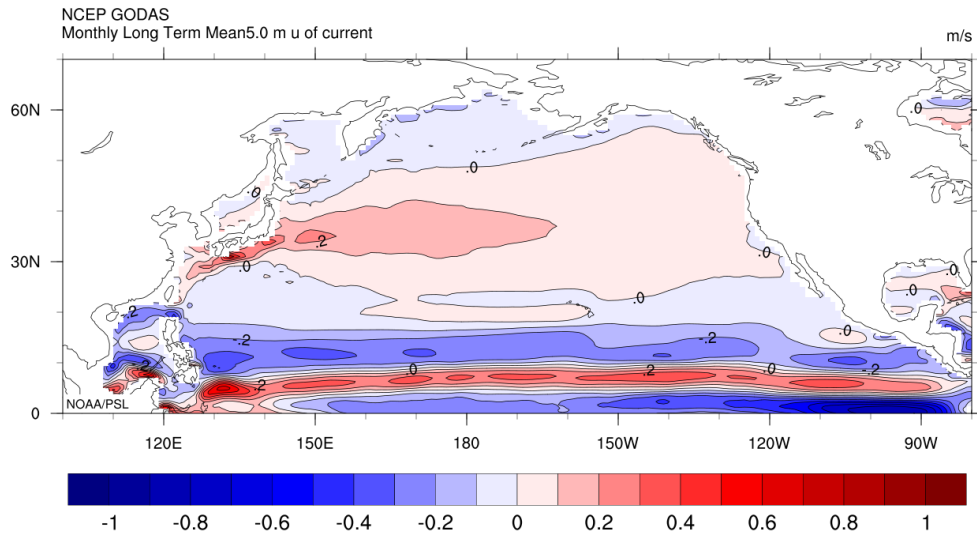
Аналіз компоненти v показав, що у смузі від екватора до $25-30^\circ$ пн.ш. Води Тихого океану у своєму русі мають північну складову. У смузі широт від $25-30^\circ$ пн.ш. до 50° пн.ш. компонента v має незначні за величиною від'ємних значення, що свідчить, що у цій зоні відбувається переміщення із півночі на південь. Такий розподіл компоненти v у північній частині Тихого океану відображає той факт, що в даному районі в антициклонічному планетарному кругообігу вод є конвенція потоків, що як відомо призводить до накопичення вод у центрі північної половини Тихого океану і супроводжується зміною динамічного рельєфу його поверхні і розвитком даунвеллінгу.

В ході аналізу компонентів за квітень можна побачити, що у смузі широт від $25-30^\circ$ пн.ш. до 50° пн.ш. компонента v має незначні зміни, тоді коли на широті від 0° до 20° можна побачити значні зміни від величини з від'ємними значеннями до 0° , майже по всій території.

Дивлячись на (рис.4.3) аналізу компоненти v показав, що у смузі від екватора до $0-25^\circ$ пн.ш. води Тихого океану у своєму русі мають північну складову як спостерігалось в січні, але з меншою інтенсивністю. У смузі широт від $25-30^\circ$ пн.ш. до 50° пн.ш. компонента v має незначні за величиною від'ємні значення, що свідчить, що у цій зоні відбувається переміщення із півночі на південь.

