

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра океанології та морського
природокористування

Бакалаврська кваліфікаційна робота

на тему: Вплив тропічних циклонів на температуру води Мексиканської затоки

Виконав студент _____ 4 року навчання
групи _____ ГО-19
спеціальності 103 Науки про Землю
Ярова Крістіна Миколаївна

Керівник PhD, ст. викладач
Ель Хадрі Юссеф

Консультант _____


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 _____ бакалавр _____
 Спеціальність _____ 103 «Науки про Землю» _____
 (шифр і назва)
 Освітня програма _____ Гідрометеорологія _____
 (назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри океанології та морського природокористування


 _____ **Берлінський М.А.**
 “ 01 ” _____ травня _____ 2023 року

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

Ярова Крістіна Миколаївна _____

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Вплив тропічних циклонів на температуру води Мексиканської затоки

керівник роботи _____ Ель Хадрі Ю., PhD _____

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

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

2. Строк подання студентом роботи 11 червня 2023 року

3. Вихідні дані до роботи 1. Середньорічні та середньосезонні температури води на поверхні океану (ТПО) за період 2005-2017 рр. за даними регіональної кліматології Мексиканської затоки (GOM RC) версія 2; аномалії температури поверхні океану (АТПО) на основі даних продукту Оптимальна щодобова інтерполяція температури поверхні моря NOAA OI SST V2 High Resolution Dataset; дані спостережень за температурою води на буюх-профілемірах програми Арго.

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

1. Огляд літературних джерел; 2. Розглянуто метеорологічні характеристики урагану Саллі; 3. Виконано аналіз просторового розподілу середньорічної та середньо сезонної ТПО в Мексиканській затоці за даними за період 2005-2017 рр.; 4. Виконано аналіз просторового розподілу аномалії температури поверхні океану (АТПО) в Мексиканській затоці; 5. Виконано розрахунки та аналіз зміни температури води на різних горизонтах в районі проходження траєкторії урагану Саллі

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

1. Карти просторового розподілу середньорічної та середньо сезонної ТПО в Мексиканській затоці за даними за період 2005-2017 рр.;

2. Карти просторового розподілу просторового розподілу аномалії температури поверхні океану (АТПО) в Мексиканській затоці;

3. Графіки зміни температури води на різних горизонтах в районі проходження траєкторії урагану Саллі.

Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 01.05.2023 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1.	Огляд літературних джерел	01.05.2023 – 05.05..2023	90	відм
2.	Розглянуто метеорологічні характеристики урагану Саллі	08.05.2023 - 12.05.2023	90	Відм
3.	Короткий огляд баз даних та методів	15.05.2023 - 20.05.2023	90	відм
	Рубіжна атестація	22.05.2023-26.05.2023	90	відм
4.	Аналіз просторового розподілу аномалії температури поверхні океану (АТПО) в Мексиканській затоці;	26.05.2023 - 30.05.2023	90	відм
5.	Аналіз зміни температури води на різних горизонтах в районі проходження траєкторії урагану Саллі	01.06.2023 - 06.06.2023	90	Відм
6.	Узагальнення отриманих результатів. Оформлення остаточної електронної версії роботи та передача її на процедуру встановлення ступеня оригінальності, відсутності ознак плагіату та складення протоколу і висновку керівника.	07.06.2023 - 11.06.2023	90	відм
7.	Перевірка роботи на плагіат	05.06.2023-07.06.2023	90	Відм
8.	Підготовка доповіді, презентації	07.06.2023-11.06.2023	90	відм
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		90	відм

Студент

(підпис)

Ярова К.М.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

(підпис)

Ель Хадрі Ю.

(прізвище та ініціали)

Зміст

ВСТУП.....	5
1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС РАЙОНУ	7
1.1 Клімат.....	8
1.2 Циркуляція вод	9
2 ВПЛИВ ВІТРУ НА ДИНАМІКУ ОКЕАНУ.....	12
2.1 Формування середнього (екманівського) перенесення водних мас ..	12
2.2 Екманівське накачування.....	16
2.3 Вплив ураганів на океан.....	19
3 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ	23
3.1 Ураган Саллі.....	23
3.2 Вихідні дані	28
4 РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУРИ ВОДИ НА ПОВЕРХНІ У 2005-2017 РОКАХ	30
4.1 Середньорічна температура води	30
4.2 Сезонні зміни температури вод	31
5 ФОРМУВАННЯ РОЗПОДІЛУ ТЕМПЕРАТУРИ ВОДИ ПІД ВПЛИВОМ ПРОХОДЖЕННЯ УРАГАНУ САЛЛІ 11-17 ВЕРЕСНЯ 2020 РОКУ	34
5.2 Аномалії температури поверхні води.....	34
5.3 Зміна вертикального розподілу температури води.....	40
ВИСНОВКИ	44
ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ	45

ВСТУП

Тропічні циклони (урагани і тайфуни) є одними з найбільш руйнівних природних явищ на Землі, що призводять до великих соціальних та економічних втрат. Навіть на етапі свого формування тропічні циклони (ТЦ) є однією з найсерйозніших загроз для життя людей та їх майна. З тропічними циклонами пов'язані такі небезпечні гідрометеорологічні явища як штормові нагони, повені, екстремально сильні вітри, торнадо та блискавки, які самі по собі можуть викликати несприятливі наслідки, а в сукупності ці небезпечні явища, взаємодіючи один з одним, суттєво збільшують ймовірність загибелі людей та заподіяння матеріальних збитків. ТЦ, також, впливають на стан морських і наземних екосистем. Враховуючи руйнівний вплив ТЦ, питання їх вивчення та впливу на їхню поведінку зміни клімату має значний науковий інтерес.

За інтенсивністю ТЦ класифікуються так:

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

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

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

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

За даними національного центру з ураганів NOAA [1] сезон ураганів в Атлантиці триває з 1 червня по 30 листопада з найбільшою повторюваністю з серпня до жовтня. Атлантичний басейн включає Атлантичний океан, Карибське

море та Мексиканську затоку. Грунтуючись на 30-річному кліматичному періоді з 1991 по 2020 рік, середній сезон ураганів в Атлантиці налічує 14 названих штормів, 7 ураганів та 3 великих урагани (категорії 3, 4 або 5 за шкалою ураганів Саффіра-Сімпсона). Перший названий шторм зазвичай формується у середині – наприкінці червня, перший ураган зазвичай формується на початку – у середині серпня, а перший великий ураган формується наприкінці серпня чи на початку вересня. У Мексиканській затоці в середньому щосезону за даними за період з 1949 по 2008 роки відзначалися 3,2 тропічних штормів, 1,6 ураган та 0,4 великий ураган.

У період 1981-2016 років спостерігається значне зростання випадків та інтенсифікація ТЦ як у Північній, так і в Південній півкулях. Також відзначається і яскраво виражена міжрічна мінливість чисельності ТЦ та ураганів у Мексиканській затоці. Ця мінливість добре корелює з фазою Ель-Ніньо – Південне коливання. У роки Ель-Ніньо в даному регіоні відзначається низька кількість ТЦ, в порівнянні з періодом Ла-Ніньо, в який кількість та інтенсивність ТЦ збільшується. Довготривала мінливість повторюваності ТЦ аналогічна мінливості в Атлантичному океані. Дослідження [2] показали, що в Атлантиці спостерігався період підвищеної активності ТЦ в 1950-х і початку 1960-х років, період низької активності 1970-х – середині 1990-х рр., і навіть різке зростання активності з 1995 року. Декілька досліджень пов'язали ці активні та неактивні періоди зі зміною індексу АММ (Atlantic Meridional Mode) [3, 4], який розраховується на основі зв'язку поля температури поверхні океану (ТПО) та зональної та меридіональної компонент швидкості вітру на висоті 10 м і відображає довгострокові коливання ТПО.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС РАЙОНУ

Мексиканська затока розташована на північно-західній околиці тропічної зони Атлантичного океану, в широтному вигині північно-американського континенту, і обмежена зі сходу лінією, що проходить через півострів Флорида і о. Куба (рис. 1.1). Площа Мексиканської затоки становить $1602 \cdot 10^3 \text{ км}^2$.

Береги Мексиканської затоки низовинні, вирівняні з лагунами. Прибережна частина затоки мілководна. Звужена південна частина, що вдається в материк, обмежена зі сходу півостровом Юкатан, зветься затокою Кампече. Особливо низькими та болотистими є північні береги, тут далеко в море вдається велика дельта р. Міссісіпі.

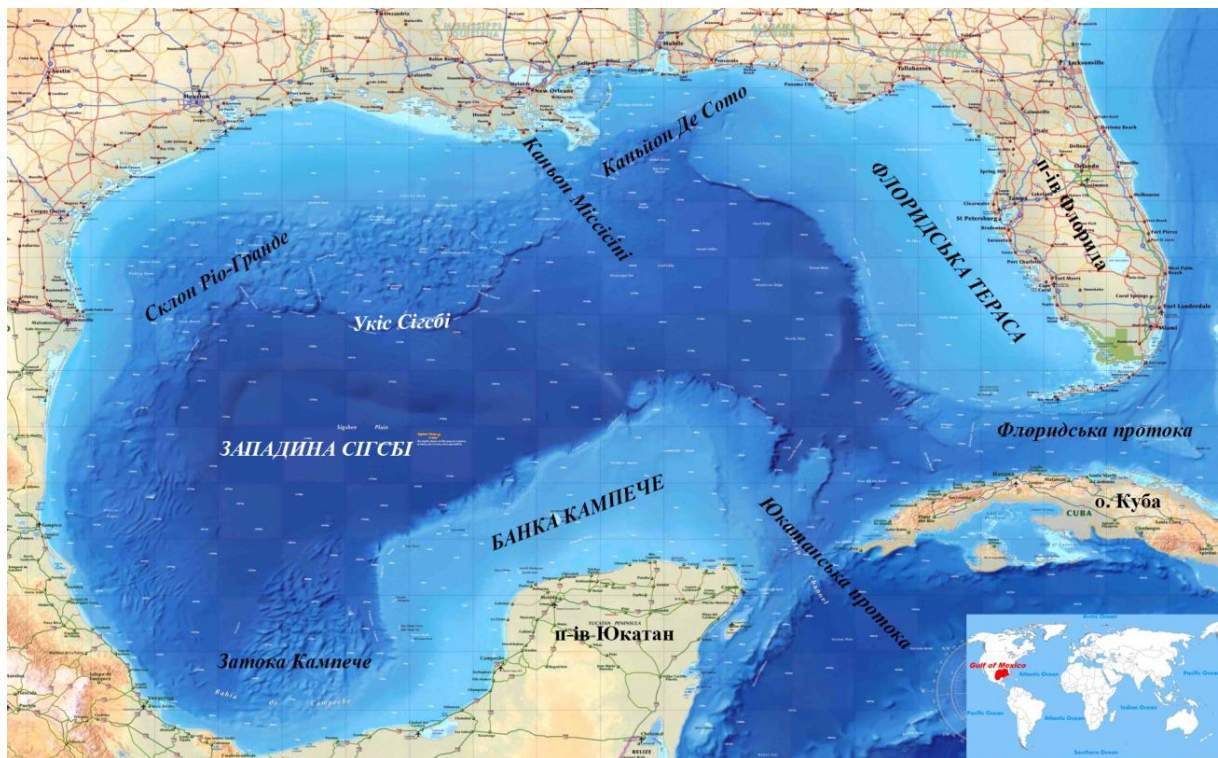


Рисунок 1.1 – Карта Мексиканської затоки з основними елементами підводного рельєфу

Мексиканська затока з'єднується з Карибським морем широкою і глибокою Юкатанською протокою, ширина якої становить 115 миль. Західна частина протоки мілководна. Центральна та східна частини мають глибини понад 1000 м. З Атлантичним океаном затока з'єднується через Флоридську протоку, ширина якої між островами Каба та Флорида-Кіс близько 80 миль. У цій частині глибини в протоці досягають 1200-1300 м. Мінімальні глибини в протоці спостерігаються в її найвужчій частині між Великою Багамською банкою та півостровом Флорида.

1.1 Клімат

Акваторія затоки лежить у тропічному кліматичному поясі, лише північна частина – у субтропічному. Весь рік над затокою панують тропічні повітряні маси.

Клімат в Мексиканській затоці визначається пасатною циркуляцією повітря і характеризується великою однорідністю. Сезонні коливання метеорологічних елементів невеликі, крім північної частини затоки.

Мексиканська затока відрізняється різноманітністю зимових температурних умов. У її північній частині температура повітря в січні становить 12-14 °С, а в південній - перевищує 22 °С. Найбільші температури спостерігаються в липні і становлять понад 28 °С [1].

Протягом усього року над її акваторією панують помірні вітри північно-східного та східного напрямків. Ураганні вітри, пов'язані з проходженням тропічних циклонів, відзначаються лише влітку та восени. Найбільша їх повторюваність припадає на серпень, вересень і жовтень.

На півночі, поблизу американського узбережжя зимою переважають помірні повітряні маси та мусонна циркуляція повітря. Літо спекотне, дощове, з високою вологістю повітря; відносно прохолодна суха зима.

Мексиканська затока розташована в тропічних широтах, де сезонні коливання сонячної радіації, що приходить, не особливо великі. Навіть у самій

південній частині, в затоці Кампече, різниця між значеннями радіаційного балансу в зимові та літні місяці досягає 31% від середньорічних. Максимальний радіаційний баланс спостерігається у травні (575 МДж/м² на місяць), а мінімальний у грудні – січні (310 МДж/м² на місяць). Сумарний протягом року зовнішній тепловий баланс становить 740 МДж/м². Це надмірне надходження тепла по відношенню до його втрат через поверхню витрачається внаслідок адвекції холодних вод в області циклонічного кругообігу в затоці Кампече, з яким пов'язаний підйом глибинних вод.

