

ОДЕСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ І. І. МЕЧНИКОВА

Факультет гідрометеорології і екології

Кафедра океанології та морського природокористування

Кваліфікаційна робота

на здобуття ступеня вищої освіти «Бакалавр»

**ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОДІЛУ ТЕМПЕРАТУРИ ТА ДИНАМІКИ ВОД
ЕКВАТОРІАЛЬНОЇ АТЛАНТИКИ
PECULIARITIES OF TEMPERATURE DISTRIBUTION AND WATER
DYNAMICS OF THE EQUATORIAL ATLANTIC OCEAN**

Виконала: здобувачка очної форми навчання
спеціальності 103 Науки про Землю
Освітньо-професійна програма Гідрометеорологія

Ташку Аліна Георгіївна

(прізвище, ім'я, по-батькові здобувача)

Керівник канд. геогр. наук, викл. Сліже М.О.

(науковий ступінь, вчене звання, прізвище, ініціали) (підпис)

Рецензент д.геол.-мінер.н., проф. Сафранов Т.А.

(науковий ступінь, вчене звання, прізвище, ініціали)

Рекомендовано до захисту:
Протокол засідання кафедри
океанології та морського
природокористування
№ __ від __.__.2025 р.

Захищено на засіданні ЕК № __
протокол № __ від __.__.2025 р.

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

Завідувач кафедри

БЕРЛІНСЬКИЙ Микола

(підпис)

(прізвище, ім'я)

Голова ЕК

ОВЧАРУК Валерія

(підпис)

(прізвище, ім'я)

Одеса 2025

ЗМІСТ

СКОРОЧЕННЯ ТА УМОВНІ ПОЗНАКИ	3
ВСТУП	4
1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ	6
1.1 Кліматичний режим	6
1.2 Рельєф дна.....	15
1.3 Термохалинний режим вод екваторіальної Атлантики	18
2 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ	23
2.1 Вихідні дані та район дослідження	23
2.2 Складові вектора швидкості	25
2.3 Аномалії температури води	27
3 ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД ЕКВАТОРІАЛЬНОЇ АТЛАНТИКИ	30
3.1 Система течій екваторіальної Атлантики.....	30
3.2 Просторовий розподіл зональної складової швидкості течії	35
4 АНОМАЛІЇ ТЕМПЕРАТУРИ ВОДИ НА ПОВЕРХНІ ЕКВАТОРІАЛЬНОЇ АТЛАНТИКИ	39
ВИСНОВКИ.....	43
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	44

СКОРОЧЕННЯ ТА УМОВНІ ПОЗНАКИ

АЕМ – Атлантична екваторіальна мода

АТПМ – аномалія температури моря

МЗК – Міжтропічна зона конвергенції

ПТА – Південна тропічна Атлантика

ТПМ – температура поверхні моря

ВСТУП

Рух водних мас у Світовому океані, зокрема в тропічних широтах, має важливе значення для глобальної кліматичної системи. Однією з таких ключових ділянок є екваторіальна Атлантика – регіон, де відбувається активна взаємодія океанічних, атмосферних та географічних факторів. Саме тут формується складна система течій і температурних контрастів, які мають значний вплив не лише на клімат Західної Африки та Південної Америки, а й на загальносвітові кліматичні процеси.

Особливості циркуляції вод екваторіальної Атлантики обумовлені динамікою вітрових течій, термогалінною структурою, теплообміном та глибинною морською геоморфологією. У результаті формується складна мережа потоків, включаючи Міжпасатну течію, течію Ломоносова, Південну пасатну течію та інші, що чинять істотний вплив на розподіл тепла, солоності та поживних речовин. Дослідження цих процесів є критично важливим для розуміння не лише регіонального, але й глобального клімату.

У контексті сучасних кліматичних змін зростає потреба у високоточному аналізі просторово-часових характеристик океанічних течій та температурних аномалій. Саме ці процеси впливають на формування кліматичних явищ, таких як атлантичний Нін'йо, зміни опадів у прибережних регіонах Африки та Південної Америки, а також на біологічні процеси, включаючи продуктивність морських екосистем. Дослідження, присвячені оцінці динаміки вод та розподілу температури у цьому регіоні, сприяють підвищенню точності кліматичних прогнозів та розробці стратегій адаптації до змін клімату [1].

Метою дипломної роботи є вивчення особливостей просторового розподілу температури та динаміки вод в екваторіальній Атлантиці, а також аналіз їх змін у сучасних кліматичних умовах.

Основними завданнями роботи є:

- проаналізувати просторову структуру течій у поверхневих та підповерхневих шарах вод екваторіальної Атлантики;
- провести аналіз температури поверхні моря (ТПМ) за останнє десятиліття з використанням сучасних кліматичних даних;
- виявити закономірності сезонних і міжрічних змін температури та течій;

Об'єктом дослідження є океанічна циркуляція та температурний режим екваторіального Атлантичного океану.

Предметом дослідження є просторові та часові особливості розподілу температури та швидкості течій у верхніх шарах вод екваторіальної Атлантики.

Одержані результати можуть бути використані для підвищення точності кліматичних моделей, прогнозування змін погоди в регіоні та оцінки ризиків, пов'язаних з морськими екосистемами. Вони також є корисними для органів, що займаються управлінням природними ресурсами, зокрема в частині розробки заходів адаптації до змін клімату в приатлантичних регіонах.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ

Район дослідження охоплює екваторіальну частину Атлантичного океану. Досліджуваний район розглядається в таких межах: від 12° північної широти до 5° північної широти, при цьому межами довготи є 20° західної довготи – 0° західної довготи. Цей просторовий переріз охоплює центральну Атлантику, де формуються течії, які мають глобальне значення для клімату Африки (особливо Західної Африки), Європи (особливо Південної Європи), Південну Америку (особливо Бразилії). Течії, які формуються в екваторіальній Атлантиці мають вплив на пасатні вітри та мусони, що суттєво впливає на клімат. Вплив на українські території, безпосередньо, йде через зміни циркуляції атмосфери, спричинені коливаннями температури поверхні океану та зміною розподілу тиску. Основними течіями екваторіального Атлантичного океану є: Гвінейська течія; Південна пасатна течія; Екваторіальна підповерхнева протитечія, течія Ломоносова, Північна пасатна течія; Південна екваторіальна підповерхнева протитеча.

1.1 Кліматичний режим

Тропічна Атлантика характеризується складною взаємодією різних фізичних механізмів. У цьому регіоні надходження сонячної радіації має максимум, що є великим джерелом енергії для океану та атмосфери. Це надходження енергії має чіткий сезонний цикл, який можна виявити також і за кількома іншими параметрами. Найбільш відомою є сезонна міграція області конвергенції північно- та південно-східних пасатів, Міжтропічна зона конвергенції (МЗК). В Атлантиці МЗК розташована переважно на північ від екватора, і цей регіон визначається сильними опадами, великим і високим розвитком хмарності та ослабленням пасатів. Ці пасати взаємодіють з

поверхнею та верхніми шарами океану за допомогою динаміки Екмана, впливаючи на випаровування, а також призводячи до сильних зональних течій в екваторіальній області, що вперше було показано Свердрупом. Сила цих течій залежить від сили вітрів, а меридіональне положення течій тісно пов'язане з міграцією МЗК. Одним із наслідків структури екваторіальних течій є підвищений вертикальний зсув горизонтальної швидкості, через ці зустрічні течії, що призводить до підвищеного перемішування у верхньому термокліні [2].