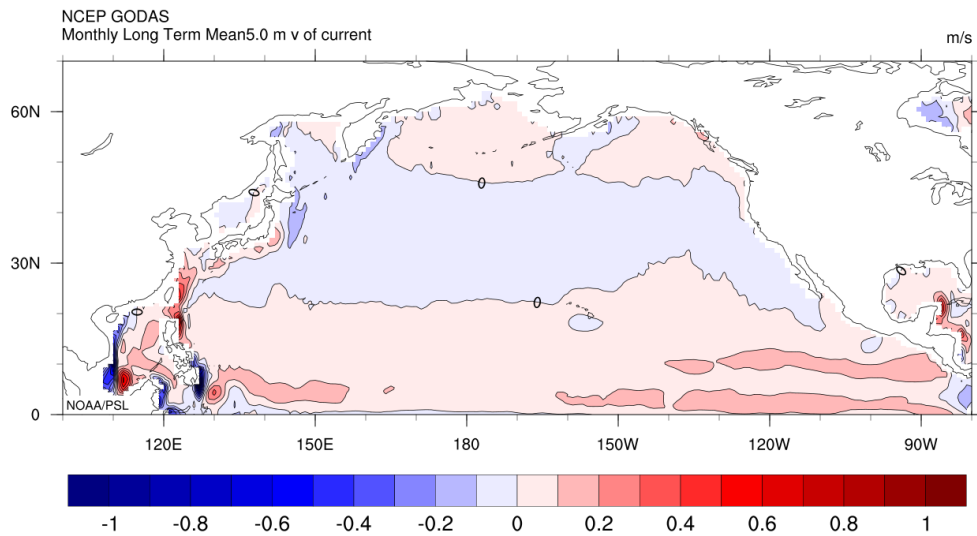
Аналіз компонентів за жовтень показав, що у смузі $30-50^\circ$ пн.ш. компонента v переважають нульове значення, тоді як у смузі від $0-25^\circ$ пн. ш. ми можемо спостерігати переважання від'ємних значень з невеликим переважанням додатних значень на смузі приблизно $5-10^\circ$.

Jan (1991-2020 Climatology)



(a)

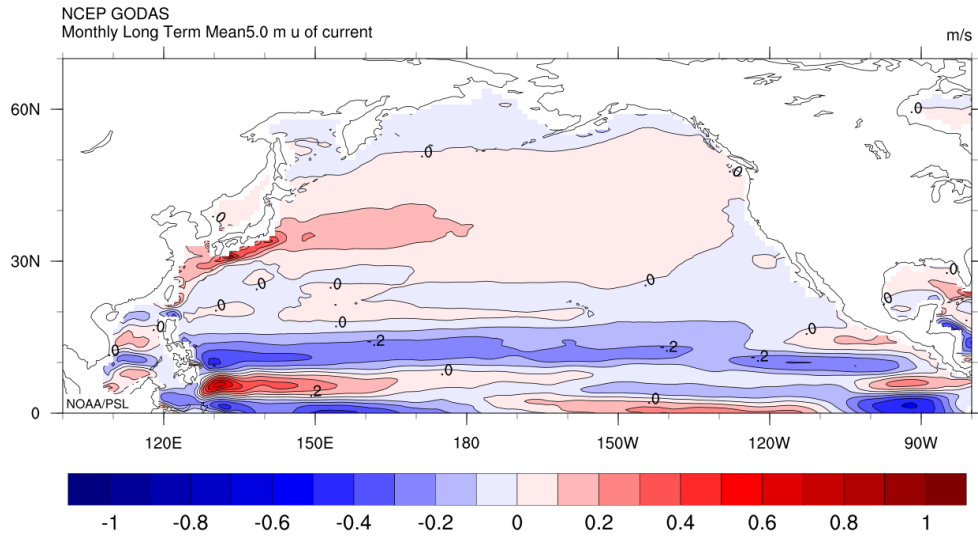
Jan (1991-2020 Climatology)



(б)

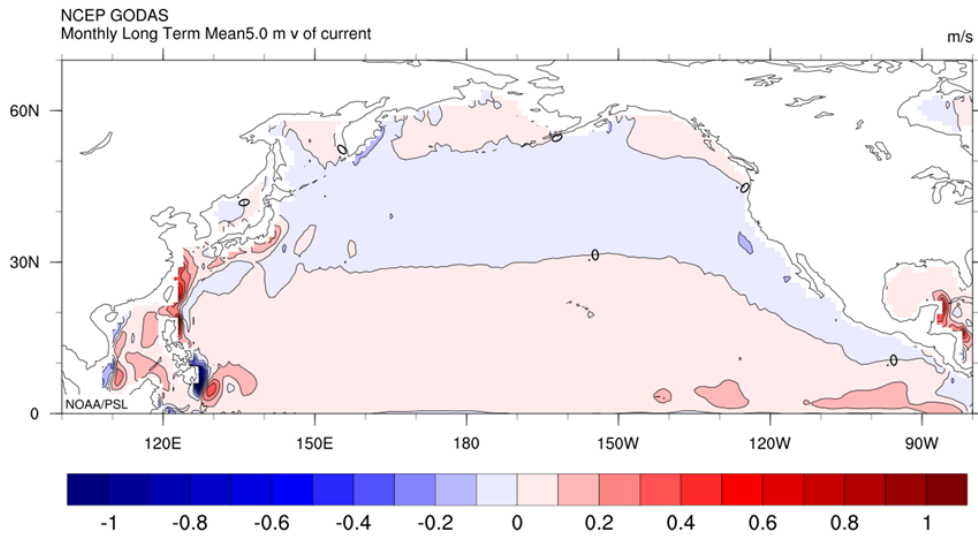
Рисунок 4.1 – Середньомісячні складові течій (м/с) у січні 1991-2020 років. на глибині 5 м: компонента u – (а), компонента v – (б)