1.2 Циркуляція вод

Основний стік вод, що надходять в Мексиканську затоку, здійснюється через Юкатанську протоку, потім води залишають її через Флоридську протоку. Потік вод, що потрапляє в Мексиканську затоку через Юкатанську протоку поділяється на два струмені - правий і лівий. Ліва струміль проходить вздовж берега півострова Юкатан і утворює циклонічну циркуляцію в затоці Кампече. Правий потік проходить вздовж кубинського узбережжя і виходить у Флоридську протоку. Великий циклонічний кругообіг, розташований на тій же широті, що і головний антициклонічний кругообіг Мексиканської затоки, знаходиться в його східній частині. Ці кругообіги повільно рухаються в західну частину затоки протягом кількох тижнів та місяців [1]. Їх діаметр становить від 200 до 400 км, та вони проникають до глибини 1000 м.

Кругообіги взаємодіють один з одним та краєм шельфу, при їх переміщенні на захід, що має важливі наслідки для місцевого біологічного відтворення. У центрах холодних кругообігів (циклонічних) відбувається апвеллінг, а в центрах теплих антициклонічних кругообігів спостерігається даунвеллінг.

В результаті відбувається транспортування до берегових районів поживних речовин та організмів. Поверхневі течії створюють зв'язок між

екосистемами всередині та поза затокою, транспортуючи поживні речовини, личинки, саргас та інші важливі організми підтримки життя в океані.

Циркуляція вод на континентальному шельфі має змінний характер, що регулюється в основному зміною напрямків місцевих вітрів, а також під впливом стоку великих річок, глибоководної циркуляції та, певною мірою, припливами. Переважаючі південно-східні вітри сприяють утворенню кругообігів у північній частині затоки.

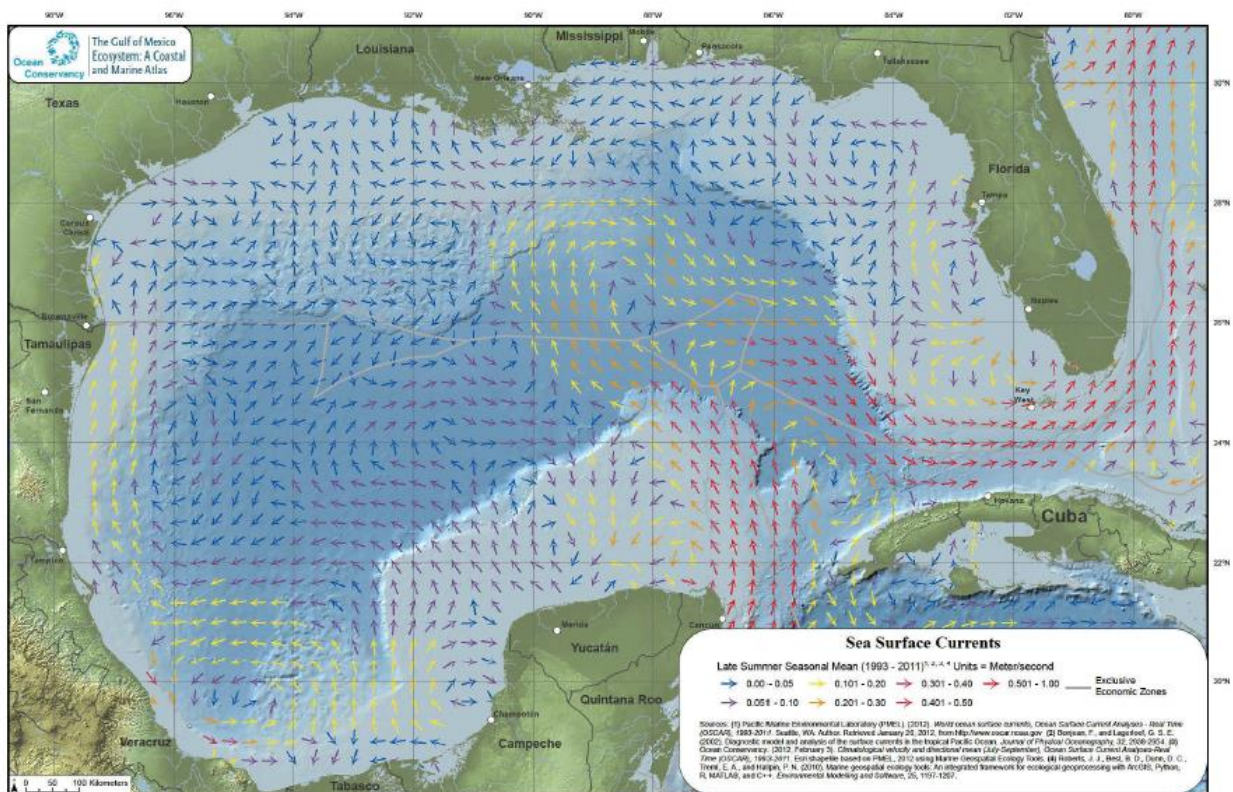


Рисунок 1.2 – Вектори швидкості поверхневих течій в осінній період 1993-2011 рр. [5]

Течії петлеподібної форми домінують у верхньому 200 м шарі. За даними, потужність верхнього потоку вод, що виходить з Карибського моря в Мексиканську затоку досягає 700-800 м, а швидкість течії на поверхні становить 150 см/с.

З Мексиканської затоки основний потік прямує до Флоридської протоки. Максимальна швидкість течії на поверхні досягає 190 см/с. Цікавий факт становить, що на горизонті 490 м у Флоридській протоці було виявлено слабку (5 см/с) течію зворотного напрямку, з чого В.В. Росовим була висунута гіпотеза, що вся глибинна частина протоки Флориди нижче 500 м зайнята зворотною течією, що йде з Атлантичного океану в Мексиканську затоку. Спостереження за швидкістю течій через Юкатанську та Флоридську протоки показали, що баланс вод у Мексиканській затоці зберігається лише в середньому багаторічному плані, у кожен же конкретний період часу спостерігається деяка різниця у притоці та стоку вод, що викликає коливання рівня у затоці.

2 ВПЛИВ ВІТРУ НА ДИНАМІКУ ОКЕАНУ

2.1 Формування середнього (екманівського) перенесення водних мас

Коли вітер дме над поверхнею Землі, незалежно від того, тверда це суша чи поверхня моря, у неї виникає напруга. Для атмосфери це є досить важливим фактором гальмування, а для океану – основною рушійною силою. Справді, основні системи течії Світового океану мають переважно вітрове походження. Хоча це і дивно, але виявляється, що він має властивості, подібні до властивостей змушуючих сил топографічної природи.

Горизонтальна напруга (X, Y) на поверхні Землі – це горизонтальний вектор, що є силою, яка діє на одиницю площі між поверхнею (яка вважається горизонтальною) і шаром повітря або води, що межує з нею [6]. Щоб включити ефекти горизонтальних напруг у рівнянні руху, корисно представляти океан або атмосферу розділеними на деяку множину тонких горизонтальних шарів, на зразок шматка фанери (у якому, однак, кожен із шарів здатний рухатися). Якщо напруга (X, Y) прикладена до верхньої частини шару, то він буде змушений почати рух і таким чином передати напругу нижче розташованому шару. При товщині шару δz напруга, що прикладається до нижнього шару, приблизно дорівнює

$$\left(X - \delta z \frac{\partial X}{\partial z}, Y - \delta z \frac{\partial Y}{\partial z} \right).$$

Рівна за величиною і зворотна за напрямом напруга виникає на підставі першого (верхнього) шару, так що результуюча сила на одиницю поверхні цього шару дорівнюватиме різниці напруги на верхній і нижній межах, а саме

$$\left(\frac{\partial X}{\partial z}, \frac{\partial Y}{\partial z} \right) \delta z.$$

Помножуючи на площу $\delta x \delta y$ і поділяючи на масу $\rho \delta x \delta y \delta z$ рідини у шарі, отримуємо силу, пов'язану з горизонтальною напругою, що діє на одиницю маси

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial X}{\partial z'} \frac{\partial Y}{\partial z} \right).$$

Це додаткова сила, що діє на одиницю маси і приводить її в рух, тому її необхідно додати до тих, які вже входять до рівняння руху по горизонталі. Наприклад, лінеаризовані рівняння руху для рідини, що обертається з постійною кутовою швидкістю, після включення в них членів, пов'язаних з напругою, набувають наступного вигляду

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial X}{\partial z}, \quad \frac{\partial v}{\partial t} + f u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial Y}{\partial z}. \quad (1)$$

Причина, через яку в ці рівняння включена тільки похідна горизонтальної напруги по вертикальній координаті, полягає в тому, що вертикальний масштаб атмосферних і океанічних прикордонних шарів (тобто об'ємів, що межують з поверхнею розділу, в яких напругу можна порівняти за величиною з поверхневими) менше горизонтального просторового масштабу зміни напруги. Так, товщина атмосферного прикордонного шару має порядок 1 км, океанічного – 10-100 м. У той же час горизонтальний масштаб зміни напруг може бути близько 100-1000 км.

Швидкість (u, v) , яка фігурує в рівняннях (1), може бути подана у вигляді суми

$$u = u_p + u_E, \quad v = v_p + v_E, \quad (2)$$

де u_p, v_p – складова швидкості, що породжується градієнтом тиску;

u_E, v_E – так звана екманівська швидкість.

Тепер напругу (X, Y) можна вважати нульовою поза прикордонним шаром (екманівським шаром), межу цього шару можна записати у вигляді

$$\rho \left(\frac{\partial U_E}{\partial t} - fV_E \right) = -X_s, \quad \rho \left(\frac{\partial V_E}{\partial t} + fU_E \right) = -Y_s; \quad (3)$$

якщо межа знизу.

У цьому рівнянні (X_s, Y_s) – значення напруги на кордоні, а вектор

$$(U_E, V_E) = \int (u_E, v_E) dz = \int (u - u_p, v - v_p) dz, \quad (4)$$

є перенесення обсягу в прикордонному шарі відносно течії, пов'язаної з тиском. Густина у межах прикордонного шару можна вважати постійною, оскільки цей шар дуже тонкий в порівнянні з масштабом висоти. Величина (U_E, V_E) називається об'ємним екманівським перенесенням прикордонного шару або просто екманівським перенесенням. Величина $(\rho U_E, \rho V_E)$ називається екманівським перенесенням маси.

Рівняння у вигляді (3) застосовна до атмосферного прикордонного шару або придонного океанічного прикордонного шару. Для приповерхневого прикордонного шару в океані знак напруги змінюється на протилежний

$$\rho \left(\frac{\partial U_E}{\partial t} - fV_E \right) = X_s, \quad \rho \left(\frac{\partial V_E}{\partial t} + fU_E \right) = Y_s; \quad (5)$$

коли межа зверху.

Зазначимо, що оскільки напруга, яка діє на поверхню океану, збігається з напругою, що діє на нижню межу атмосфери, додавання (3) і (5) показує, що сума екманівських переносів маси в атмосфері та океані дорівнює нулю (у припущенні, що вона дорівнює нулю у певний початковий момент). Через велику різницю густини повітря і води сказане помилково для об'ємних переносів.

У стаціонарних умовах екманівське перенесення перпендикулярне поверхневій напрузі (рис. 2.1). В атмосфері в північній півкулі воно спрямовано

вліво відносно поверхневої напруги. В океані в північній півкулі перенесення направлено вправо по відношенню до поверхневої напруги.

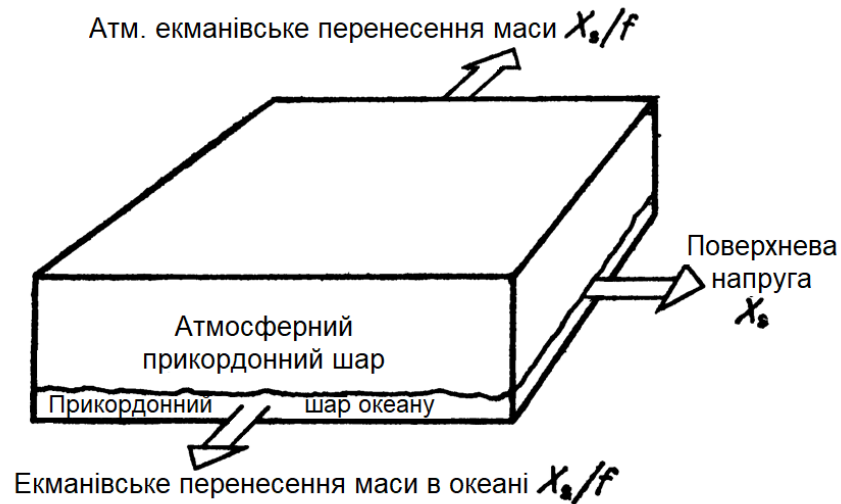


Рисунок 2.1 – Напрямок та величини стаціонарних екманівських перенесень маси в прикордонних шарах атмосфери та океану північної півкулі при вказаному на рисунку напрямку поверхневої напруги

У південній півкулі напрямки екманівських перенесень зворотні. Зазначимо, що сума перенесення маси в атмосфері та океані дорівнює нулю. За відсутності градієнта тиску, сила, прикладена до одиничної поверхні кожного з прикордонних шарів поверхневою напругою, дорівнює добутку маси рідини, розташованої на цьому одиничному майданчику, на прискорення коріолісового шару. Останнє, як показано на малюнку, дорівнює екманівському перенесенню маси, помноженому на f і перпендикулярно до напруги.

