

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра океанології та морського
природокористування

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: Характеристики мезомасштабних кругообігів
у зоні злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течії
та їх вплив на формування полів температури води

Виконав магістр 2 року навчання
групи МЗО-22
спеціальності 103 «Науки про Землю»

Ясинський Микита Андрійович

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

Консультант д.геогр.н., проф.. Берлінський
Микола Анатолійович

Рецензент к. геогр. наук, доцент
Хоменко Інна Анатоліївна

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Гідрометеорологічний інститут
Кафедра океанології та морського природокористування
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)
Освітня програма Океанологія і гідрографія
(назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри океанології та морського природокористування

Берлінський М.А.
“ 23 ” 10 2023 року

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

Ясинському Микиті Андрійовичу

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Характеристики мезомасштабних кругообігів у зоні злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течії та їх вплив на формування полів температури води

керівник роботи Сліже Марія Олегівна, к.геогр.н., асистент,

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

затверджені наказом ОДЕКУ від “ 16 ” жовтня 2023 р № 215 «С» П.П.-09

2. Строк подання студентом роботи 10.12.2023 р

3. Вихідні дані до роботи 1. добові аномалії рівня моря з продукту Global Ocean Gridded L4 Sea Surface Heights and Derived Variables Nrt; складові швидкості течії з продукту Global Ocean Physics Analysis and Forecast; аномалії температури поверхні океану з NOAA OI SST V2 High Resolution Dataset; температура та солоність води на глибинах від 0 до 2000 м за даними спостережень буїв-профелемерів Арго

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

1. Огляд літературних джерел; розглянуто фізико-географічні особливості зони злиття Бразильської та Мальвінської течії; розглянуто умови виникнення та характеристики мезомасштабних кругообігів. 2. Розглянуто внутрішньорічний хід числа мезомасштабних кругообігів у районі дослідження; 3. Для ідентифікації кругообігів розглянуті поля аномалій рівня моря та розраховані величини параметру Окубо-Вейса. 4. Розглянуто внутрішньорічний хід аномалій температури поверхні океану у районі дослідження. 5. Розглянуті характеристики вертикальної структури мезомасштабних кругообігів та пов'язаних з ними аномалій температури води.

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

1. Карти просторового розподілу аномалій температури поверхні океану у 2021 р.

2. Вертикальні профілі швидкості течії у мезомасштабних кругообігах.

3. Вертикальні профілі температури води та T, S-діаграми.

Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв
4	Берлінський М.А. професор, д.геогр.н.		

7. Дата видачі завдання 16.10.2023

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	23.10.23 р.	90	відм.
2.	Розглянуто характеристики зони злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течії	01.10.23 р.	95	відм.
3.	Короткий огляд баз даних та методів	05.10.23	99	відм.
	Рубіжна атестація	13 – 17.11.23 р.	94	відм.
4.	Аналіз полів аномалій температури поверхні океану. Аналіз вертикальних профілів швидкості течії, температури та солоності. T, S-аналіз	18.11.23 р.	90	відм.
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.	25.11.23 р.	94	відм.
	Підготовка доповіді, презентації	05.12.23 р.	89	добре.
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		93	відм.

Студент

(підпис)

Ясинський М.А.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

(підпис)

Сліже М.О.

(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

магістерської кваліфікаційної роботи Ясинського М. А.
на тему «Характеристики мезомасштабних кругообігів у зоні злиття
Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течії та їх вплив на
формування полів температури води»

Актуальність теми. Сьогодні питання продовольчої безпеки стоїть як ніколи гостро. Одним із основних шляхів вирішення питання продовольчої безпеки є збереження морських екосистем, які, у свою чергу, є джерелом живлення великої кількості людей. Найбільш гостро стоїть вирішення цього питання на тлі зміни клімату, що спостерігається в останні десятиліття, під дією якої відбуваються зміни середовища існування, що призводить до втрати біорізноманіття і завдає удару морським екосистемам.

Володіння повноцінними знаннями про процеси формування мезомасштабних вихорів в океані має велике значення оскільки їх тривале існування може призводити до розвитку або загасання біологічних процесів у зоні цих кругообігів.

Зона злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течій є однією з продуктивних зон Світового океану. Процеси динаміки вод в цій зоні мають велике значення тому, що сприяють перенесенню у фотичну зону глибинних вод, багатих на поживні речовини, а їх зміни можуть вплинути на стан місцевих морських екосистем. Ці процеси радикально змінюють локальну фізичну та біологічну динаміку.

Мета і задачі дослідження. Метою роботи є визначення впливу мезомасштабних вихрових утворень, які виникають в зоні злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течії на формування аномалій температури поверхні води в західній частині Південної Атлантики, та їх характеристик.

Для досягнення мети були вирішені такі задачі: виконано огляд літературних джерел про циркуляційні умови на заході Південної Атлантики

та циркуляцію вод та їх структуру у зоні злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течії; виконана аналіз полів аномалій рівня моря, швидкості течії, аномалій температури поверхні океану; розраховано параметр Окубо-Вейсса; побудовані вертикальні профілі температури та солоності води, та виконано аналіз їх часової динаміки; побудовані T, S-діаграми, та виконано аналіз структури вод у районі дослідження.

Об'єктом дослідження є характеристики та структура мезомасштабних вихрових утворень у зоні злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течії, та їх взаємозв'язок з формуванням аномалій температури поверхні океану. Предмет дослідження – просторово-часовий розподіл аномалій рівня моря, швидкості течії, аномалій температури поверхні океану.

Дослідження проведено за допомогою фізико-статистичного аналізу полів аномалій рівня моря, швидкості течії, аномалій температури поверхні океану, а також аналізу вертикальних профілів температури та солоності води.

Наукова новизна роботи. Вперше визначено динаміку зміни температури води в мезомасштабних вихрових утвореннях, які виникають в зоні злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течії в умовах зміни клімату.

Отримані результати можуть бути використані при аналізі та прогнозі формування мезомасштабних вихрових утворень у західній частині Південної Атлантики.

Робота складається зі вступу, 4 розділів, висновків, списку використаних джерел, що містить 30 найменування. Загальний обсяг роботи становить 78 сторінок, в тому числі 29 рисунків і 2 таблиці.

КЛЮЧОВІ СЛОВА: злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течії, Південна Атлантика, мезомасштабні вихори, аномалії температури поверхні океану.

SUMMARY

master's qualification work of Yasynskyi M.A.

on the topic "Characteristics of mesoscale eddies in the Brazil-Malvinas (Falkland) Current Confluence region and their influence on the water temperature fields formation"

Actuality of theme. Today, the issue of food security is more acute than ever. One of the main ways to solve the issue of food security is the preservation of marine ecosystems, which are a source of food for a large number of people. The solution to this issue is most urgent against the background of climate change observed in recent decades, under the influence of which habitat changes occur, which leads to the loss of biodiversity and inflicts a blow on marine ecosystems.

Having complete knowledge about the processes of the ocean mesoscale eddies formation is great importance, since their long existence can lead to the development or extinction of biological processes in the zone of these circulations.

The confluence zone of the Brazil-Malvinas (Falkland) Current Confluence is one of the productive zones of the World Ocean. The processes of water dynamics in this zone are of great importance because they contribute to the transfer of nutrient-rich deep waters to the photic zone, and their changes can affect the state of local marine ecosystems. These processes radically change the local physical and biological dynamics.

The purpose and objectives of the study. The purpose of the work is to determine the influence of mesoscale eddy formations that arise in the confluence of the Brazilian and Malvina (Falkland) currents on the formation of sea surface temperature anomalies in the western part of the South Atlantic, and their characteristics.

To achieve this goal, the following tasks were solved: a review of literature sources on the circulation conditions in the western South Atlantic and the circulation of waters and their structure in the confluence zone of the Brazilian and Malvina (Falkland) currents was carried out; analysis of sea level anomaly fields,

current velocity, sea surface temperature anomalies was performed; the Okubo-Weiss parameter was calculated; vertical profiles of water temperature and salinity were constructed, and an analysis of their temporal dynamics was performed; T, S-diagrams were constructed, and an analysis of the water structure in the study area was performed.

The object of the study is the characteristics and structure of mesoscale eddy formations in the confluence zone of the Brazilian and Malvina (Falkland) currents, and their relationship with the formation of sea surface temperature anomalies. *The subject of research* is the spatio-temporal distribution of the sea level anomaly, current velocity and sea surface temperature anomalies.

The research was carried out with the help of physical and statistical analysis of the fields of sea level anomalies, current velocity, sea surface temperature anomalies, as well as analysis of vertical profiles of water temperature and salinity.

Scientific novelty of the work. For the first time, the dynamics of water temperature changes in mesoscale eddy formations that arise in the confluence of the Brazilian and Malvina (Falkland) currents under climate change conditions have been determined.

The obtained results can be used in the analysis and forecast of the formation of mesoscale eddy formations in the western part of the South Atlantic.

The work consists of an introduction, 4 chapters, conclusions, a list of sources used, containing 30 items. The total volume of the work is 78 pages, including 29 figures and 2 tables.

KEYWORDS: Brazil-Malvinas (Falkland) Current Confluence, South Atlantic, mesoscale eddy, sea surface temperature anomalies.

Зміст

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК	10
ВСТУП.....	11
1 ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД У ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ПІВДЕННОЇ АТЛАНТИКИ І ФОРМУВАННЯ ВОДНИХ МАС	13
1.1 Великомасштабна циркуляція та західні прикордонні течії	13
1.2 Мезомасштабні вихори в океані	16
1.3 Океанічні течії західного кордону Південної Атлантики.....	22
1.4 Характеристики водних мас злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течій	24
1.4.1 Поверхневі води.....	24
1.4.2 Проміжні водні маси.....	27
1.4.3 Глибинні та придонні водні маси.....	28
1.5 Циркуляція вод	29
1.5.1 Бразильська течія.....	29
1.5.2 Мальвінська (Фолклендська) течія	31
1.6 Злиття Бразильської та Мальвінської течії	33
1.7 Мінливість температури поверхні води	41
2 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ	45
2.1 Район дослідження	45
2.2 Вихідні дані.....	46
2.2.1 Добові аномалії рівня моря	46
2.2.2 Швидкість течії.....	46
2.2.3 Аномалії температури поверхні океану.....	47
2.2.4 Дані спостережень буїв-профелемерів Арго	47
2.3 Параметр Окубо-Вейсса.....	48
3 ПОВТОРЮВАНІСТЬ МЕЗОМАСШТАБНИХ ВИХОРИВ У ЗОНІ ЗЛИТТЯ БРАЗИЛЬСЬКОЇ ТА МАЛЬВІНСЬКОЇ ТЕЧІЇ І ФОРМУВАННЯ АТПО У 2021 РОЦІ	50
3.1 Річна зміна кількості кругообігів.....	50
3.2 Аномалії температури поверхні океану у 2021 році.....	51
4 ХАРАКТЕРИСТИКИ ТА СТРУКТУРА МЕЗОМАСШТАБНИХ ВИХОРИВ	60

	9
4.1 Циклонічні мезомасштабні кругообіги	60
4.2 Антициклонічні мезомасштабні кругообіги	65
4.3 Динаміка вертикального розподілу температури води	68
4.4 Структура вод у зоні злиття Бразильської та Мальвінської течії	73
ВИСНОВКИ	75
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	76

ПРЕДМЕТНИЙ ПОКАЖЧИК

АДВ – Антарктичні придонні води

АПВ – Антарктичні проміжні води

АТПО – аномалія температури поверхні океану

АЦТ – Антарктична циркумполярна течія

ВСР – Води субантарктичного режиму

ВЦГВ – Верхні циркумполярні глибинні води

ЗБМТ – злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течій

НЦГВ – Нижні циркумполярні глибинні води

ПАГВ – Північноатлантичні глибинні води

ТВ – Тропічні води

ТПО – температура поверхні океану

ЦВПА – центральні води Південної Атлантики

ЦГВ – Циркумполярні глибинні води

ВСТУП

Сьогодні питання продовольчої безпеки стоїть як ніколи гостро. Серед 17 цілей сталого розвитку, поставлених ООН у 2015 році, ліквідація голоду стоїть на другому місці серед інших загроз. За даними ООН, сьогодні у світі налічується близько 800 мільйонів голодуючих, проблема неповноцінного харчування спричиняє великі економічні та соціальні витрати для суспільства. Перехід від збереження природних ресурсів до їхнього раціонального використання грає вирішальну роль у забезпеченні довгострокового виживання нашої планети та її населення. Одним із основних шляхів вирішення питання продовольчої безпеки є збереження морських екосистем, які, у свою чергу, є джерелом живлення великої кількості людей. Відомо, що майже три мільярди людей у світі отримують із риби 20 % обсягу споживаних ними щодня тваринних білків. Раціональне використання океанічних екосистем необхідне для забезпечення стійкості рибного господарства. Найбільш гостро стоїть вирішення цього питання на тлі зміни клімату, що спостерігається в останні десятиліття, під дією якої відбуваються зміни середовища існування, що призводить до втрати біорізноманіття і завдає удару морським екосистемам.

Володіння повноцінними знаннями про процеси формування мезомасштабних вихорів в океані має велике значення оскільки їх тривале існування може призводити до розвитку або загасання біологічних процесів у зоні цих кругообігів.

Зона злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течій є однією з продуктивних зон Світового океану, не тільки завдяки розташованій в даному районі зоні патагонського апвелінгу, але й тому, що змішення теплих тропічних вод Бразильської течії з холодними субантарктичними водами Мальвінської течії призводить до утворення шарів вод з різними термохалінними характеристиками, а таке чергування в поєднанні з дією мезомасштабних та субмезомасштабних вихорів призводить до посиленого

зростання фітопланктону, який є не тільки одним з основних постачальників кисню в атмосферу і джерелом їжі для морських мешканців, але й може надавати при його посиленому зростанні негативні наслідки. Так наприклад, коли популяції фітопланктону стають занадто великими, вони можуть завдати шкоди людям та тваринам, можуть викликати червоні припливи та цвітіння водоростей, які вбивають морське життя.

Таким чином, процеси динаміки вод в зоні злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течій мають велике значення тому, що сприяють перенесенню у фотичну зону глибинних вод, багатих на поживні речовини, а їх зміни можуть вплинути на стан місцевих морських екосистем. Ці процеси радикально змінюють локальну фізичну та біологічну динаміку. Сформовані під дією цих циркуляційних процесів аномалії температури поверхні океану, як від'ємні, так і додатні, впливають на чисельність популяції місцевих видів риб (наприклад, бразильської сардини), що неодноразово спостерігалось. Так, наприклад, в результаті встановлення в даному районі у період нерестових сезонів типів циркуляції, пов'язаних з відсутністю апвелінгу холодних багатих на поживні речовини вод в прибережну зону спостерігалися зниження первинної продуктивності сардин.

1 ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД У ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНІ ПІВДЕННОЇ АТЛАНТИКИ І ФОРМУВАННЯ ВОДНИХ МАС

1.1 Великомасштабна циркуляція та західні прикордонні течії

Великомасштабна циркуляція вод Світового океану збуджується нерівномірним розподілом сонячної енергії на поверхні земної кулі та планетарним обміном енергії (кінетична енергія вітрового потоку) і речовин. У глобальному перенесенні вод конкретне поєднання макроциркуляційних систем обумовлює характер обігу вод у горизонтальній і вертикальній площині [1].

За умовами геострофічної моделі, як відомо, частинки води повинні переміщатися вздовж ліній динамічних висот без бічного зміщення. В умовах коли квазістаціонарні кругообіги вод представлені системою концентричних ізоліній, у циклонах (відповідно до ефекту тертя) води переміщатимуться не лише по окружності, а й від центру до периферії, а в антициклонах навпаки. Таким чином, перенесення вод у макроциркуляційних системах відбувається як би по спіралі, із закручуванням в антициклонах та розкручуванням у циклонах. За рахунок гідростатичної напруги в антициклонічних системах створюються низхідні рухи вод, а в циклонічних висхідні. У процесі інтенсивного горизонтального обігу вод виникає більш слабка їх вертикальне переміщення (вертикальна складова течій). Висхідні рухи захоплюють велику товщу океану, часто від поверхні до дна, низхідні ж поширюються на значно меншу глибину (зазвичай менше 1000-1500 м). Ця відмінність пояснюється тим, що переміщення щодо легких вод з верхніх шарів океану в глибину зі зростаючим тиском і густиною вимагає набагато більшої витрати енергії, ніж підйом вод з меншою густиною і тиском. Таким чином, створюється дуже складна тривимірна циркуляція вод. Спільно з дією вітрової напруги, що діє на поверхні океану, виникає переміщення вод, яке

збуджує цілу систему взаємозалежних рухів, зумовлених втратою в одному місці і необхідністю їх поповнення ззовні [2].

У такий спосіб створюється круговий обіг вод різних масштабів. Тривалість існування макроциркуляційних систем визначається часом дії процесів, що викликали переміщення вод, та часом, необхідним для відновлення динамічної рівноваги сил та поля густини. Горизонтальні розміри обігу вод визначаються переважно просторовими масштабами процесів, що викликають перенесення мас. Незалежно від розмірів циркуляційні системи можуть бути спорадичними, що виникають у якомусь районі та швидко руйнуються, або квазістаціонарними. Відповідно до загальноприйнятої класифікації природних процесів циркуляційні системи можуть бути розділені на мікро-, мезо- та макроциркуляційні. При будь-якому просторовому та часовому масштабі оборот вод буде циклонічним чи антициклонічним.

Для виявлення глобальних закономірностей найбільший інтерес становлять квазістаціонарні макроциркуляційні системи (рис. 1.1). Їх меридіональна довжина переважно становить 2000-5000 км, а широтна від 5000 до 15000 км. При настільки великих горизонтальних масштабах вертикальне переміщення, що збуджується ними, поширюється на всю товщу вод океану [3, 4].

Генрі Стоммел [5] звернув увагу, що в таких макроциркуляційних кругообігах потік, що проходить вздовж західного берега океану, більш інтенсивний і має більшу вузьку течію, ніж потік, що проходить вздовж східного узбережжя. Стоммел зауважив, що сильні течії, такі як Гольфстрім, течія Куросіо та течія Агульяс, знаходяться на західних кордонах океанів. Внаслідок вивчення цього явища народилася його теорія, відома як «західна інтенсифікація».

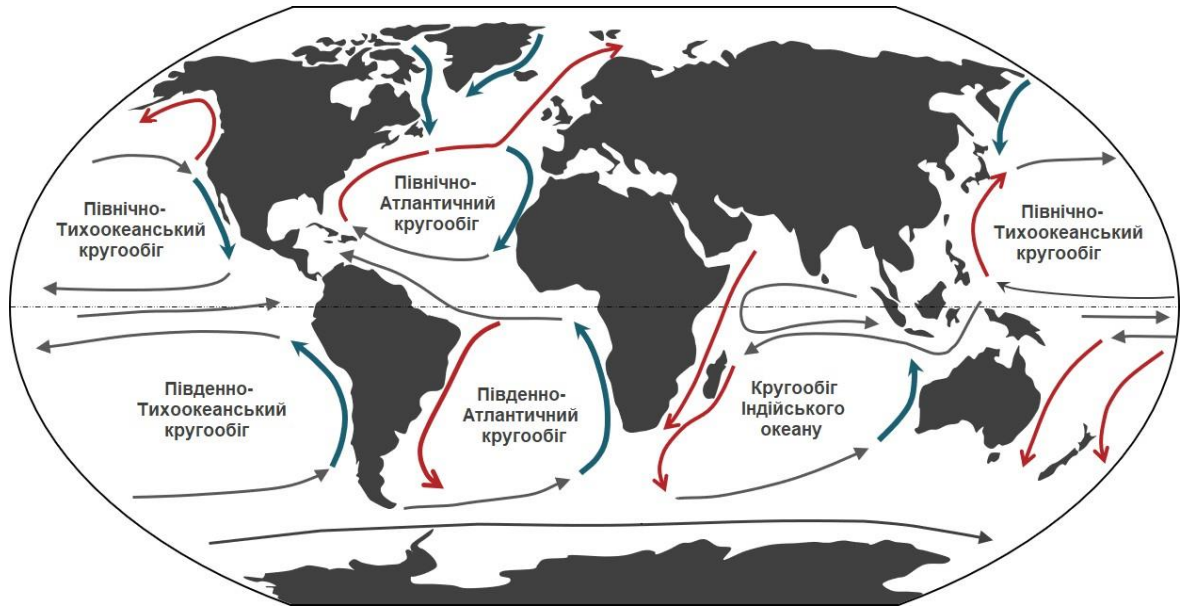


Рисунок 1.1 – Основні антициклонічні макроциркуляційні системи Світового океану

Швидкість обертання Землі змінюється швидше з широтою у високих широтах, ніж на екваторі. Це призводить до того, що сила Коріоліса має найбільше значення поблизу полюсів і найменше в екваторіальних областях (рівна нулю на екваторі).

Високоширотні поверхневі течії основних макроциркуляційних систем зазнають більшого впливу сили Коріоліса через їхню близькість до полюсів. У міру того, як течії рухаються на схід, сила Коріоліса починає відхиляти течії до екватора. Таким чином, течії на східній стороні кругообігу поширюються на велику територію в міру їхнього руху до екватора. Поблизу екватора течії, що йдуть на захід, зазнають меншої порівняно з високими широтами дії сили Коріоліса. Тому її відхиляюча дія не відбувається доти, доки течія не досягне західної сторони океанського басейну. Отже, ці західні течії проходять через набагато вузьку область (рис. 1.2). Цей дисбаланс означає, що центр обертання кругообігу знаходиться не в центрі океанічного басейну, а ближче до його західної сторони.