Apr (1991-2020 Climatology)



(a)

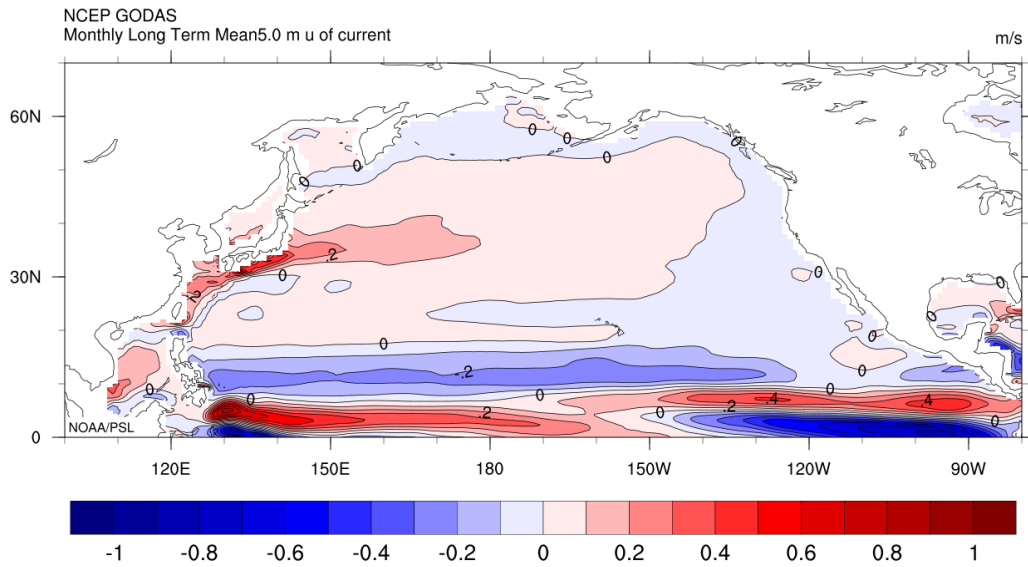
Apr (1991-2020 Climatology)



(б)

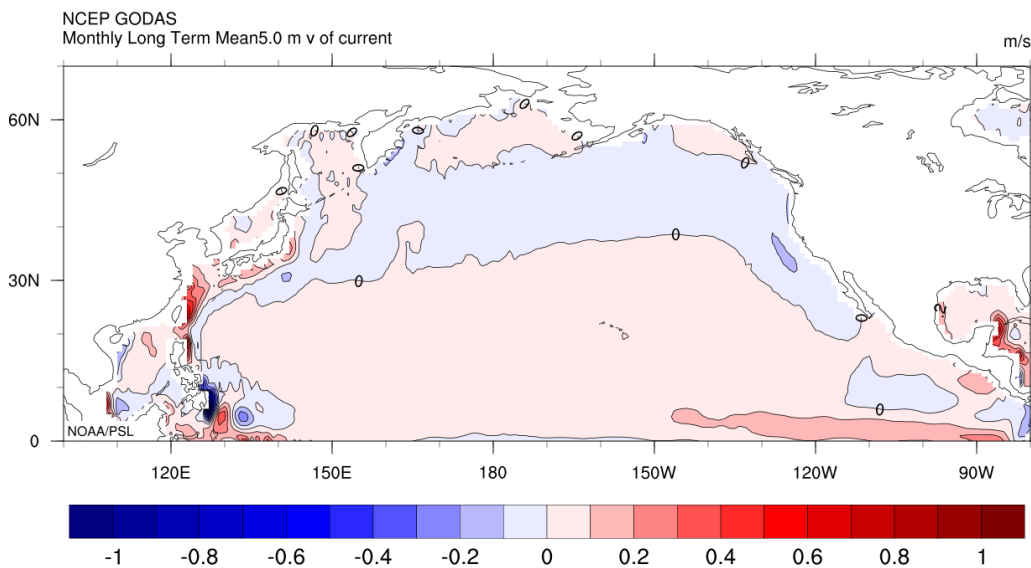
Рисунок 4.2 – Средньомісячна складова течії (м/с) в квітні 1991-2020 гг. на глибині 5 м: компонента u – (а), компонента v – (б)