Величину та напрямок екманівського перенесення можна досить просто визначити за допомогою аналізу балансу сил у горизонтальному шарі атмосфери або океану з товщиною, яка дорівнює товщині відповідного прикордонного шару. За відсутності градієнта тиску баланс стає найпростішим, оскільки сила (X_s, Y_s) , що діє на горизонтальну межу шару одиничної площі,

балансується виключно силою Коріоліса ($\rho fV_E, -\rho fU_E$), пов'язаною із середнім за шаром рухом.

2.2 Екманівське накачування

Напруга вітру на земній поверхні змінюється від місця до місця, тому змінюється екманівське перенесення. У деяких місцях це веде до конвергенції мас і, отже, виштовхування рідини з прикордонного шару. В інших місцях екманівському перенесенню властива горизонтальна дивергенція, при якій вода (або повітря) йде через бічні межі цієї області. У цих ділянках маса повинна «всмоктуватись» у прикордонний шар знизу або зверху, щоб компенсувати її втрати через бокові межі. Подібний ефект і називається екманівським накачуванням [7].

У помірних широтах, де переважають західні вітри, екманівське перенесення у прикордонному шарі океану спрямовано до екватору. У зоні пасатів, з іншого боку, східна складова вітру призводить до екманівського перенесення вод до полюсів. Між цими широтами у поверхневому шарі при цьому виникає конвергенція. Вона веде до виштовхування рідини з прикордонного шару океану і, отже, створює безпосередньо під ним низхідні рухи. Ізотерми океану в цьому районі розташовані глибше, що призводить до утворення градієнтів тиску та появи течій.

Величина вертикальної швидкості w_E , яка створюється за рахунок конвергенції або дивергенції екманівського перенесення безпосередньо над прикордонним шаром, може бути отримана з інтегрального рівняння нерозривності. Припускаючи, що змінами густини можна знехтувати, запишемо його у вигляді

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0,$$

і проінтегруємо по z через шар, використовуючи на кордоні умову $w = 0$.

Це дає

$$\frac{\partial U_E}{\partial} + \frac{\partial V_E}{\partial} - w_E = 0, \quad (6)$$

якщо межа знаходиться зверху.

Якщо межа знаходиться внизу, та знак «мінус» в (6) змінюється на плюс.

У стаціонарному випадку отримаємо

$$\rho w_E = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{y_S}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{x_S}{f} \right). \quad (7)$$

Ця формула справедлива для будь-якого (і верхнього, і нижнього) розташування межі. Зазвичай просторовий масштаб змін вітру має значно менший порядок, ніж відповідний масштаб для f , так що з (7) випливає наближений вираз для екманівської швидкості накачування w_E :

Таким чином, вертикальна екманівська швидкість накачування може бути приблизно виражена як добуток $\frac{1}{\rho f}$ на вихор вітру (якщо вітер стаціонарний або змінюється повільно у порівнянні з масштабом часу інерційних коливань $\frac{1}{f}$). І в атмосфері, і в океані вона має один і той же самий знак. Якщо, наприклад (рис. 2.2), в атмосфері над океаном є циклон, то екманівське перенесення в прикордонному шарі атмосфери буде спрямоване у бік низького тиску у центрі циклону, тобто буде прагнути заповнити область низького тиску.

Відповідно, вертикальна екманівська швидкість поза прикордонним шаром, яка в цьому випадку дає висхідні рухи повітря, призводитиме до утворення хмарності. Внизу в океані екманівське перенесення спрямоване назовні з центру циклону, що також викликає висхідні рухи водних мас внизу. Вертикальний потік маси ρw_E , пов'язаний з процесом підкачування, дорівнює відповідно до виразу (7) атмосферного. В результаті в океані відбудеться підйом термоклину та зменшення тиску в поверхневих шарах, що призводить до утворення локального поля тиску, подібного до аналогічного в атмосфері над ним.

Незважаючи на те, що w_E є лише внеском екманівських переносів у вертикальну швидкість, вона зазвичай виявляється основною і вирішальною. Тому вплив напруги поза пограничного шару можна врахувати в цілому дуже просто: слід застосувати граничну умову по вертикалі, згідно з якою на горизонтальній поверхні, розташованій безпосередньо під прикордонним шаром, вертикальна швидкість w дорівнює w_E .

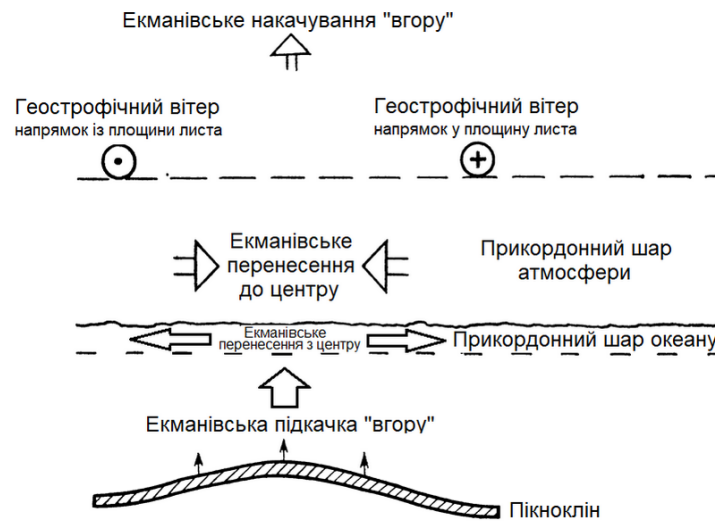


Рисунок 2.2 – Переріз через циклон, розташований над поверхнею океану, що показує характер пристосування за рахунок екманівських перенесень

Показано, як геострофічний вітер створює циклонічне обертання довкола центру низького тиску. Відповідно, екманівське перенесення в атмосфері спрямоване всередину циклону і приносить повітряні маси, що компенсуючи дефіцит. Пов'язана з вітром вертикальна швидкість накачування спрямована вверх. Екманівське перенесення маси в прикордонному шарі океану дорівнює по абсолютній величині і протилежне за знаком перенесенню в атмосфері. Воно спрямоване з області циклону і створює вертикальні висхідні рухи. Це призводить до підйому термоклину та утворення в океані зони низького тиску заповнити область низького тиску.

Звідси також випливає, що аналогічні методи можна використовувати і для вивчення збурень, викликаних в океані штормами, що проходять по поверхні. Оскільки відносно до океану вони мають швидкість того ж порядку, що і швидкість вітру відносно до рельєфу, то масштабні оцінки, застосовані в атмосферних завданнях, цілком підходять і для океану.

2.3 Вплив ураганів на океан

Швидкість передачі енергії від шторму досить велика, щоб викликати в океані збурення великої амплітуди, включаючи у деяких випадках помітне зниження температури океанічної поверхні. Залежність ураганів від надходження тепла від океану може призвести до того, що ці зниження температури позначаться на подальшому розвитку шторму.

Екманівське перенесення у шарі води під атмосферним штормом із сильним обертальним рухом прагне перемістити маси води від центру до периферії, тоді як у атмосфері має місце зворотний процес. Якщо така система рухів буде локалізована в деякій області, то наявність стійкої дивергенції призведе до виходу холодніших нижніх шарів води до поверхні.

На рис. 2.3 представлені аномалії температури поверхні океану (АТПО), які були обумовлені такого роду механізмом при проходженні урагану Хільда через Мексиканську затоку. Виразно простежується область аномально низької температури вздовж траєкторії урагану.

Аналіз багатьох вертикальних профілів температури показав, що падіння температури на поверхні океану поблизу траєкторії урагану викликане дивергенцією в прикордонному шарі океану та впорядкованим виходом холодних вод із глибших шарів. У центральній частині шторму цей ефект переважає інші можливі причини охолодження, такі як випаровування з поверхні і турбулентне перемішування з нижчими шарами води. Зниження температури вздовж траєкторії циклону найбільш чітко виражено в областях, де швидкість переміщення циклону була сповільнена.

Виноси холодної води із нижніх шарів обмежені центральною частиною шторму. Випаровування ж і турбулентне втягнення, хоча й не призводять до настільки ж великих локальних знижень температури, але визначають процеси теплообміну в усьому районі великих швидкостей вітру. Спільно з конвенцією в приповерхневому шарі ці процеси призводять до

спостерігаємому насправді поглибленню і невеликого вихолодження шару перемішування в зовнішній області урагану.

Аномалії температури існували протягом кількох тижнів з невеликими порушеннями, спричиненими системою циркуляції Гольфстріму. Ця стійкість аномалій свідчить про те, що сили, які виникають внаслідок аномалій густини, врівноважувалися силою Коріоліса і відцентровою силою, що перешкоджало навколишній теплішій воді розмити острів холоду, що утворився при проходженні урагану.

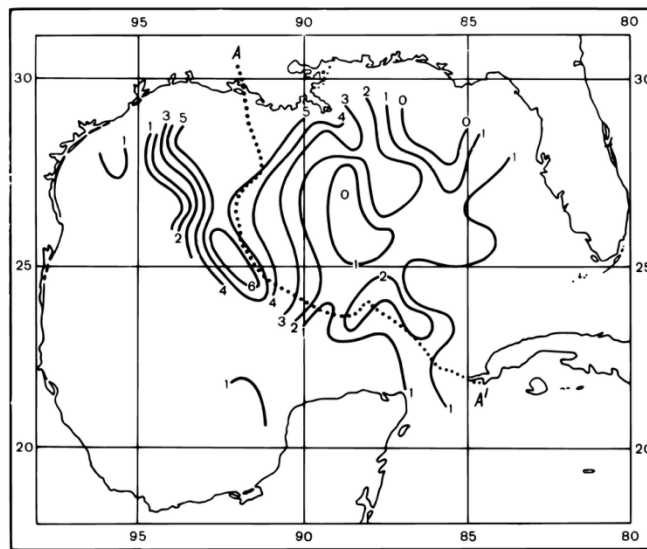


Рисунок 2.3 – Зниження температури поверхні океану (°C), що спостерігаються, після проходження урагану Хільда по траєкторії AA' [8]

ТПО зазвичай падає під час проходження тропічного циклону. Охолодження викликано потоками прихованого та явного тепла, перемішуванням верхнього шару океану внаслідок вітрових навантажень та вітрового апвелінгу. Це охолодження ТПО зменшує потік тепла з океану в тропічний циклон і таким чином обмежує подальшу його інтенсифікацію. Таке турбулентне перемішування у верхніх шарах океану є основним механізмом, що призводить до зниження ТПО безпосередньо під тропічним циклоном [9].

Реакція поверхні океану на тропічні циклони сильно різниться як у просторі, та залежно від окремих явищ. Наприклад, було виявлено, що реакції параметрів океану на правій стороні тайфуну сильніші, ніж ті, що зліва [10]. Це

відбувається в основному через сильніший вітер і резонанс вітрової течії з правого боку від траєкторії ТЦ, що призводить до більш сильного перемішування [11]. Крім того, циклонічні (антициклонічні) кругообіги, які існували раніше, можуть збільшувати (зменшувати) інтенсивність відгуку океану, змінюючи вертикальну структуру водної товщі [12]. Вертикальне перемішування, викликане ТЦ, може спричинити одночасне охолодження поверхні океану та нагрівання підповерхневого шару. У деяких випадках вплив ТЦ може досягати глибини понад 600 м, а апвелінг, спричинений ТЦ, призводить до загального похолодання [13]. У більшості досліджень проводиться оцінка окремих ТЦ та кількісна оцінка їх впливу на фізичні реакції верхніх шарів океану. Їхні результати показують, що ТПО знижується відразу після проходження тропічного циклону через локальне перемішування [14]. Найбільше падіння ТПО зазвичай досягається в межах наступних 4 діб. Більше значне зниження ТПО відзначається праворуч від траєкторії тропічного циклону [15]. В результаті взаємодія між такими фізичними процесами в океані як апвелінг та динаміка, викликана ТЦ, виходить дуже складною.

Тим не менш, існує мало досліджень, присвячених кількісній оцінці реакції ТПО на проходження тропічних циклонів та їх залежності від просторового становища. Так у роботі [16] в результаті аналізу випадків проходження ТЦ у період з вересня 2002 р. по серпень 2018 р. у західній частині Північно-Тихоокеанського басейну було зроблено висновок, що ТЦ призводили до зниження ТПО, як правило, на $-0,42 \pm 0,015$ °C (середнє значення аномалії ТПО до і після проходження ТЦ складала $-0,32 \pm 0,012$ °C та $-0,75 \pm 0,013$ °C, відповідно). Зміна ТПО розпочиналася за 2 дні до проходження ТЦ. Було виявлено помітну просторову залежність, найбільша зміна відбувалася навколо центру ТЦ і лінійно зменшувалася з відстанню. Існували суттєві відмінності у відповідях в окремих місцях ТЦ, і було виявлено, що відповіді сильно залежать від швидкості вітру та швидкості переміщення ТЦ.

В роботі [16] за даними аналізу проходження 26 ТЦ через Східно-Китайське море за період 2012-2019 рр. зазначалося, що зниження ТПО в середньому становило $0,54\text{ }^{\circ}\text{C}$, і найбільша зміна відбувалася на другу добу після приходу ТЦ. Зміни ТПО, викликані ТЦ, зберігалися близько 10 днів. Реакції ТПО зменшувалися на відстані, при цьому помітні зміни відбувалися в межах 100 км від центру ТЦ.