Відповідно до особливостей структури поля тиску, тропічній зоні між субтропічними антициклонами та екваторіальною улоговиною у нижніх шарах атмосфери розвивається меридіональна циркуляція: у північній півкулі – північно-східний пасат, у південній півкулі – південно-східний пасат. Пасатна циркуляція є найстійкішою. Її можна знайти у тропічній зоні майже завжди.

У північній півкулі взимку пасатна зона простягається від екватора до 28° пн. ш. Влітку, оскільки екваторіальна уловина переміщається у північну півкулю, зона розташовується між 18° і 31° пн. ш. Таким чином, площа, що охоплюється пасатною циркуляцією, від зими до літа зменшується вдвічі. Середня швидкість пасату взимку також приблизно в 2 рази перевищує його середню швидкість влітку. У південній півкулі положення пасатної зони, стабільніше, не змінюється і її структура. У північній півкулі влітку під впливом добре розвиненої мусонної циркуляції пасатна зона набуває складної структури.

Особливості повітряних течій у тропічній зоні чітко проявляються на картах ліній струмів для січня і липня, які проявляються на картах ліній струмів для січня і липня, які представлені на рис. 1.1. На картах зображено також ізотяхи. З них випливає, що пасатна циркуляція найбільш стійко виражена у тропічній зоні південної півкулі, а в північній півкулі – над східною частиною Тихого і західною частиною Атлантичного океанів, де

екваторіальна улоговина розташовується поблизу географічного екватора і мало змінює своє положення протягом року. Над океанами середні швидкості пасатів перевищують 4 м/с, а в деяких районах досягають 6-8 м/с. Швидкості вітру, що перевищують 12 м/с, які в липні спостерігаються над Індією, відносяться, очевидно, до мусону.

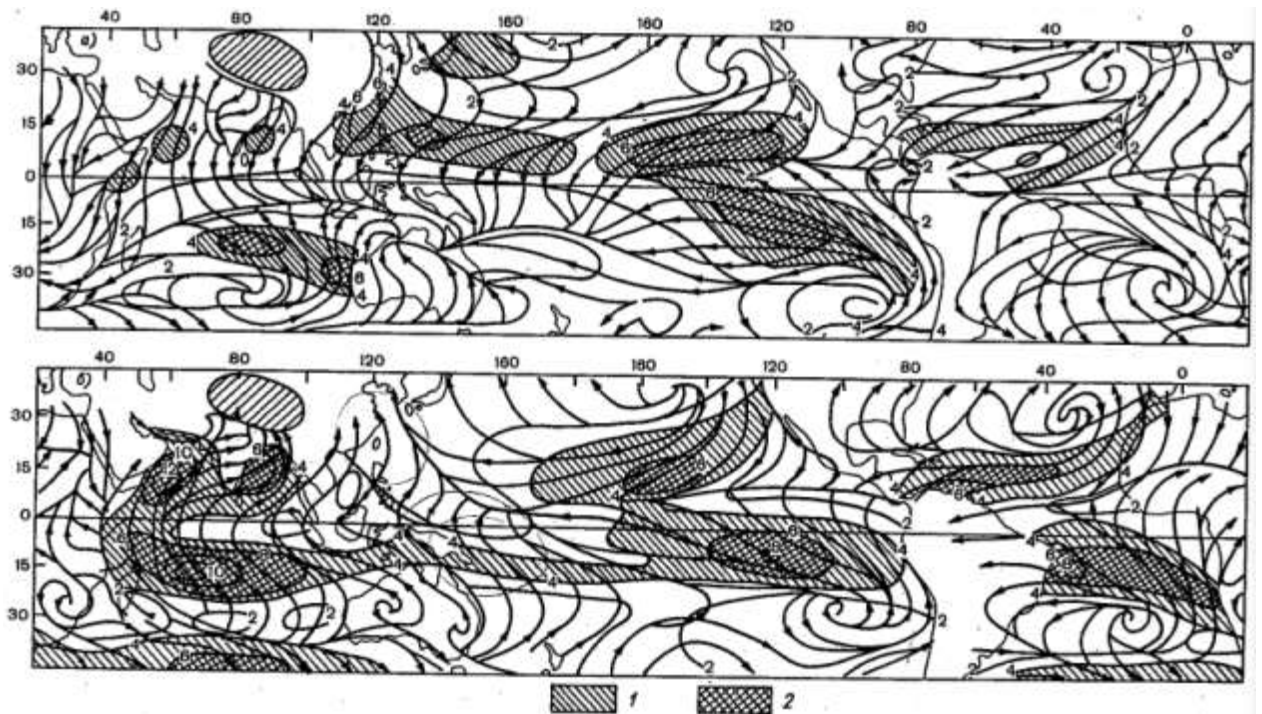


Рисунок 1.1 – Лінії струму та ізотехи (м/с) у січні (а) та липні (б):

1 – області зі швидкостями вітру більше 4 м/с; 2 – області зі швидкостями вітру більше 6 м/с [4]

Великий вплив на розвиток атмосферних процесів у тропічній зоні має пасатна інверсія. Вона формується під дією великомасштабного осідання повітря з великих висот в області субтропічних антициклонів. Повітря, що осідає, на деякій висоті зустрічається з потоком морського повітря, спрямованим до екватора. По суті, нижньою межею пасатної інверсії є поверхня розділу між цими масами повітря. Таким чином, пасатна інверсія належить до числа піднятих інверсій.

Над східною частиною Атлантичного океану, де знаходяться холодні океанічні течії, важливу роль відіграє охолодження приземного шару атмосфери знизу під дією турбулентного теплообміну. Цей процес призводить до збільшення інтенсивності пасатної інверсії та зниження її нижньої межі, яка може розташовуватися навіть на висоті кількох десятків метрів.

З наближенням до екватора інтенсивність інверсії зменшується. Водночас відбувається збільшення висоти, її нижньої межі. Висота пасатної інверсії змінюється не тільки з широтою, але залежить також і від довготи. Ця залежність чітко проявляється на рис. 1.2, де наводяться висоти нижніх меж пасатної інверсії над Атлантичним океаном [4].