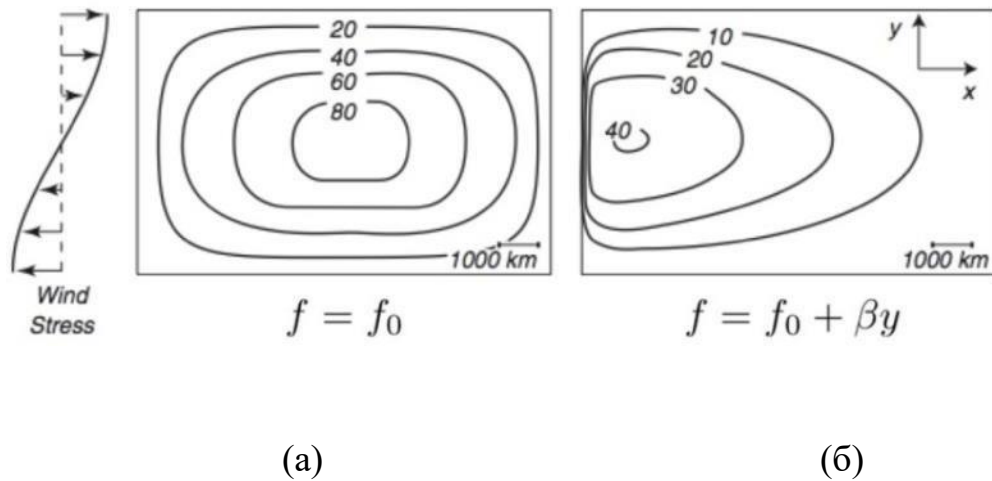


Рисунок 1.2 – Динамічна топографія поверхні океану у випадку антициклонічного кругообігу (а) параметр Коріоліса f не змінюється з широтою, (б) параметр Коріоліса f лінійно зростає з широтою [5]

Один і той же об'єм води має пройти і через східну, і через західну сторони кругообігу. У західних берегів обсяг вод проходить через вузьку область, ніж у східних. Тому тут швидкість течії вище, щоб кількість води, яка переноситься за один і той же час, була однаковою. На східній стороні кругообігу течія набагато ширша, відповідно швидкість течії нижча. Західні прикордонні течії ні тільки мають більш високу швидкість потоку, а й поширюються більші глибини, ніж східні прикордонні течії, оскільки вони переміщують той самий обсяг через вузький простір. Наприклад, течія Куросіо в західній частині Тихого океану приблизно в 15 разів швидше, займає в 20 разів вузьку смугу і в 5 разів глибша за Каліфорнійську течію в східній частині Тихого океану.

1.2 Мезомасштабні вихори в океані

На основі тривалих інструментальних вимірювань було відкрито важливий клас рухів в океані, що характеризується формуванням великих вихрових збурень у полі течій. Ці вихрові утворення мають горизонтальні

масштаби L_x близько 100 км, вертикальні масштаби H_x порядку середньої глибини океану, часові масштаби від кількох тижнів до кількох місяців. Швидкість течії на поверхні океану у цих вихорах може досягати 100-150 см/с, а на глибинах 200-1000 м у середньому становить 20-25 см/с при середньої швидкості їх переміщення 5-6 см/с. Орбітальні переміщення частинок води у вихорах супроводжуються інтенсивними вертикальними рухами зі швидкостями до 0,1-1,0 см/с, що при тривалому існуванні вихору може призводити до розвитку або загасання біологічних процесів у зоні цих кругообігів [6].

Вихори були виявлені не тільки в області сильних струминних течій (що було відомо і раніше), а й у відкритій частині океану. Ці вихори багато в чому аналогічні циклонам і антициклонам, що переміщуються в атмосфері, і за своїми властивостями відповідають синоптичній мінливості океану. Тому їх називають океанськими синоптичними, або мезомасштабними вихорами.

Спостереження показують, що енергію мезомасштабних океанських вихорів можна порівняти з енергією великомасштабних течій в океані, а часто вона на 1-2 порядок більше енергії середніх течій. Енергію мезомасштабних вихрових збурень можна порівняти з енергією інерційних і припливних коливань швидкості і вона перевищує енергію середньої кліматичної течії. Мезомасштабні вихори в океані можуть робити істотний внесок у баланс енергії та завихореності великомасштабної циркуляції. Звідси впливає важливість експериментального та теоретичного вивчення структури, океанських вихорів та процесів вихороутворення синоптичного масштабу з метою створення теорії океанських вихорів та розробки методів прогнозування виникнення, еволюції та переміщення вихорів.

Вперше мезомасштабні вихори були виявлені прямими інструментальними вимірами у лютому-вересні 1970 р. на радянському гідрофізичному полігоні у тропічній частині Атлантичного океану [7]. Вимірювання показали дуже складний характер змін течій у часі та з глибиною (рис. 1.3). Складний характер поля течій зі збуреннями

синоптичного масштабу був зумовлений проходженням через площу полігону зі сходу на захід кількох мезомасштабних вихорів (циклонічних та антициклонічних).

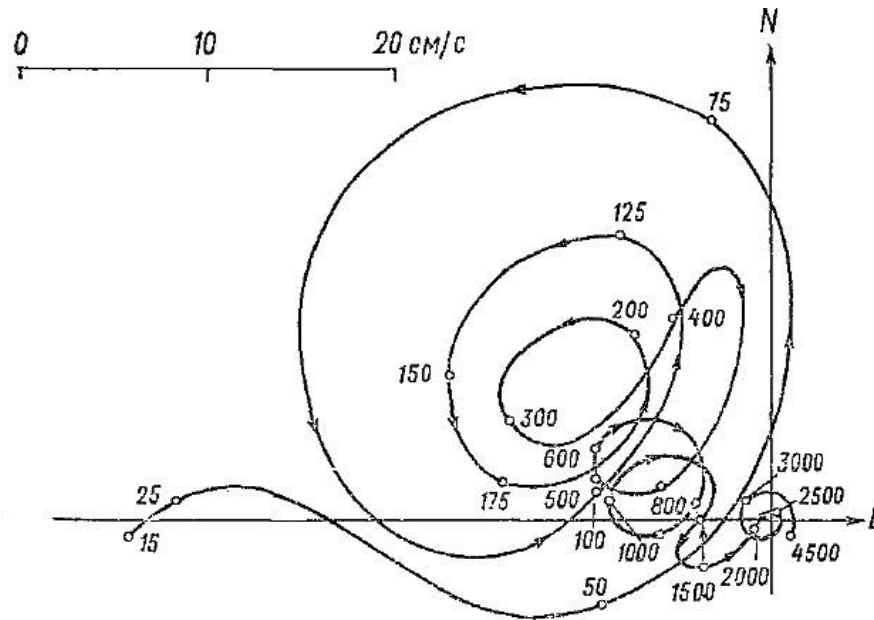


Рисунок 1.3 – Годограф середньої за 20 днів (з 1 по 20 травня 1970 р.) швидкості течії [6]

В результаті проведених експериментів виявлено, що характеристики вихрових збурень (їх енергія, масштаби, щільність «упаковки», вертикальна структура, фазові співвідношення в їхньому полі) відрізняються великою різноманітністю та великою нерівномірністю розподілу їх в океані. В даний час мезомасштабні океанські вихори поділяють на два види:

- 1) вихори відкритого океану, які виникають за рахунок нестійкості великомасштабних течій,
- 2) фронтальні вихори, що утворюються в системах струминних (фронтальних) течій типу Гольфстрім або Куросіо з меандрів течій у вигляді «кілець» («рингів»), що періодично відриваються від них.

Типовими вихорами такого виду є вихори, виявлені експедицією «Полгон-70» [6] (рис. 1.4). Аналіз карт швидкості течій, побудований для різних горизонтів для піврічного періоду дозволив зробити такі висновки:

1. Протягом півроку через полігон пройшли п'ять мезомасштабних вихорів – три антициклонічні та два циклонічні;

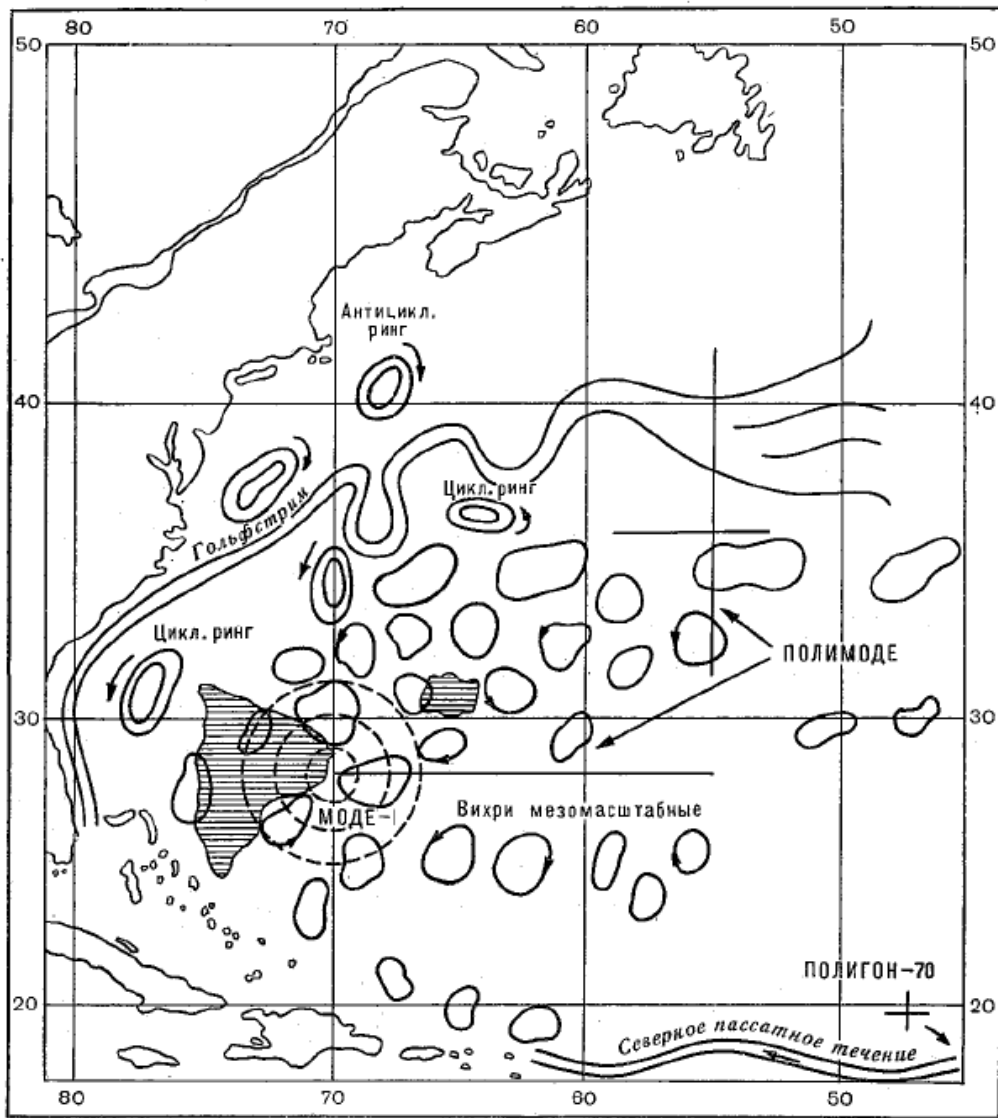


Рисунок 1.4 – Схема дослідження мезомасштабних вихорів у Північній Атлантиці [6]

2. Розташування вихорів характеризувалося «щільною упаковкою», коли сусідні циклонічний та антициклонічний вихори мали загальну зону

максимуму швидкості. Слабкі течії спостерігалися в центрі полігону під час проходження через нього сідлоподібних областей між чотирма вихорами;

3. Горизонтальний масштаб вихорів, що визначається відстанню від центру вихору до точки з максимальною швидкістю, становив приблизно 100 км. Для вихорів характерна еліпсоїдальна форма (відношення великої та малої осей вихорів змінювалося від 1,5 до 3,0);

4. Всі вихори, крім останнього циклонічного, пересувалися на захід із середньою швидкістю 5-6 см/с;

5. Було виявлено нахил «вертикальної» осі вихорів. Так, у головного антициклонічного вихору, що пройшов через полігон, ця вісь була нахилена у бік, зворотний напрямку його руху, і відстань між центрами цього вихору на глибинах 300 і 1000 м у середині травня дорівнювала 80 км;

6. Швидкість течії в полі цих вихорів досягала 25 см/с на глибинах 200-300 м, 35 см/с на 400-500 м, 25 см/с на 1000 м та 10 см/с на 1500 м. Спостереження показали різке посилення швидкості течії в тилівій частині головного антициклонічного вихору протягом травня з 10 до 25 см/с на 300 м, з 15 до 35 см/с на 600 м та з 10 до 20 см/с на 1000 м. Це збільшення швидкості течій та нахил вісі головного антициклонічного вихору (знак нахилу вісі вихору відповідав стадії посилення мезомасштабного збурення) можуть розглядатися як можливі ознаки інтенсифікації вихору внаслідок бароклінної нестійкості великомасштабної течії.

Фронтальні вихори (ринги) найбільш вивчені у Гольфстрімі. Їх дослідження почалося у 30-х роках ХХ ст. Ринги утворюються в північній частині Гольфстріму на схід від мису Хаттерас між 60 і 70° з.д., де Гольфстрім відходить від прибережної зони і виходить у відкритий океан. Саме тут утворюються меандри, які мають вигляд хвильових збурень, що зростають вниз за течією. Тоді, коли амплітуди цих меандрів стають досить великими, вони відокремлюються від течії, породжуючи вихори – ринги.

Утворення цих вихорів – несиметричний процес, з одного боку струминного течії виникають лише антициклонічні, з іншого – лише циклонічні вихори.

На відміну від вихорів відкритого океану, фронтальні вихори – поодинокі утворення. Середні відстані між рингами за межами фронтальної зони помітно більше їх характерних розмірів. Виявлено, що у Гольфстрімі може існувати до десяти рингів. Діаметр їх 100-200 км. Час існування рингів значний – від півроку до двох років. Вихрова форма руху відіграє велику роль у поступальному переміщенні фронтальних вихорів. Ринги у своєму русі захоплюють, принаймні частково, водні маси, що їх формують. Швидкість обертання води у рингах дуже висока. У верхньому шарі океану вона досягає кількох метрів на секунду, а в середньому 20-25 см/с. На відміну від вихорів відкритого океану, знак обертання води у полі фронтальних вихорів не змінюється з глибиною. Швидкість переміщення самих рингів 1-6 см/с (або кілька кілометрів на добу). В основному ці вихори переміщуються на захід та південний захід (в районі Гольфстріму). Проте відомі випадки, коли ринги складною петлеподібною траєкторії рухалися на схід і північ.

Для фронтальних вихорів характерний температурний (і солонісний) контраст між їх внутрішніми частинами та навколишньою водою. Горизонтальні перепади температури можуть перевищувати 10 °С. Циклонічні ринги складаються з холодного центру, оточеного теплою водою, тому їх часто називають холодними рингами.

Мезомасштабні вихори спостерігаються у багатьох районах Світового океану [8, 9]. Це свідчить про те, що мезомасштабні вихрові збурення у полі течій – досить поширений та універсальний компонент спектра всіх рухів вод в океані. Мезомасштабні вихори – і "вихори-ринги" і "вихори відкритого океану" – становлять єдину гігантську динамічну систему океану. Проте механізми формування цих вихорів вивчені недостатньо.

Одним із можливих механізмів мезомасштабних вихрових рухів типу меандр та рингів вважають барокліну нестійкість великомасштабних течій.

Вона є наслідком переходу сумарної потенційної енергії великомасштабних течій, обумовленої горизонтальними нахилами ізопікнічних поверхонь у полі сили Коріоліса, у кінетичну енергію мезомасштабних збурень. Цей перехід здійснюється за допомогою планетарних хвиль або хвиль Россбі. Планетарними хвилями називаю порівняно повільні хвильові рухи з періодом кілька тижнів-місяців, що розвиваються на тлі середньої океанічної циркуляції та обумовлені зміною параметра Коріоліса з широтою.

1.3 Океанічні течії західного кордону Південної Атлантики

У південній половині Атлантичного океану зональна складова середніх панівних вітрів – низькоширотні східні та середньоширотні західні вітри генерують формування антициклонічної макромасштабної циркуляції поверхневих вод, яку називають Південно-Атлантичним субтропічним кругообігом. Як було сказано вище, зміна впливу сили Коріоліса з широтою призводить до зональної асиметрії в кругообігу і посилює течію біля західного кордону океану.

Бразильська течія – західне крило Південно-Атлантичного субтропічного кругообігу, яка несе теплі та солоні води до південного полюса вздовж материкового схилу Південної Америки (рис. 1.5). Поблизу 39° пд.ш. Бразильська течія стикається з північною гілкою Антарктичної циркумполярної течії (АЦТ) – Мальвінською течією, яка переносить холодні та відносно прісні субантарктичні води до екватору. Зіткнення між цими різними водними масами утворює один із найенергетичніше активних регіонів світового океану – зону злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течій (далі ЗБМТ), де розташовується енергоактивна зона Фолклендсько-Патагонського шельфу [10].

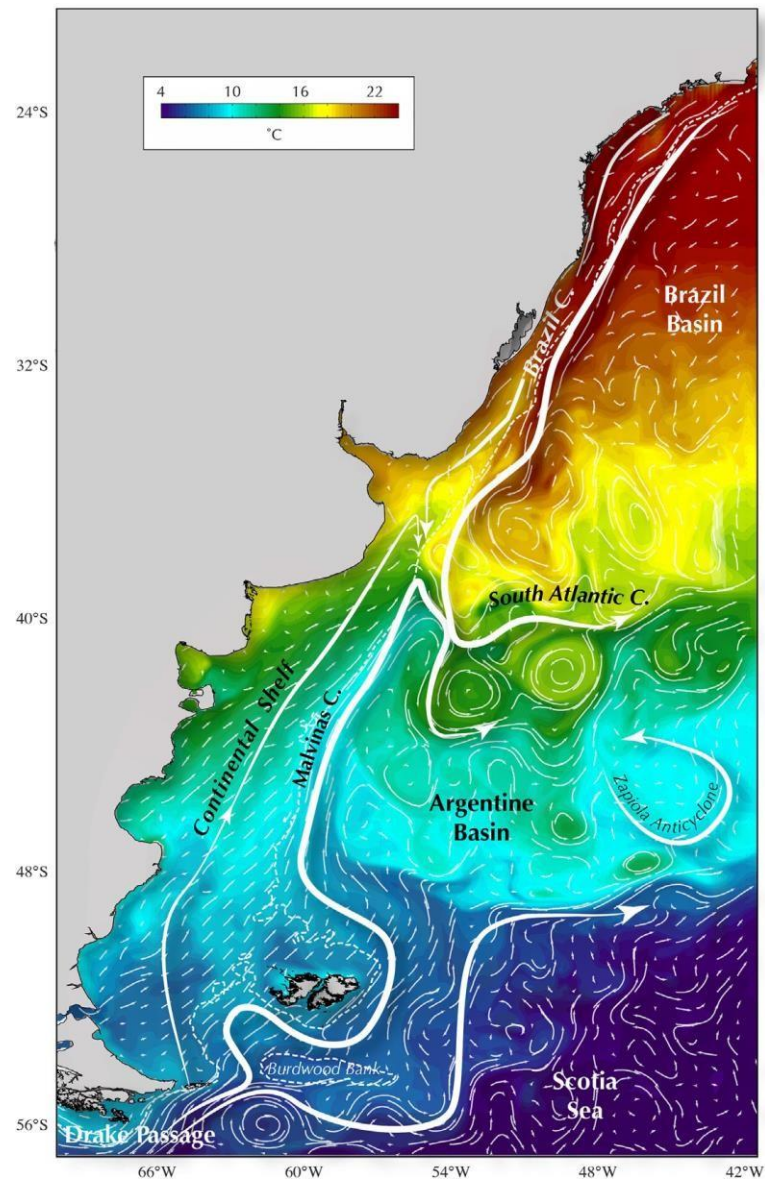


Рисунок 1.5 – Схематичне зображення основних особливостей циркуляції верхнього шару океану в південно-західній частині Атлантичного океану (фоновий колір – розподіл температури поверхні океану (ТПО) за даними регіональної чисельної моделі з високою роздільною здатністю, білі пунктирні лінії – положення ізобати 200 м, тонкі білі вектори – швидкість течії на горизонті 500 м) [10]

1.4 Характеристики водних мас злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течій

Західну частину Південної Атлантики називають «перехрестям циркуляції Світового океану», тому що в ній знаходяться води, що утворилися у віддалених районах Світового океану і перенесені до цього регіону великомасштабною циркуляцією океану. Ця зустріч водних мас породжує дуже складну структуру вертикальної стратифікації [11].

Верхні шари цієї структури формуються в результаті злиття субтропічних та субантарктичних вод потоків Бразильської та Мальвінської течій. У глибоких шарах океану стратифікація вод формується сукупністю глибинних та придонних вод Північної Атлантики, південної частини Тихого океану та Антарктики. Для ілюстрації структури водної маси верхнього шару західної частини Південної Атлантики наведено T, S-діаграма (рис. 1.6) за даними літніх станцій, зібраними у ядрах Бразильської та Мальвінської течій (діапазон глибин від 1000 до 2000 м). На широті від 20 до 35° пд.ш. показано характеристики θ/S , пов'язані з адвекцією водних мас на південь Бразильською течією, на широті від 55 до 40° пд.ш. з адвекцією водних мас на північ Мальвінською течією. Зеленою лінією показана діаграма θ/S гідрографічної станції, розташованої нижче за течією від поділу обох граничних течій від континентальної окраїни (наприклад, у межах ядра ЗБМТ).

1.4.1 Поверхневі води

Верхня частина водної маси, що переноситься до полюса Бразильською течією, називається тропічними водами (ТВ) і характеризується високою температурою ($\theta > 20$ °C) та солоністю ($S > 36$ ‰).