3 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

3.1 Ураган Саллі

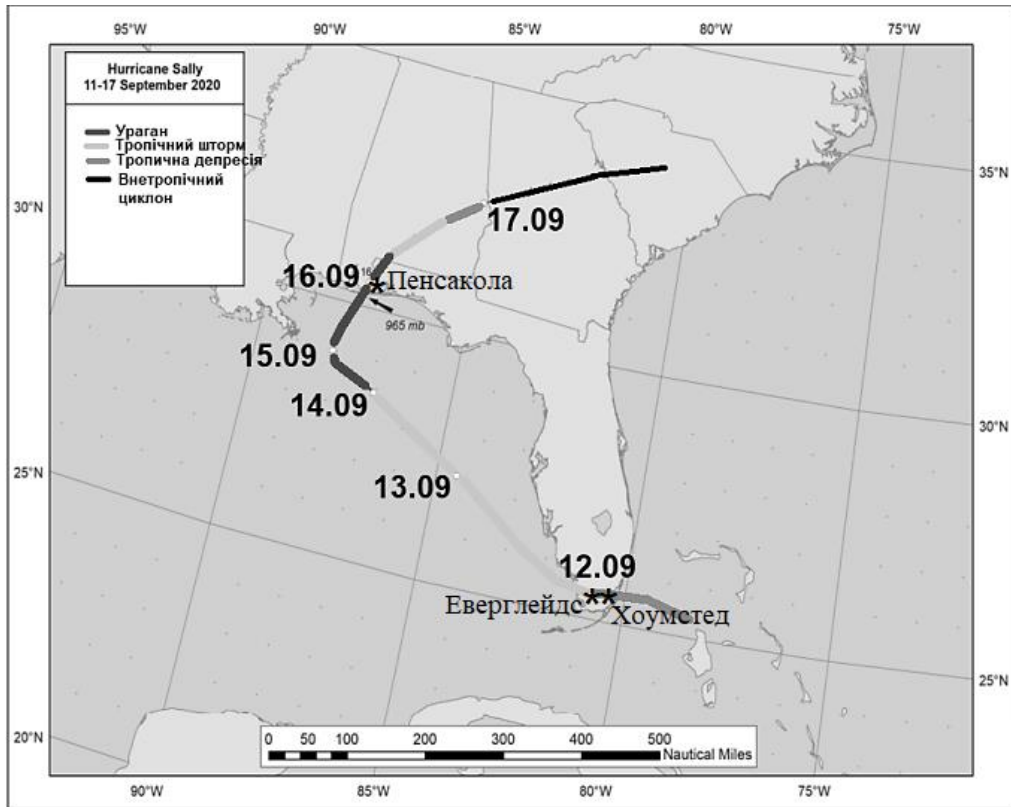
Тропічний шторм Саллі утворився з баричної улоговини, яка 12.09.2020 р. о 06:00 UTC розповсюджувалася в напрямку зі сходу на захід і досягала узбережжя південно-східної Флориди біля затоки Катлер. Численні повідомлення з місць поблизу узбережжя округів Маямі-Дейд і округу Бровард почали передавати про стійкий тропічний штормовий вітер, пізніше, того ж ранку, і за оцінками близько 12:00 UTC, тропічна депресія перетворилася на тропічний шторм, центр якого знаходився над Еверглейдс, приблизно в 25 милях на захід від Хоумстеда. Потім тропічний шторм Саллі продовжив рух на захід, його центр з'явився над південно-східною частиною Мексиканської затоки близько 15:00 UTC (рис. 3.1). Після переміщення біля берегів п-ва Флорида Саллі повернув на північний захід [17].

13.09.2020 р. о 12:00 UTC швидкість вітру в ТЦ посилилась до 50 вузлів (25,7 м/с), але його інтенсивність залишалася стабільною до кінця дня. Осередок глибокої конвекції розвинувся поблизу і на схід від центру ТЦ на початку наступного дня, і коли зсув вітру трохи ослаб осередок поширився на захід.

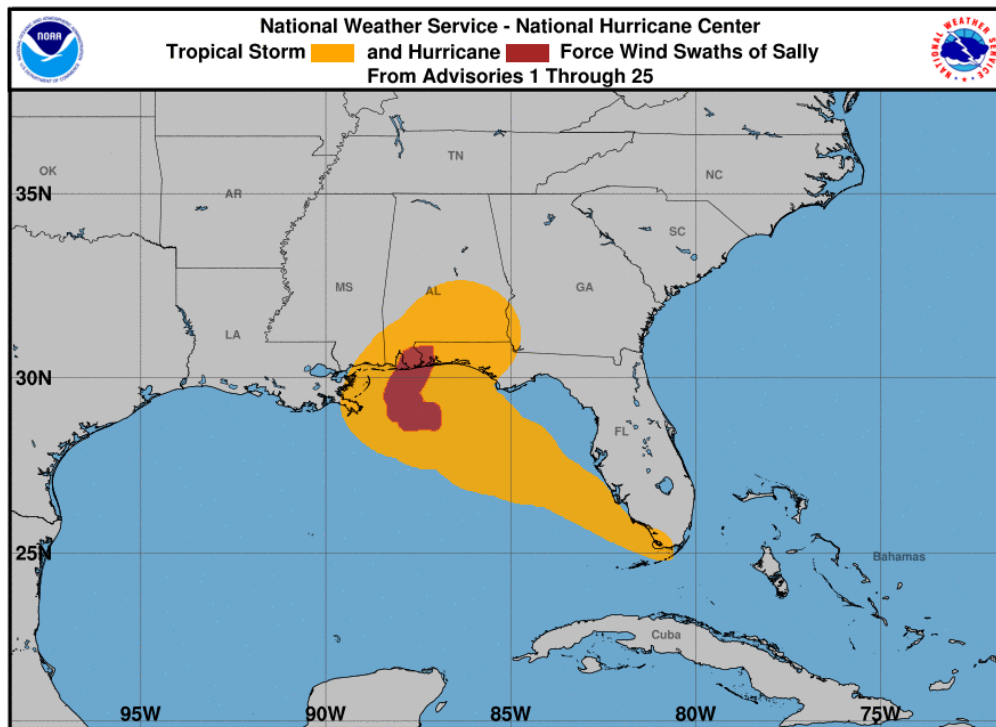
14.09.2020р. близько 12:00 UTC Саллі пройшов через відносно короткий період швидкої інтенсифікації (рис. 2) і став ураганом з центром приблизно в 125 морських милях на південь від Пенсаколи, Флорида. Під час інтенсифікації швидкість вітру зросла на 25 вузлів (12,9 м/с) за 18-годинний період, досягнувши відносного піку в 75 вузлів (38,6 м/с) о 18:00 UTC того ж дня.

Саллі мав зсувну та асиметричну структуру (рис. 3.2). Зсув спричинив ослаблення Саллі до інтенсивності 70 вузлів о 06:00 UTC 15.09.2020р. і підтримував і зберігав цю інтенсивність протягом більшої частини дня. У той

же час, швидкість переміщення Саллі сповільнилася, він почав рухатися на північ до північного узбережжя Мексиканської затоки.

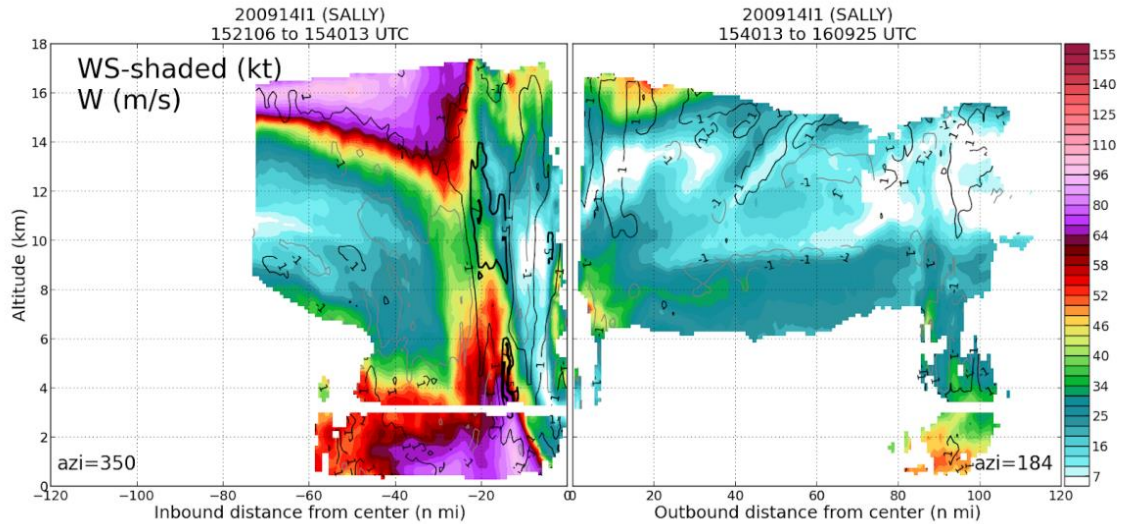


(a)

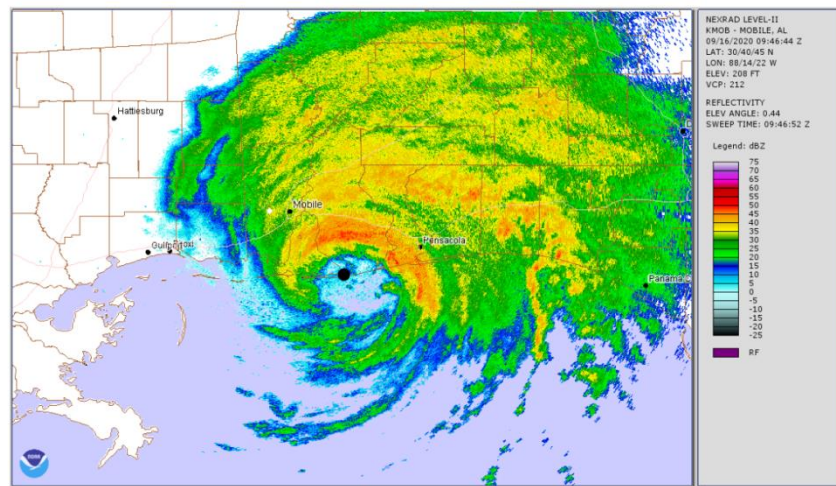


(б)

Рисунок 3.1 – (а) – траєкторія урагану Саллі 11-17.09.2020 р., (б) – площа поширення штормових та ураганних вітрів [17]



(а)



(б)

Рисунок 3.2 – (а) – поперечний переріз "Саллі" з 15:21 до 16:09 UTC 14.09.2020 р. (кольором показана швидкість вітру (вузли), чорними лініями – вертикальна швидкість (м/с). Ліва сторона діаграми – північ, а права – південь), (б) – радіолокаційна відбивна здатність радіолокатора WSR-88D Національної метеорологічної служби США, штат Алабама, о 09:46 UTC 16.09.2020 р. [17]

15 та 16.09.2020 р. стійкі вітри із силою тропічного шторму спостерігалися на північному узбережжі Мексиканської затоки від крайнього південного сходу Луїзіани на заході до Біг-Бенду у Флориді на сході. 16.09.2020 р. о 09:45 UTC Саллі досягнув узбережжя Мексиканської затоки з максимальним стійким вітром 95 вузлів (рис. 3.3-3.4). Протягом ранку ураган продовжив рух на північний схід через крайній південь Алабами та крайню західну частину Флорида Панхандл, і ослаб до тропічного шторму о 18:00 UTC того ж дня, коли центр урагану перетнув південну Алабаму. Шторм продовжував швидко слабшати в міру просування вглиб континенту, перетворившись на тропічну депресію 17.09.2020 р. о 06:00 UTC. Потім депресія злилася з південною гілкою полярного фронту і стала поза тропічною, пізніше, того ж ранку, безпосередньо перед перетином кордону зі штатом Джорджія.

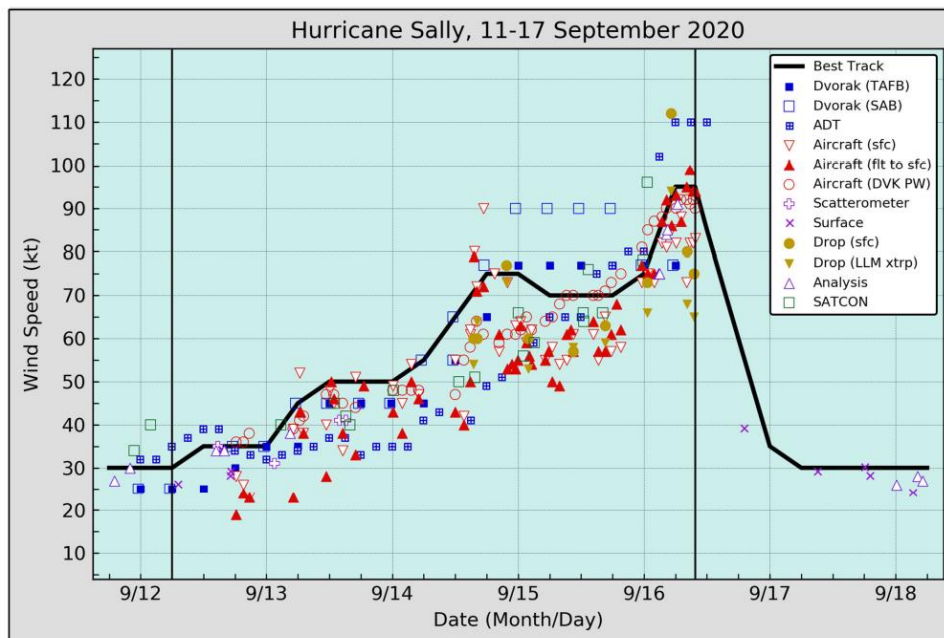


Рисунок 3.3 – Швидкість приземного вітру (вузли) в центрі урагану Саллі 12-17.09.2020 р. [17]

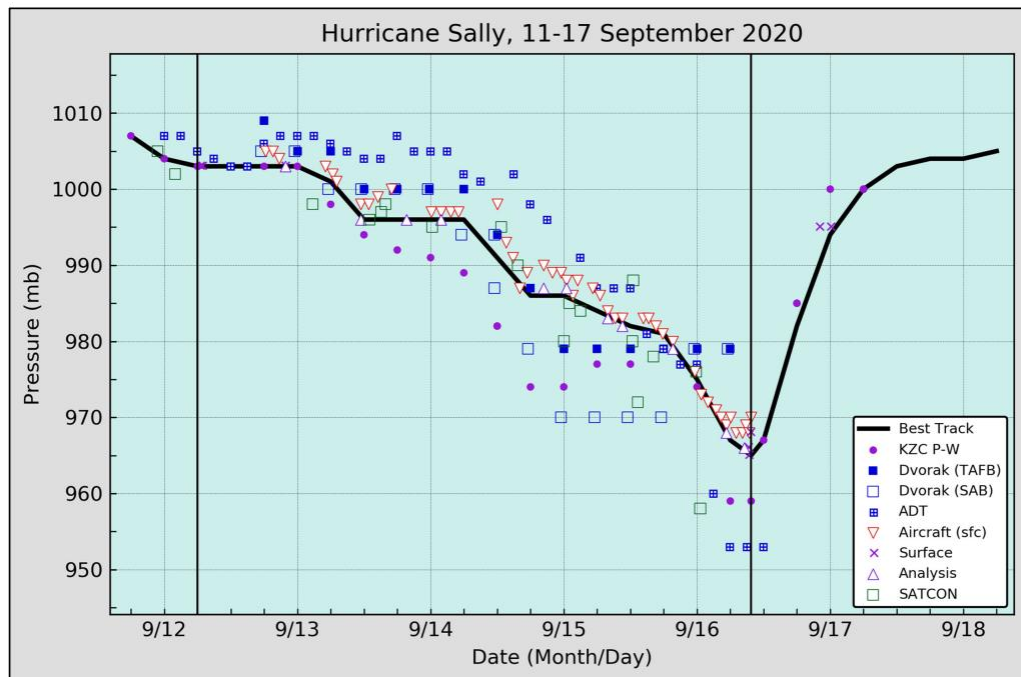


Рисунок 3.4 – Атмосферний тиск (мбар) в центрі урагану Саллі 12-17.09.2020 р.