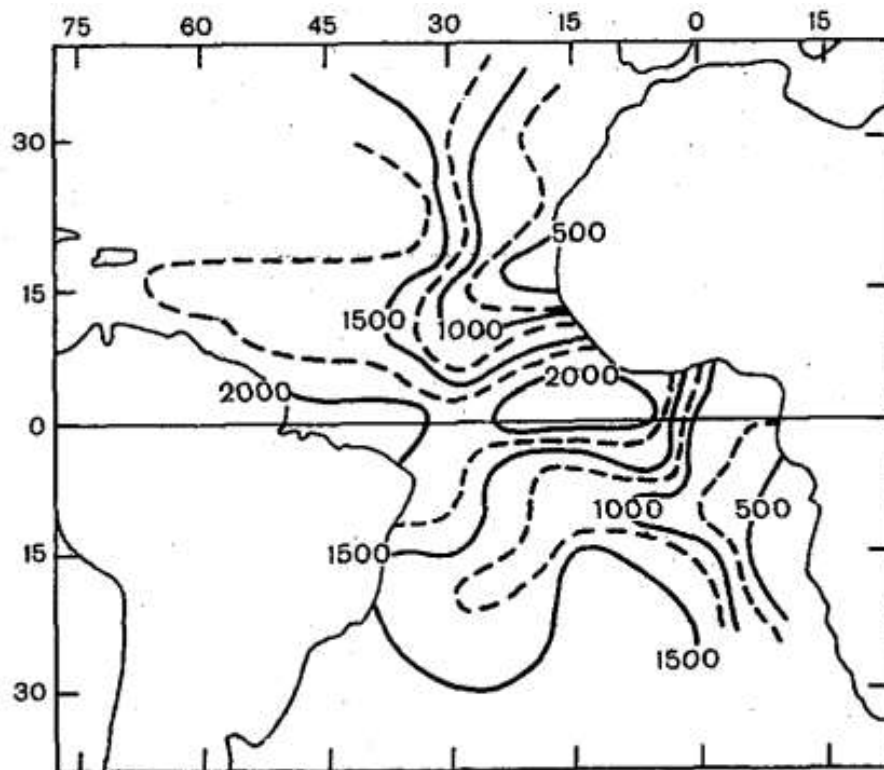


Рисунок 1.2 – Висота нижньої межі шару пасатної інверсії (м) в Атлантиці [4]

В екваторіальній Атлантиці послаблення або посилення пасатів впливає на перенесення і напрямки основних поверхневих течій океану. У

той же час, посилення західного вітру, спричинене посиленням південно-східних пасатів, накопичує теплі води в західній частині і викликає апвелінг у східній частині екваторіальної Атлантики, створюючи східно-західну асиметрію термокліну. Крім того, тепло, що переноситься з тропіків і субтропіків у західну частину екваторіальної Атлантики, яка згодом перетинає екватор, збільшується в періоди сильних південно-східних пасатів. Таким чином, пасати не тільки створюють асиметрію термокліна на екваторі, але й впливають на перехресне перенесення тепла в Атлантиці.

Тропічна Атлантика відіграє важливу роль у глобальній зміні клімату, що має соціально-економічний вплив, що відчувається в усьому світі. В екваторіальній Атлантиці (рис. 1.3) кліматологічна модель ТПМ характеризується теплою водою на заході (приблизно 27,3 °C середньорічна ТПМ) і відносно холодною ТПМ на сході (приблизно 26,3 °C в рік середнє ТПМ). Ця зональна різниця ТПМ ($\sim 1^\circ\text{C}$) призводить до зонального градієнта ТПМ між західною та східною екваторіальною Атлантикою, який становить приблизно одну чверть екваторіального тихоокеанського зонального градієнта ТПМ [3].

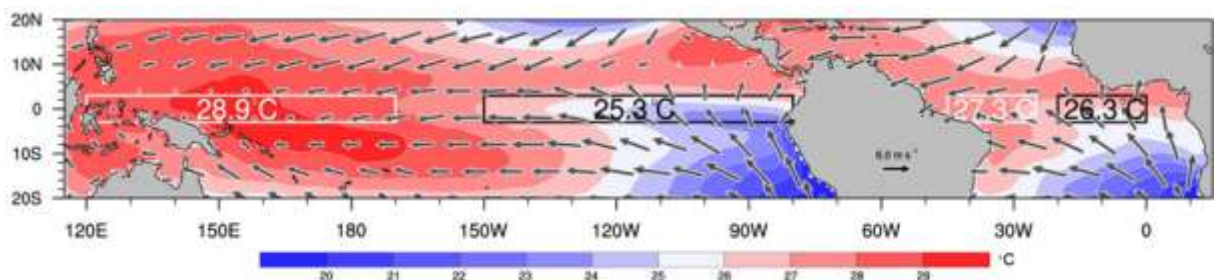


Рисунок 1.3 – Річний кліматологічний (1961-1990 рр.) ТПО (затіннення; °C).

Білі (чорні) прямокутники представляють західну (східну) екваторіальну частину Тихого океану та Атлантику. Чотири прямокутники розташовані в західній екваторіальній частині Тихого океану [3]

Щоб зрозуміти, що відбувається під час Атлантичного зонального режиму, яке є відхиленням від кліматологічного середнього значення (тобто середнього багаторічного значення), потрібно спочатку зрозуміти саме кліматологічне середнє значення (рис. 1.4). Найважливіше, що слід відзначити в кліматологічному розподілу ТПМ влітку в північній півкулі – це сильний градієнт зі сходу на захід. Це теплі 28 °С води на заході, але досить прохолодні 24 °С на сході. Зазвичай поверхневі вітри над екваторіальною Атлантикою дмуть зі сходу на захід, і таким чином теплі водні маси виштовхуються на захід і накопичуються вздовж південноамериканського узбережжя. Водні маси, які відштовхуються від східної екваторіальної Атлантики, поповнюються холодними підземними водами, які виходять на поверхню (апвелінг) [5].

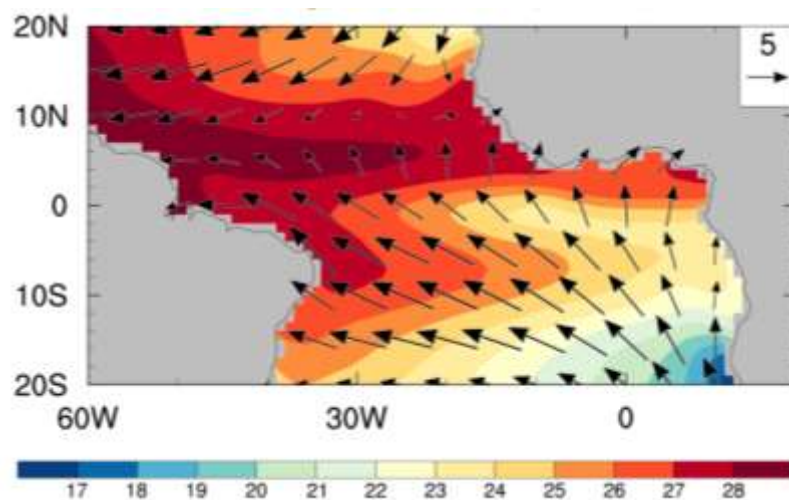


Рисунок 1.4 – Середні умови в тропічній Атлантиці протягом літа (червень – серпень). Затінення показує температуру поверхні моря (ТПМ; °С), вектори – поверхневий вітер (одиниці – 5 метрів за секунду) [5]

Сезонна та міжрічна мінливість екваторіального атлантичного зонального градієнта ТПМ змінюється атлантичним Ніньо, який є природним кліматичним режимом, що характеризується додатними аномаліями

температури поверхні моря (АТПМ) у східній екваторіальній Атлантиці. Механізм генерації Атлантичного Ніньо тісно пов'язаний з Південною осциляцією Ель-Ніньо. Наприклад, під час подій Ла-Нінья аномальна циркуляція тихоокеанського Уокера поширюється на західну екваторіальну Атлантику, послаблюючи пасати над західною екваторіальною Атлантикою. Ці аномальні зміни (тобто, аномалії напруги західного вітру) поглиблюють термоклін у східній екваторіальній Атлантиці і таким чином викликають Атлантичний Ніньо через зворотний зв'язок Б'єркнеса. Оскільки зональні градієнти АТПМ в екваторіальному Тихому океані та Атлантиці пов'язані з осциляцією Ель-Ніньо та Атлантичним Ніньо відповідно, свідчить про те, що зональні градієнти аномалії температури поверхні моря в Тихому океані можуть впливати на зональні градієнти аномалії температури поверхні моря в Атлантичному океані в сезонному та міжрічному масштабах часу, змінюючи екваторіальний атлантичний пасат.