Високі температури ТВ обумовлені теплом, отриманим через поверхню моря в низьких широтах, у той час як висока солоність обумовлена випаром в атмосферу субтропічних широтах, де він значно перевищує кількість опадів. Верхня частина Бразильської течії також характеризується наявністю відносно тонких шарів низької солоності, що покривають структуру ТВ (наприклад, жовта крива $S = 35 \text{ ‰}$ на рис. 1.6). Ці низькі значення солоності обумовлені виносом більш прісних шельфових вод, які, досягнувши межі шельфу, переносяться далі переважно вздовж осі ЗБМТ [12]. Супутникові дані показують, що такий відтік прісних шельфових вод викликає найбільші позатропічні коливання солоності на поверхні моря в Південно-Атлантичному басейні. Спостереження та чисельні моделі показують, що приблизно 1 Sv ($1 \text{ Sv} = 1 \times 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) шельфових вод виноситься вглиб океану між 32 і 34° пд.ш [13]. Нижче ТВ, але все ще в межах Бразильської течії розташовані термоклін і галоклін (див. квазілінійну залежність θ/S в температурному діапазоні $20\text{-}10 \text{ }^\circ\text{C}$), які називаються центральними водами Південної Атлантики (ЦВПА). Центральні води Південної Атлантики демонструють дуже стабільну модель θ/S лише з незначними варіаціями, спричиненими зимовою взаємодією океану та атмосфери поблизу південного кордону Бразильської течії.

Поверхневий шар Мальвінської течії (синя та пурпурна криві, що відповідають 40 і 50° пд.ш.) істотно холодніший ($\theta < 15 \text{ }^\circ\text{C}$) та менш солоний ($S < 34,2 \text{ ‰}$) відповідного шару Бразильської течії. Ці властивості відбивають субантарктичне походження вод Мальвінської течії. У північній частині протоки Дрейка, місці зародження Мальвінської течії, температура поверхні океану близька до $4 \text{ }^\circ\text{C}$ і підвищується на північ до $16 \text{ }^\circ\text{C}$ на широті відокремлення течії від континентального кордону ($\sim 39\text{-}40^\circ$ пд.ш).

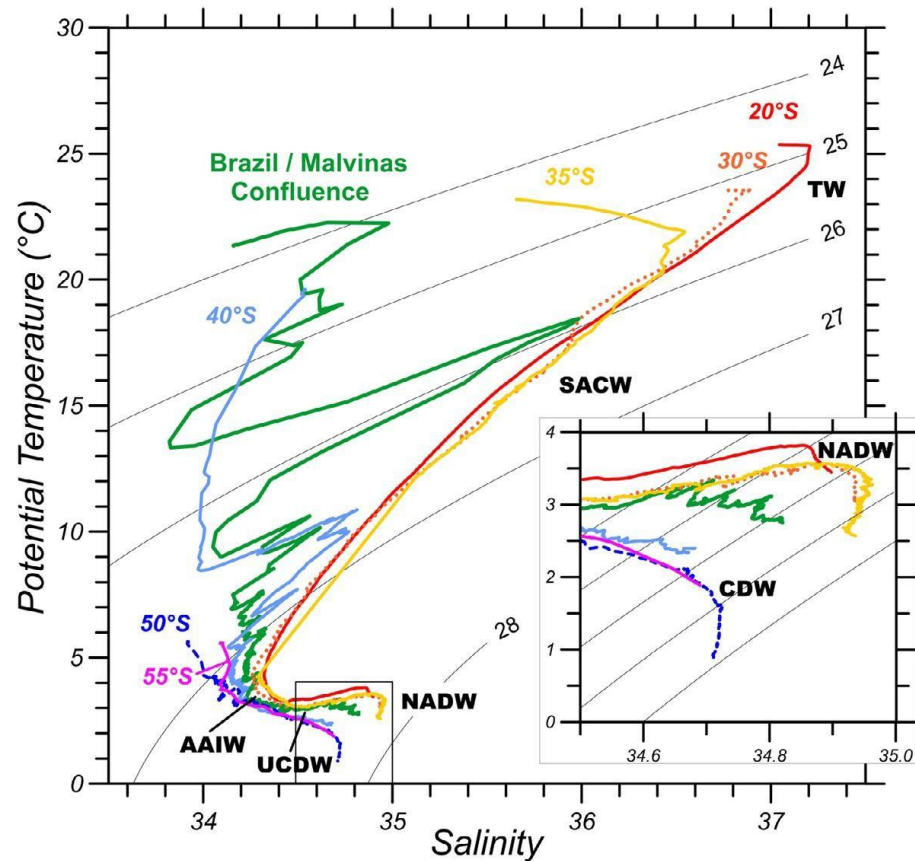


Рисунок 1.6 – T, S-діаграма по даним, зібраним в течение южного лета вдоль Бразильского течения (от 20° ю.ш. до 35° ю.ш., сплошные линии) и вдоль Мальвинского течения (от 55° ю.ш. север пролива Дрейка и 40° ю.ш., пунктирные линии). Станции были расположены между изобатами 1000 и 2000 м вблизи центров западных пограничных течений. Также включена станция из БМК в районе после отделения течений от западной границы (зеленая линия). Включены линии аномалий постоянной плотности σ_θ . На вставке в правом нижнем углу показан расширенный вид более глубоких (самых плотных) вод, обозначенных черным квадратом на основной панели. Тонкие линии на вставке – аномалии σ_θ , отнесенные к глубине 2000 м [10]

Хоча субантарктичні води Мальвінської течії та ЦВПА термокліну Бразильської течії займають один і той же діапазон густини ($\sigma_\theta \sim 25,5\text{-}27,0 \text{ кг/м}^3$, позначено тонкими сірими лініями на рис. 1.6), вони мають дуже

різні термохалінні характеристики та зближення цих водних мас, у ЗБМТ, призводить до утворення шарів субантарктичних і субтропічних вод, що чергуються. Ці інтрузії називаються переміжними або тонкоструктурними (зелена лінія на рис. 1.6). Таке чергування, а також мезомасштабні та субмезомасштабні вихори пов'язані з посиленням зростанням фітопланктону, що часто спостерігається навколо зони ЗБМТ.

1.4.2 Проміжні водні маси

У структурі водяних мас Бразильської течії на глибинах 700-1200 м переважають Антарктичні проміжні води (АПВ). В АПВ, що характеризуються мінімумом солоності ($S < 34,3 \text{ ‰}$), робить свій внесок найхолодніший і найщільніший ($\sigma_{\theta} 27,3 \text{ кг/м}^3$) член – Вода субантарктичного режиму (Southern Hemisphere Subpolar Mode Water або Subantarctic Mode Water), який формується в результаті глибокої зимової конвекції вздовж субантарктичної зони, а АПВ формується в антарктичній зоні моря Беллінсгаузена [10]. Хоча проміжний мінімум солоності поширений повсюдно в океанах південної півкулі, прісні і холодні води спостерігаються в західній частині Південної Атлантики. Мальвінська течія переносить ці новостворені АПВ і Води субантарктичного режиму (ВСР) в Аргентинський басейн. Дані, зібрані протягом південної зими, показують, що оскільки АПВ/ВСР входять до Аргентинського басейну з півдня, вони піддаються впливу атмосфери та подальшої трансформації внаслідок локальних взаємодій океану та атмосфери. Біля західної континентальної околиці АПВ тече до екватора по периферії субполярного кругообігу та до полюса у східній частині субтропічного кругообігу. Спрямований до полюса потік АПВ, який був охарактеризований спостереженнями постійної течії на 28° пд.ш., пов'язаний з петлею рециркуляції, де вертикальне та бічне змішування збільшує його солоність і знижує концентрацію розчиненого кисню. Ця модифікована водна маса, відома як рециркуляційна АПВ і тече під

Бразильським течією. Різні різновиди АПВ/ ВСР зустрічаються в ЗБМТ, створюючи дрібномасштабне нашарування температури та солоності. Як і верхньому шарі течії, температура ядра АПВ збільшується з 3 °С в протоці Дрейка до 3,5 °С при 40° пд.ш.

1.4.3 Глибинні та придонні водні маси

Глибокі шари вод західної частини Південної Атлантики представлені різноманітними водними масами, властивості яких зображені на рис. 1.6 (вставка). Глибше Бразильської течії знаходиться спрямований до полюса потік циркулюючих АПВ і Північноатлантичних глибинних вод (ПАГВ), які є основним джерелом глобальної вентиляції під основним термокліном. ПАГВ зароджуються у високих широтах у північній частині Атлантичного океану, звідки різними шляхами поширюється на південь до Південної Атлантики. Нещодавні спостереження в північно-західній частині Аргентинського басейну дозволяють припустити, що основний шлях на південь проходить уздовж континентального схилу Південної Америки, але також повідомлялося про шлях на схід близько 18° пд.ш. На широті 30° пд.ш. ПАГВ характеризуються відносно високою температурою ($\theta \sim 3,5$ °С), солоністю ($S \sim 34,9$ ‰) та розчиненим киснем ($O_2 \sim 250$ ммоль/кг). Глибше 800-1000 м Циркумпольярні глибинні води (ЦГВ) течуть на північ в межах Мальвінської течії. Хоча ЦГВ формується з ПАГВ, у західній частині Аргентинського басейну вони поділяється на два шари: Верхні циркумпольярні глибинні води (ВЦГВ) та Нижні циркумпольярні глибинні води (НЦГВ). Виходячи з протоки Дрейки ВЦГВ опускаються в Аргентинський басейн по ізобатах 1000-1500 м. На широті 40 ° пд.ш. ВЦГВ залягають на глибині 1400 м і мають температуру $< 2,9$ °С. НЦГВ мають найбільшу густину серед поточних вод на схід через протоку Дрейка [10]. Вона надходить в Аргентинський басейн переважно зі сходу від банки Юінг, течуть на захід по укосі, розташованому на 49° пд.ш., і переміщуються на

північ вздовж континентального схилу Аргентинського басейну на глибині 3000-3500 м .

Придонні води океанів Південної півкулі беруть свій початок у високих південних широтах і зазвичай називаються Антарктичними придонними водами (АДВ). У західній частині Південної Атлантики придонні води холодні ($\theta < 0$ °С), багаті киснем ($O_2 \sim 225$ ммоль/кг) і багаті харчовими речовинами. Ці абісальні води більш щільні та холодні, ніж самі щільні води протоки Дрейка, і походять з моря Уедделла. Під континентальними шельфовими льодовиками південної частини моря Уедделла утворюється сама щільна водна маса Світового океану, але ці глибинні води моря Уедделла є продуктом змішування ЦГВ і придонних вод моря Уедделла, які протікають на півночі, вздовж жолоба Шотландії і входять в Аргентинський басейн як абісальна західна кордонна течія.

1.5 Циркуляція вод

1.5.1 Бразильська течія

Бразильська течія бере свій початок вздовж континентального схилу Південної Америки, між 10 і 15° пд.ш., в результаті розгалуження Південної екваторіальної течії, що тече на захід. Північна гілка Південної екваторіальної течії утворює Північно-Бразильську течію і є відтіком маси з верхнього шару Південної Атлантики в Північну Атлантику. Південна гілка утворює Бразильську течію, західну прикордонну течію субтропічної південної частини Атлантичного океану. Значна частина потоку верхніх шарів океану, спрямованого на південь, посідає на зовнішній континентальний шельф і схил біля берегів Бразилії. Хоча термін Бразильська течія зазвичай відноситься до потоку в межах верхніх 1500 м, є свідчення того, що вона може простягатися далеко за межі цієї глибини.

Справді, гідрографічні спостереження показують, що на південь від 28° пд.ш. шар антарктичної проміжної водної маси (АПВ) також є частиною течії, спрямованої на південь вздовж західної прикордонної течії. Прямі вимірювання швидкості течії біля південної частини узбережжя Бразилії також показують, що, хоча потік верхнього шару Південної екваторіальної течії досягає Південної Америки близько 15° пд.ш., на проміжних глибинах біфуркація зміщується на південь від 24° пд.ш. в південному напрямку, і спостерігається вздовж західного кордону південніше 28° пд.ш [10].

Геострофічні розрахунки та прямі вимірювання перенесення Бразильською течією дають значення від 4 до 6 Св, між 10 і 20° пд.ш., і збільшення приблизно до 20 Св на 38° пд.ш. поблизу ЗБМТ. Швидкість збільшення перенесення вниз за течією для Бразильської течії можна порівняти з тим, що спостерігається в Гольфстрімі. Збільшення перенесення Бразильською течією частково пов'язане з рециркуляційним осередком біля західного кордону та додаванням проміжних вод близько 25° пд.ш. Збільшення об'ємного перенесення Бразильського течії до 16 Св, яке спостерігається *in situ* між 20 і 28° пд.ш., пов'язане з поглибленням течії від 100 до 600 м. Необхідно відзначити існування спрямованих до полюса західних граничних підводних течій нижче термокліну. Наприклад, на широті 27° пд.ш. ядро глибинних вод Північної Атлантики ($S > 34,94$ ‰), що течуть на південь, знаходиться приблизно на глибині 2000 м і зміщене на схід відносно верхнього океанічного струменя. Якщо цю підводну течію включити до розрахунку перенесення, то об'ємне перенесення на південь щодо глибокого опорного рівня складає близько до 11 Св на 27° пд.ш. і збільшується на південь до 70-80 Св на 36° пд.ш. Хоча ця оцінка може включати деяку рециркуляцію субантарктичних вод і циркумпольярних глибинних вод з Мальвінської течії на південь [10].

1.5.2 Мальвінська (Фолклендська) течія

На відміну від переважаючої бароклінної структури Бразильської течії, яке розташоване у верхній частині водної товщі, Мальвінська течія сильно баротропна, тобто простягається до дна. Ця характеристика є типовою для вод субполярного походження, що мають меншу термохалінну стратифікацію, ніж води тропічного або субтропічного генезису. Це призводить до висновку, що Мальвінська течія сильно залежить від топографії дна, оскільки вона проходить вздовж континентального схилу Південної Америки.

Гідрографічні спостереження показують, що більшість води, що тече на схід уздовж субантарктичного фронту в північній частині протоки Дрейка, закручується на північ, утворюючи Мальвінську течію. Нижче за течією від протоки Дрейка частина потоку верхнього шару відхиляється на північний захід від банки Бердвуд. Залишок північного струменя Антарктичної циркумпольної течії відхиляється на північ через прохід, розташований на схід від банки Бердвуд, де глибина перевищує 1700 м. Обидві гілки з'єднуються на північ від банки Бердвуд. Глибока і щільна вода може текти лише на північ залежно від складної топографії дна. Велика частина потоку відхиляється на захід, слідуючи рельєфу дна глибокої улоговини, яка поділяє північний хребет Скотія та Мальвінське/Фолклендське плато. На широті близько 48° пд.ш. течія точно слідує топографії дна і, мабуть, має невелику просторову мінливість [10].

Альтиметричні спостереження показують, що іноді вихори, що походять від антициклону Запіола – квазіпостійного вихору з центром приблизно 45° з.д., 45° пд.ш., досягають західного схилу Аргентинської улоговини, і таким чином ефективно блокують Мальвінську течію близько 48° пд. ш., зменшуючи швидкість течії на північ від 48° пд.ш.

На широті від 50 до 40° пд.ш. максимальні поверхневі швидкості Мальвінської течії ($V > 0,7$ м/с) спостерігаються вздовж ізобати 1400 м,

зменшуючись по обидва боки від осі струменя. Недавні спостереження показують, що Мальвінська течія не є однорідним потоком, а складається з високошвидкісних ядер, розділених смугами з нижчою швидкістю, структура яких дещо схожа на структуру АЦТ. Супутникові спостереження за хлорофілом-*a* показують його високу концентрацію на Патагонському шельфі [13]. Чисельні та аналітичні моделі припускають, що ці високі концентрації пов'язані із взаємодією між Мальвінською течією та рельєфом дна, що створює велику систему апвелінгу. У межах течії, що тече на північ, Антарктична проміжна водна маса і ядро поверхневої Циркумполярної глибинної водної масою з низьким вмістом кисню і багаті поживними речовинами, вони спостерігаються поблизу ізобати 1500 м, це передбачає наявність когерентного потоку у всій товщі води і спостерігається переважно у баротропних потоках.

Оцінки відносного геострофічного об'ємного перенесення Мальвінською течією варіюють від 10 до 12 Св. Однак докази про збереження маси в поперечно-ізобатній компоненті потоку в ЗБМТ і доступні прямі спостереження в поєднанні з даними супутникової альтиметрії припускають, що загальний потік (наприклад, баротропний плюс бароклінний) можуть бути значно вищим (від 50 до 70 Св). Ці високі оцінки також виправдані, якщо більша частина вод у межах на північ від субантарктичного фронту північної протоки Дрейка включена до Мальвінської течії. Спостереження за постійними струмами близько 41° пд.ш. призводять до оцінки середнього об'ємного перенесення приблизно 35 Св з баротропним вкладом приблизно 50 %. Однак ці спостереження можуть бути достатньо північними, щоб пропустити частину потоку, який рециркулює на південь як Мальвінська зворотна течія. Уздовж південної околиці Аргентинського басейну знаходиться потік холодних вод об'ємом близько 8 Св, що йде в західному напрямку з моря Уедделла. Невелика частина антарктичного вкладу (2 Св) припадає на відносно нові глибинні води моря Уедделла, а решта 6 Св відповідає глибинним водам моря

Уеддедла, які рециркулюють в межах донного осередку, західна гілка якого спостерігається на схід від струменя верхнього шару Мальвінської течії.

1.6 Злиття Бразильської та Мальвінської течії

На широті близько 38° пд.ш. спрямований до екватору потік Мальвінської течії зустрічається з спрямованим до полюса потоком Бразильської течії (рис. 1.7), після чого вони відокремлюються від континентальної околиці, утворюючи великий квазістаціонарний меандр, що тягнеться на південь приблизно до 45° пд.ш. Поверхневі швидкості вздовж осі ЗБМТ може перевищувати 1 м/с, і спостереження показують, що течії тягнуться на глибини понад 4000 м [10].

Квазінеперервні профілі температури та солоності виявляють ознаки інтенсивного перемішування субантарктичних та субтропічних вод уздовж фронту (рис. 1.8). Це інтенсивне перемішування поширюється на глибинні води, де також спостерігається чергування глибинних вод Північної Атлантики та глибинних циркумполярних вод. Спостереження за відносно високою солоністю ($S > 34,8 \text{ ‰}$) та багатими киснем ($O_2 > 210 \text{ ммоль/кг}$) глибинними водами глибше Мальвінської течії показують, що глибинні води Північної Атлантики, виявлені під Бразильською течією, переміщуються до полюса. Недавні супутникові альтиметричні спостереження та спостереження за солоністю, а також чисельні моделі з високою роздільною здатністю показали, що у ЗБМТ виділяються вузькі подовжені смуги шельфових вод з низькою солоністю, які можна виявити на відстані до 1000 км від їхнього джерела.

Конвергенція Бразильської та Мальвінської течій породжує одне з найефектніших вихрових полів Світового океану. Генерація вихорів з теплим і холодним ядром по обидва боки від фронту призводить до мезомасштабної мінливості, яку можна порівняти тільки з продовженнями Гольфстріму, Розширенням Куросіо і течією Агульяс [14].

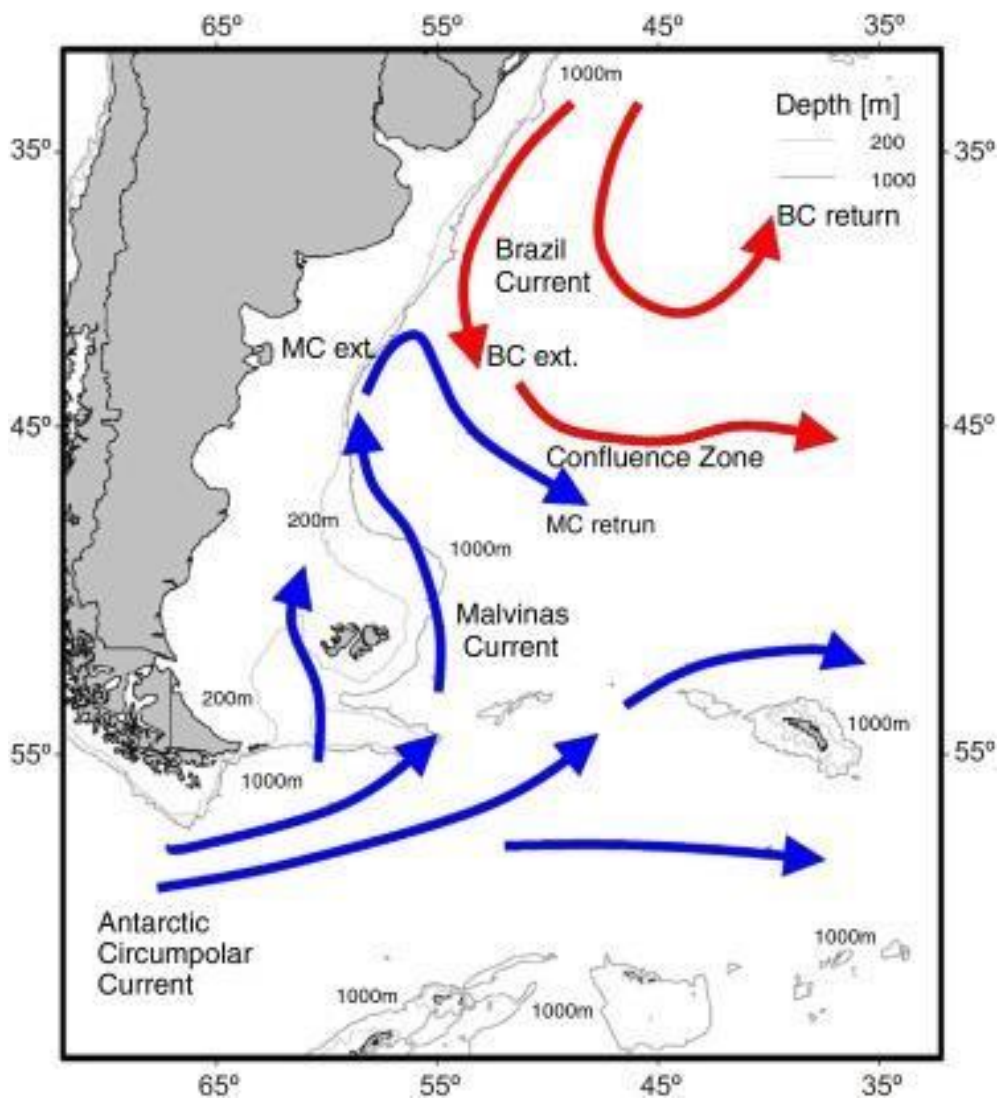


Рисунок 1.7 – Схема течій у зоні аргентинського континентального шельфу. Червоні стрілки – тепла Бразильська течія, яка рухається у напрямку полюса, сині стрілки – холодні течії (Мальвінська, поточна у напрямку екватора та Антарктична циркумполярна течія). Континент і шельф до ізобат 200 і 1000 м позначені відповідно світло-сірою та темно-сірою лініями [14]

Помітним попередником утворення вихорів з теплим ядром є аномальна міграція до полюса Бразильської течії, що утворює складну інтрузивну структуру, яка веде до набору меандрів і кілець, які іноді називають інтрузивними вихорами. Аномалії температури поверхні океану в цих вихорах можуть досягати 10 °С, і мають тривалість життя близько двох місяців.