[17]

Необхідно додати, що проходження урагану Саллі поблизу складної берегової лінії північного узбережжя Мексиканської затоки призвело до штормового нагону, внаслідок чого в деяких районах сталася повінь, за якою відбулося зниження води до аномально низького рівня, спричинене дією вітрів у тилівій частині урагану. Комбінація нагону та припливів викликали максимальні рівні затоплення від 5 до 7 футів над рівнем моря вздовж узбережжя округу Болдвін, штат Алабама, а також округів Ескамбія та Санта-Роза, штат Флорида.

3.2 Вихідні дані

Дослідження режиму температури води проводилося на основі даних регіональної кліматології Мексиканської затоки (GOM RC) версія 2, отриманих з сайту Національних центрів екологічної інформації (NCEI) NOAA [4]. Для аналізу були використані значення середньорічної та середньосезонної температури води на поверхні (ТПО) за період 2005-2017 рр.

Дані регіональної кліматології Мексиканської затоки (GOM RC) були випущені в жовтні 2020 року і включають в себе всі дані з бази даних Світового океану 2018 (WOD18) і Атласу Світового океану 2018 (WOA18), а також містять більш докладні термохалінні поля і оновлену інформацію по океанографічним змінним, недоступним в попередніх версіях. Оновлення істотно переглядає і розширює вихідну GOM RC, яка була випущена в 2010 році після розливу нафти Deepwater Horizon і оновлена у 2011 році. Дані Бази даних Світового океану 2018 (WOD18) представляють собою асиміляцію даних спостережень на океанологічних станціях, виміри, зроблені з морських дослідницьких суден, пришвартованих і дрейфуючих буїв.

Домен GOM RC включає в себе квадрат, обмежений координатами: 18-35° пн..ш., 98-75° зх.д. Середньорічні значення температури води і солоності в GOM RC розраховуються як середнє значення за 12 місяців, і представлені у вигляді поля зі значеннями у вузлах сітки з кроком 1° на горизонтах від 0 до 5500 м. Середньомісячні поля мають просторову роздільну здатність 0,1° x 0,1°.

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, який є довгостроковими кліматичними даними (період 1971-2000 рр.) і дозволяє визначити добові АТПО з кроком 1/4°. 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.

4 РЕЖИМ ТЕМПЕРАТУРИ ВОДИ НА ПОВЕРХНІ У 2005-2017 РОКАХ

4.1 Середньорічна температура води

Аналіз просторового розподілу середньорічної ТПО в Мексиканській затоці за даними за період 2005-2017 рр. показав, що досить чітко простежується її зниження з півдня на північ (рис. 4.1). Найбільше її значення ($27,3^{\circ}\text{C}$) відзначається біля північно-західних берегів Куби та у прибережній зоні затоки Кампече. Найменша величина ТПО ($23,8^{\circ}\text{C}$) спостерігається в затоці Бухта Аппалачі, розташованій у північно-східній частині Мексиканської затоки.

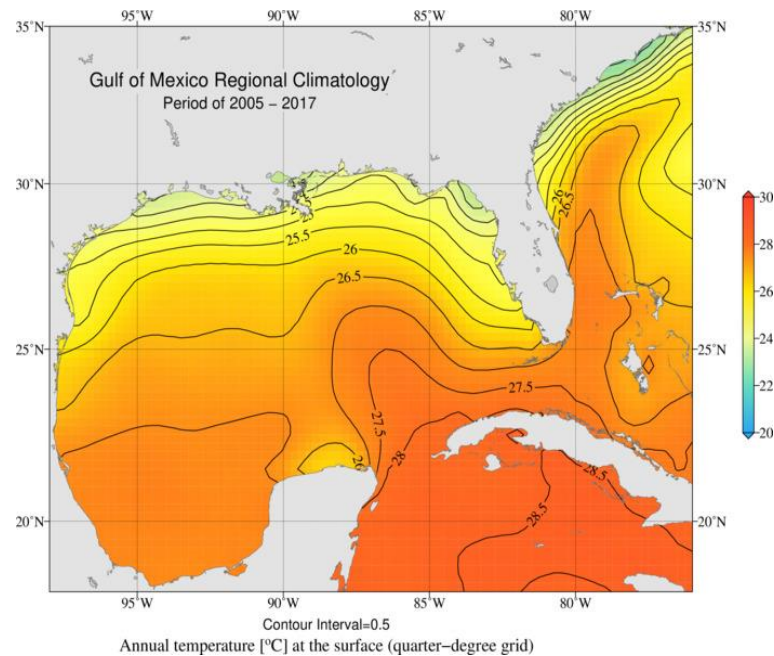


Рисунок 4.1 – Середньорічна ТПО ($^{\circ}\text{C}$) у 2005-2017 рр.

4.2 Сезонні зміни температури вод

Аналіз просторового розподілу середньо сезонних ТПО показав, що в зимовий період (січень-березень) він має зональний характер (рис. 4.1). Досить чітко простежується її зростання з півночі на південь та спостерігаються найбільші горизонтальні градієнти. Найменша зимова температура води відзначається на півночі затоки у берегів штату Техас та складає $17,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Найбільша – у Юкатанській протоці та у західного берегу Юкатанського півострову та дорівнює $26,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

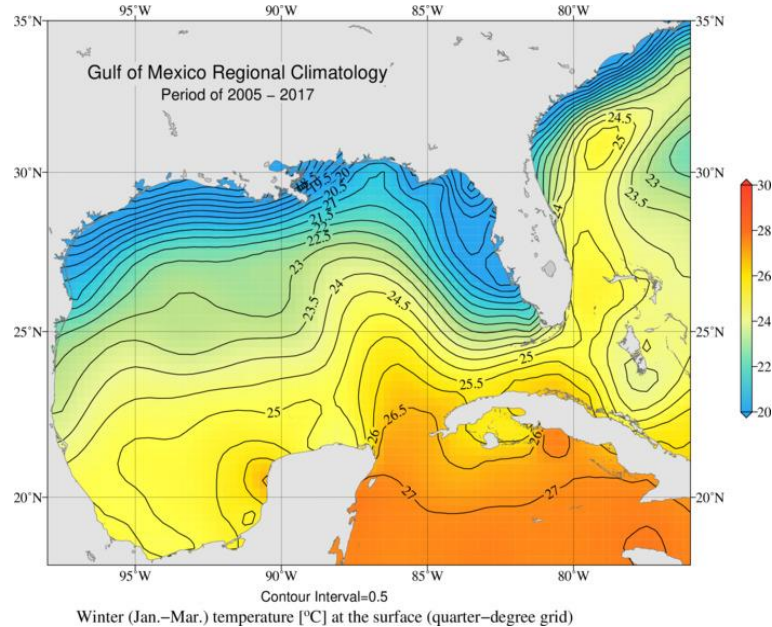


Рисунок 4.2 – Середня сезонна ТПО ($^{\circ}\text{C}$) у 2005-2017 рр. – січень, лютий, березень

Навесні (квітень-червень) зберігається зональний характер розподілу ТПО, але з меншими градієнтами (рис. 4.3). Найбільш чітко зміна ТПО з півночі на південь простежується у східній половині затоки, де у північно-східних берегів відзначається її найменше значення ($23,5\text{ }^{\circ}\text{C}$), а в Юкатанській протоці – найбільше ($28,0\text{ }^{\circ}\text{C}$). У західній половині затоки різниця температури

води між північним та південним берегами менше ніж у східній половині та становить $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Влітку (липень-вересень) на більшій частині акваторії Мексиканської затоки ТПО має близькі значення, які становлять $29,5\text{--}30,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 4.4). Тільки у затоці Кампече відзначається незначне її зменшення до $28,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

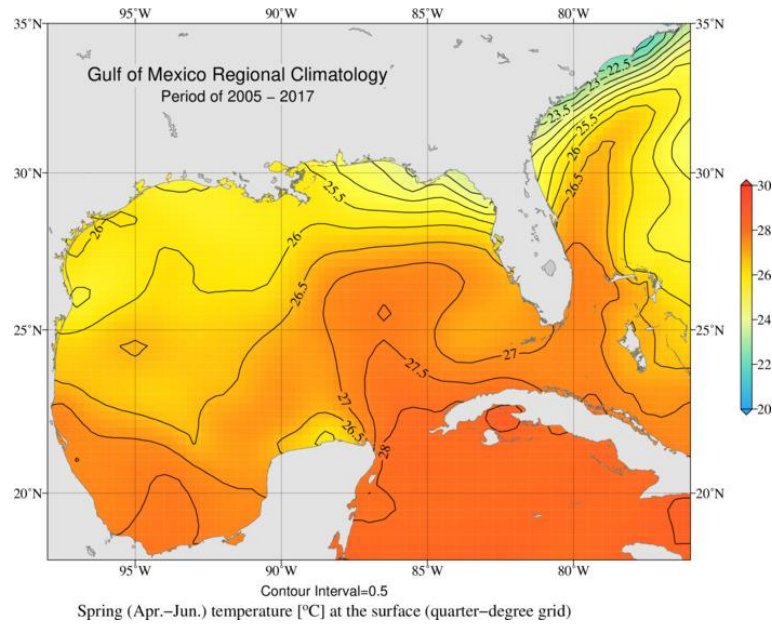


Рисунок 4.3 – Середня сезонна ТПО ($^{\circ}\text{C}$) у 2005-2017 рр. – квітень, травень, червень

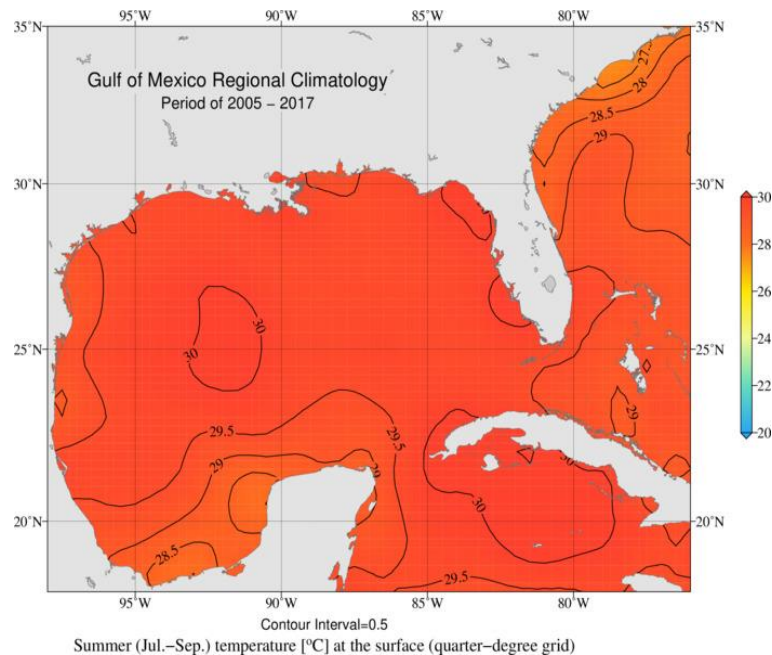


Рисунок 4.4 – Середня сезонна ТПО (°C) у 2005-2017 рр. – липень, серпень, вересень

В осінній сезон (жовтень-грудень) просторова зміна ТПО між північною та південною частинами збільшується (рис. 4.5). Найменші значення відзначаються у східних берегах дельти Міссісіпі (21,0 °C), найбільші – біля північного берега острова Куба (28 °C). Слід зазначити, що загальний для даного сезону зональний розподіл ТПО порушується біля берегів Юкатанського півострова, де спостерігається локальна область її знижених значень (25,5 °C).