Використовуючи набір спостережень зі скоригованим відхиленням, Токінагі виявив, що протягом останніх шести десятиліть АТПМ нагрівався над тропічною Атлантикою, а зональні градієнти аномалії температури поверхні моря в Атлантичному океані слабшали, при цьому потепління було сильнішим у східній, ніж у західній екваторіальній Атлантиці. Вони стверджували, що ця тенденція до ослаблення зональних градієнтів, ймовірно, пов'язана з антропогенним ефектом аерозольного охолодження, який сильніший у Північній, ніж у Південній півкулі, і таким чином послаблює меридіональний градієнт ТПМ. Крім того, Токінагі заявив, що це ослаблення меридіонального градієнта ТПМ може спричинити аномалії західного вітру над екваторіальною Атлантикою, поглибити термоклін на сході, і таким чином посилити потепління ТПМ у східній екваторіальній Атлантиці та, нарешті, послабити зональні градієнти. Таким чином, пасати над екваторіальною Атлантикою можуть відігравати ключову роль у тенденції ослаблення зональних градієнтів АТПМ. Оскільки посилення

зональних градієнтів АТПМ в Тихому океані послаблює зональні градієнти АТПМ в Атлантичному через пасати в сезонному та міжрічному масштабах часу, а пасати також сприяють тенденції ослаблення зональних градієнтів АТПМ в Атлантичному океані протягом останніх шести десятиліть, припускається, що посилення в довгостроковій перспективі тренд зонального градієнта АТПМ в Тихому океані може послабити довгостроковий тренд зонального градієнта АТПМ в Атлантичному океані через пасати.

Дослідження виявили посилення довгострокової тенденції градієнтів АТПМ з більшим потеплінням у західній, ніж у східній екваторіальній частині Тихого океану за останні 100 років: модель, подібна до Ла-Нінья. Використання наборів даних про приповерхневу температуру показало, що також існує довгострокова тенденція посилення зонального градієнта приповерхневої температури вздовж екваторіальної частини Тихого океану [3].

На рисунку 1.5 показано максимальні значення солоності поверхневого шару океану в субтропічних широтах, потужні джерела прісної води з річок, а також відносний мінімум солоності на нижчих широтах за середньорічними даними про солоність поверхневого шару моря з World Ocean Atlas 2009.

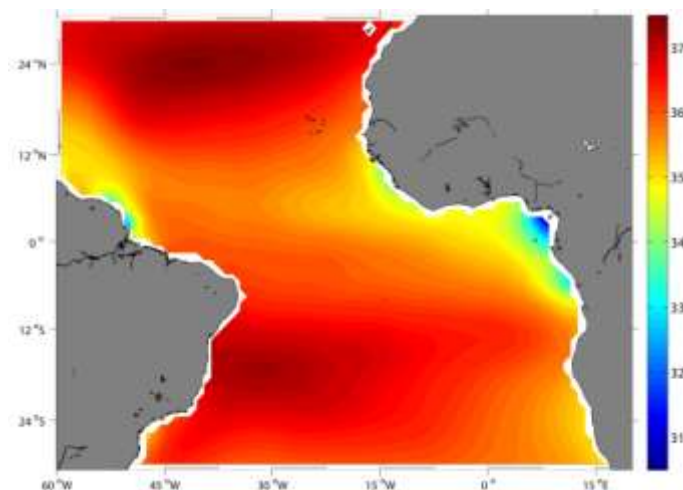


Рисунок 1.5 – Середньорічна солоність поверхні моря з WOA 2009 [2]

Середньомісячні значення трьох років супутникових даних Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS2) показані на рис. 1.6. Основними особливостями, подібними до середньорічних показників, у тропіках є прісноводні ділянки вздовж узбережжя, що утворилися внаслідок стоку річок в Атлантичний океан, та смуга відносно низької солоності, пов'язана з МЗК.