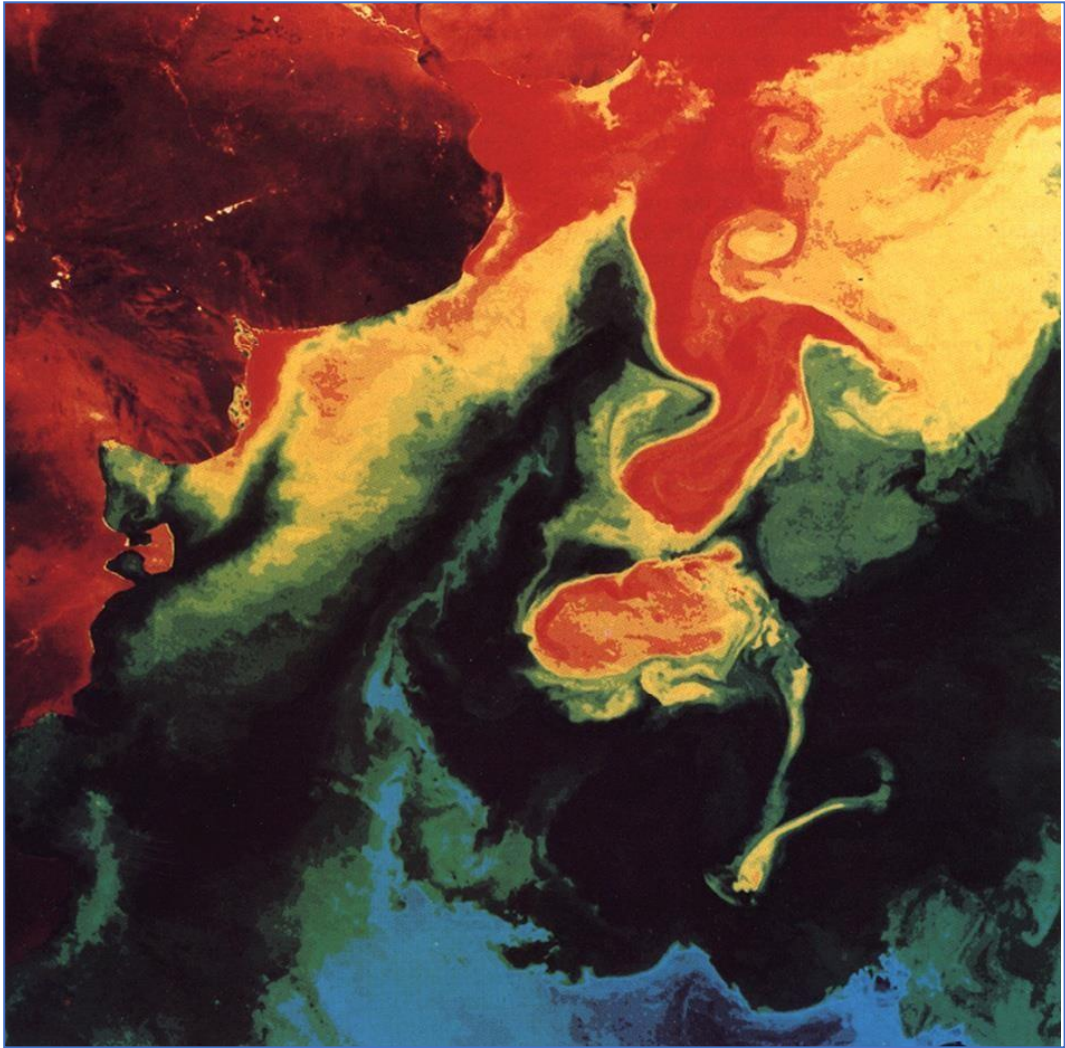


Рисунок 1.8 – Зображення ЗБМТ, отримане за допомогою вдосконаленого радіометра дуже високої роздільної здатності, під час розширення на південь Бразильської течії та формування великого антициклонічного (теплого) кругообігу. Найбільш теплі поверхневі води (приблизно 25 °С) відзначені червоним кольором, зниження температури поверхні позначено жовтим та зеленим кольором, темно-синім кольором показані найхолодніші води, які приносяться на північ Мальвінською течією (приблизно 9 °С) [10]

Гідрографічні спостереження показують, що кругообіги в районі ЗБМТ мають вертикальну когерентність, а тягнуться до кількох тисяч метрів глибини. Ці круговороти є важливим механізмом меридіонального перенесення солей та тепла, та забезпечують інтенсивне перемішування субантарктичних та субтропічних вод. Антициклонічні теплі ядра, що відірвалися від Бразильської течії, часто залучаються до субантарктичного кругообігу. Так само холодні циклонічні кругообіги, що відірвалися від Мальвінської течії, часто потрапляють у комірку рециркуляції, яка домінує у південно-західній частині субтропічного кругообігу.

Крім мезомасштабної мінливості, пов'язаної з утворенням вихорів та меандрів, мінливість системи ЗБМТ має також виразні піки у піврічному та річному періодах [15]. Хоча піврічна мінливість Бразильської течії дуже мала, вона збільшується майже у половину величини річного сигналу Мальвінської течії. Вважається, що піврічна складова мінливості Мальвінської течії пов'язана з аналогічною складовою у вітровому впливі на Південний океан. Найбільш значні варіації перенесення, отримані на основі прямих спостережень та супутникової альтиметрії, останніми роками переключилися з відносно коротких циклів (50-90 днів) на сезонні та більш тривалі часові масштаби. У річній складовій мінливості у південно-західній Атлантиці переважають великі меридіональні відхилення фронту ЗБМТ. Супутникові аномалії температури поверхні моря та висоти поверхні моря показали, що широта розташування фронту ЗБМТ має тенденцію сезонно повертатися навколо фіксованої точки, розташованої приблизно на $39,5^{\circ}$ пд.ш., $53,5^{\circ}$ з.д., змінюючи свою орієнтацію з півночі на південь взимку та з північного заходу на південний схід влітку. Таким чином, у середньому фронт перетинає ізобату 1000 м близько $38^{\circ} 30'$ пд.ш. влітку і на північ від 37° пд.ш. взимку.

Оскільки вважається, що розташування ЗБМТ залежить від масового перенесення двох західних прикордонних течій, сезонні усунення ЗБМТ можуть відображати відносні варіації перенесення Бразильської та

Мальвінської течії. Чисельне моделювання для цього регіону показує, що перенесення Бразильської течії слідує за річною еволюцією завихореності напруги вітру над субтропічним басейном, досягаючи максимуму влітку (коли ЗБМТ знаходиться в південному положенні) і мінімуму взимку (коли місце злиття зміщується далі на північ). Сезонні зміни перенесення Мальвінської течії при чисельному моделюванні не збігаються фазою з перенесенням Бразильської течії. Однак ці варіації в основному зосереджені у прибережній частині течії. Хоча відомо, що північна гілка АЦТ, яка живить перенесення Мальвінської течії, має чітко виражений річний сигнал у протоці Дрейка. Спостереження *in situ* та дистанційні спостереження не змогли виявити будь-якої чіткої сезонної мінливості на середніх широтах. Отримані з супутника часові ряди місцезнаходження ЗБМТ показують, що фронт змістився на південь приблизно на 130 км за останні два десятиліття, тоді як довші поля атмосферного реаналізу припускають, що цей зсув може бути частиною довготривалих коливань, пов'язаних з варіаціями басейнових вітрів. Численні експерименти показують дрейф ЗБМТ, аналогічний тому що виявлений за даними спостереження. Вони вважають, що дрейф ЗБМТ викликаний ослабленням північної гілки АЦТ. Це ослаблення викликає зменшення перенесення Мальвінської течії.

Декілька досліджень пов'язують періодичні варіації положення ЗБМТ з факторами, що контролюють це перенесення, а саме із завихренням напруги вітру над субтропічним кругообігом і перенесенням АЦТ у протоці Дрейка [16, 17]. Нещодавні дослідження також показали, що крім цих періодичних коливань, ЗБМТ також дрейфує на південь. Використовуючи супутникові дані [18] відзначено про дрейф ЗБМТ на південь у період між 1993 та 2008 рр. зі швидкістю, що коливається від 0,81 °/10 років до 0,39 °/10 років (рис. 1.9), залежно від методів розрахунку [19] використовували поверхневі дрифтери та супутникові альтиметричні дані вздовж треку для підтвердження дрейфу ЗБМТ і повідомили, що в період між 1992 та 2007 рр.

ЗБМТ зміщувався на південь зі швидкістю $0,64 \pm 0,20$ °/10 років. Досі немає переконливих доказів того, що викликає дрейф ЗБМТ, який спостерігається.

Однак у роботі [19] зауважили, що дрейф ЗБМТ корелює з південним трендом широти максимальної завихореності напруги вітру у Південній Атлантиці. Невідомо, чи викликала ця тенденція у вітровій нарузі зміщення ЗБМТ, яке спостерігалось, тому що не існує одночасних спостережень перенесення Бразильської та Мальвінської течій.

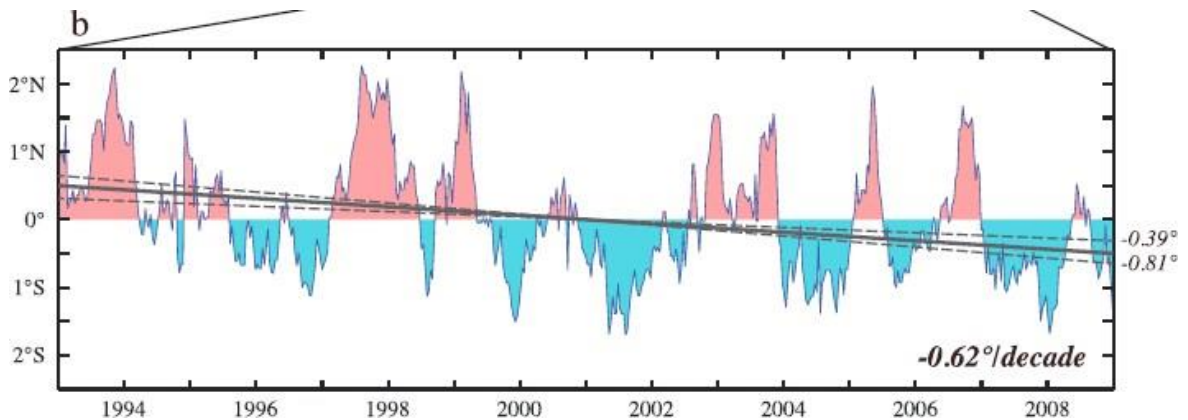


Рисунок 1.9 – Міжрічний хід широтного положення ЗБМТ після видалення сезонного циклу. Суцільна чорна лінія – лінійний тренд ($-0,62$ °/10 років), пунктирні лінії – тренди, отримані із супутникових спостережень за рівнем моря ($-0,81$ °/10 років) та ТПО ($-0,39$ °/10 років) [18].

Аналіз 13-річного запису перенесення Мальвінського течій близько 40 - 41° пд.ш. [20] не виявив суттєвої тенденції, але продемонстрував значне збільшення сезонної мінливості перенесення Мальвінської течії після 2000 року.

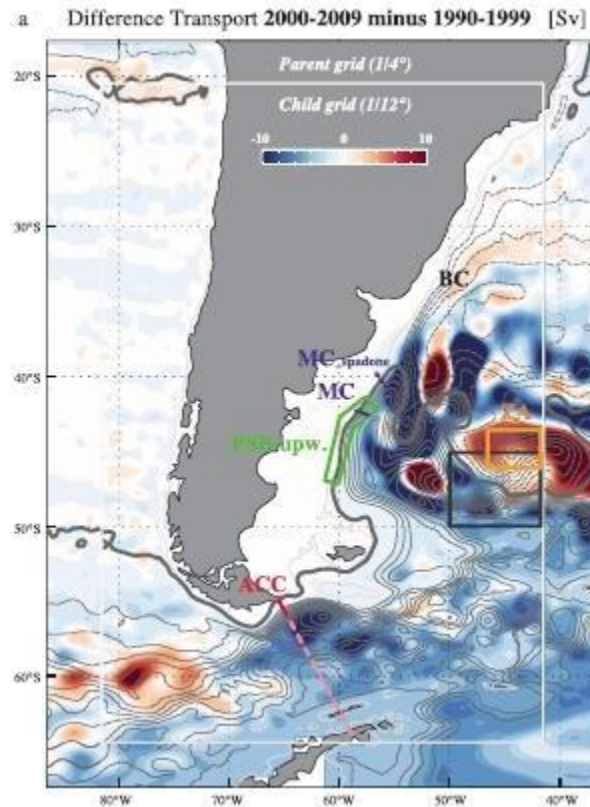
Дані моделювання показали, що середнє положення ЗБМТ приблизно на $0,8$ південніше, ніж за даними спостережень. Як показано в [17], придонне тертя є одним із регульованих параметрів для управління середнім північним перенесенням АЦТ і, отже, середнього положення ЗБМТ. ЗБМТ зміщується на південь під час осені південної півкулі (березень-квітень-травень) і на

північ під час весни південної півкулі (вересень-жовтень-листопад) з більш вираженою сезонністю після 1992 р. ЗБМТ також демонструє сильні міжрічні варіації з амплітудами аномалій до 2 °С. Міжрічні варіації моделі ЗБМТ також перебувають у згоді із супутниковими та дрейферними оцінками [18, 19].

У великомасштабному субтропічному кругообігу суттєвих змін циркуляції не відбувається, спостерігається посилення перенесення Бразильською течією поблизу району ЗБМТ, що пов'язано більше зі зміщенням ЗБМТ на південь, ніж з посиленням перенесення Бразильською течією вгору уздовж потоку. Найімовірніше дрейф ЗБМТ на південь обумовлений послабленням перенесення АЦТ, а не посиленням великомасштабного субтропічного кругообігу. Саме сезонний дрейф ЗБМТ на південь до і після 1999-2000 років збільшує амплітуду річної та піврічної мінливості океанічної циркуляції в даному районі та пояснює зміни перенесення Мальвінською течією близько 40° пд.ш.

Дрейф ЗБМТ на південь у період 1993-2008 років пов'язаний із загальним ослабленням циркуляції Південного океану, викликаним ослабленням західного вітрового впливу. Дрейф ЗБМТ пов'язаний не зі стійким трендом, а з різким зрушенням циркуляції в період 1999-2000 років. Аналогічні зрушення виявляються у часових рядах перенесення АЦТ та вітрів Південного океану. Міграція ЗБМТ на південь збільшує річну та піврічну мінливість перенесення Мальвінської течії на 40° пд.ш (рис. 1.10). Слід зазначити, що за період 1992-2008 років максимальна завихоренність напруги вітру в Південній Атлантиці також має тенденцію на південь як за даними Національного центру з охорони навколишнього середовища, наборами даних прогностичного національного центру атмосферних знижень та реаналізу ERA_interim [19].

Дрейф ЗБМТ на південь та пов'язані з ним зміни мінливості Мальвінської течії є найбільш задокументованими наслідками змін



(a)



(б)

Рисунок 1.10 – (а) різниця перенесення (Св) у 2000-2009 рр. відносно 1990-1999 рр. (сірі контури є функцією середнього транспортного потоку 34-річної інтеграції (1979-2012 рр.), суцільні лінії – додатні значення, а пунктирні лінії – від’ємні значення, товста суцільна лінія відзначає нуль, інтервал 10 Св; (б) сезонні варіації ЗБМТ, суцільні лінії – варіації за даними моделювання (сірі) та переміщення Мальвінської течії (сині) [13]

південноокеанських вітрів, але не єдиними. Модельний аналіз також вказує на суттєву зміну величини апвелінгу патагонського шельфу після 1999-2000 рр., який підтримується вторгненнями Мальвінської течії на континентальний шельф і залежить від величини перенесення в ньому [21]. Оцінка реакції апвелінгу на зміни внутрішньої частини Мавльвінської течії показує високу кореляція ($R = 0,70$).

Як наслідок описаної раніше тенденції перенесення Мальвінської течії, апвелінг також зазнає загального ослаблення після періоду 1999-2000 років. Оскільки апвелінг патагонського шельфу приносить у фотичну зону глибинні води, багаті на поживні речовини, його зміни можуть вплинути на стан місцевих морських екосистем.

Результати моделювання також показують ослаблення антициклону Запіола з 1994 по 2006 рр. Антициклон Запіола є великим баротропним вихором (шириною $\sim 10^\circ$) з центром над Аргентинською улоговиною ($\sim 44^\circ$ пд.ш., 45° з.д.), який контролюється донним тертям та рухомими вихровими потоками. Часовий ряд перенесення антициклону Запіола показує сильну міжрічну мінливість ($70,7 \pm 9,7$ Св) і негативний тренд з 1994 по 2006 рр. Модельні розрахунки показали, що мінливість перенесення антициклону Запіола пов'язана з локальним вихровим полем кінетичної енергії.

1.7 Мінливість температури поверхні води

Дослідження мінливості ТПО в західній частині Південної Атлантики зосереджені на визначенні сезонних моделей ТПО в зоні ЗБМТ або в сусідніх районах шельфу [22]. Відомо, що в даному регіоні існує міжрічна мінливість ТПО, про що свідчать наземні та супутникові спостереження. Ці дослідження описують виникнення важливих несезонних характеристик ТПО з масштабом кілька років. Згідно з цими роботами, бувають періоди, коли аномально холодні та мало солоні води спостерігаються на внутрішньому та

середньому шельфі в районі, відомому як Південно-Бразильська затока. Хоча в науковій літературі мало згадок про це явище, це зимове вторгнення вод із районів шельфу Аргентини-Уругваю на північ вздовж континентального шельфу відносно добре відоме океанографічній спільноті Бразилії. Аналіз гідрографічних, дрифтерних та супутникових даних виявив наявність полоси холодної (14-17 °С) та мало солоної (33,0-34,00 ‰) води між узбережжям та Бразильською течією.

Ці події радикально змінюють локальну фізичну та біологічну динаміку. Як холодні, так і додатні АТПО, мабуть, впливають на улов риби. Наприклад, відмову поповнення чисельність популяції бразильської сардини біля узбережжя Бразилії у 1977 р. можна пояснити виникненням більш ранньої від'ємної АТПО під час Ель-Ніньо (ENSO) 1976-1977 рр. В результаті від'ємних аномалій ТПО літні (січень-лютий-березень) нерестові сезони 1977, 1987 та 1989 рр. давали річні паттерни, пов'язані з відсутністю апвеллінгу холодних багатих на поживні речовини ЦВПА в прибережну зону місцеперебування сардин. У цьому районі переважають малородючі шельфові води, що, в свою чергою, призводить до зниження первинної продуктивності. Ці невдачі поповнення сардини пояснюють можливим локальним проявом ENSO або великими додатними АТПО на Бразильському шельфі, що спостерігалися навесні (жовтень-листопад) в цей період. Важливо, що всі ці три періоди відповідають подіям ENSO (наприклад, 1976 – 1977 та 1986 – 1987 рр. для Ель-Ніньо та 1988 – 1989 рр. для Ла Ніньо).

Аналіз супутникових даних температури поверхні моря (ТПМ) вздовж західного регіону Південної Атлантики показав наявність великомасштабних варіацій ТПМ в смузі континентального шельфу і вздовж схилів з глибинами менше 1000 м, між 42 і 22° пд.ш.

Аналіз аномалії від помірних до сильних (АТПО \geq 18 °С), які зберігаються понад 60 днів, показали, що після початку явища, пов'язаного з ENSO (ENSO+1 рік), реєструються сім від'ємних та три додатних АТПО. Результати просторово-часових діаграм показують, що аномалії ТПМ,

спрямовані на південь, чутливіші під час фази ENSO. З іншого боку, аномалії ТПО, що поширюються північ, мабуть, відбуваються щороку у період ENSO+1 рік. Просторово-часові діаграми показують аномальні від'ємні (додатні) аномалії ТПО, що поширюються на північ, які пов'язані з теплим (холодним) ENSO+1 рік. Від'ємні та додатні аномалії, що поширюються на північ, мають розрахункові середні швидкості порядку 18 і 13 см/с, відповідно.

Амплітуда АТПО більше у Ріо-де-ла-Плата і сектору лагуни Патос, який включає постійний центральний регіон телеконекції Південного коливання на південному сході Південної Америки. Аналіз показав, що міжрічні та внутрішньорічний коливання припадають на середньошельфові ділянки, де відзначається понад 65 % загальної несезонної мінливості. Для цих двох режимів можна зробити кілька важливих висновків:

- 1) часова мінливість, пов'язана з цими режимами, показує тенденцію до того, що від'ємні АТПО пов'язані з явищами ENSO;
- 2) регіони, де спостерігаються найбільші відмінності це ділянка між Ріо-де-ла-Плата та лагуною Патос, а також Південно-Бразильська затока.