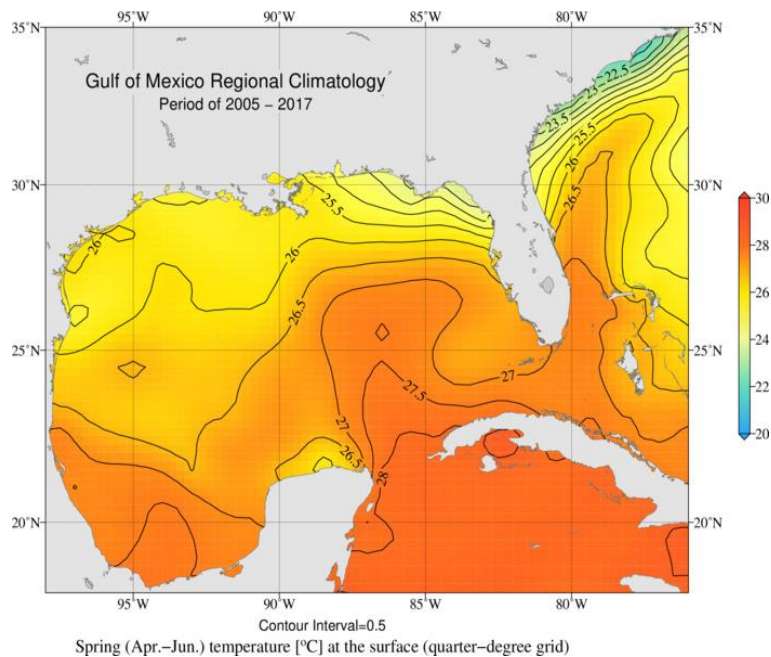


Рисунок 4.5 – Середня сезонна ТПО (°C) у 2005-2017 рр. – жовтень, листопад, грудень

Таким чином, аналіз просторово-часового розподілу ТПО Мексиканської затоки показав, що зміна ТПО має чітко виражений сезонний хід, який проявляється як в зміні величини, так і в зміні характеру її просторового розподілу.

5 ФОРМУВАННЯ РОЗПОДІЛУ ТЕМПЕРАТУРИ ВОДИ ПІД ВПЛИВОМ ПРОХОДЖЕННЯ УРАГАНУ САЛЛІ 11-17 ВЕРЕСНЯ 2020 РОКУ

5.2 Аномалії температури поверхні води

12.09.2020 р. практично по всій акваторії Мексиканської затоки відзначалася додатна АТПО (рис. 5.1), величина якої досягала 1,5 °С біля південно-західних берегів п-ва Флорида та в затоці Кампече. Цього дня Саллі розташовувався над південним краєм п-ва Флорида, атмосферний тиск у центрі становив 1003 гПа, швидкість вітру о 12:00 UTC досягла 35 вузлів (18 м/с) та його інтенсивність відповідала критерію тропічного шторму.

SEP 12, 2020

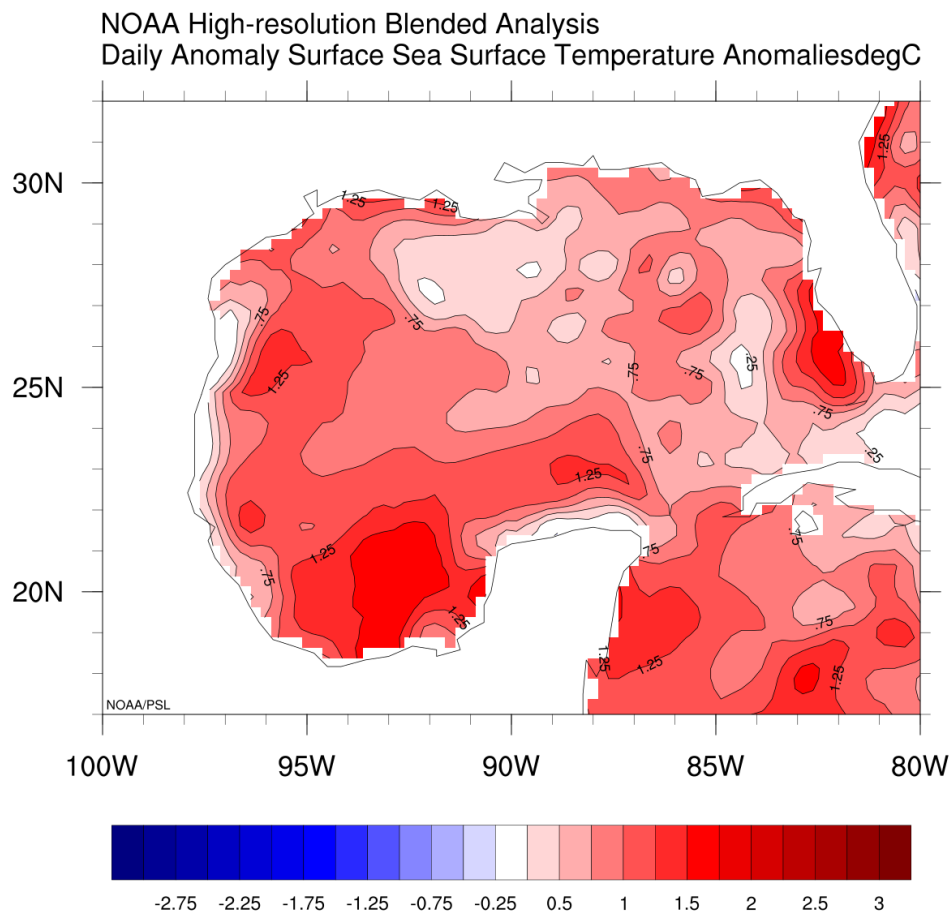


Рисунок 5.1 – Аномалії ТПО (°С) 12.09.20 р.

13.09.2020 додатні АТПО зберігалися (рис. 5.2). У прибережній смузі на шельфі мексиканських штатів Тамауліпас і Веракрус і в прибережній зоні на шельфі банки Кампече відзначалися від'ємні АТПО ($-0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$). Ці аномалії пов'язані з виникненням характерного для цих ділянок акваторії сезонного апвелінгу (Zavala-Hidalgo et al., 2006). ТЦ Саллі перемістився на північний захід уздовж західного узбережжя п-ва Флорида. Тиск у його центрі знизився на 7 гПа, а швидкість вітру до кінця доби зросла до 50 вузлів ($25,7\text{ м/с}$).

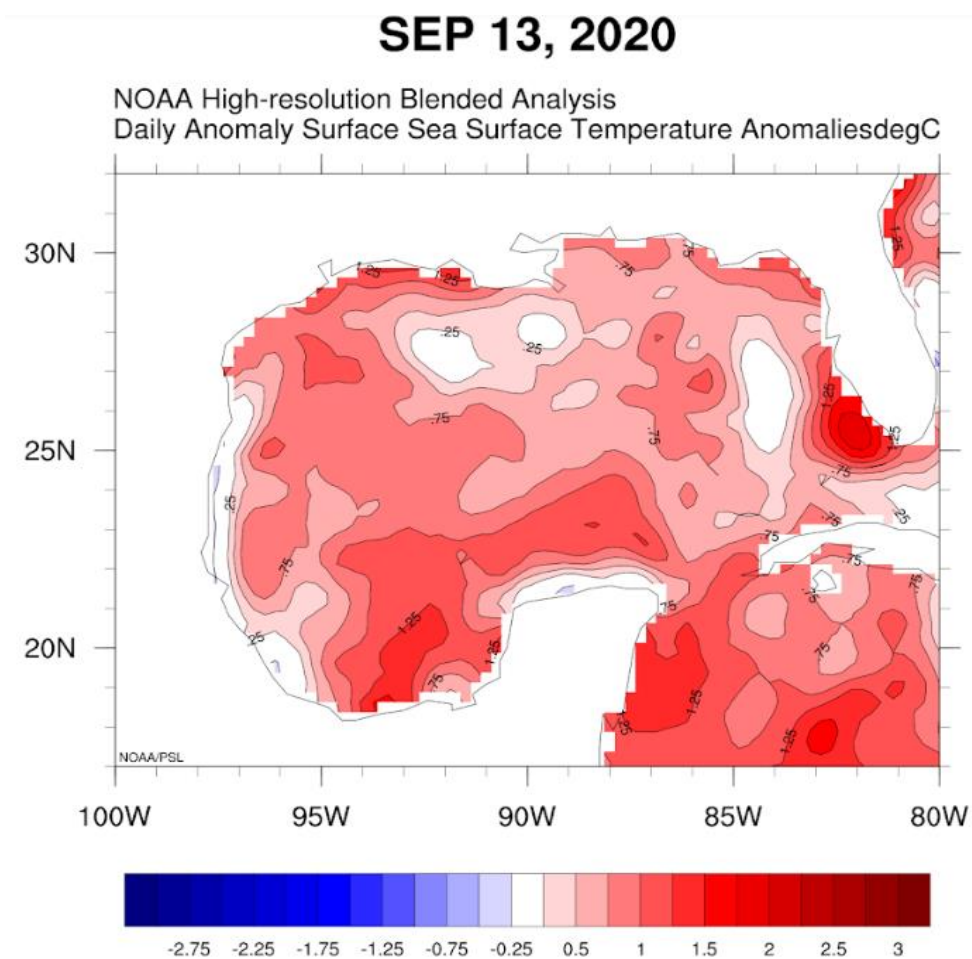


Рисунок 5.2 – Аномалії ТПО ($^{\circ}\text{C}$) 13.09.20 р.

14.09.2020 р. розподіл АТПО по акваторії затоки зберігався, за винятком східної частини, де в районі, через який проходила траєкторія Саллі, утворився осередок від'ємної АТПО, величиною $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 5.3). Атмосферний тиск у

центрі Саллі за добу знизився ще на 10 гПа і наприкінці дня становив 886 гПа. Швидкість вітру продовжувала зростати, в результаті чого о 12:00 Саллі досяг інтенсивності урагану. Наприкінці доби швидкість вітру дорівнювала 75 вузлів (38,6 м/с).

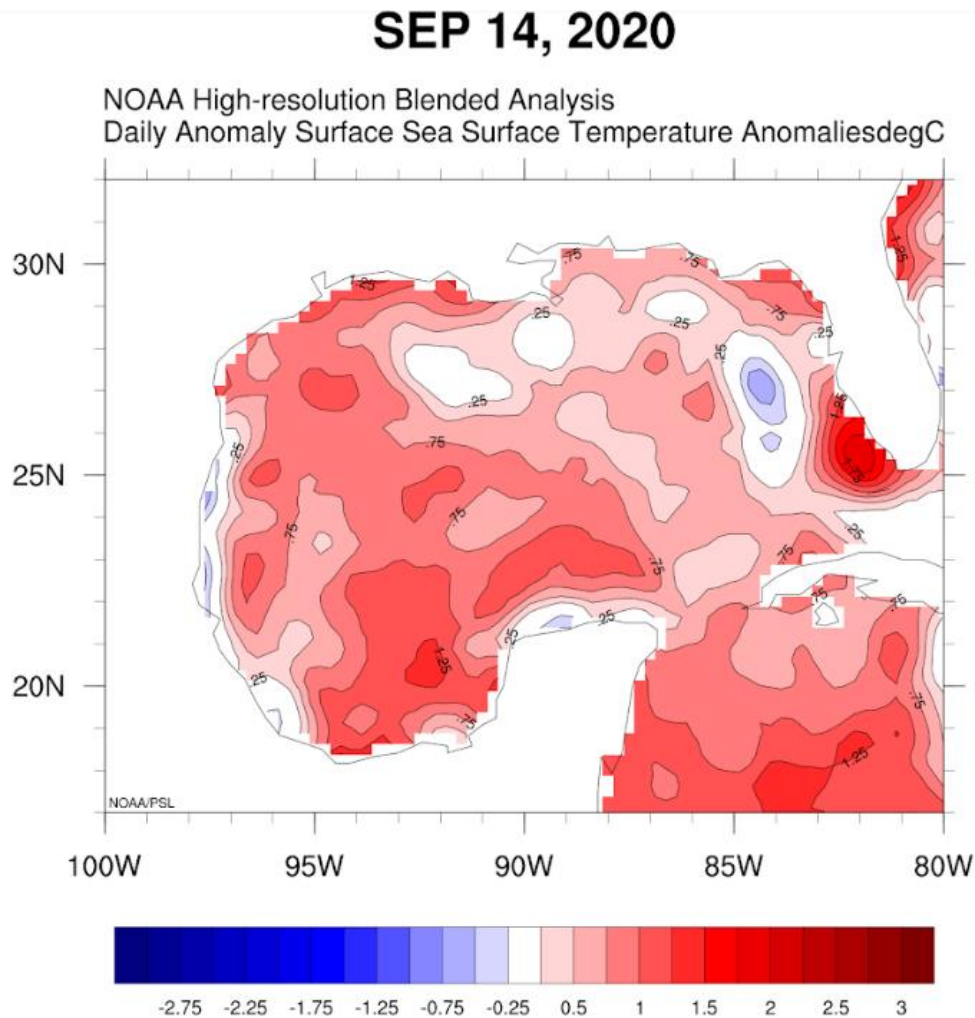


Рисунок 5.3 – Аномалії ТПО (°C) 14.09.20 р.

15.09.2020 р. розподіл аномалій у західній половині Мексиканської затоки та біля берегів п-ва Флорида зберігався. У той же час, у північно-східній частині, в районі проходження траєкторії урагану відзначалися два осередки від'ємних АТПО (рис. 5.4). У першому осередку, який утворився попередньої доби відхилення збільшилося і становило -1 °C, у другому осередку, який розташувався на північний захід від першого, і знаходився на місці

проходження урагану 14.09.2020 р., відхилення ТПО становило $-0,5$ °С. Ураган Саллі протягом поточної доби продовжував рух у північно-західному напрямку, але як було зазначено вище, швидкість його переміщення зменшилася. Атмосферний тиск у центрі урагану знизився на 5 гПа. Приблизно о 06:00 UTC відбулося зниження швидкості вітру та протягом дня вона становила 70 вузлів (36 м/с).