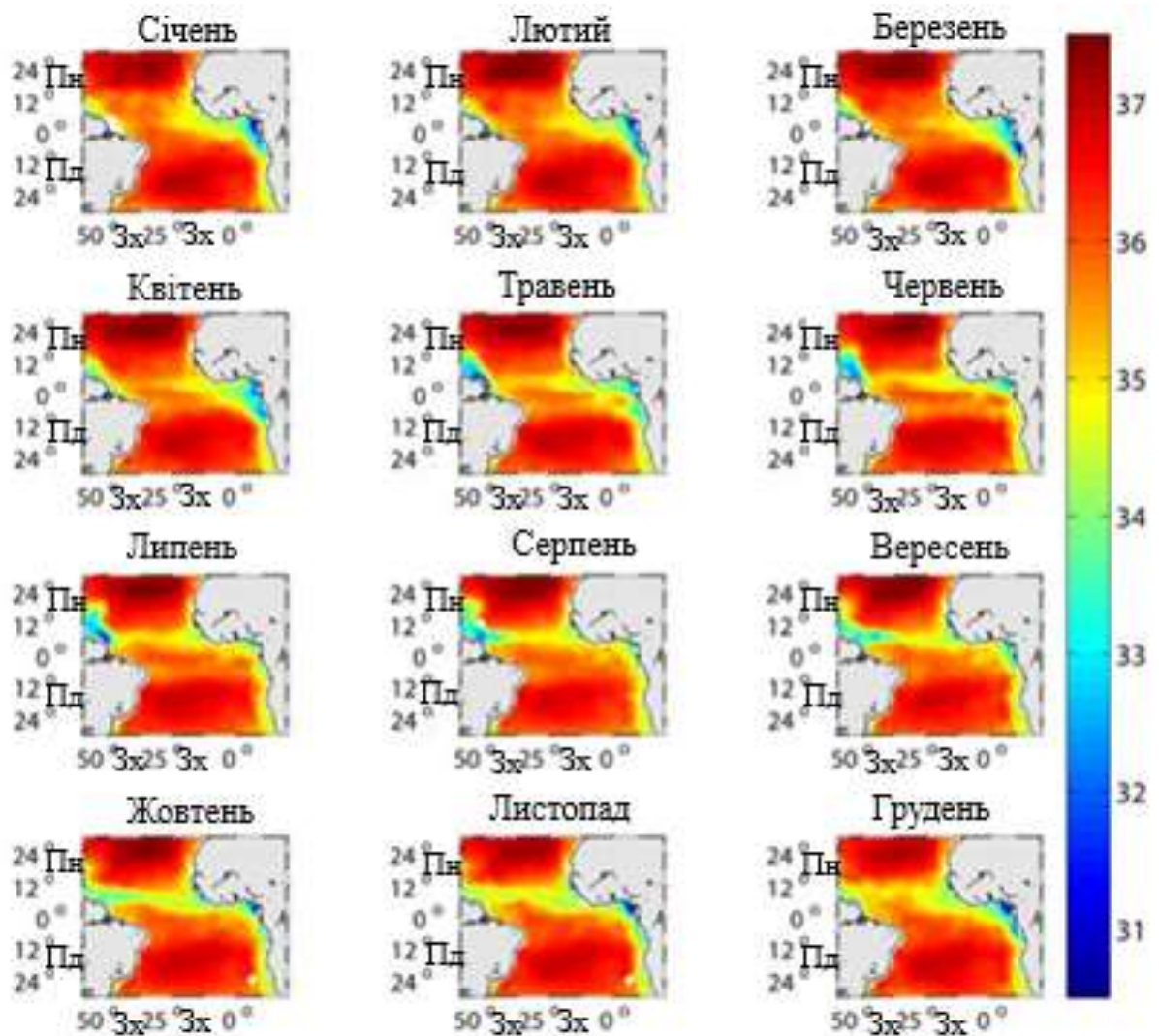


Рисунок 1.6 – Середньомісячна кліматологія солоності поверхні моря від SMOS [2]

Помітний сезонний прояв спостерігається вздовж зони міжтропічної конвергенції. Уперше структура, яка, ймовірно, належить до цієї зони,

фіксується у квітні-травні, коли вздовж приблизно 5° північної широти формується зональний (із заходу на схід) пояс з відносно низькою солоністю, що простягається через усю Атлантику. Цей пояс мігрує на північ і згодом з'єднується з другою зоною низької солоності. Спостерігається зниження солоності, спричинене надходженням прісної води, що переноситься Північною екваторіальною протитечею. Ця протитечія поповнюється прісною водою, яку приносить Північна Бразильська течія, що включає в себе потужний стік з річки Амазонка. Зональна структура на північ від екватора зникає пізно восени або на початку зими, коли МЗК знову зміщується на південь [2].

1.2 Рельєф дна

Видатною особливістю дна Атлантичного океану є Серединно-Атлантичний хребет (рис. 1.7) – величезний серединний гірський хребет, що простягається по всій довжині Атлантики, займаючи центральну третину океанського дна і досягаючи приблизно 1 000 миль (1 600 км) в ширину. Цей хребет, хоч і має величезні розміри, є лише атлантичною частиною океанічного хребта, що оперізує світ.

Місцями Серединно-Атлантичний хребет піднімається над рівнем моря, утворюючи острови. Ісландія, яка піднімається з його гребеня, є продовженням серединної рифтової долини. На схід і захід від хребта, на глибині від 12 000 до 18000 футів (3700- 5500 метрів) нижче рівня моря, лежать улоговини, які, здається, мають відносно рівний профіль, але деякі частини дна улоговини такі ж гористі, як і Серединно-Атлантичний хребет, в той час як інші частини надзвичайно гладкі. Перші – це скелясті абісальні пагорби; другі – абісальні рівнини, які утворюють верхню поверхню великих грязьових ставків, що заповнюють багато широких западин. Великі стародавні вулкани зустрічаються в улоговинах поодинокі або рядами; вони піднімаються, утворюючи підводні гори і, зрідка, острови [7].

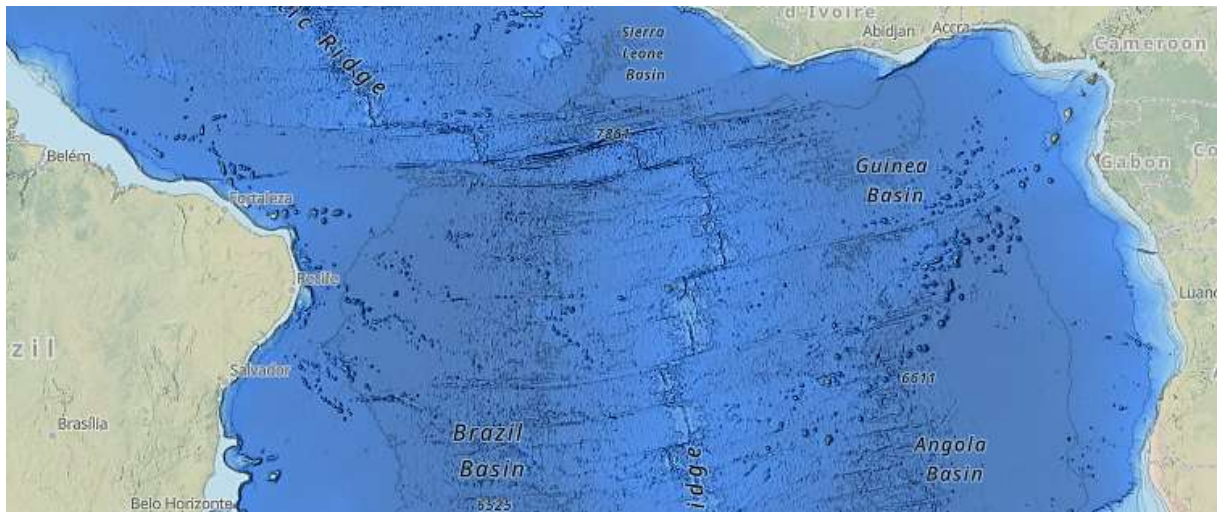


Рисунок 1.7 – Батиметрична карта Екваторіальної Атлантики [7]

У міру наближення до континентів, коли Серединно-Атлантичний хребет залишається позаду, з'являється спочатку бездонна рівнина, а потім гладка, хвиляста поверхня континентального підняття. Ці широкі насипи, що залягають на глибині від 8000 до 15000 футів (2400-4500 метрів) біля підніжжя континентів, сягають понад 300 миль (500 км) в ширину біля північно-західної Африки, Анголи, Аргентини та східного узбережжя США. В інших місцях вони надзвичайно вузькі. Мільйони років вивітрювання, ерозії та відкладення річкових відкладів сприяли створенню похилих континентальних піднять, характерних для Атлантичного басейну. Саме під цими схилами – у відкладах товщиною від 10 000 до 50 000 футів (від 3 000 до 15 000 метрів) – знаходяться одні з найбільших потенційних запасів нафти, природного газу та вугілля на Землі.

Малі Антильські острови і Південні Сандвічеві острови утворюють великі нестабільні острівні дуги, де найбільші глибини Атлантичного океану знаходяться в крутосхилих вузьких улоговинах, які опускаються на понад 25 000 футів (7600 метрів) нижче рівня моря і на понад 10 000 футів (3000 метрів) нижче дна сусідніх басейнів. Глибини понад 13 000 футів (4 000

метрів) зустрічаються в Карибському басейні, який має численні мілководні і кілька глибоководних сполучень з відкритим океаном, і в деяких частинах Середземного моря, яке сполучається з Атлантикою тільки через Гібралтарську протоку. Ширина протоки в найвужчому місці становить близько 8 миль (13 км), а максимальна глибина на її порозі (підводний хребет між басейнами) – трохи більше 1000 футів (300 метрів). Часткова ізоляція великих морів, що прилягають до Середземного, має значний вплив на умови як у самих морях, так і у відкритому океані.