Обчислення спектрів щільності потужності між Південним коливанням і міжрічними та внутрішньорічними коливаннями показують, що вони статистично значущі на частотах, відповідних до 3,3 років. З обчислень квадрата когерентності цих коливань простежується 3,12-річний пік. Фазовий аналіз показав, що АТПО слідує за Південним коливанням з часовим відставанням в 1,3 роки і обмежені внутрішнім та середнім континентальним шельфом, що тягнеться від Ріо-де-ла-Плата до 25° південної широти в Бразильській затоці.

Таким чином, відмінності у величині аномалій ТПО відображають міжрічні варіації, пов'язані з сильною та помірною інтенсивністю періодів ЕНЮК у Тихому океані. Можливо, крім тихоокеанського впливу, стійкі аномалії ТПО у прибережній смузі західної частини Південної Атлантики пов'язані також з аномальною ТПО, пов'язаною з Великомасштабним

субтропічним південно-атлантичним кругообігом або з аномальними умовами південно-атлантичної системи високого тиску в більш тривалих масштабах часу.

Модель загальної циркуляції атмосфери та океану може бути використана для опису широкого розмаїття взаємодіючих процесів, що відбуваються у позатропічній атмосфері та океані. У довгострокових часових масштабах сучасної кліматології АТПО в межах західної частини Південної Атлантики, мабуть, пов'язані з явищами ЕНЮК у Тихому океані за допомогою механізмів, які ще мають бути визначені з причини їх явного впливу на регіональний клімат та місцеву економіку.

2 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

2.1 Район дослідження

Дослідження проводилося в акваторії південно-західної частини Південної Атлантики, на ділянці, обмеженою широтами від 35° пд.ш. до 50° пд.ш., та довготами від 30° з.д. до 55° з.д. (рис. 2.1). Ця ділянка включає місце ЗБМТ та його розширення, а також квазіпостійний антициклонічний кругообіг Запіола.

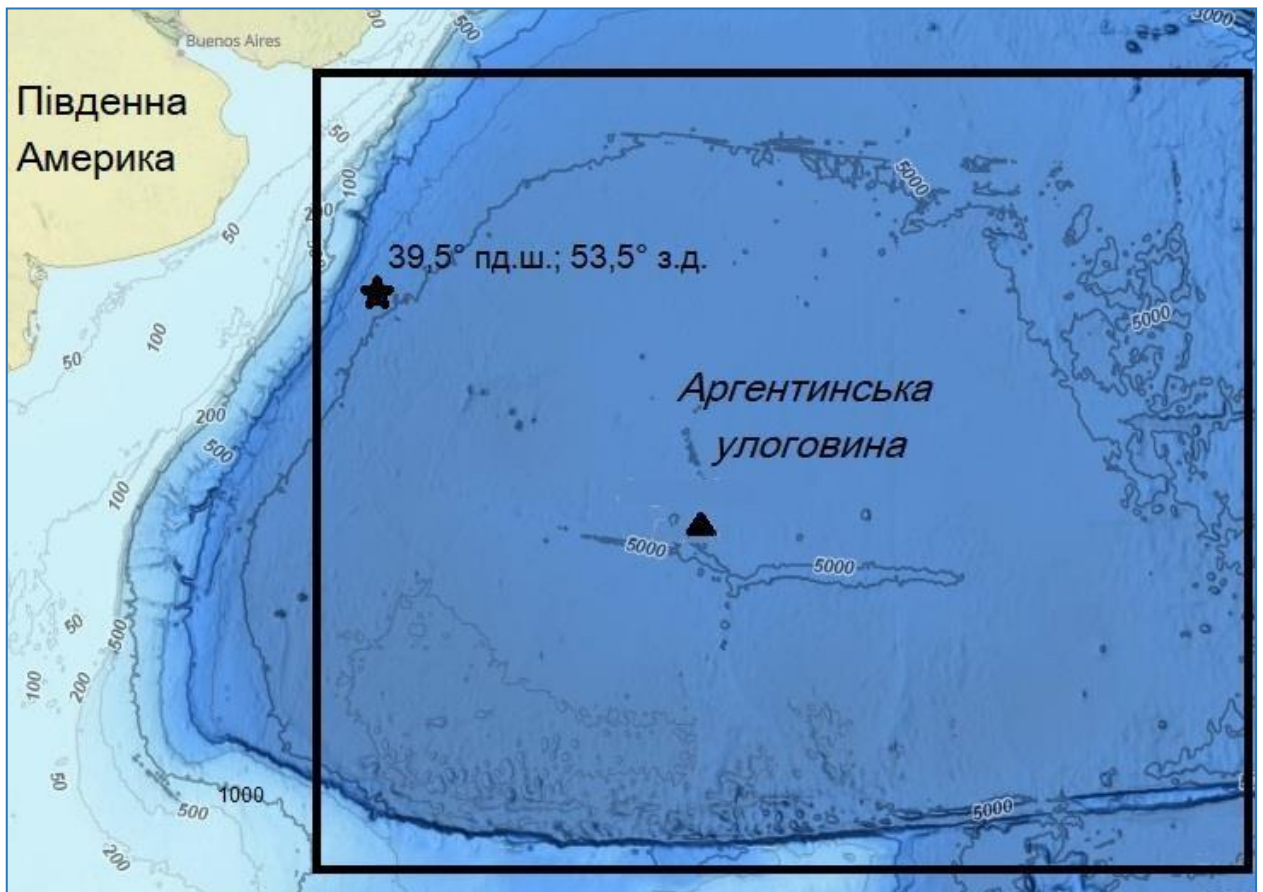


Рисунок 2.1 – Рельєф морського дна (рамкою виділено область дослідження, зірка – точка навколо якої ЗБМТ повертає від сезону до сезону, трикутник – центр квазістаціонарного антициклонічного кругообігу Запіола [23]

Рельєф морського дна у районі дослідження включає Аргентинську улоговину, яка займає його більшу частину. Аргентинська улоговина має глибини близько 5000 м, які в південно-західній частині досягають 6410 м. Уздовж південного кордону району дослідження розташована ділянка Фольклендського плато. Глибини тут варіюють від 200 до 2300 м. У північно-західному куті району дослідження розташована ділянка континентального шельфу, який проходить уздовж Уругвайського узбережжя.

2.2 Вихідні дані

2.2.1 Добові аномалії рівня моря

Ідентифікація кругообігів проводилася на основі даних супутникових альтиметричних спостережень, представлених у вигляді регулярної сітки добових аномалії рівня моря (Sea Level Anomalies), розрахованих щодо середнього значення за 20 років з 1993 по 2012 рр. Цей продукт *Global Ocean Gridded LA Sea Surface Heights and Derived Variables Nrt* [24], представлений на порталі Служби моніторингу морського середовища Коперник, має глобальне покриття, просторовий розподіл $0,25^\circ$ та охоплює період з 01.12.2019 р. по поточний час. Аномалії рівня моря оцінюються за допомогою методу оптимальної інтерполяції, що об'єднує вимірювання вздовж траєкторії руху супутника і включає набори альтиметричних даних з різних доступних місій. Продукт обробляється системою обробки даних багатоцільового альтиметра DUACS.

2.2.2 Швидкість течії

Аналіз швидкості течії був виконаний на основі даних продукту *Global Ocean Physics Analysis and Forecast* [25] Служби моніторингу морського

середовища Коперник. Продукт надає результати чисельного моделювання фізичних параметрів Світового океану (температури, солоність, швидкість течії, рівня моря, глибини змішаного шару та параметри льоду) від поверхні моря до 5500 м на 50 горизонтах, має глобальне покриття з просторовою роздільною здатністю $1/12^\circ$, надає годинні, добові та місячні значення, охоплює період з 01.11.2020 р. по поточний час. Цей продукт також надає спеціальний набір даних для поверхневих течій, який включає хвильовий та приливний дрейф, який називається SMOС (поверхнево-об'єднана океанічна течія).

2.2.3 Аномалії температури поверхні океану

Аналіз аномалій температури поверхні океану (АТПО) було виконано на основі даних продукту Оптимальна щодобова інтерполяція температури поверхні моря NOAA OI SST V2 High Resolution Dataset [26], який є довгостроковими кліматичними даними (період 1971-2000 рр.) і дозволяє визначити добові АТПО з кроком $1/4^\circ$. Цей продукт поєднує спостереження з різних платформ (супутників, кораблів, буїв та буїв Argo) у регулярну глобальну сітку. Набір даних інтерполюється, щоб заповнити пропуски у сітці та створити просторово повну карту ТПО.

2.2.4 Дані спостережень буїв-профелемерів Арго

Арго – це міжнародна програма, яка збирає інформацію з глибин океану за допомогою парку роботизованих інструментів, які дрейфують разом з океанськими течіями та переміщуються вгору та вниз між поверхнею та середнім рівнем води. Кожен інструмент (буй-профелемір) практично все своє життя проводить під поверхнею. Дані, які збирає Арго, описують температуру та солоність води, а деякі буй вимірюють інші властивості, що описують біологію/хімію океану [27].

В даному дослідженні були використані дані спостережень за температурою та солоністю на платформах 3901565 (2-9 цикли з 9.01 по 13.02.2021 р.) та 5903664 (376-379 цикли з 22.05 по 21.06.2021 р.).

2.3 Параметр Окубо-Вейсса

Для ідентифікації вихорів був використаний параметр Окубо-Вейсса W , який розраховується за полем швидкості течії [28]

$$W = S_n^2 + S_S^2 - \omega^2, \quad (1)$$

де S_n і S_S – нормальна та дотична компоненти деформації, ω – відносна завихоренність потоку та розраховуються за формулами

$$S_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}; \quad S_S = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}; \quad \omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (2)$$

За допомогою параметра Окубо-Вейсса можна визначити райони, де домінує завихоренність, та райони де домінує зрушення чи деформація.

Області, де $W < 0$ ідентифікуються як вихори, оскільки в них домінує компонента завихрення. Важливим у цьому методі є оптимальне виділення порогового значення W_0 у районах з різною вихровою активністю. Занадто великі значення будуть вести до значної втрати вихорів, вибір занадто малих значень призведе до різкого збільшення їхньої кількості.

Як було зазначено вище, параметр Окубо-Вейсса поділяє райони, де домінує завихоренність і райони, де домінує зрушення чи деформація швидкості. При цьому знак завихрення не відрізняється. Часто при аналізі вихрових структур необхідно знати їх знак, тому було введено модифікований параметр Окубо-Вейсса [29]

$$S^2 = S_n^2 + S_S^2 \quad (3)$$

і

$$Q^2 = S^2 - \omega^2, \quad (4)$$

отримаємо

$$E^2 = \frac{\omega}{2|\omega|} (|Q^2| - Q^2). \quad (5)$$

При цьому $E^2 = \pm|Q^2|$, коли $Q^2 < 0$ і коли $Q^2 \neq 0$.

У північній півкулі додатні значення E^2 відповідають циклонічним утворенням, від'ємні – антициклонічним. Відповідно, у південній півкулі, додатні значення E^2 відповідають антициклонічним утворенням, а від'ємні – циклонічним. Параметр E^2 виділяє тільки ядра потужних, когерентних вихорів і виключає структури, такі як меандри та хвилеподібні структури.

3 ПОВТОРЮВАНІСТЬ МЕЗОМАСТШАБНИХ ВИХОРИВ У ЗОНІ ЗЛИТТЯ БРАЗИЛЬСЬКОЇ ТА МАЛЬВІНСЬКОЇ ТЕЧІЙ І ФОРМУВАННЯ АТПО У 2021 РОЦІ

3.1 Річна зміна кількості кругообігів

Ідентифікація вихорів проводилася з урахуванням аналізу карт добових аномалій рівня океану і карт добових значень вектора швидкості течій. Для уточнення наявності вихору залучався параметр Окубо-Вейсса, який допомагає визначити райони, де домінує завихоренність, а модифікований параметр Окубо-Вейсса дозволяє ідентифікувати циклонічні та антициклонічні утворення.

Для 15 числа кожного місяця 2021 р. було побудовано карти добових аномалій рівня океану, на які було накладено карти просторового розподілу швидкості течії на поверхні.

В результаті було підраховано кількість циклонічних утворень, які на карті аномалій рівня океану являли собою осередки від'ємних значень, та їм відповідали області замкнутої циркуляції вод за годинниковою стрілкою (південна півкуля). Також була підрахована кількість антициклонічних утворень, які на карті аномалій рівня океану являли собою осередки додатних значень, та їм відповідали області замкнутої циркуляції проти годинникової стрілки.

Як видно з рисунка 3.1 в районі дослідження простежується чітко виражений річний хід числа кругообігів, як циклонічних, так і антициклонічних. Максимум кількості антициклонічних вихорів (13 одиниці) відзначався у січні (літо південної півкулі). Мінімум кількості антициклонічних вихорів (1 одиниця) спостерігався у жовтні, а також був вторинний мінімум (2 одиниці) у березні-квітні.

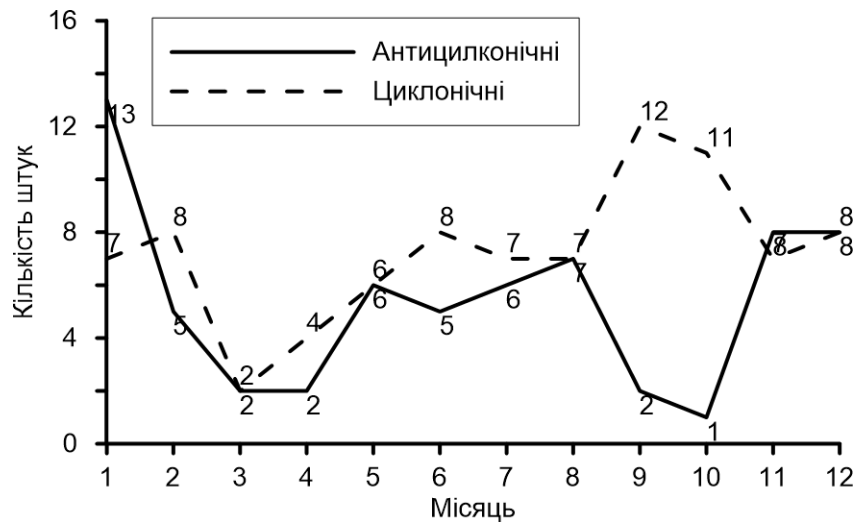


Рисунок 3.1 – Річний хід кількості кругообігів у 2021 році

Максимум кількості циклонічних вихорів (12 одиниць) відзначався у вересні, а мінімум (2 одиниці) у березні.

Таким чином, видно, що в березні-квітні (осінь південної півкулі) відзначалося зниження активності як циклонічних, так і антициклонічних кругообігів, тоді як у вересні-жовтні (весна південної півкулі) спостерігалось зростання числа циклонічних вихорів та мінімум антициклонічних.

3.2 Аномалії температури поверхні океану у 2021 році

Як було зазначено вище, із виникненням циклонічних та антициклонічних кругообігів пов'язано вертикальне переміщення водних мас у центрі цих утворень, яке призводить до формування аномалій температури поверхні океану (АТПО). У центрах циклонічних кругообігів відзначаються від'ємні аномалії, оскільки відбувається вертикальне переміщення вгору води з нижчих шарів, яка має менші значення. У центрі антициклонічних кругообігів внаслідок опускання води на нижчі горизонти та заміщення її водою із сусідніх ділянок на поверхні моря формуються теплі осередки,

оскільки зберігаються у верхньому шарі води, що лежать на поверхні моря і, відповідно, найбільш прогріті.

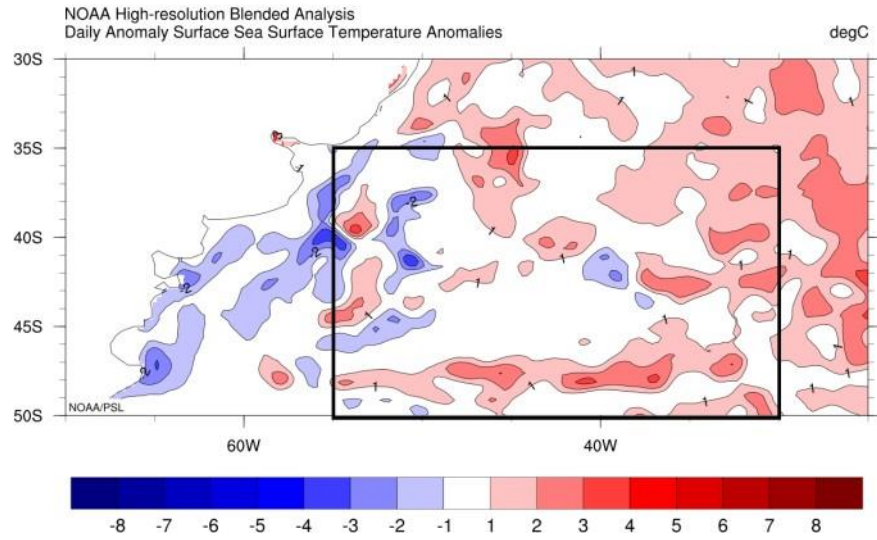
Аналіз карт просторового розподілу АТПО у 2021 р. показав, що протягом усього року в районі розташування квазіпостійного антициклону Запіола є осередки додатних АТПО. Загалом їх розподіл у цьому районі має плямисту структуру на тлі поля нульових аномалій. Причиною цього є те, що антициклонічний вихор Запіола є квазістаціонарним і створювані ним динамічні ефекти, що впливають на просторовий розподіл ТПО в його межах, є постійними, що є нормою для даного району.

Як видно з рисунків 3.2-3.7 по південній периферії Запіоли проходить смуга додатних АТПО на південь від якої на широті близько $48-50^{\circ}$ пд.ш. з березня до серпня (осінь-зима південної півкулі) чітко простежується смуга від'ємних АТПО. У даному випадку присутність додатних аномалій протягом усього року можна пояснити перенесенням теплих вод Бразильської течії антициклонічними кругообігами, які постійно формуються в точці ЗБМТ і потім переміщуються у східному напрямку південною периферією Запіоли.

Від'ємні АТПО формуються в результаті підйому холодних вод Мальвінської рециркуляційної течії, що відбувається в циклонічних кругообігах, які виникають із її меандрів.

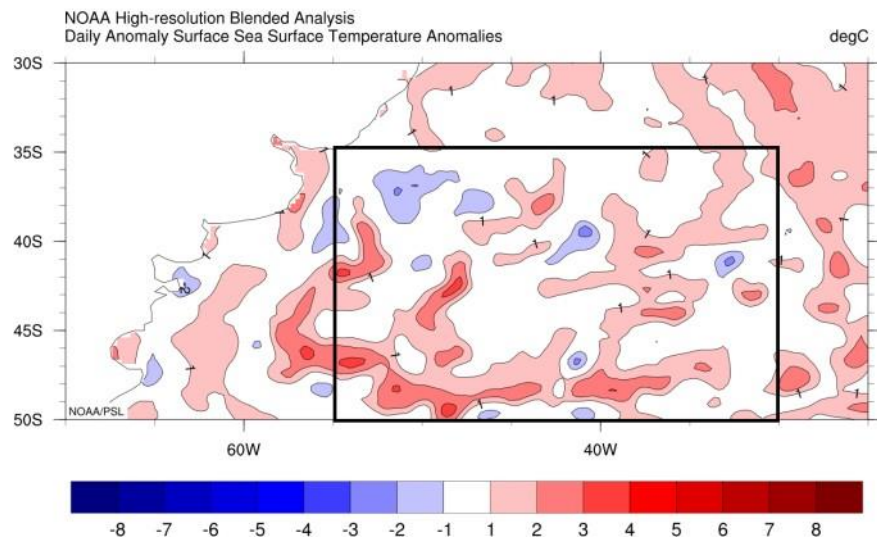
Аналіз карт аномалій рівня моря показав, що на південно-східній периферії Запіоли в районі точки з координатами 45° пд.ш., 34° з.д. у розширенні ЗБМТ присутній квазіпостійний меандр циклонічної кривизни, від якого походить відрив циклонічних вихорів та їх подальше переміщення на захід північною периферією Запіоли. Як правило, на карті аномалій рівня моря ці циклонічні утворення виділяються у вигляді осередків від'ємних значень на тлі незначних додатних аномалій рівня моря. Нерідко вони чергуються із досить потужними антициклонічними вихорами. Перемістившись захід у зону ЗБМТ циклонічні вихори зливаються з циклонічним меандром Мальвінського течії.