SEP 15, 2020

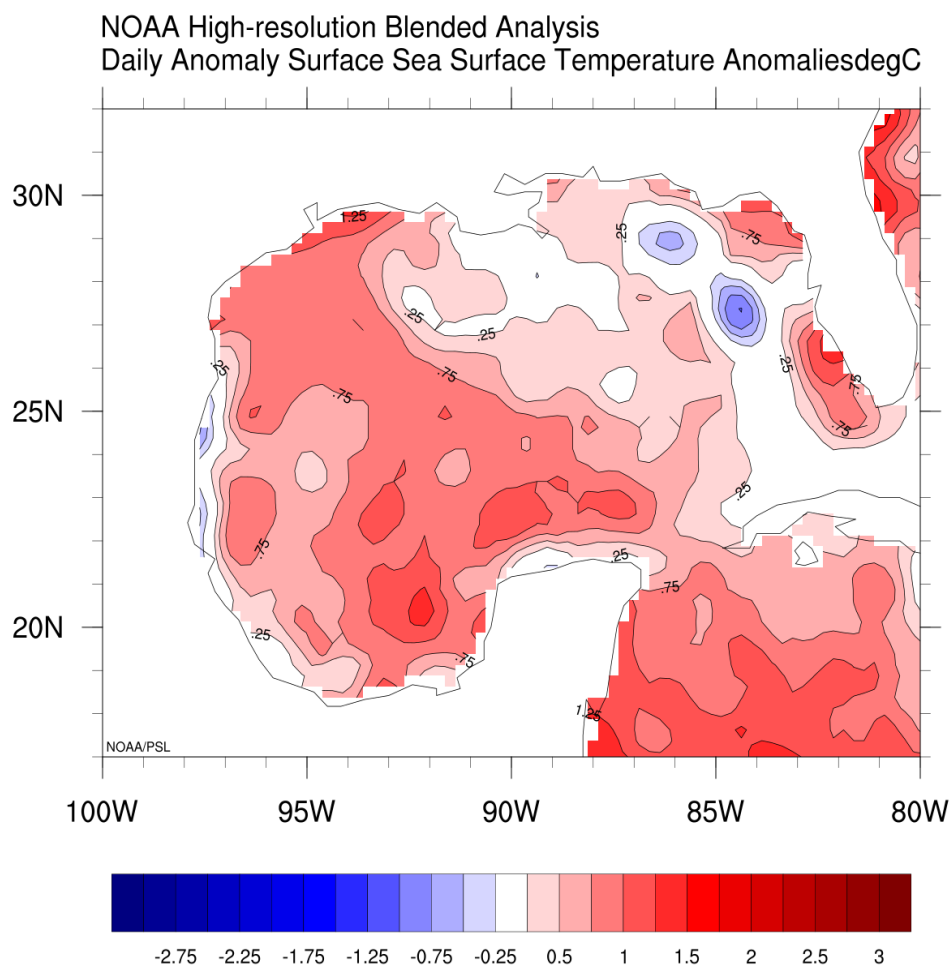


Рисунок 5.4 – Аномалії ТПО (°С) 15.09.20 р.

16.09.2020 р. на фоні збереження додатних АТПО у західній половині Мексиканської затоки відбувалося збільшення площі акваторії зайнятої від'ємною АТПО. Два осередки від'ємних АТПО, які сформувалися в

попередню добу, зберігали своє положення (рис. 5.5). Величина відхилення температури у першому осередку залишалася незмінною, у другому осередку збільшилася і становила -1 °С. При цьому в північній частині затоки біля дельти річки Міссісіпі сформувалися два нові осередки від'ємних АТПО величиною $-0,25$ °С. Атмосферний тиск у центрі Саллі продовжував знижуватися і в момент виходу урагану на берег о 09:17 UTC 16.09.2020 р. досяг свого мінімуму 965 гПа. При цьому швидкість вітру досягла максимуму і становила 95 вузлів (48,9 м/с), після чого почала зменшуватися.

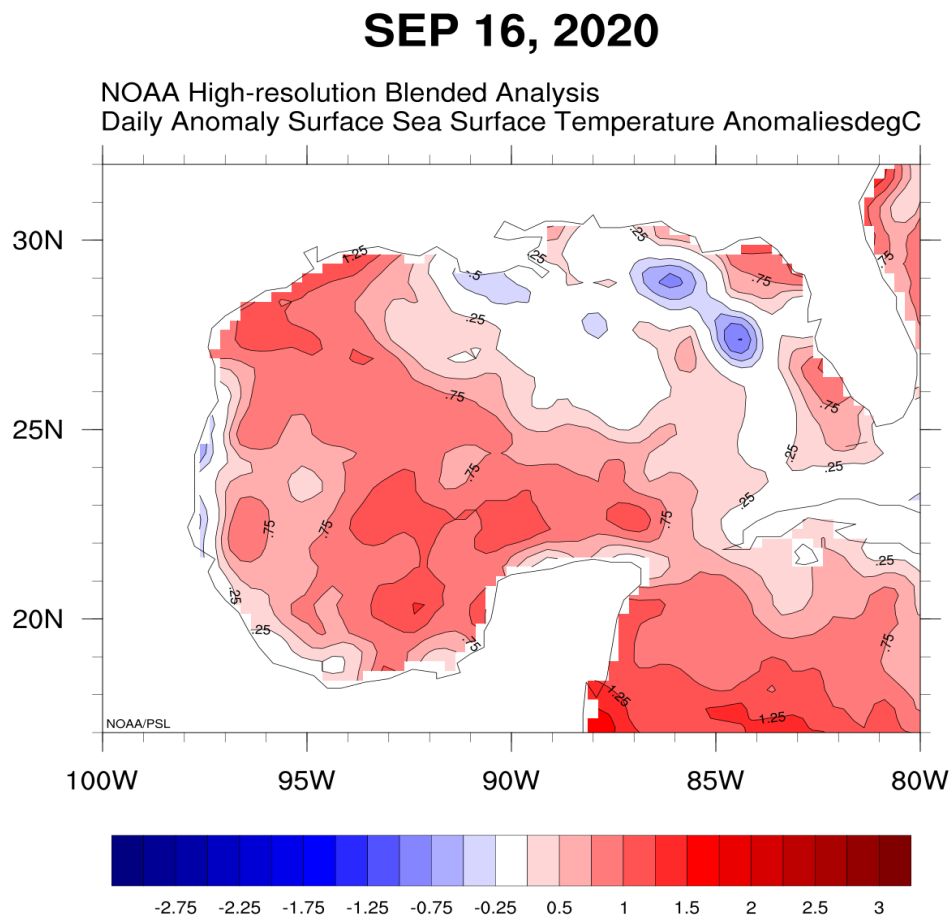


Рисунок 5.5 – Аномалії ТПО (°С) 16.09.20 р.

17.09.2020 р. область від'ємних АТПО, розташована у північно-східній частині затоки, збільшилася за площею та зменшилася за величиною, відхилення температури не перевищувало $-0,75$ °С (рис. 5.6).

SEP 17, 2020

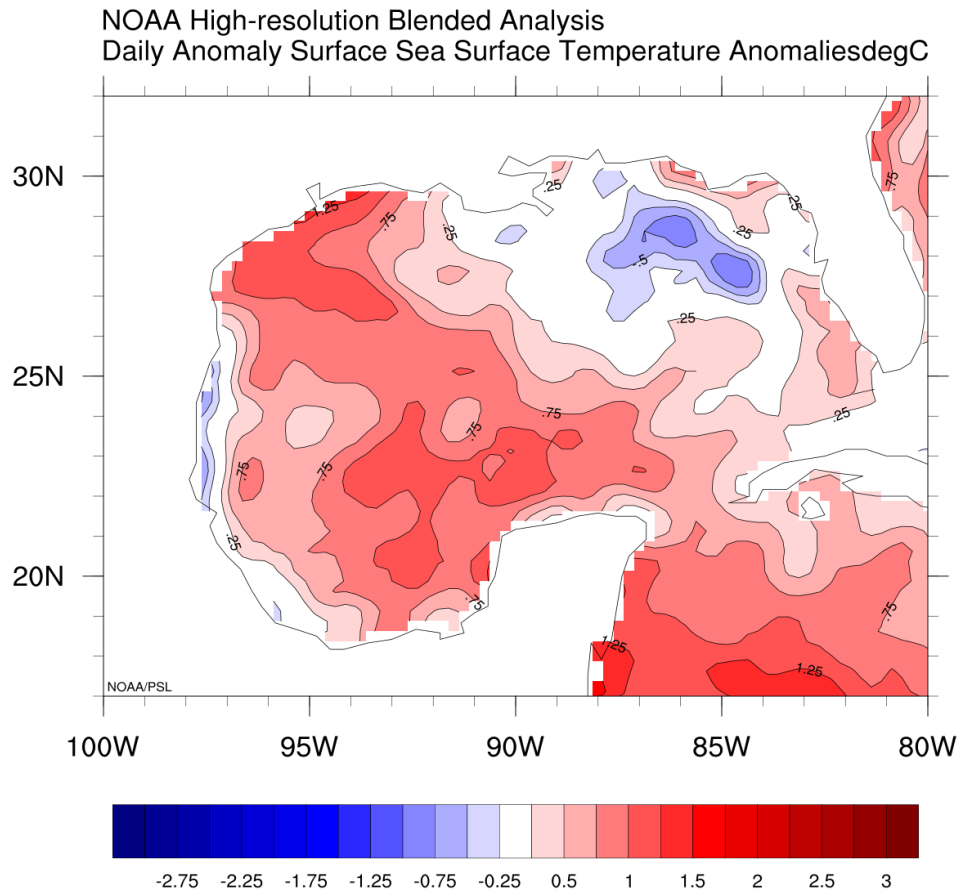


Рисунок 5.6 – Аномалії ТПО (°C) 17.09.20 р.

Слід зазначити, що від'ємні АТПО зберігалися на поверхні затоки до середини жовтня та розташовувалися у північній і центральній частинах затоки. Така тривалість збереження аномалій може бути пов'язана з циркуляцією вод Мексиканської затоки, для якої характерно виникнення кругообігів, що формуються у східній частині та повільно рухаються у західну частину затоки протягом декількох тижнів та місяців [18]. Їх діаметр становить від 200 до 400 км, та вони проникають до глибини 1000 м [19]. В центрах циклонічних кругообігів відбувається апвелінг, який призводить до підйому на поверхню більш холодних нищележачих [20, 21]. Як було зазначено вище, з попередніх досліджень встановлено, що циклонічні кругообіги можуть збільшувати

інтенсивність відгуку океану на ТЦ. Така характерна динаміка вод затоки могла сприяти збереженню від'ємних аномалій настільки тривалий час.

Необхідно відзначити, що додатні АТПО, на тлі яких відбувалися локальні зниження температури, пов'язані з тенденцією потепління ТПО в Мексиканській затоці в останні десятиліття [2, 22].

5.3 Зміна вертикального розподілу температури води

Аналіз вертикальних профілів температури води, отриманих за даними вимірювань буїв-профілемірів Argo (рис. 5.7), в районі проходження траєкторії



Рисунок 5.6 – Розташування дрейфуючого буя-профілеміру Argo 10-25.09.2020 р.

урагану Саллі показав, що в період від 10.09.2020 р. до 15.09.2020 р. зменшення температури води відзначалося у шарі 0-1125 м (рис. 5.7), з найбільшим значенням (-3,4 °C) на горизонті 80 м. У шарі 80-125 м зміна температури різко зменшилася (від -3,4 до -1,7 °C), і глибше 125 м зміна температури відбувалася повільніше з незначними стрибками.