Походження і розвиток Атлантичного океану зараз пояснюють теоріями дрейфу континентів і тектоніки плит, згідно з якими величезний протоконтинент Пангея почав розпадатися близько 180 мільйонів років тому. Розлом спричинив відокремлення материків Західної та Східної півкуль, відкривши басейн Атлантичного океану. Як видно на карті світу, континентальні берегові лінії Північної Америки і Європи та Південної Америки і Африки майже збігаються. Якщо краї континентальних шельфів збігаються, то збіг майже ідеальний. Інші геологічні та палеонтологічні подібності, виявлені по обидва боки Атлантики, підтверджують теорію тектоніки плит і, таким чином, допомагають пояснити еволюцію Атлантики.

Хребет являє собою довгу рифтову зону гір, вулканів і розломних плато. У рифтовій зоні існує високий тепловий потік, який пов'язаний з екструзією магми і розтіканням морського дна. Матеріал кори по обидва боки хребта помітно молодший, ніж на відповідних плато, що вказує на підняття матеріалу з мантиї Землі на гребінь хребта. Новіша порода складається переважно з габро (грубозерниста гірська порода, що утворилася глибоко в мантиї під впливом тепла і тиску), базальту (гірська порода, яка спочатку вилилася на поверхню в розплавленому вигляді) і серпентину (поширений породоутворюючий мінерал). Подальший рух дна океану і континентів у протилежних напрямках від хребта призводить до розширення Атлантичного басейну зі швидкістю приблизно від 0,4 дюйма (1 см) до

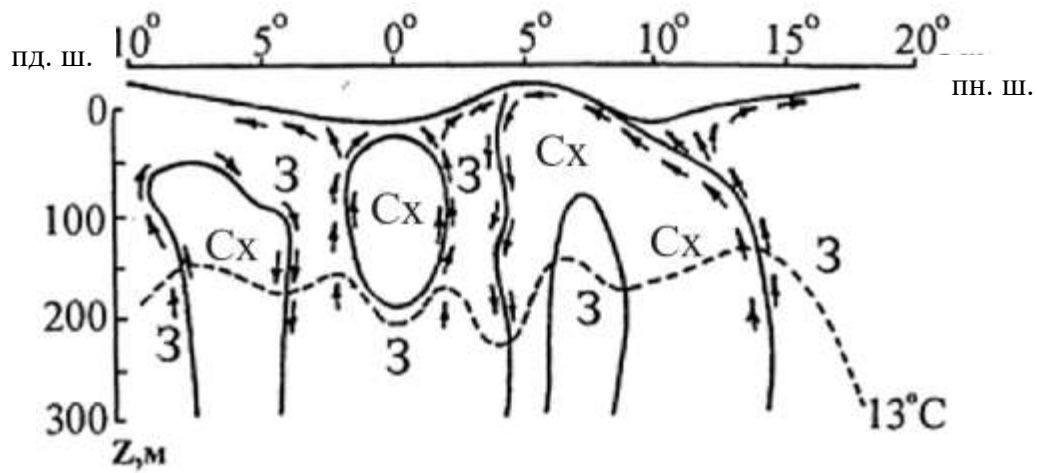
максимальної швидкості близько 4 дюймів (10 см) на рік. Середній світовий показник оцінюється в 1 дюйм (2,5 см) на рік. В Атлантичному океані, повільніша швидкість розтікання призводить до того, що фланги хребта круто нарощуються за рахунок накопичення лави [6].

1.3 Термохалинний режим вод екваторіальної Атлантики

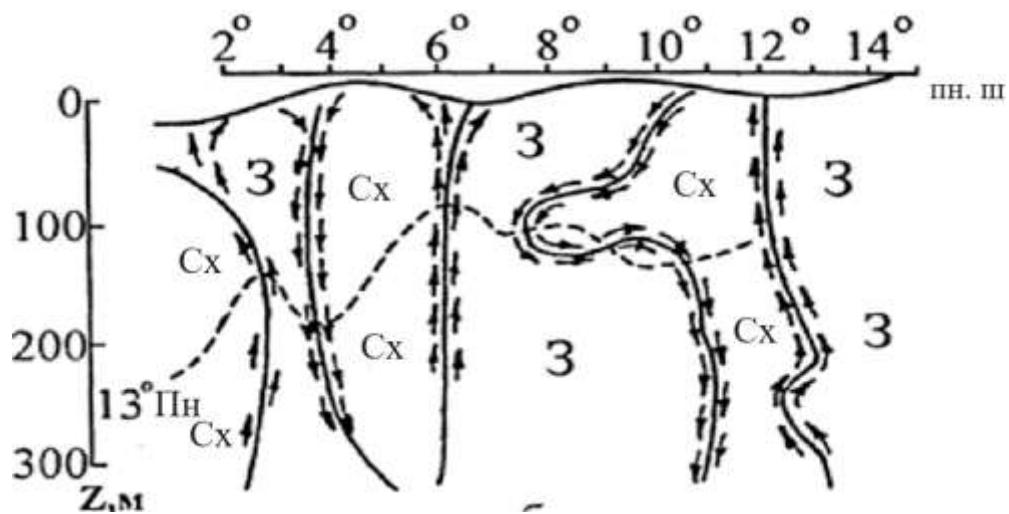
Температура поверхні океану в екваторіальній Атлантиці може бути відносно високою протягом більшої частини року через теплий клімат цього регіону та інші фактори. Важливими джерелами тепла для цієї області є сонячне випромінювання та тепло, що виділяється внаслідок поглинання сонячних променів водою океану.

Відомості про ТПМ необхідні для кліматичної характеристики, а також для вивчення газообміну і теплової та динамічної взаємодії між океаном і атмосферою. Ці відомості використовуються в промисловій океанографії та в тропічній метеорології під час дослідження деяких явищ. До них можна віднести формування тропічних ураганів і саморегульовану інтенсивність пасатів. В останні десятиліття XX і на початку XXI ст. процеси формування клімату і погоди ускладнилися під впливом антропогенних чинників, домінуюча роль у яких належить масштабним викидам вуглекислоти в атмосферу.

Термоклин послаблює вплив вертикальної компоненти швидкості на приповерхневу температуру, і цей вплив позначається в основному на горизонті залягання термоклина. Виняток становить смуга екваторіальної диференціації, зумовлена підйомом вод на бічних кордонах течії Ломоносова, що спостерігається в шарі термокліну, а також на північному кордоні Міжпасатної протитечії (рис. 1.8).



а



б

Рисунок 1.8 – Схеми течій Тропічної Атлантики на розрізах: (а) – 26 зх.д., (б) – між 41° і 51° зх.д. (Сх – східне перенесення, З – західне перенесення; стрілками показано схеми вертикальної циркуляції вод, штриховою лінією – горизонт залягання ізотерми 13 °С, суцільною – лінія поверхні моря) [8]

З червня по січень Міжпасатна протитечія поширюється від берегів Америки до берегів Африки у вигляді одного струменя, його витрата в цей час досягає 36 млн. м³/с. Оскільки Міжпасатна протитечія переносить із

заходу на схід до 30 °з.д. теплішу воду, то межі цієї течії на заході океану відокремлені ізолініями більш високої ТПМ [8].