JAN 15, 2021



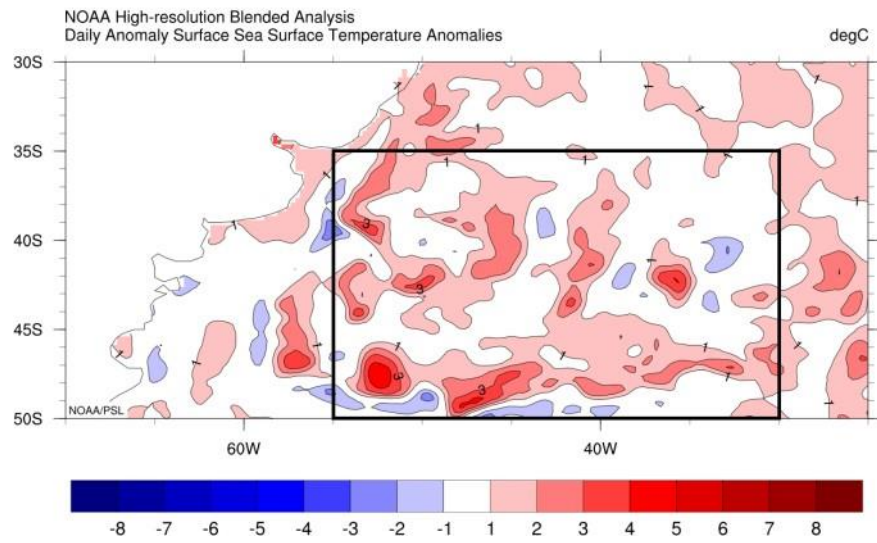
(a)

FEB 15, 2021

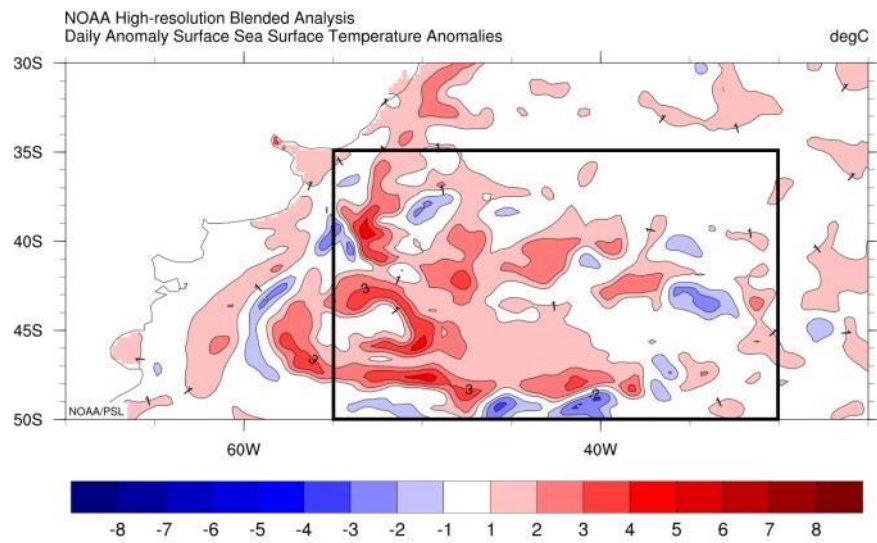


(б)

Рисунок 3.2 – Добові АТПО (°C): 15.01.2021 р. (а), 15.02.2021 р. (б)

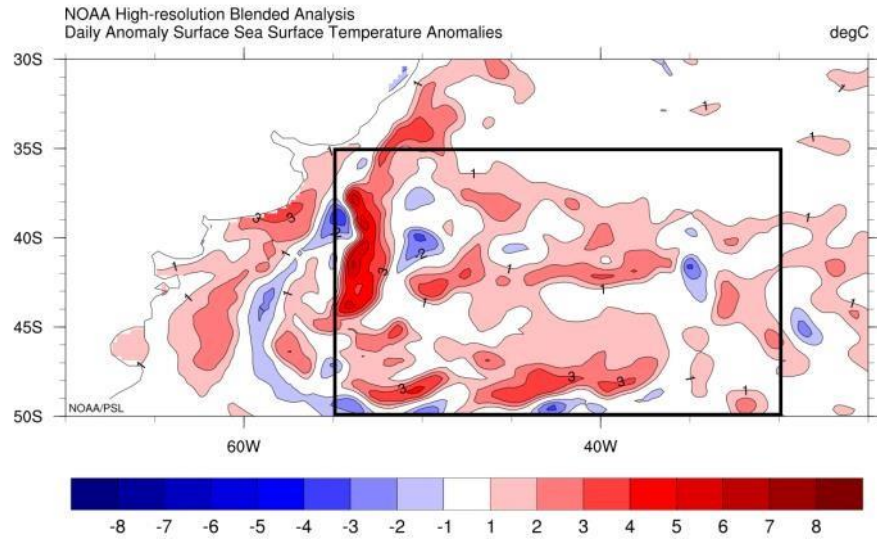
MAR 15, 2021

(a)

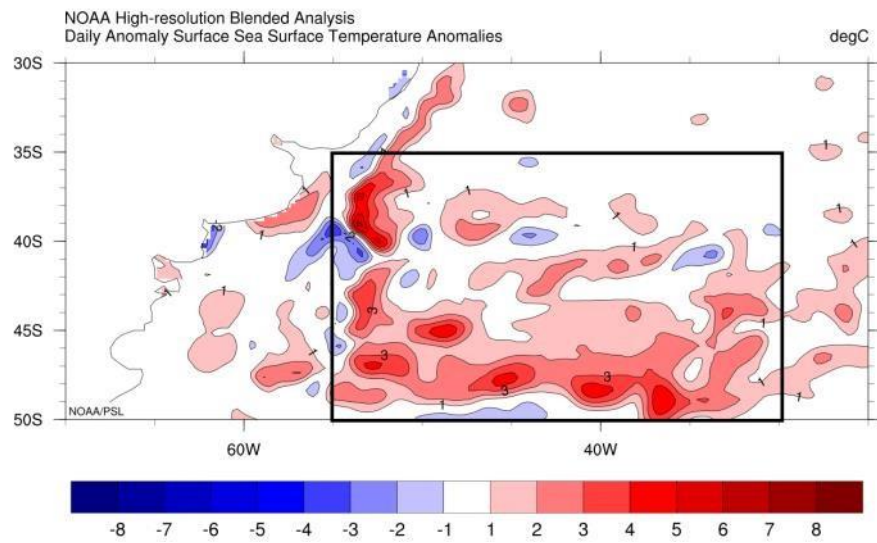
APR 15, 2021

(б)

Рисунок 3.3 – Добові АТПО (°C): 15.03.2021 р. (а), 15.04.2021 р. (б)

MAY 15, 2021

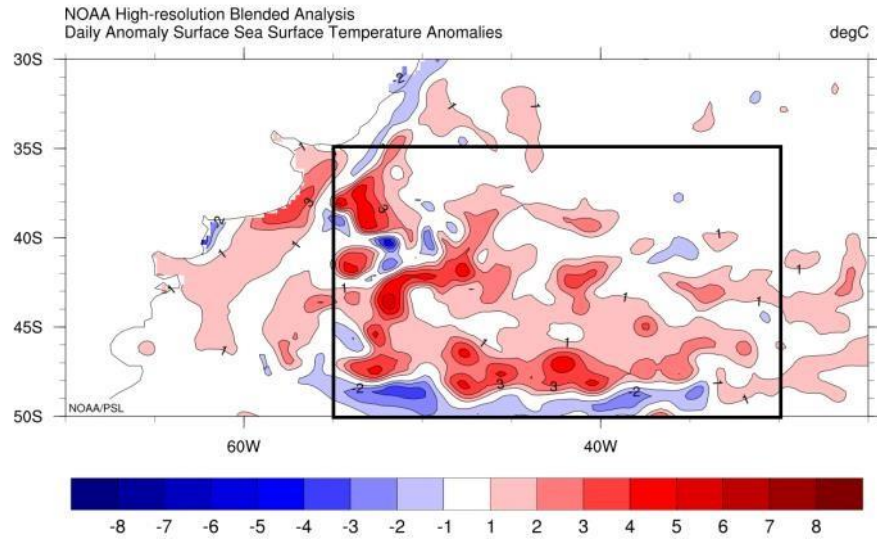
(a)

JUN 15, 2021

(б)

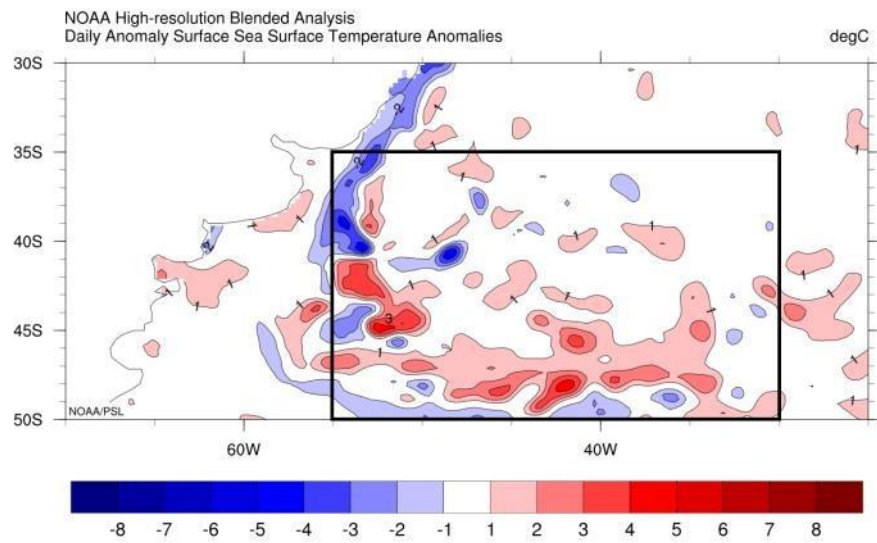
Рисунок 3.4 – Добові АТПО (°C): 15.05.2021 р. (а), 15.06.2021 р. (б)

JUL 14, 2021



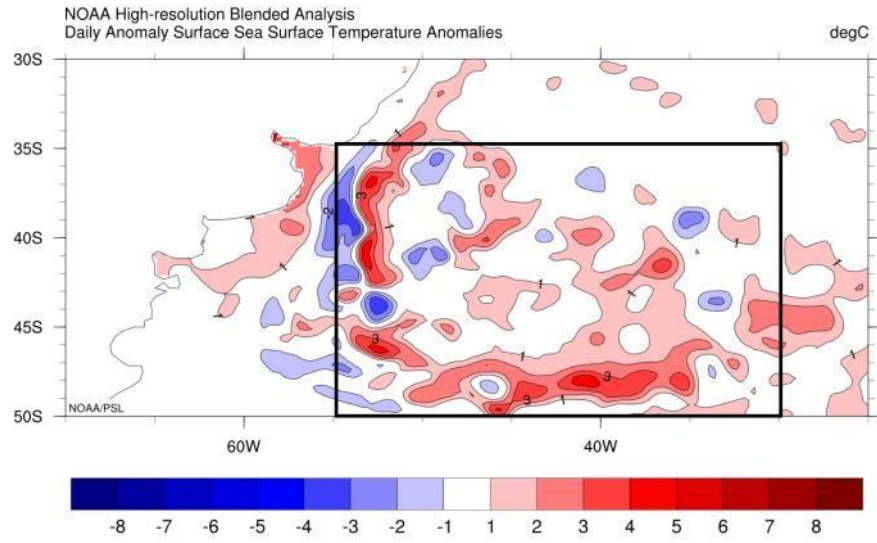
(a)

AUG 15, 2021

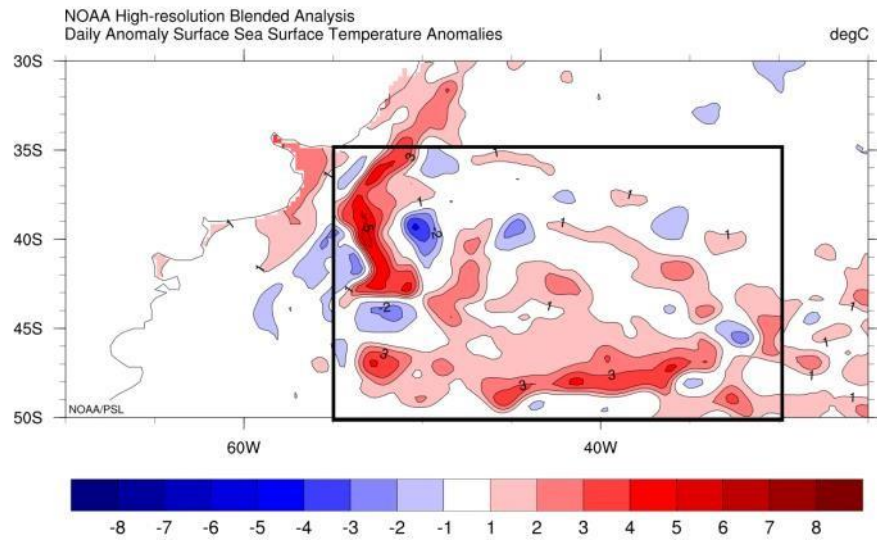


(б)

Рисунок 3.5 – Добові АТПО (°C): 15.07.2021 р. (а), 15.08.2021 р. (б)

SEP 15, 2021

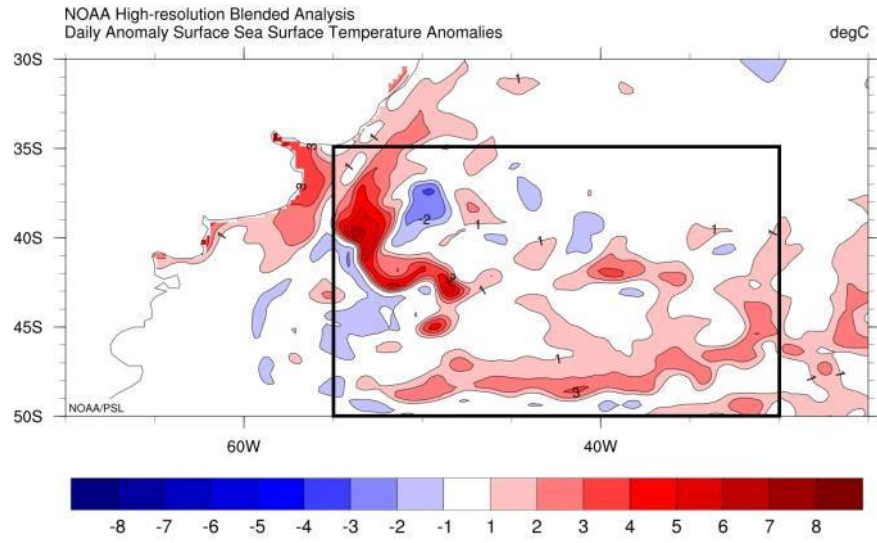
(a)

OCT 15, 2021

(б)

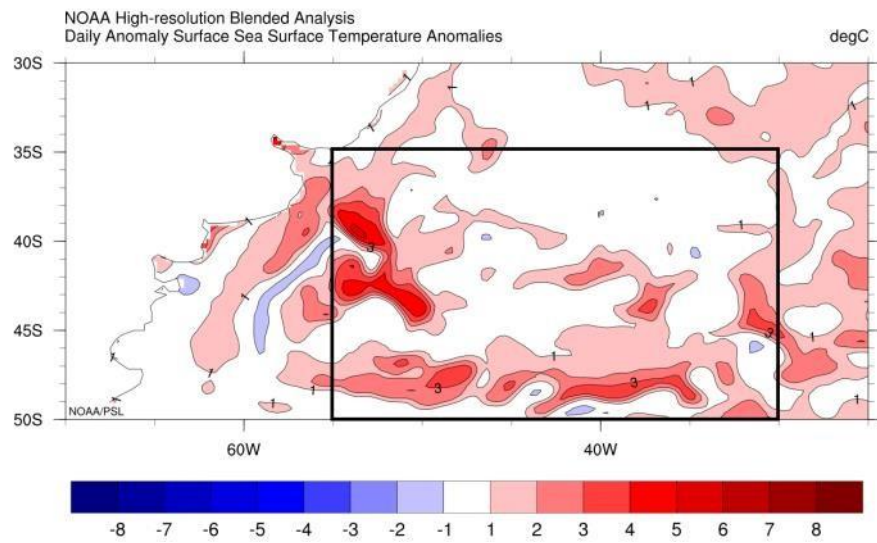
Рисунок 3.6 – Добові АТПО (°C): 15.09.2021 р. (а), 15.10.2021 р. (б)

NOV 15, 2021



(a)

DEC 15, 2021



(б)

Рисунок 3.7 – Добові АТПО (°C): 15.11.2021 р. (а), 15.12.2021 р. (б)

На північ від 40° пд.ш. у зоні дії зворотного потоку Бразильської течії створюються сприятливі умови для формування антициклонічної завихореності поля течії і, формування антициклонічних кругообігів. З цими кругообігами пов'язані додатні АТПО, які добре простежувалися в період із січня по березень 2021 року.

Найбільші додатні АТПО відзначалися у травні, червні та листопаді, та становили 6°C . Вони спостерігалися безпосередньо у гілці Бразильської течії в зоні ЗБМТ.

Найбільші, за абсолютною величиною, від'ємні АТПО відзначалися у липні, серпні та жовтні, та становили -4°C . Всі ці осередки збігалися за розташуванням із зонами циклонічної завихореності (кругообіги, меандри). Слід зазначити, що у липні-серпні від'ємні АТПО, які формувалися у прибережній зоні на широті $30-35^{\circ}$ пд.ш. пов'язані з вітровою циркуляцією в даному районі, що призводить до виникнення на шельфі апвелінгу [30].

4 ХАРАКТЕРИСТИКИ ТА СТРУКТУРА МЕЗОМАСШТАБНИХ ВИХОРИВ

4.1 Циклонічні мезомасштабні кругообіги

Розглянемо характеристики циклонічного мезомасштабного кругообігу, з яким було пов'язано формування АТПО. Таким прикладом може служити вихор, що відокремився від квазіпостійного циклонічного меандру Мальвінської течії, який розташований на схід біля місця ЗБМТ в районі з координатами $40-43^\circ$ пд.ш., $50,5-52,5^\circ$ з.д., і перемістився у північно-східному напрямку, проходячи подальше периферією антициклонічного меандру. Так, на початку формування замкнутої циркуляції 19.07.21 р. центр кругообігу розташовувався у точці з координатами $41,4^\circ$ пд.ш.; $51,2^\circ$ з.д. (рис. 4.1). Вихор мав форму еліпса, велика піввісь якого була спрямована з північного сходу на південний захід і мала довжину 184 км, довжина малої півосі складала 124 км. Відношення великої та малої осей дорівнювало 1,48.

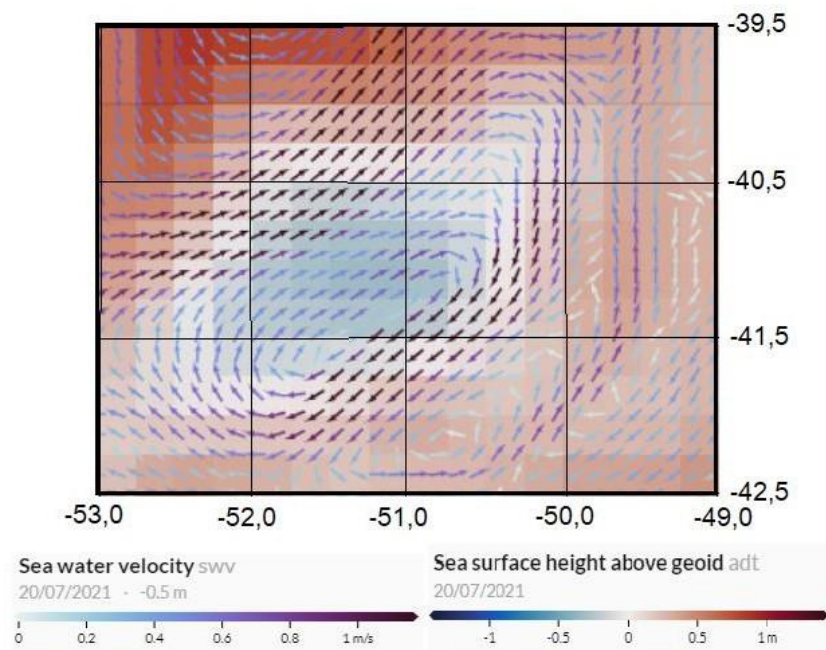
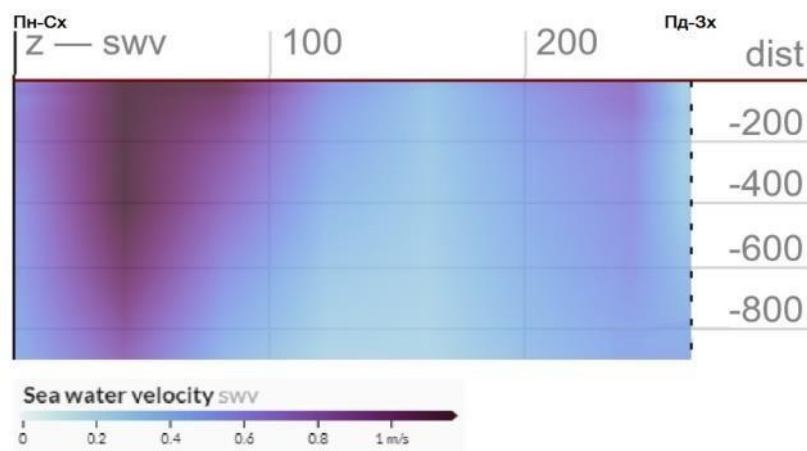


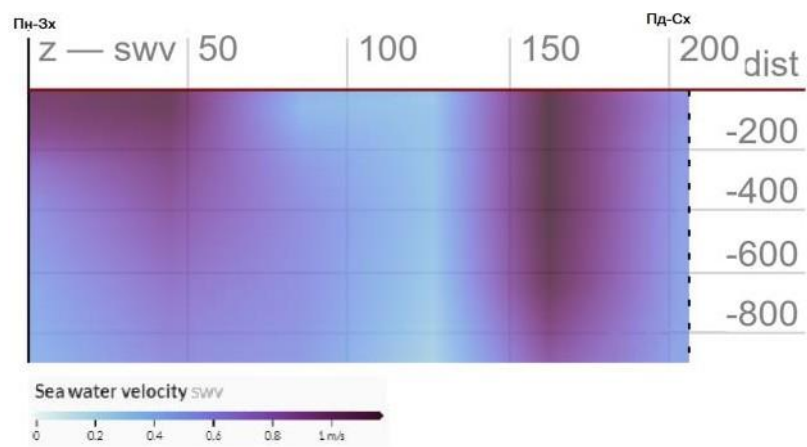
Рисунок 4.1 – Аномалії рівня моря (м) 20.07.2021 р. – суцільна заливка, швидкість (см/с) та напрямок течії на поверхні – зазначено векторами

Параметр Окубо-Вейсса становив $-4,06 \times 10^{-5}$, що говорить про наявність завихренності у полі течій вже на цьому етапі, удосконалений параметр E^2 Окубо-Вейсса мав значення $-4,36 \times 10^9$. Максимальна швидкість течії на поверхні складала 1,57 см/с.

Розподіл швидкостей був асиметричним (рис. 4.2). Найбільша швидкість течії на розрізі вздовж великої півосі становила 1,58 см/с і розташовувалась на глибині 34 м (рис. 4.2а). Найбільші швидкості знаходилися на глибинах від 6 до 47 м.