Jul (1991-2020 Climatology)



(a)

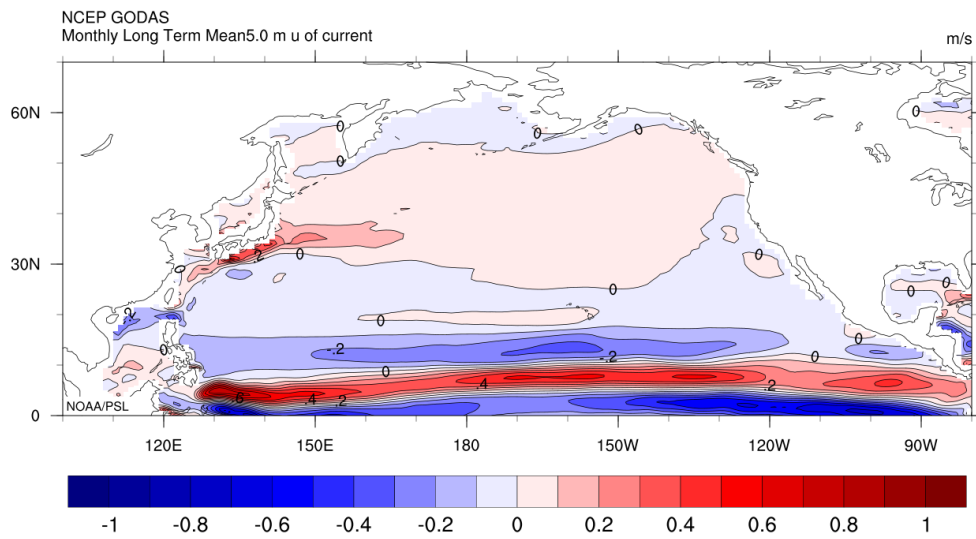
Jul (1991-2020 Climatology)



(б)

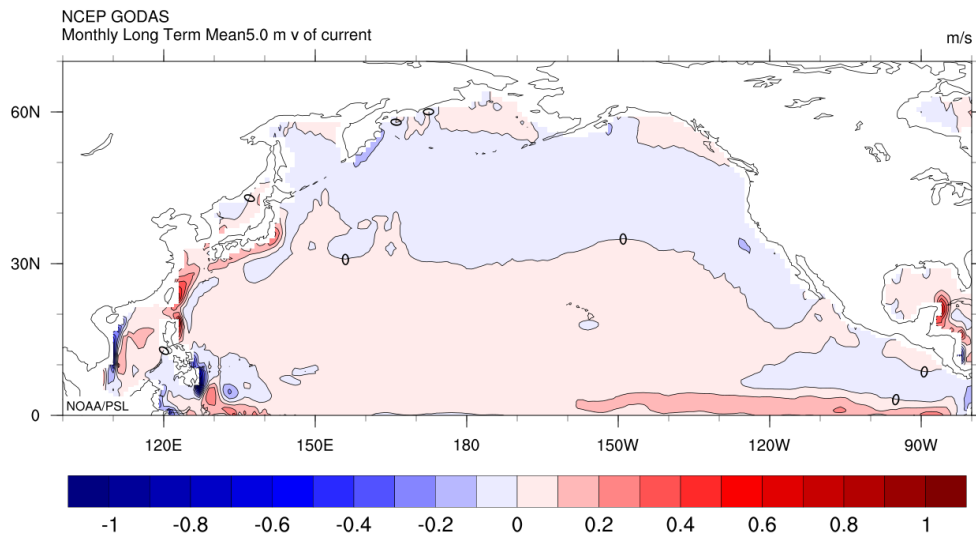
Рисунок 4.3 – Середньомісячна складова течії(м/с) у липні 1991-2020 р. на глибині 5 м: компонента u – (а), компонента v – (б)