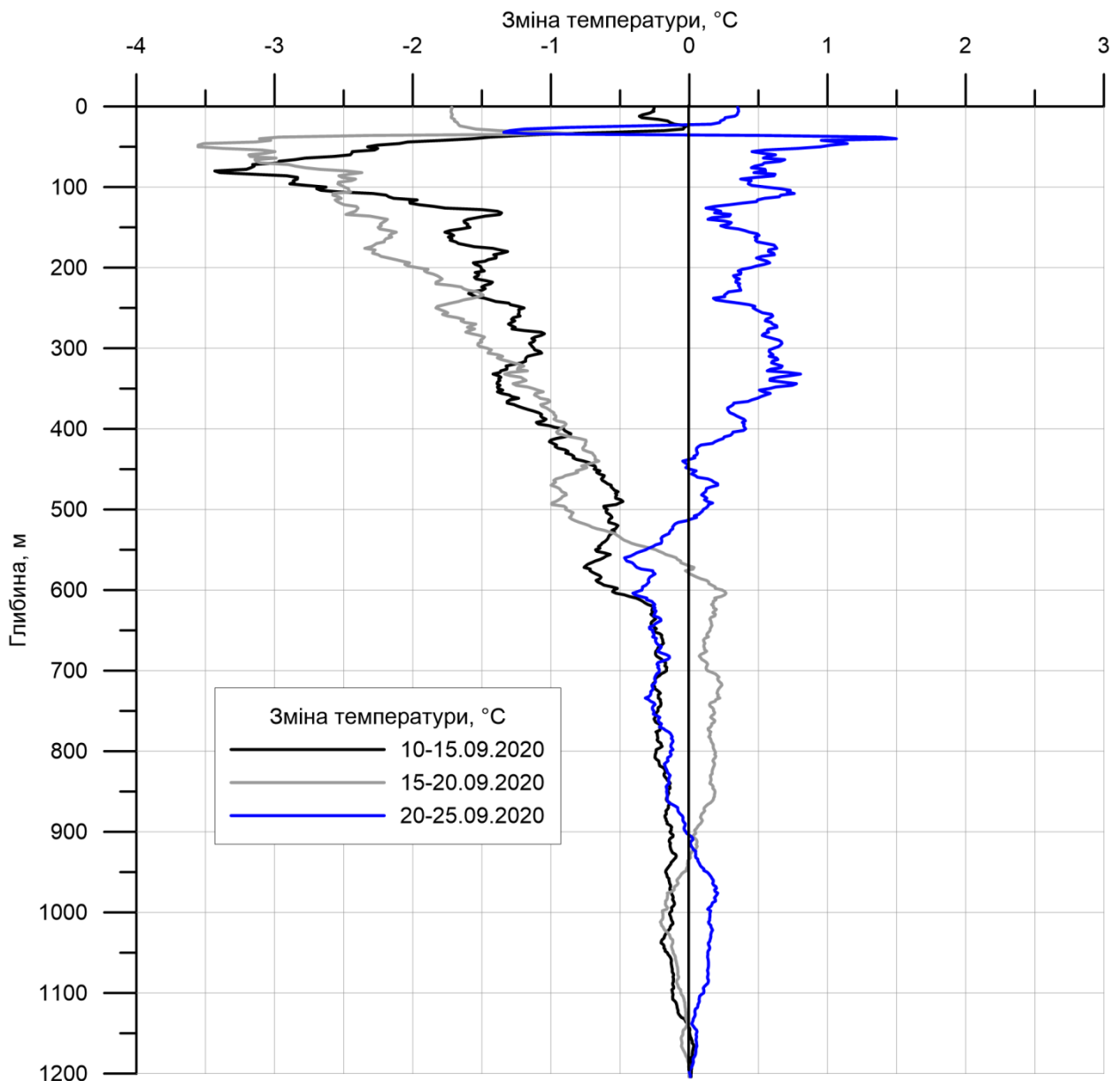


Рисунок 5.7 – Зміна вертикального профілю температури води (°C) у період 10-25.09.2020р.

У період від 15.09.2020 р. до 20.09.2020 р. зменшення температури відзначалося у шарі 0-570 м. На поверхні температура води знизилася на 1,7 °С за цей період. Найбільше її зменшення становило 3,6 °С на горизонті 50 м. Глибше 50 м відбувалося поступове з невеликими стрибками зменшення величини зміни температури. У шарі 570-910 м зазначалося зростання температури води до 0,25 °С.

У період від 20.09.2020 р. до 25.09.2020 р. у шарах 0-25, 40-510 та 900-1125 м відбулося збільшення температури, яке досягало величини 0,3 °С, 1,5 °С та 0,2°С, відповідно. Найбільше зростання температури відзначалося на горизонті 50 м і становило 1,5 °С. У шарі 510-900 м у цей період відбулося зменшення температури (до -0,5 °С).

Необхідно відзначити, що дані зміни не поширювалися глибше за горизонт 1200 м, де за аналізований період температура води зберігала свої значення. Також потрібно виділити шар 25-40 м, у якому величина зміни температури демонструє значне відхилення від загальної картини, аж до зміни знака, а також шар 50-80 м, де зміна температури досягала найбільших абсолютних значень.

Такий характер вертикального розподілу зміни температури води можна пояснити тим, що глибше 40-50 м (рис. 5.8) розташований основний термоклин у якому відзначаються значні вертикальні градієнти температури і в результаті Екманівського накачування відбувається переміщення на вищерозташовані горизонти холоднішої води. Зі збільшенням глибини вертикальні градієнти температури зменшуються і об'єми води, що піднімається з нижчих горизонтів, мають близьку за величиною температуру, і таким чином, зміни температури за вибрані проміжки часу в цих шарах менші за величиною, ніж на вищих рівнях.

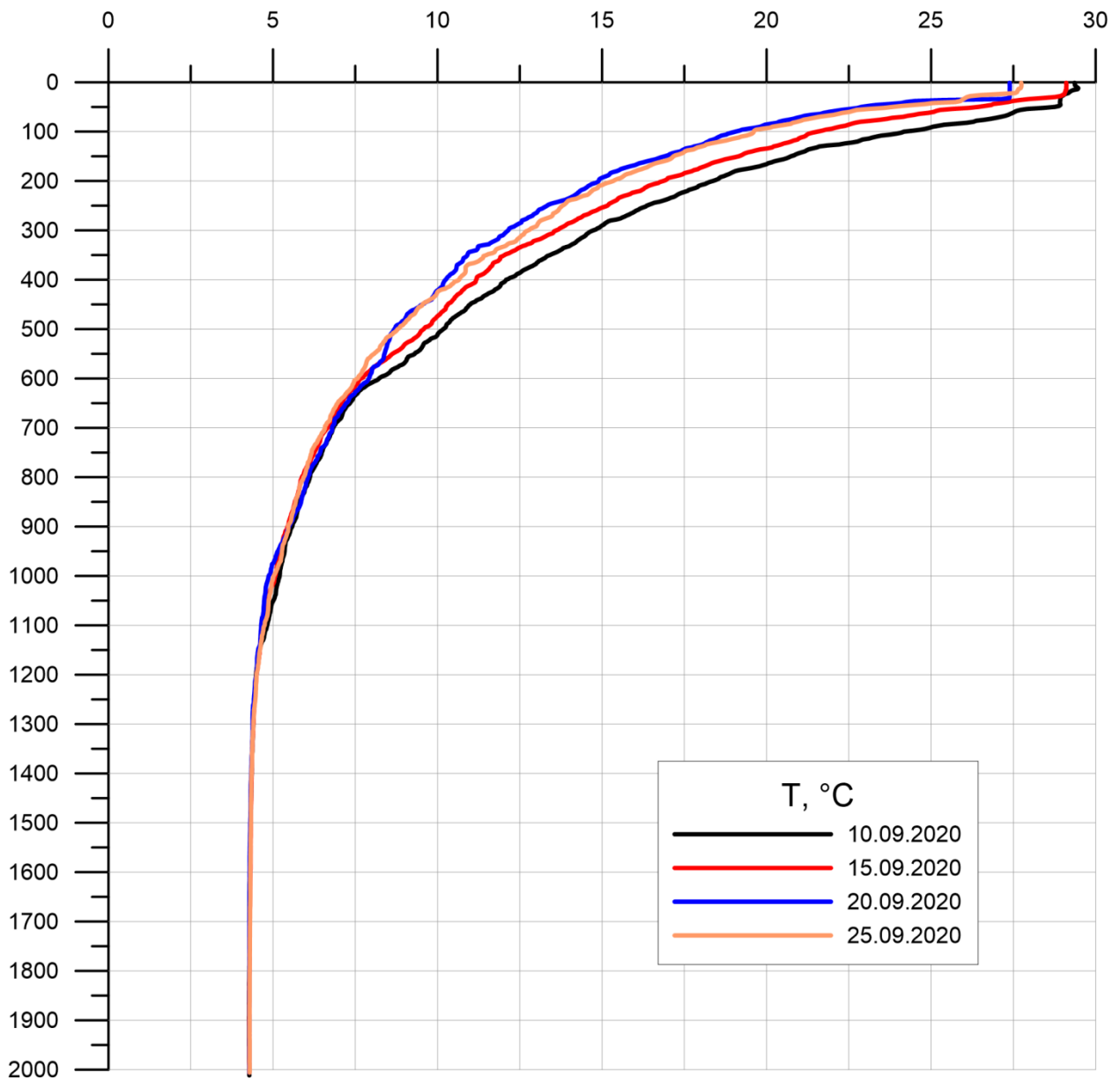


Рисунок 5.8 – Вертикальний розподіл температури води (°C)

Особливий характер розподілу зміни температури води у верхньому шарі 0-50 м можна пояснити як мінімальними вертикальними градієнтами температури води (квазіоднорідний шар), сформованими під впливом хвильового перемішування, так і впливом більш інтенсивного прогріву на поверхні води.

ВИСНОВКИ

На тлі додатних аномалій ТПО пов'язаних із тенденцією до збільшення ТПО в Мексиканській затоці, яке спостерігається в останні десятиліття, в місцях де проходила траєкторія урагану Саллі протягом наступної доби відзначалося виникнення від'ємних АТПО, які мали осередковий характер і за площею були зіставні з горизонтальними розмірами урагану. З часом осередки від'ємних АТПО збільшувалися за площею та величиною відхилення температури. Найбільші значення АТПО відзначалися 15-16.09.2020 р. та становили -1 °С. Від'ємні аномалії зберігалися після проходження Саллі протягом місяця, після чого на поверхні Мексиканської затоки сформувалася додатна АТПО, яка займала всю акваторію затоки.

У районі проходження траєкторії урагану в період з 10.09.2020 р. до 20.09.2020 р. відзначалося зменшення температури води в шарі 0-570 м, з найбільшими за величиною значеннями від $-3,4$ до $-3,6$ °С у шарі 50-80 м.

На характер зміни температури води значно впливає розподіл із глибиною вертикального градієнту температури води.

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

1. Суховей В.Ф., Коротаев Г.К., Шапиро Н.Б. Гидрология Карибского моря и Мексиканского залива. Ленинград : Гидрометеиздат, 1980. 183 с.
2. Ель Хадрі Ю., Берлінський М. А., Волков Д. Ю., Сліже М. О. Мінливість термохалинного режиму вод Мексиканської затоки у 2005-2017 роках. Український гідрометеорологічний журнал. URL: http://nbuv.gov.ua/UJRN/Vodeu_2017_22_9 (дата звернення 28.06.2021.)
3. Доронин Ю.П. Взаимодействие атмосферы и океана. Ленинград : Гидрометеиздат, 1981. 288 с.
4. Каган Б.А. Взаимодействие океана и атмосферы. Санкт-Петербург : Гидрометеиздат, 1992. 336 с.
5. Chenxu Ji., Yuanzhi Z., Qiuming C., Jin Yeu Tsou. Investigating ocean surface responses to typhoons using reconstructed satellite data // International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. Vol. 103.2021. URL: <https://doi.org/10.1016/j.jag.2021.102474>
6. Краус Е.Б. Взаимодействие океана и атмосферы / пер. с англ. А. Дубова / Ленинград : Гидрометеиздат, 1976. 296 с.
7. National Hurricane Center URL: <https://www.nhc.noaa.gov/> (дата звернення: 10.11.2022).
8. Goldenberg S.B., Landsea C.W., Mestas-Nunez A.M., Gray W.M. The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications // Science. 2001. 293. P.474-479.
9. Kossin J.P., Vimont D.J. A more general framework for understanding Atlantic hurricane variability and trends // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2007. 88. P. 1767-1781.
10. Vimont D.J., Kossin J.P. The Atlantic meridional mode and hurricane activity // Geophys. Res. Lett. 2007. 34. L07709. [doi:10.1029/2007GL029683](https://doi.org/10.1029/2007GL029683)

11. Knaff J.A., DeMaria M., Sampson C.R., Peak J.E., Cummings J., Schubert W.H. Upper Oceanic Energy Response to Tropical Cyclone Passage // Journal of Climate. 2013. 26(8). P. 2631-2650. [DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00038.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00038.1)

12. Shibano R.S., Yamanaka Y., Okada N., Chuda T., Suzuki S., Niino H. Responses of marine ecosystem to typhoon passages in the western subtropical North Pacific // Geophysical Research Letters. 2011. 38. L18608. <https://doi.org/10.1029/2011GL048717>

13. Babin S.M., Carton J.A., Dickey T.D., Wiggert J.D. Satellite evidence of hurricane induced phytoplankton blooms in an oceanic desert // Journal of Geophysical Research. 2004. 109. C03043.

URL: <https://doi.org/10.1029/2003JC001938>

14. Lin S., Zhang W.Z., Shang S.P., Hong H.S. Ocean response to typhoons in the western North Pacific: Composite results from Argo data // Deep-Sea Research Part I. 2017. 123. P. 62-74.

URL: <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.03.007>

15. Sanford T.B., Price J.F., Girton J.B. Upper ocean response to Hurricane Frances (2004) observed by profiling EM-APEX floats // Journal of Physical Oceanography. 2011. 41(6). P. 1041-1056.

URL: <https://doi.org/10.1175/2010JPO4313.1>

16. Ye H.J., Sui Y., Tang D.L., Afanasyev Y.D. A subsurface chlorophyll a bloom induced by typhoon in the South China Sea // Journal of Marine Systems. 2013. 128. P. 138-145.

URL: <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.04.010>

17. The National Hurricane Center's Tropical Cyclone Reports. URL: https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL192020_Sally.pdf (дата звернення: 10.11.2022).

18. Sturges W., Leben R. R. Frequency of ring separations for the loop current in the Gulf of Mexico // Journal of Physical Oceanography. 2000. Vol. 30. P. 1814-1819

19. Mooers C.N.K., Maul G.A. Intra-Americas sea circulation. The sea: The global coastal ocean. Regional studies and syntheses / A.R. Robinson (Ed.). New York: John Wiley and Sons, 1998. P. 183-208.

20. Zavala-Hidalgo J., Gallegos-García A., Martínez-López B. et al. Seasonal upwelling on the Western and Southern Shelves of the Gulf of Mexico // Ocean Dynamics, 2006, Vol. 56, P. 333-338.

URL: <https://doi.org/10.1007/s10236-006-0072->

21. Sturges W., Lugo-Fernandez A. Circulation in the Gulf of Mexico: over most of the Gulf observations and models. Washington: AGU, 2005. 347 p.

22. Muller-Karger F.E., Smith J.P., Werner S., Chen R. et al. Natural variability of surface oceanographic conditions in the offshore Gulf of Mexico // Progress in Oceanography. Vol. 134. 2015. P. 54-76. doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.007