(a)



(б)

Рисунок 4.2 – Розподіл швидкості течії з глибиною 20.07.21 р. (а) – вздовж великої півосі кругообігу, (б) – вздовж малої півосі кругообігу

Максимальна швидкість течії на перетині вздовж малої півосі становила 1,7 см/с на горизонті 34 м (рис. 4.2б). Найбільші швидкості розташовувалися на глибинах від 6 до 65 м. Вихор мав нахил осі з північного сходу на південний захід і поширювався до глибини близько 3000 м.

З цим кругообігом була пов'язана АТПО (рис. 4.3), яка розташовувалася в центрі кругообігу та становила $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Протягом наступних 10 днів АТПО збільшилася до $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ і зберігалася до 07.08.21 р. після чого почала зменшуватися. При цьому вихор змістився на 144 км зі швидкістю 9,17 см/с у північно-східному напрямку та набув форми, близької до кола.

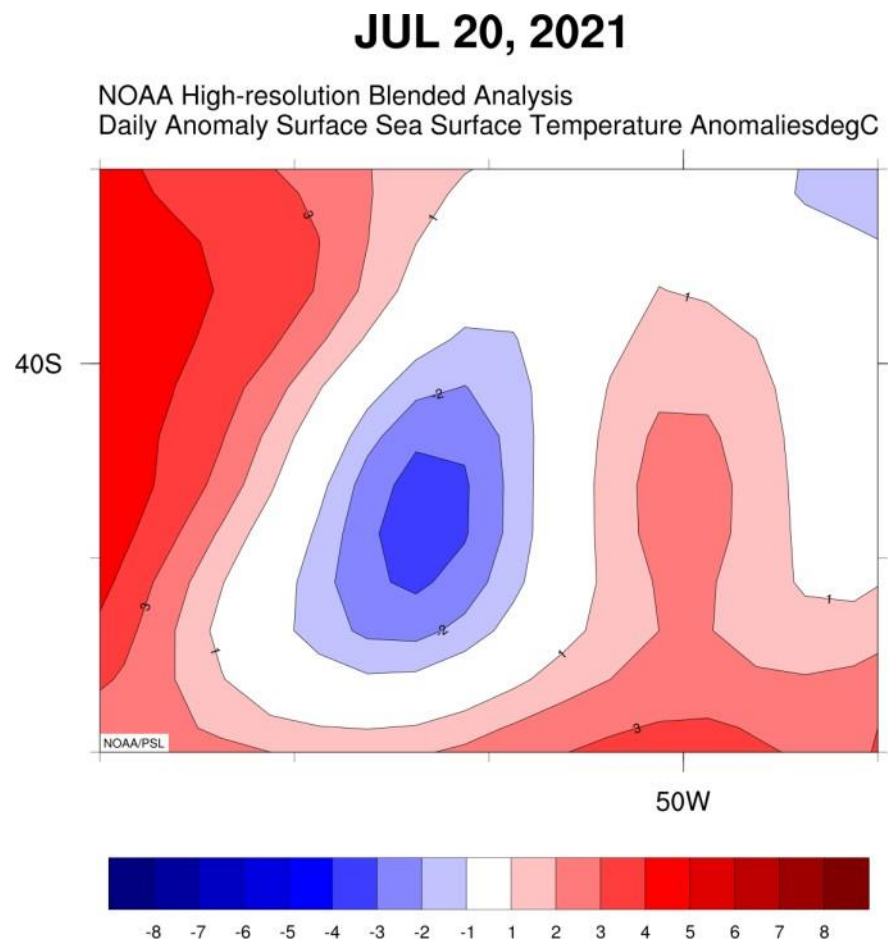


Рисунок 4.3 – АТПО ($^{\circ}\text{C}$) 20.07.21 г.

Максимальна швидкість течії на поверхні 07.08.21 становила 1,9 см/с. Вихрове утворення на поверхні мало діаметр 163 км. Розподіл швидкостей щодо вісі вихору було асиметричним. Найбільші швидкості відзначалися на північній периферії кругообігу.

Розглянемо ще один циклонічний кругообіг, який сформувався в меандрі на західній периферії антициклону Запіола, відокремився 25.07.21 р. і продовжив своє існування до кінця січня 2022 р., перемістившись у західному напрямку по північній периферії Запіоли де з'єднався з групою циклонічних вихорів, які розташовувалися у північно-західній периферії антициклону Запіола. За період з 25.07.21 р. по 25.12.21 р. вихор перемістився на 636 км зі швидкістю 4,8 см/с.

Слід зазначити, що з цим кругообігом не було пов'язано формування аномалій ТПО, мабуть, це може бути пояснено високою швидкістю його пересування і недостатнім часом для переміщення холодних вод з нижче розташованих горизонтів.

У початковій стадії кругообігу його центр знаходився в точці з координатами $44,2^\circ$ пд.ш., $36,27^\circ$ з.д. Розрахунок параметра Окубо-Вейса показав його значення $W = -6,32 \times 10^{-5}$, що говорить про наявність завихреності у полі течій, удосконалений параметр E^2 мав значення $-4,29 \times 10^9$, що підтверджує наявність циклонічного завихрення.

На поверхні океану вихор мав форму, наближену до кола з діаметром 117 км та квазівертикальною віссю. Максимальна швидкість течії у вихорі становила 0,8 см/с. Аномалія рівня моря в центрі кругообігу складала -0,42 м.

У розрізі із заходу на схід (рис. 4.4) простежується асиметричний розподіл швидкості течії з глибиною. Найбільші її значення (понад 0,75 см/с) розташовувалися в підповерхневому шарі (до 2 м) у західному секторі вихору, а також на глибинах 110-186 м на східній периферії.

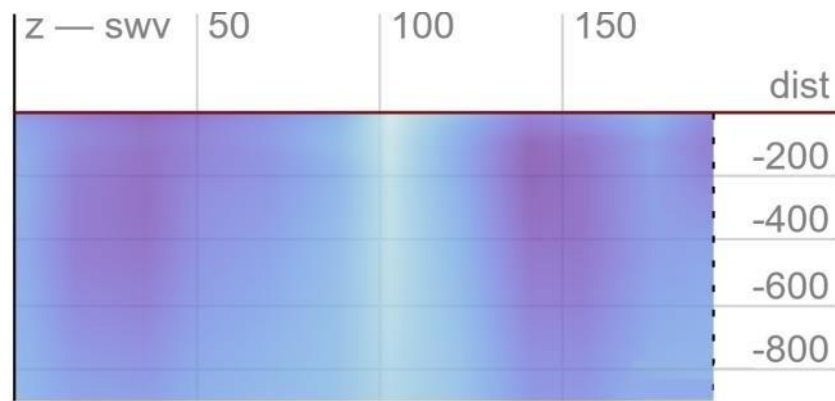


Рисунок 4.4 – Розподіл швидкості течії (см/с) із глибиною 25.07.21 р. вздовж перерізу з заходу (ліва сторона графіка) на схід (права сторона графіка)

Максимум швидкості течії вздовж перерізу з заходу на схід розташовувався на глибині 155 м (0,76 см/с) на відстані 50 км в східному напрямку від центру кругообігу, діаметр вихору на даній глибині становив 105 км.

На початку жовтня кругообіг мав еліптичну форму, витягнуту з північного заходу на південний схід. Максимальна швидкість течії на поверхні становила 0,55 см/с. Параметр Окубо-Вейса мав дорівнював $-6,54 \times 10^{-5}$, параметр E^2 становив $-5,49 \times 10^9$.

Велика піввісь 02.10.21 р. мала довжину 152 км. На рисунку 4.5 представлено розподіл швидкості течії перерізу вздовж великої півосі кругообігу (з північного заходу на південний схід). Вихор мав асиметричну структуру, більш великі швидкості вздовж розрізу спостерігалися на південно-східній периферії вихору. Найбільші швидкості течії склали від 0,6 до 0,68 см/с та спостерігалися на глибинах 110, 156, 266 та 380 м. Максимальна швидкість розташовувалась на глибині 266 м та становила 0,68 см/с.

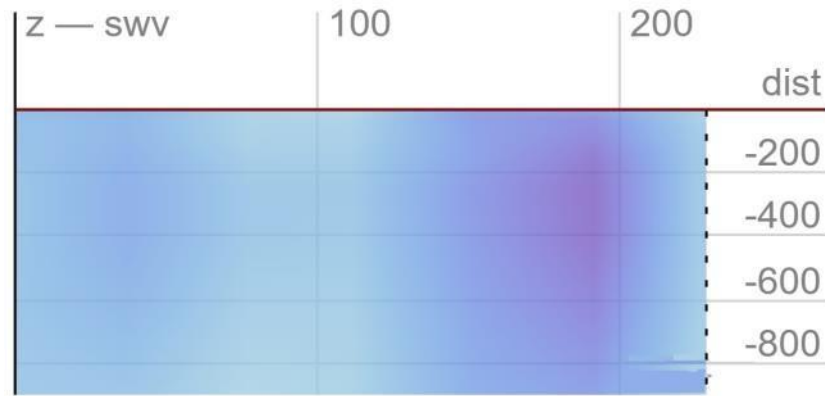


Рисунок 4.5 – Розподіл швидкості течії (см/с) із глибиною 02.10.21 р. (переріз вздовж великої півосі кругообігу, ліва сторона графіку відповідає північному заходу, права сторона – південному сходу)

Мала піввісь кругообігу мала довжину 82 км. У розрізі вздовж малої півосі вихор мав більш симетричну форму, ніж уподовж великої півосі, його вісь була квазівертикальна.

На останній стадії свого існування з кінця грудня кругообіг мав форму еліпса з довжиною великої півосі 87 км та довжиною малої півосі 69 км. Максимальна швидкість течії на поверхні дорівнювала 0,3 см/с. З глибиною вісь вихору мала нахил зі сходу на захід. Максимальна швидкість течії у кругообігу відзначалася на глибині 380 м та складала 0,77 см/с. Загалом, найбільші швидкості спостерігалися у підповерхневому шарі на глибині від 2 до 6 м і складали від 0,65 до 0,68 см/с, а також на глибинах 110, 156, 266, 380, 644 м, і дорівнювали 0,67-0,77 см/с.

Таким чином можна відзначити, що з часом горизонтальні розміри вихору зазнавали значних змін, а швидкість його обертання зменшилась майже в 3 рази.

4.2 Антициклонічні мезомасштабні кругообіги

Розглянемо характеристики антициклонічного кругообігу, який сформувався шляхом відокремлення 30.01.21 р. від квазіпостійного меандру

антициклонічної кривизни. У наступні декілька днів вихор розділювався на два кругообігу, які ще 10.02.21 р. були пов'язані загальної циркуляцією. Докладніше зупинимося на південному з цих двох вихорів.

Отже, розглядати цей антициклонічний мезомасштабний кругообіг як самостійне утворення можна з 11.02.21 р. (рис. 4.6). Цього дня його центр розташовувався в точці з координатами $46,6^{\circ}$ пд.ш., $53,6^{\circ}$ з.д. Вже на початковому етапі свого існування з вихором була пов'язана додатна АТПО, значення якої становило 3°C . В подальший час величина АТПО збільшувалася і 12.03.21 р. стала дорівнювати 4°C , далі 21.03.21 р. вона досягла $5,5^{\circ}\text{C}$, після чого 22.03.21 р. почала зменшуватися. За період з 11.02.21 р. до 21.03.21 р. кругообіг змістився на 154 км у східно-південно-східному напрямку, та швидкість його переміщення складала $4,72\text{ см/с}$.

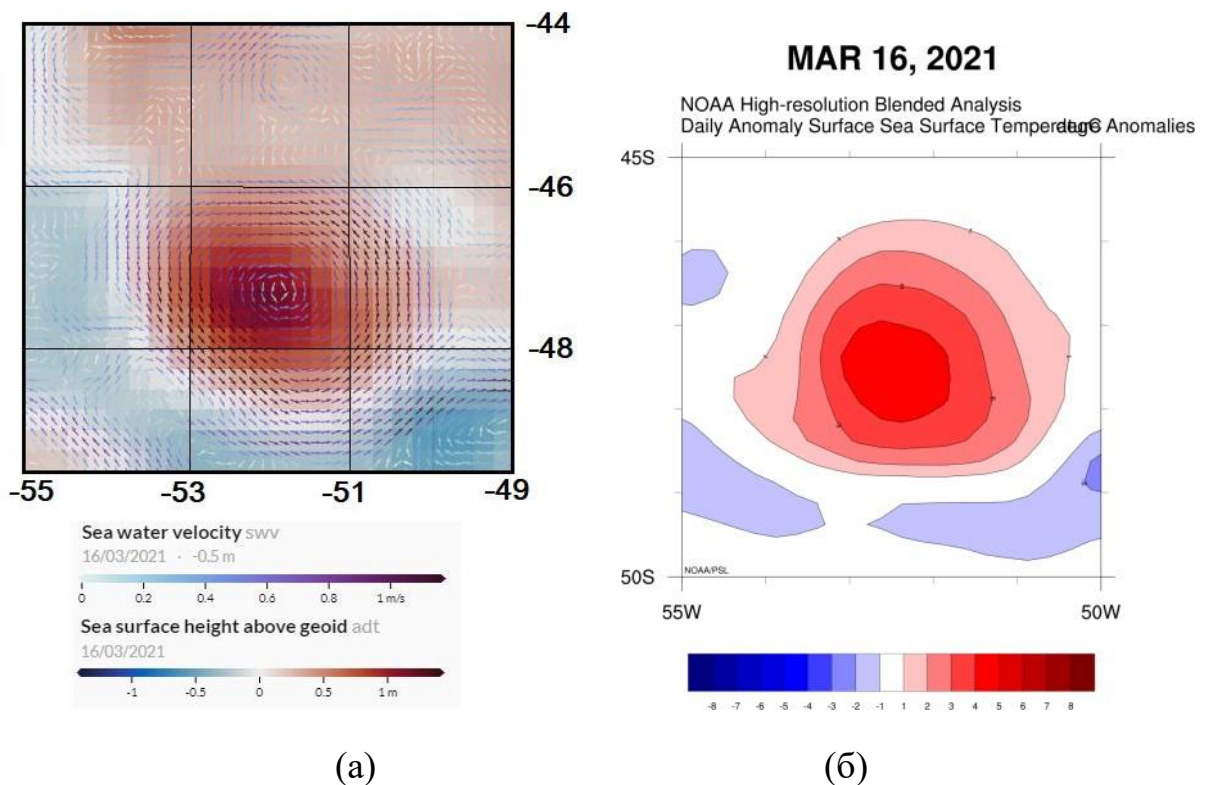
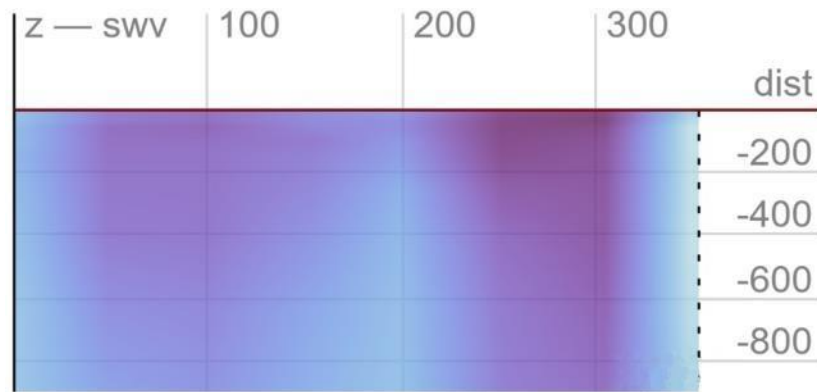
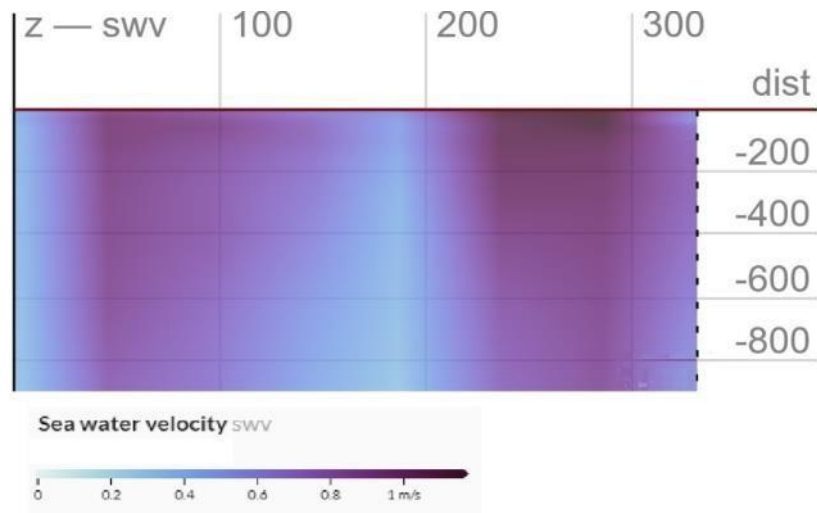


Рисунок 4.6 – (а) аномалії рівня моря (м) 16.03.2021 р. – суцільна заливка, швидкість (см/с) та напрямок течії на поверхні – вказано векторами, (б) – АТПО ($^{\circ}\text{C}$) 16.03.21 р.

У період максимального значення АТПО кругообіг мав такі характеристики. Вихор мав наближену до кругової форму, довжина вздовж осі x (з заходу на схід) складала 219 км, вздовж осі y (з півдня на північ) – 213 км. Таким чином, відношення великої півосі до малої становило 1,03. Уздовж осі y вихор мав симетричну структуру швидкості течії, а вздовж осі x – асиметричну. Спостерігалось переважання швидкості течії на східній периферії кругообігу порівняно із західною периферією.



(a)



(б)

Рисунок 4.7 – Розподіл швидкості течії (см/с) з глибиною 21.03.21 р.:
(а) – вздовж осі x , (б) – вздовж осі y

Як видно з рисунка 4.7 вихор мав квазівертикальну вісь. Найбільші швидкості течії відзначалися в шарі від 2 до 47 м. Найбільша за величиною швидкість вздовж обох розрізів відзначалася на горизонті 0,5 м і складала 1,25 см/с. Максимальна швидкість течії на поверхні дорівнювала 1,43 см/с. Як було зазначено вище 21.03.21 р. АТПО становила 5,5 °С (рис. 4.8).

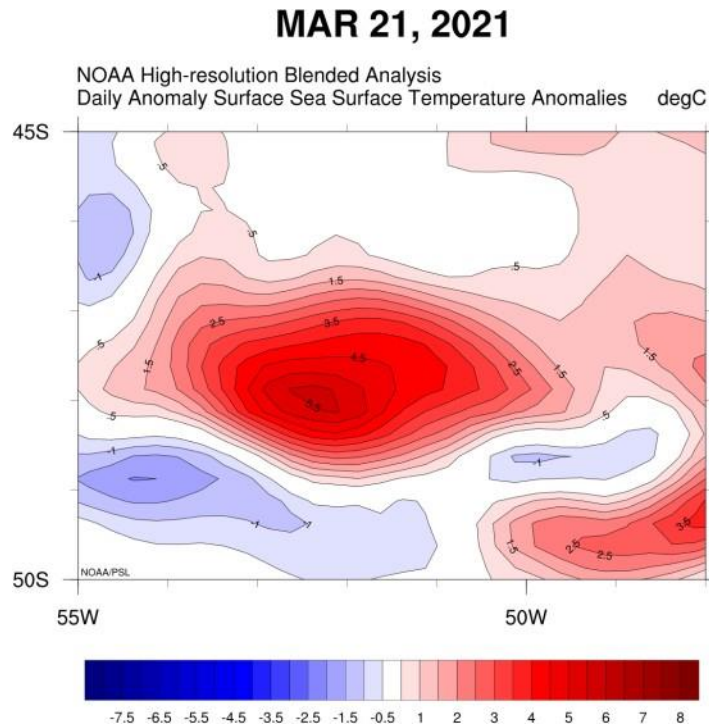


Рисунок 4.8 – АТПО (°С) 21.03.21 р.

Таким чином, можна відзначити, що дане антициклонічне вихрове утворення мало більші горизонтальні розміри и більшу швидкість обертання, ніж у розглянутих циклонічних кругообігів.

4.3 Динаміка вертикального розподілу температури води

Аналіз вертикального розподілу температури води у вихрових утвореннях був виконаний на основі даних спостережень за температурою на платформах (буях-профелемірах) Арго. Було відібрано два вихори (циклонічний та антициклонічний), в межах яких відбувалося переміщення

платформ і таким чином були отримані дані. Слід зазначити, що це було досить складним завданням, оскільки буї вільно переносяться течіями і тому їх траєкторії, зазвичай проходять по периферії кругообігів, що не дивно, оскільки найбільші швидкості течії спостерігаються саме на периферії вихрових утворень. Таким чином, дані температури належали до периферійних частин кругообігів. Також, за даними Арго, були побудовані графіки T, S – діаграми для аналізу водних мас.

Для аналізу зміни температури води в зоні антициклонічної циркуляції було обрано мезомасштабний антициклонічний вихор, який розташовувався на південно-західній периферії антициклону Запіола (табл. 4.1) і йому на поверхні моря відповідав осередок додатних АТПО.

Таблиця 4.1

Взаємне розташування платформи 3901565 проекту Арго та центру антициклонічного вихору з 09.01.2021 р. по 13.02.2021 р.

Дата	№ циклу	Число рівнів	Координати платформи		Координати центру вихору	
			широта, °	довгота, °	широта, °	довгота, °
09/01/2021	2	1502	-47,172	-48,173	-46,9	-48,0
12/01/2021	3	2000	-47,375	-47,588	-47,3	-46,6
15/01/2021	4	2000	-47,620	-47,072	-47,4	-46,1
18/01/2021	5	3002	-48,142	-46,733	-47,7	-45,9
21/01/2021	6	3002	-48,517	-45,967	-47,8	-45,8
24/01/2021	7	3000	-48,211	-45,738	-48,1	-45,9
03/02/2021	8	2937	-48,773	-46,362	-47,7	-45,2
13/02/2021	9	2997	-49,264	-45,515	-46,3	-42,9

За даними вимірювання температури було побудовано графіки її зміни між циклами спостережень (рис. 4.9). Значні зміни температури води відзначалися у шарі 0-700 м. Найбільше збільшення температури спостерігалось 9.01-12.01.21 р. у шарах 100-300 м та 500-510 м, і становило понад 1 °С. Максимальне збільшення відзначалося на горизонті 102 м і складало 2,74 °С.