Oct (1991-2020 Climatology)



(a)

Oct (1991-2020 Climatology)



(б)

Рисунок 4.4 – Средньомісячна складова течії (м/с) у жовтні 1991-2020 р. на глибині 5 м: компонента u – (а), компонента v – (б)

5 РЕЗУЛЬТАТИ РОЗРАХУНКУ ШВИДКОСТІ ТЕЧІЇ ДИНМІЧНИМ МЕТОДОМ

Розрахунок швидкості течії проводився за даними спостережень на океанологічних станціях, розташованих у північно-західній частині Тихого океану в 570 км від берегу о. Хонсю (рис. 5.1)

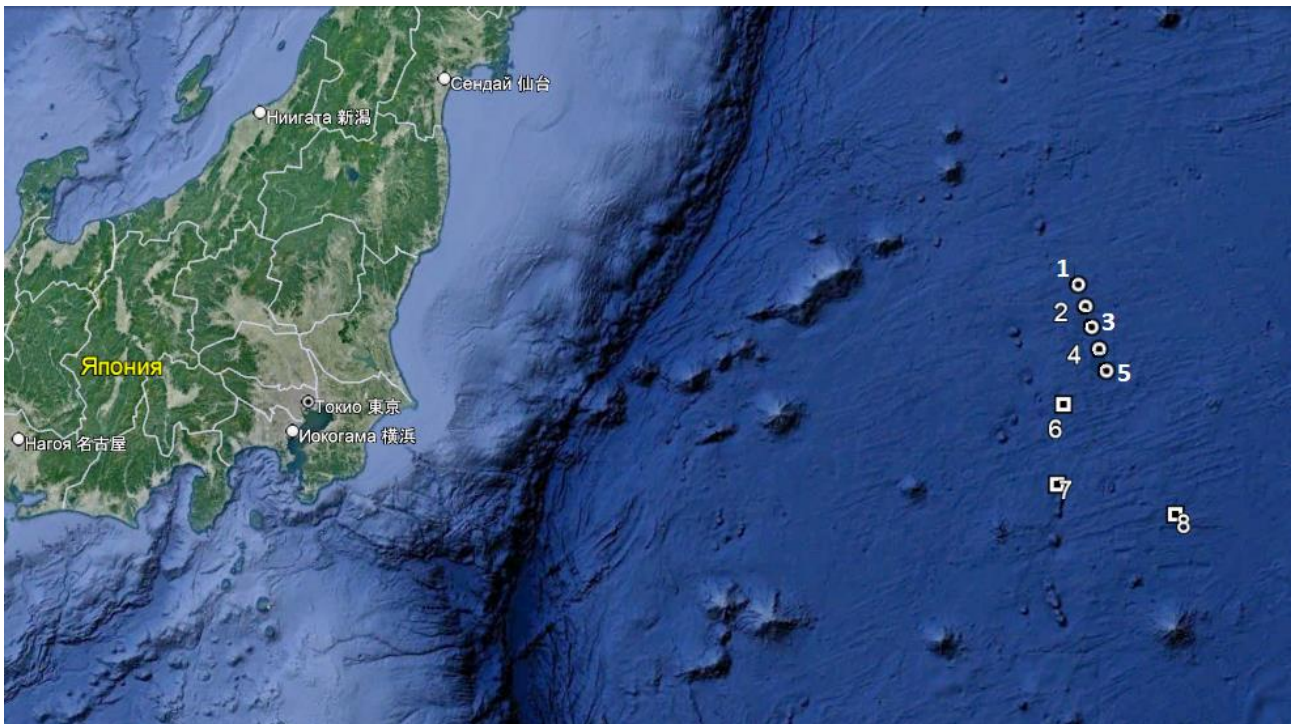


Рисунок 5.1 – Розташування океанологічних станцій № 1-5 – 05.06.2005 р., №6-8 – 11-21.06.2022 р.