У лютому, максимальна температура поверхні океану (рис. 1.9) у регіоні біля Гвінейської течії досягає 29 °С, тоді як у районі Південно-пасатної течії спостерігається значення 28 °С.

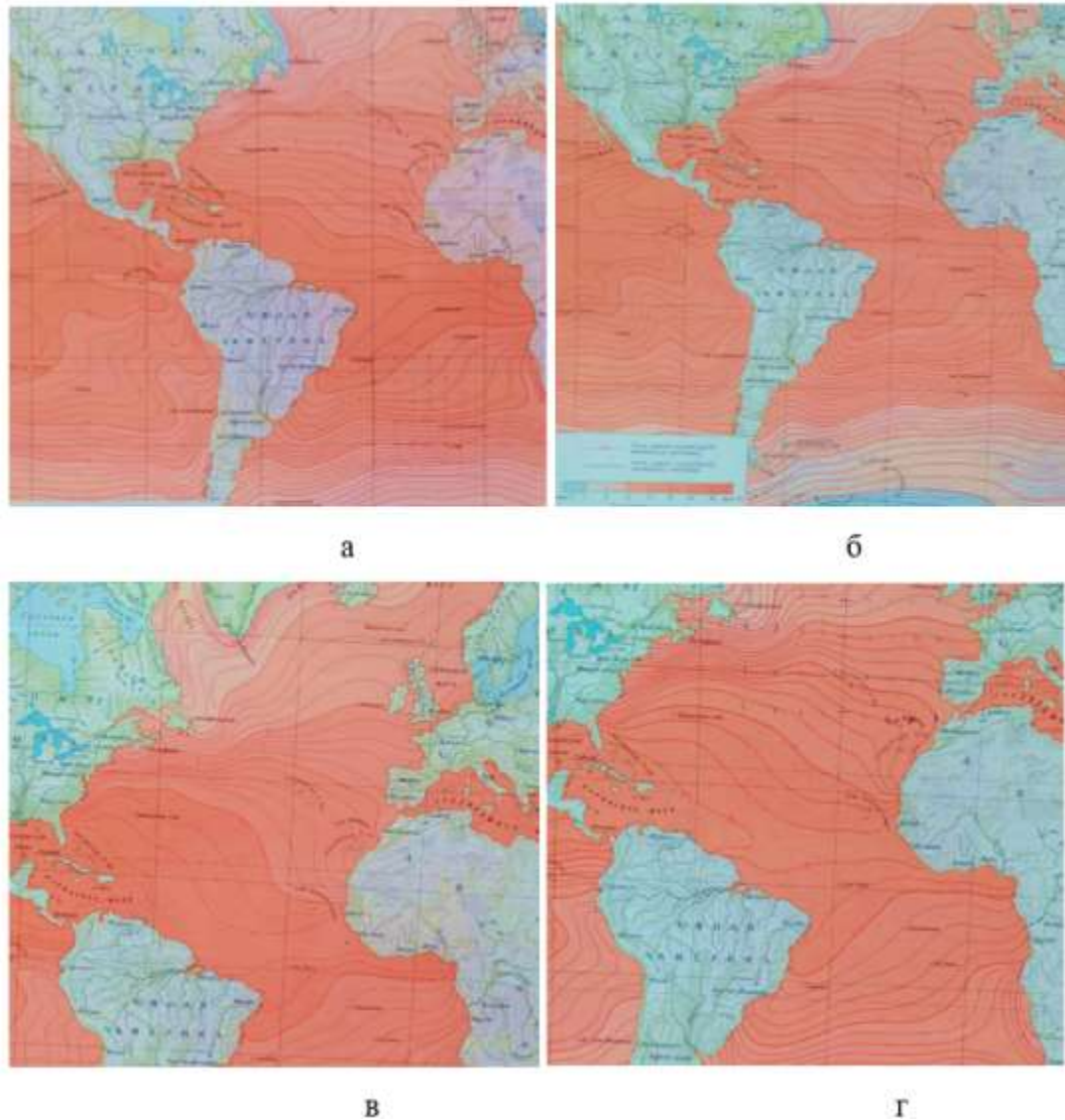


Рисунок 1.9 – Просторовий розподіл середньомісячних значень ТПМ у екваторіальній Атлантиці: а – лютий, б – квітень, в – липень, г – листопад [7]

Протягом квітня, відзначаються незначні зміни температури. Однак у липні відбуваються помітні коливання: на самому екваторі температура сягає

27 °С, і по мірі віддалення від екватора температура зменшується. У листопаді температура на екваторі навколо Африканського континенту досягала 25 °С, в той час як у районі Південної Америки складалася від 26 до 27 °С, і знову ж таки, з віддаленням від екватора температура зменшувалася.

На рисунку 1.10 приведено графік, що відображає місцезнаходження, відмічені чорними точками, разом із їхніми географічними координатами, на яких було проведено моніторинг річних змін температури води на поверхні за період 1955-1963 років.

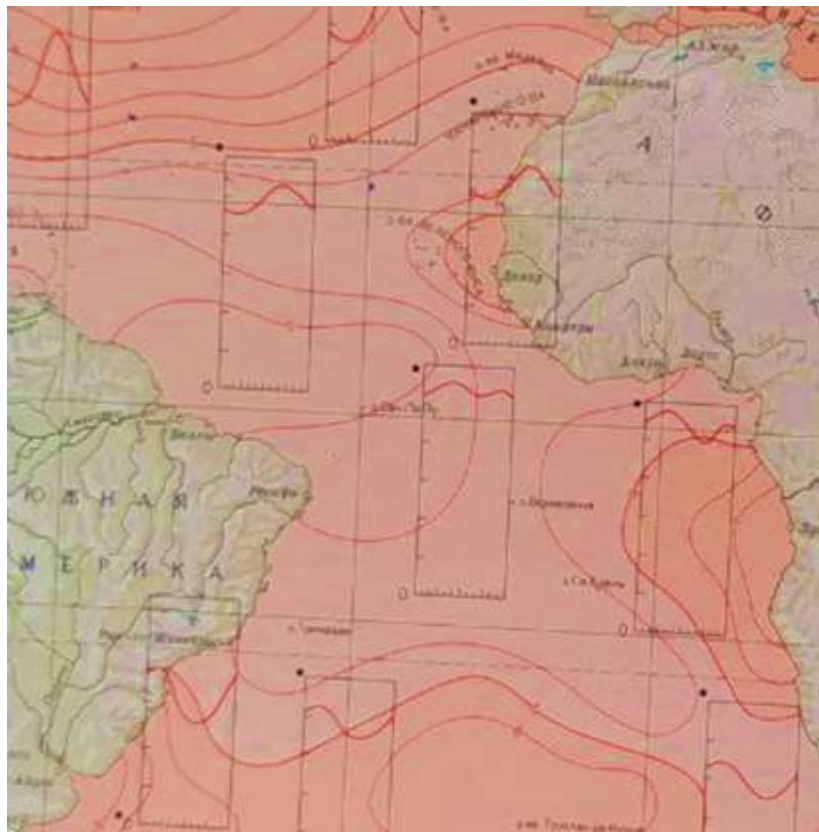


Рисунок 1.10 – Амплітуда річних коливань ТПМ (червоні лінії) та графіки річного ходу ТПМ у різних точках Екваторіальної Атлантики (чорна крапка)

[7]

Розташування на Гвінейській течії характеризується значними коливаннями температури протягом року. У зимовий період температура

варіювала від 28 °С до 29 °С, у весняний період від 29 °С до 26 °С. Літнім періодом відзначалося поступове зниження температури до значень 25-26 °С, а восени вона знову підвищувалась і досягала в середньому 27 °С.