У період 12.01-18.01.2021 р. температура підвищилась у шарах 0-50, 106-176, 194-378, 1282-1370, 1750-1850 та 2160-2230 м. Найбільше зростання становило 0,99 °С у шарі 120-126 м. Максимальне зменшення температури води відзначалося у шарі 490-540 м і знаходилося в діапазоні від -1,5 до -1,6 °С.

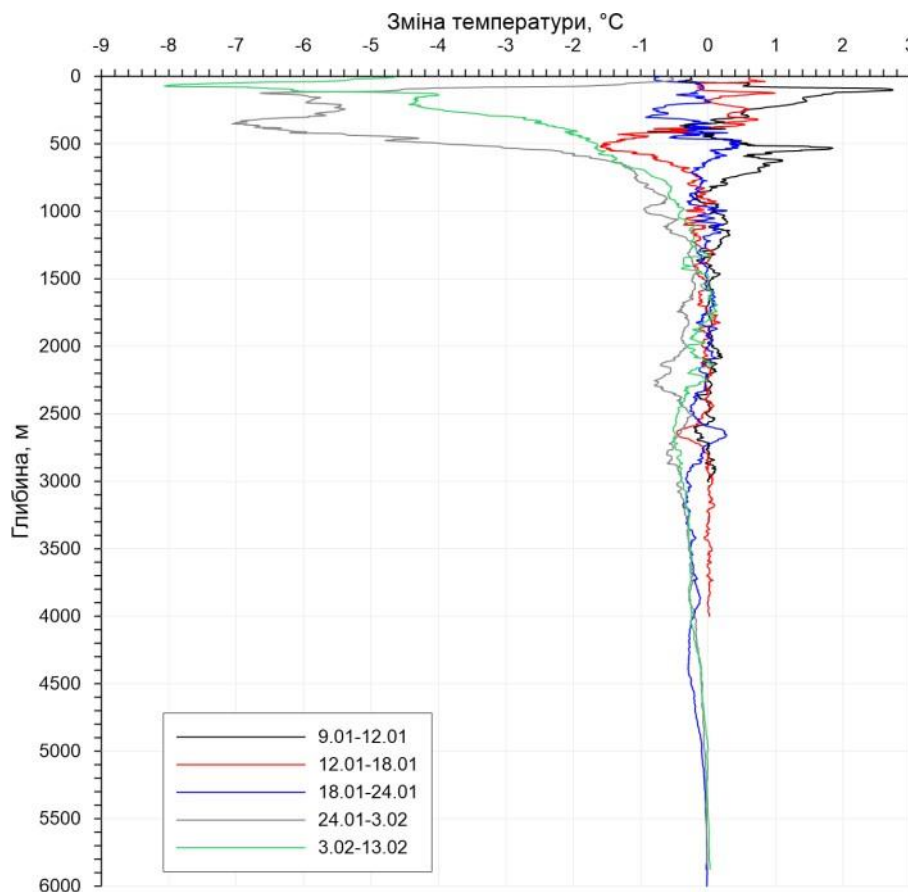


Рисунок 4.9 – Зміна температури (°С) за даними 2-9 циклів платформи 3901565 проекту Арго

У період з 24.01.21 р. до 13.02.2021 р. у шарах, де в попередній період відзначалося збільшення температури води, спостерігалось її зменшення з найбільшими за абсолютною величиною значеннями від $-6,00$ до $-7,06$ °С у шарах 118-140 і 304-420 м. Слід зазначити, що 24.01.2021 р. платформа розташовувалася практично в центрі антициклонічного вихору.

У період 3.02-13.02.2021 р. найбільше зменшення температури води спостерігалось у шарах 40-140 та 304-420 м, і складало від $-6,00$ до $-8,07$ °С. Максимальне за величиною зменшення становило $-8,07$ °С на горизонті 72 м. 13.02.2021 р. платформа залишила межі циркуляції вихрового утворення.

Для аналізу зміни температури води в зоні циклонічної циркуляції було обрано мезомасштабний циклонічний кругообіг, який розташовувався в $2,5^\circ$ на схід від точки ЗБМТ (табл. 4.2). Цьому вихровому утворенню на поверхні океану відповідала від'ємна АТПО.

Таблиця 4.2

Взаємне розташування платформи 5903664 проекту Арго та центру циклонічного вихору з 22.05.2021 р. по 11.06.2021 р.

Дата	№ циклу	Число рівнів	Координати платформи		Координати центру вихору	
			широта, °	довгота, °	широта, °	довгота, °
22/05/2021	376	70	-41,575	-51,295	-40,8	-49,3
01/06/2021	377	71	-39,998	-50,569	-41,2	-49,4
11/06/2021	378	71	-40,649	-49,108	-42,5*	-50,1*
					-40,1*	-45,7*
					-41,9*	-50,0*
21/06/2021	379	71	-42,249	-48,446	42,3	50,8

Примітка: * - центри трьох центрвої депресії

У період 22.05-01.06.2021 р. зменшення температури відзначалося у всій товщі води (рис. 4.10). Максимальне за абсолютною величиною зменшення складало $-4,38\text{ }^{\circ}\text{C}$ на горизонті 261 м. Загалом, найбільші значення зменшення відзначалися на горизонті 90 м, а також у шарах 250-270 та 310-339 м, і знаходилося в межах від $-4,00$ до $-4,38\text{ }^{\circ}\text{C}$.

У період 01.06-11.06.2021 р. зменшення температури води зберігалось в шарах 4-80, 200-240, 300-450, 625-700, 1400-1500 і 1700-1800 м. На інших горизонтах зменшення температури змінилося на її зростання. Найбільше за абсолютною величиною зменшення, яке складало від $-0,93$ до $-0,95\text{ }^{\circ}\text{C}$, спостерігалось у шарі 340-350 м. Найбільше збільшення температури становило $1,61$ і $1,86\text{ }^{\circ}\text{C}$, та відзначалося на горизонтах 140 і 90 м, відповідно.

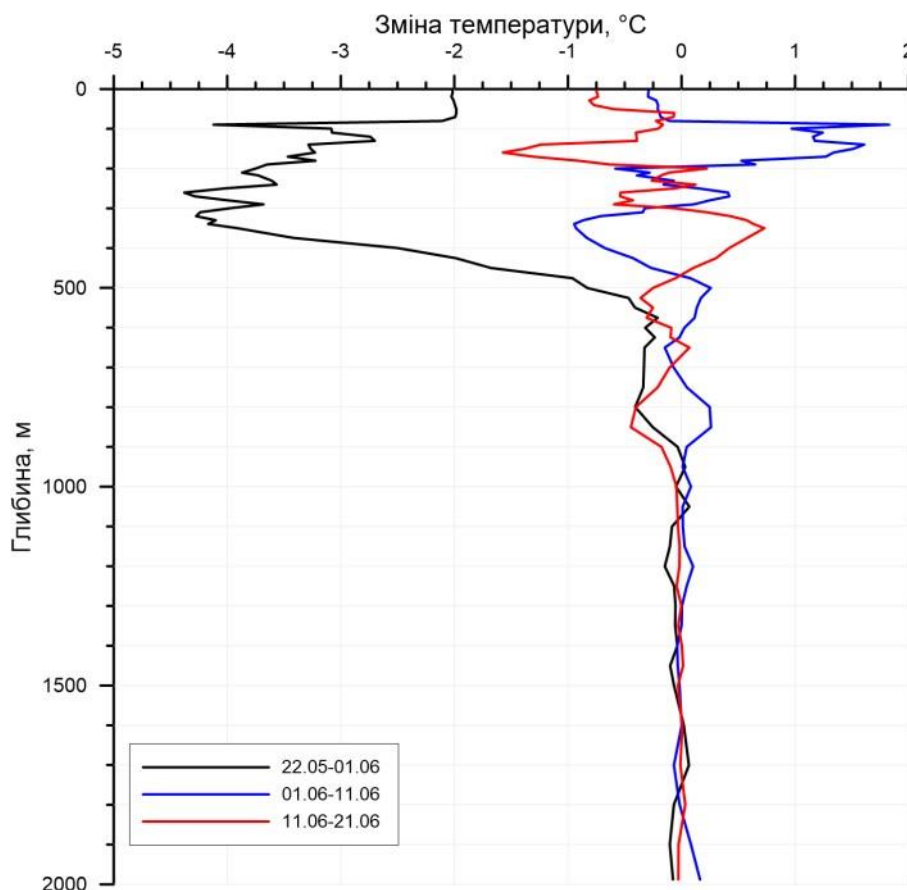


Рисунок 4.10 – Зміна температури ($^{\circ}\text{C}$) за даними 376-379 циклів платформи 5903664 проекту Арго

У період 11.06-21.06.2021 р. у різних шарах спостерігалось як зменшення температури, так і її збільшення. Найбільше за абсолютною величиною зменшення становило від $-1,24$ до $-1,57$ °C у шарі 140-170 м, з максимумом $-1,57$ °C на горизонті 160 м. Найбільше збільшення температури води від $0,57$ до $0,73$ °C відзначалося у шарі 330-375 м, з максимумом $0,73$ °C на горизонті 350 м.

4.4 Структура вод у зоні злиття Бразильської та Мальвінської течії

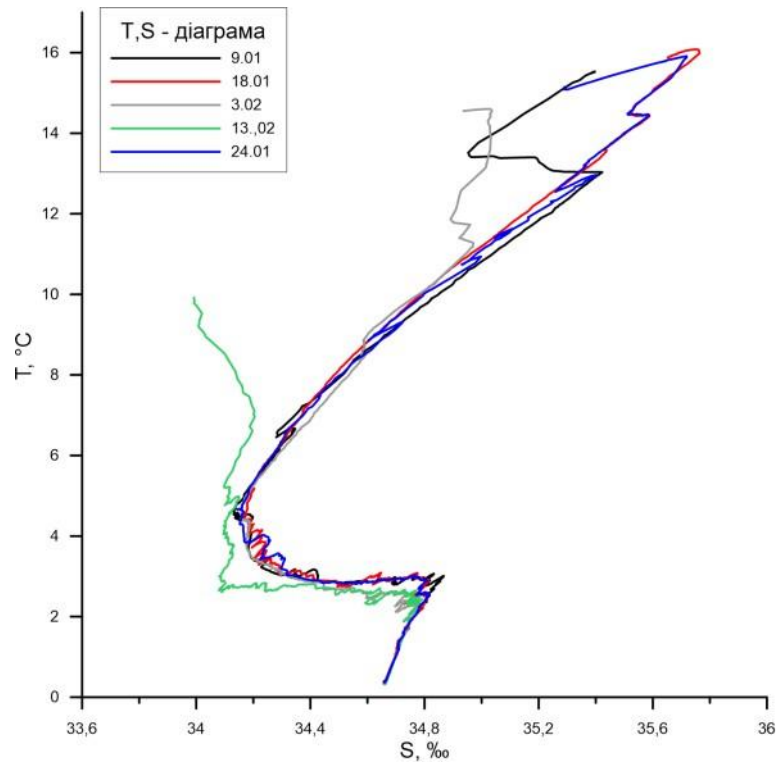
Аналіз T , S – кривих, побудованих за даними спостережень на платформах 3901565 (09.01-13.02.2021 р.) та 5903664 (22.05-21.06.2021 р.) показав (рис. 4.11), що в обох випадках води на поверхні сформовані з вод ЗБМТ, які представляють суміш поверхневих вод Бразильської та Мальвінської течій ($T \sim 15$ °C та $S \sim 35,2-35,7$ ‰).

Проміжні водні маси в даному випадку сформовані ЦВПА, для яких, як було сказано вище (п. 1.4.2), характерна квазілінійна залежність T/S в діапазоні температур $17-10$ °C, а також є різкий термоклін і галоклін.

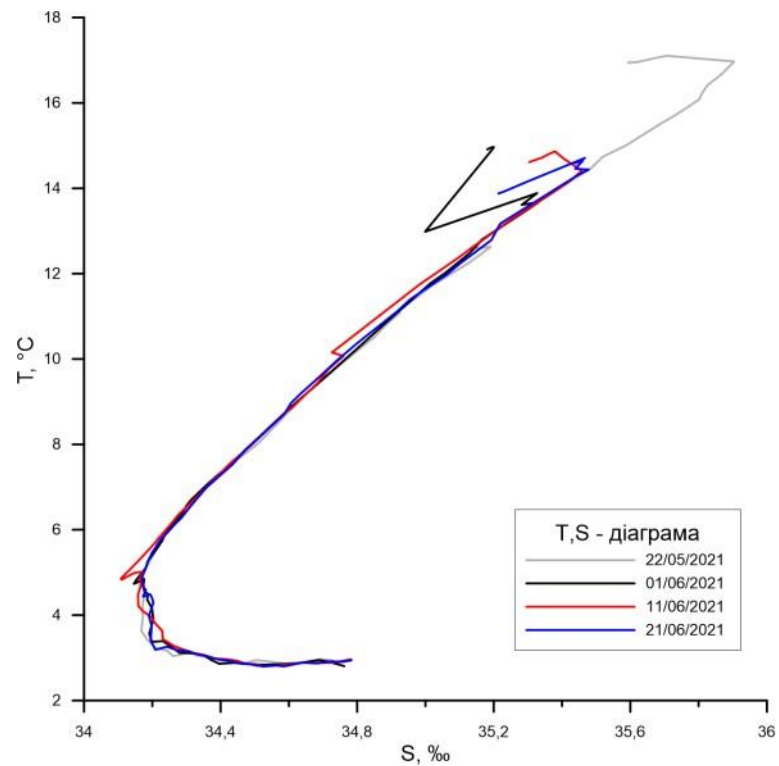
На всіх кривих глибинна водна маса сформована з АПВ ($T \sim 3$ °C та $S \sim 34,2$ ‰). Придонна водна маса сформована з ВЦГВ ($T \sim 3$ °C та $S \sim 34,5$ ‰).

Придонна водна маса на кривій 24.01.2021 відповідає ЦГВ ($T \sim 1$ °C і $S \sim 34,7$ ‰). Як було зазначено вище ЦГВ формується з ПАГВ. У західній частині Аргентинського басейну ПАГВ поділяється на два шари: ВЦГВ та НЦГВ. На широті 40 ° пд.ш. ВЦГВ залягають на глибині 1400 м та мають температуру менше $2,9$ °C.

Необхідно додати, що для зони ЗБМТ у поверхневому шарі характерне розшарування вод за температурою та солоністю, що простежується на діаграм в вигляді різких змін напрямку кривих у верхній частині графіків.



(a)



(б)

Рисунок 4.11 – T, S-діаграма, побудована за даними вимірювання платформ 3901565 (а) та 5903664 (б)

ВИСНОВКИ

1. У районі злиття Бразильської та Мальвінської (Фолклендської) течії чітко простежується річна зміна числа мезомасштабних кругообігів. У березні-квітні (осінь південної півкулі) відзначається зниження активності як циклонічних, так і антициклонічних вихорів, у вересні-жовтні (весна південної півкулі) спостерігається зростання числа циклонічних вихорів при низькій антициклонічній активності.

2. Формування аномалій температури поверхні океану пов'язане не з усіма вихровими утвореннями. Значну роль цьому процесі відіграють як початкові умови, у яких формуються вихори (розташування щодо точки злиття Бразильської та Мальвінської течії і меандрів його розширення, швидкість течії, рельєф дна, структура водних мас), і тривалість життєвого циклу утворення, особливо у ранніх стадіях.

3. Вихори, з якими були пов'язані осередки аномалій температури поверхні океану, мали більш великі швидкості течії, ніж вихори з якими не були пов'язані аномалії, та асиметричну структуру. Максимальні швидкості течії в кругообігах розташовувалися у шарі від 2 до 400 м.

4. Найбільші зміни температури води з часом у період життя вихрового утворення спостерігалися у шарі від 0 до 500 м. У циклонічних кругообігах відзначалося зменшення температури у верхніх шарах, в антициклонічних кругообігах – її збільшення.

5. Поверхнева водна маса сформована внаслідок змішування вод Бразильської та Мальвінської течій, при якому створюється дрібномасштабне розшарування за температурою та солоністю. Проміжні водні маси сформовані водною масою центру Південної Атлантики. Глибинні та придонні водні маси мають характеристики Антарктичної проміжної водної маси, а також у деяких випадках Циркумпольною глибинної водної маси.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Степанов В.Н. Океаносфера. Москва : Мысль, 1983. 274 с.
2. Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. Санкт-Петербург : Гидрометеоздат, 2004. 625 с.
3. Бурков В.А. Общая циркуляция вод Мирового океана. Ленинград : Гидрометеоздат, 1980. 253 с.
- 4., Robert H.S. Introduction to physical oceanography. 2008. URL: <https://hdl.handle.net/1969.1/160216> (дата звернення 12.08.2023)
5. Stommel H. The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Transactions, American Geophysical Union*. 1948. Vol. 29 (2). P. 202-206. <https://empslocal.ex.ac.uk/people/staff/gv219/classics.d/Stommel48.pdf>
6. Доронин Ю.П. Динамика океана. Ленинград : Гидрометеоздат, 1980. 302 с.
7. Жуков Л.А. Общая океанология. Ленинград: Гидрометеоздат, 1976. 376 с.
8. 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. Vol. 7. P. 3. <https://doi.org/10.1186/s40562-020-00152-w>
9. 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>
10. Piola Alberto R., and Matano Ricardo P, Ocean Currents: Atlantic Western Boundary – Brazil Current/Falkland (Malvinas) Current / In book: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Cambridge : Elsevier, 2017. P. 1-7. [doi:10.1016/B978-0-12-409548-9.10541-X](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10541-X)
11. Combes V., Matano R.P. A two-way nested simulation of the oceanic circulation in the Southwestern Atlantic. *Journal of Geophysical Research, Oceans*. 2014. Vol. 119 (2). P. 731-756 <http://dx.doi.org/10.1002/2013JC009498>

12. Guerrero R.A., Piola A.R., Fenco H., Matano R.P., Combes V., Yi Chao, James C., Palma E.D., Saraceno M., Strub P.T. The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the Southwestern Atlantic Ocean: satellite observations. *Journal of Geophysical Research, Oceans*. 2014. Vol. 119 (11). P. 7794-7810. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JC010113>
13. Franco B.C., Piola A.R., Rivas A.L., Baldoni A., Pisoni J.P. Multiple thermal fronts near the Patagonian shelf break. *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35. L02607. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL032066>
14. Pierini J.O., Lovallo M., Gómez E.A., Telesca L., Fisher-Shannon analysis of the time variability of remotely sensed sea surface temperature at the Brazil-Malvinas Confluence. *Oceanologia*. 2016. Vol. 58 (3). P. 187-195. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2016.02.003>
15. Combes V., Matano R.P. Trends in the Brazil / Malvinas Confluence region. *Geophys. Res. Lett.* 2014. 41 (24). P. 8971-8977. <doi:10.1002/2014GL062523>
16. Fetter A.F.H., Matano R.P. On the origins of the variability of the Malvinas Current in a global, eddy permitting numerical simulation. *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. C11018. <doi:10.1029/2008JC004875>
17. Combes V., Matano R.P. A two-way nested simulation of the oceanic circulation in the Southwestern Atlantic. *J. Geophys. Res. Oceans*. 2014. Vol. 119. P. 731-756. <doi:10.1002/2013JC009498>
18. Goni G.J., Bringas F., DiNezio P.N. Observed low frequency variability of the Brazil Current front. *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. C10037. <doi:10.1029/2011JC007198>
19. Lumpkin R., Garzoli S. Interannual to decadal changes in the western South Atlantic's surface circulation. *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. C01014, <doi:10.1029/2010JC006285>
20. Spadone A., Provost C. Variations in the Malvinas Current volume transport since October 1992. *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. C02002. <doi:10.1029/2008JC004882>

21. Matano R.P., Palma E.D. On the upwelling of downwelling currents. *J. Phys. Oceanogr.* 2008. Vol. 38. P. 2482-2500.
22. Lentini C.A.D., Podesta G.G., Campos E.J.D., Olson D.B. Sea surface temperature anomalies on the Western South Atlantic from 1982 to 1994. *Continental Shelf Research.* 2001. Vol. 21. P. 89-112
23. National Centers for Environmental Information. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/maps/bathymetry/> (дата звернення 12.08.2023)
24. Global Ocean Gridded L 4 Sea Surface Heights And Derived Variables Nrt. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). URL: <https://doi.org/10.48670/moi-00149> (дата звернення 12.08.2023)
25. Global Ocean Physics Analysis and Forecast. E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). URL: <https://doi.org/10.48670/moi-00016> (дата звернення 12.08.2023)
26. Physical Sciences Laboratory. URL: <https://psl.noaa.gov> (дата звернення 12.08.2023)
27. Argo (2023). Argo float data and metadata from Global Data Assembly Centre (Argo GDAC). SEANOE. <https://doi.org/10.17882/42182>
28. Weiss J. The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics. *Physica D.* 1991. Vol. 48. P. 273-294. [https://doi.org/10.1016/0167-2789\(91\)90088-Q](https://doi.org/10.1016/0167-2789(91)90088-Q)
29. Chen C., Kamenkovich I., Berloff P. Eddy Trains and Striations in Quasigeostrophic Simulations and the Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 2016. Vol. 46. P. 2807-2825. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0066.1>
30. Campos P.C., Möller O.O., Piola A.R., Palma E.D. Seasonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil). *J. Geophys. Res. Oceans.* 2013. Vol. 118. P. 1420-1433. [doi:10.1002/jgrc.20131](https://doi.org/10.1002/jgrc.20131)