Виходячи з того, що в північній півкулі частинка переміщається вздовж лінії перетину еквіпотенційної та ізобаричної поверхонь так, що нижчі значення висоти ізобаричних поверхонь щодо нульової поверхні (на якій швидкість течії звертається в нуль) будуть ліворуч від напрямку руху частинки, можна зробити висновок, що 05.06.2005 р. між станціями 1-2 та 4-5 у шарах 0-

50 та 0-250 м, відповідно (табл. 5.1), а також у шарі 800-1495 м, течія мала східно-північно-східний напрямок (тобто на схід-північ-схід).

Таблиця 5.1

Швидкість течії (см/с) 05.06.2005 р. між станціями №1 -№5

<i>Глибина P, дбар</i>	$v = M\Delta d_{1-2},$ <i>см/с</i>	$v = M\Delta d_{2-3},$ <i>см/с</i>	$v = M\Delta d_{3-4},$ <i>см/с</i>	$v = M\Delta d_{4-5},$ <i>см/с</i>
0	4,75	-23,4	-92,2	49,5
10	5,2	-22,0	-96,4	50,8
20	6,18	-21,1	-99,6	49,7
30	4,4	-20,9	-102,9	47,3
50	1,4	-20,4	-112,1	43,2
75	-1,1	-19,7	-124,6	36,3
100	-1,6	-19,7	-135,5	30,2
150	-3,8	-19,7	-146,3	15,9
200	-4,9	-19,4	-150,2	4,2
250	-4,4	-19,4	-154,4	0,3
300	-4,7	-19,4	-158,0	-1,4
400	-7,3	-19,4	-163,2	-4,6
500	-6,0	-16,1	-170,3	-7,9
600	-0,2	-12,9	-174,9	-12,4
800	12,8	-12,9	-191,8	7,2
1000	16,1	-12,9	-207,4	3,2
1495	0	0	0	0

Найбільша швидкість течії між станціями 1-2 визначалася на горизонті 1000 м і дорівнювала 16,1 см/с, та мала східно-північно-східний напрямок. Між станціями 4-5 максимальна швидкість течії становила 50,8 см/с на горизонті 10 м, та також мала східно-північно-східний напрямок.

В той же час, між станціями 2-3 та 3-4 у всій товщі, для якій проводився розрахунок течія мала зворотний напрямок на захід-південь-захід, і досягала

найбільших значень 23,4 см/с на горизонті 2 м між станціями 2-3, та 207,4 см/с

Таблиця 5.2

Швидкість течії (см/с) 11-21.06.2022 р. між станціями №6-№8

<i>Глибина P, дбар</i>	<i>$v = M\Delta d_{6-7},$ см/с</i>	<i>$v = M\Delta d_{7-8},$ см/с</i>
0	92,65	-11,52
10	91,29	-11,52
20	89,93	-11,88
30	88,4	-12
50	85,17	-12,48
75	80,07	-12,96
100	73,44	-13,44
150	59,16	-13,2
200	46,41	-8,76
250	36,55	-4,32
300	29,24	-3,6
400	18,02	-1,92
500	10,54	-0,6
600	5,27	-0,36
700	0	0

на горизонті 1000 м між станціями 3-4. Аналіз результатів розрахунку швидкості течії 11-21.06.2022 р. (табл. 5.2) показали, що між станціями № 6-7 у всій товщі води, для якої були виконані розрахунки, течія мала східний напрямок с максимальними швидкостями біля поверхні (91,29-92,65 см/с). З глибиною швидкість течії поступово зменшувалася. Між станціями № 7-8 течія мала південний напрямок, з максимальною швидкістю на горизонті 100 м (13,44 см/с). З глибиною швидкість течії поступово зменшувалася, як і між станціями № 6-7.

ВИСНОВКИ

Аналіз складових швидкості течій у північній частині Тихого океану показав, що великомасштабна циркуляція його вод, а саме Північно-Тихоокеанський субтропічний кругообіг зазнає внутрішньорічних змін. У приєкваторіальних широтах найбільші величини зональної складової швидкості течії відзначаються у липні-жовтні. Основними течіями що беруть участь у зональному перенесенні водних мас є Південне та Північне Пасатні течії, Екваторіальна протитечія та Північно-Тихоокеанська течія. Положення Південної та Північної Пасатних течій зміщується у південному напрямку від січня до липня, збільшення інтенсифікації відзначається у жовтні місяці.

У субтропічних та помірних широтах найбільші величини зональної складової спостерігаються в липні місяці (течія Куросіо та розширення Куросіо).

Течії, які найбільше беруть участь у меридіональному перенесенні вод це Курильська (переносить холодні води з полярних в помірні широти), Каліфорнійська (переносить прохолодні води помірних широт в тропічну зону), Куросіо і Філіппінське течії (активно переносять теплі води з екваторіальної зони), а також течія Мінданао. Інтенсивність цих течій збільшується у квітні-липні.

Аналіз розрахунків швидкості течії розширення Куросіо показав, що його потік зазнає значних просторових змін, які проявляються в зміні швидкості та напрямку течії на сусідніх ділянках (близько 20-40 км), а також наявності течій протилежних напрямків на нижче розташованих горизонтах.

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Бурков В.А. Общая циркуляция вод Мирового океана. Ленинград : Гидрометеиздат, 1980. 253 с.
2. Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2004. 625 с.
3. Егоров Н.И. Физическая океанография / Изд. 2-е дополненное и переработанное. Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. 456 с.
4. Алисов Б.П. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1974. 300 с.
5. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология: Учебник-5-е изд. перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ, 2001. 528 с.
6. Gallagher S.J., Kitamura A., Iryu Y. et al. The Pliocene to recent history of the Kuroshio and Tsushima Currents: a multi-proxy approach. *Prog. in Earth and Planet. Sci.* 2015. 2. 17. <https://doi.org/10.1186/s40645-015-0045-6>
7. Shirota K., Okazaki Y., Konno S. et al. Changes in surface water masses in the northern East China Sea since the Last Glacial Maximum based on diatom assemblages. *Prog Earth Planet Sci.* 2021. 8. 66. <https://doi.org/10.1186/s40645-021-00456-1>
8. Wang Y.-L., Wu C.-R. Enhanced Warming and Intensification of the Kuroshio Extension, 1999-2013. *Remote Sens.* 2019. 11. 101. <https://doi.org/10.3390/rs11010101>
9. Zhai X. The annual cycle of surface eddy kinetic energy and its influence on eddy momentum fluxes as inferred from altimeter data. *Satellite Oceanography and Meteorology.* 2017. 2(2):299. <http://dx.doi.org/10.18063/SOM.v2i2.299>
10. Shan X., Jing Z., Sun B. et al. Impacts of ocean current–atmosphere interactions on mesoscale eddy energetics in the Kuroshio extension region. *Geosci. Lett.* 2020. 7. 3. <https://doi.org/10.1186/s40562-020-00152-w>

11. Tozuka T., Sasai Y., Yasunaka S. et al. Simulated decadal variations of surface and subsurface phytoplankton in the upstream Kuroshio Extension region. *Prog Earth Planet Sci.* 2022. 9. 70 <https://doi.org/10.1186/s40645-022-00532-0>

12. Matsuoka D., Araki F., Inoue Y., Sasaki H. A New Approach to Ocean Eddy Detection, Tracking, and Event Visualization – Application to the Northwest Pacific Ocean. *Procedia Computer Science.* 2016. Vol. 80. P. 1601-1611. <https://doi.org/10.1016/j.procs.2016.05.491>

13. Nishikawa H., Nishikawa S., Ishizaki H. et al. Detection of the Oyashio and Kuroshio fronts under the projected climate change in the 21st century. *Prog Earth Planet Sci.* 2020. 7. 29 <https://doi.org/10.1186/s40645-020-00342-2>

14. Каменкович В.М. Основы динамики океана. Ленинград : Гидрометеиздат, 1973. 241 с.

15. Кочергин В.П. Теория и методы расчета океанических течений. Москва : Наука, 1978. 128 с.

16. Зубов Н. Н. Основы учения о проливах Мирового океана. Москва : Географгиз, 1956. 236 с.

17. Мамаев О.Н. Физическая океанография: Избранные труды. Москва : Изд-во ВНИРО, 2000. 364 с.

18. Physical Sciences Laboratory. URL: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.godas.html> (дата звернення 04.04.2023)

19. EuroArgo Selection Tool. URL: <https://dataselection.euro-argo.eu/> (дата звернення 04.04.2023)