У той час, місцезнаходження на Північній пасатній течії характеризується іншими динамічними властивостями. Протягом зимового періоду температура становила 27- 28 °С, у весняний період залишалася на одному рівні. У літні місяці температура складала 27 °С, а восени знову підвищувалась до 28 °С.

Аналізуючи представлені дані на рисунку, можна відзначити, що амплітуда коливань температури біля Гвінейської течії становить 2 °С, у той час як поблизу Південної Америки, на Північно-Пасатній течії, вона збільшується до 3 градусів. При руху в напрямку Гвінейської течії та Південно-Пасатної течії, ближче до Африканського континенту, амплітуда зростає до 4 °С.

2 МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

2.1 Вихідні дані та район дослідження

Для дослідження швидкості течії в якості вихідних даних в роботі використовували дані продукту Global Ocean Physics Analysis and Forecast (GLOBAL_ANALYSISFORECAST_PHY_001_024) про зональну складову швидкості течії в шарі від поверхні до 900 м у липні 2023 р., отримані з платформи Copernicus Marine Environment Monitoring Service [9].

Цей продукт є результатами чисельного моделювання і містить щоденні та місячні середні значення температури, солоності, течій, рівня моря, глибини змішаного шару та параметрів льоду від верху до дна для глобального океану (від -80° до 90° по широті та від -180° до $179,92^{\circ}$ по довготі). Він також включає погодинні середні поля висоти рівня моря, температури води та швидкості течій. Вихідні данні глобального океану відображаються з горизонтальною роздільною здатністю $1/12$ градуса ($0,083^{\circ} \times 0,083^{\circ}$) зі звичайною рівнопрямокутною проекцією довготи/широти для періоду 01.11.2020 р. по 23.03.2024 р., та містить як ретроспективні так і прогностичні дані. Розрахунки виконуються для 50 вертикальних рівнів від 0 до 5500 метрів. Продукт також надає спеціальний набір даних для поверхневих течій, який також включає хвильовий і приливний дрейф під назвою SMOС (поверхнева океанська течія).

Для аналізу просторових характеристик системи течій екваторіальної Атлантики були використані розрахунки зональної складової швидкості течії на 01.07.2023 р. Просторовий переріз охоплює широти від 12° пн..ш. до 5° пд..ш., а вздовж меридіану проходить на 20° зх.д. Одиниці виміру складових швидкості течій наведені в сантиметрах за секунду (см/с).

Для дослідження розподілу ТПМ були використані щомісячні данні про аномалії температури поверхні океану, отримані з продукту Kaplan

Extended SST V2 р [10], який охоплює глобальні температурні аномалії з 1856 року. Цей набір даних базується на спостереженнях Метеорологічної служби Великобританії до яких були застосовані складні статистичні методи для заповнення прогалів.

Глобальні дані представлені у вигляді регулярної сітки з роздільною здатністю 5° широти на 5° довготи, яка охоплює діапазон широт від $87,5^\circ$ півн.ш. до $87,5^\circ$ півд.ш. і довгот від $2,5^\circ$ до $357,5^\circ$.

Цей набір даних створено шляхом використання версії MOHSST5 набору даних GOSTA від Міністерства енергетики Великої Британії як вхідного набору даних ТПМ для різних етапів обробки. Ці кроки включають проєкцію EOF, оптимальну інтерполяцію, прогноз за допомогою фільтра Калмана, аналіз та оптимальне згладжування. Таким чином, ці методи заповнюють будь-які відсутні дані, використовуючи як просторові моделі, отримані з наявних даних, так і часову інтерполяцію. Набір даних зберігається на сітці 5×5 і складається з щомісячних аномалій з 1856 року по теперішній час. Аномалії базуються на часовому періоді 1951-1980 років.

Розрахунки АТПО були виконані для району ATL3, який обмежений координатами: 3° пн. ш. – 3° пд. ш., 20° зх.д. – 0° зх.д. (рис. 2.1), та для якого були розраховані середні по площі значення АТПО.

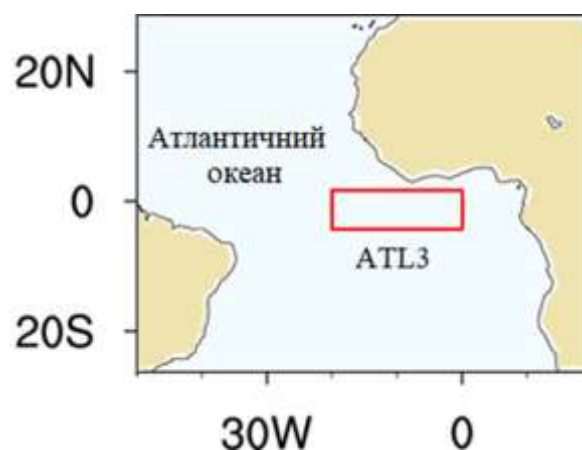


Рисунок 2.1 – Район дослідження ATL3 (3° пн.ш. – 3° пд. ш.; 20° зх.д. – 0° зх.д.)

Період аналізу охоплює 10 років – з січня 2013 по грудень 2022 року, що дає змогу простежити сучасні тенденції змін ТПМ у контексті глобального потепління.

2.2 Складові вектора швидкості

Будь-який вектор можна подати як суму кількох векторів. Наприклад, переміщення тіла можна представити як результат кількох послідовних переміщень, що переводять тіло з того самого початкового в той же кінцевий стан. Заміну одного вектора векторною сумою кількох інших називають розкладанням вектора на складові. У географічних дослідженнях прийнято вісь X розташовувати вздовж широтного кола з заходу на схід, а вісь Y – вздовж меридіанів з півдня на північ. Таким чином, будь-який вектор (наприклад, швидкості вітру або течії) можливо уявити у вигляді двох його проекцій на вісі X та Y . В такому випадку проекція на вісь X буде демонструвати переміщення в зональному напрямку, а проекція на вісь Y – у меридіональному. Для векторних полів, таких як швидкість вітру, зональна складова вектору позначається як u , тоді як меридіональна складова вектору позначається як v [11].

Зональна складова вектору течії (u) – це проекція вектору течії на вісь X , яка є додатною, коли течія у своєму руху переміщується з заходу на схід, і від’ємною, коли течія спрямована зі сходу на захід (рис. 2.2).

Меридіональна складова вектору течії (v) – це векторна проекція вектору течії на вісь Y , яка є додатною, коли спрямована на північ, і від’ємною, коли спрямована на південь (рис. 2.3) [12].

Вийодячи з того, що система течій в Екваторіальній Атлантиці в загалі спрямовані в широтному напрямку, доцільно при їх аналізі використовувати їх зональну складову, яка буде описувати їх швидкість та має велике практичне значення у вивченні як атмосферних процесів, так і океанічних течій.

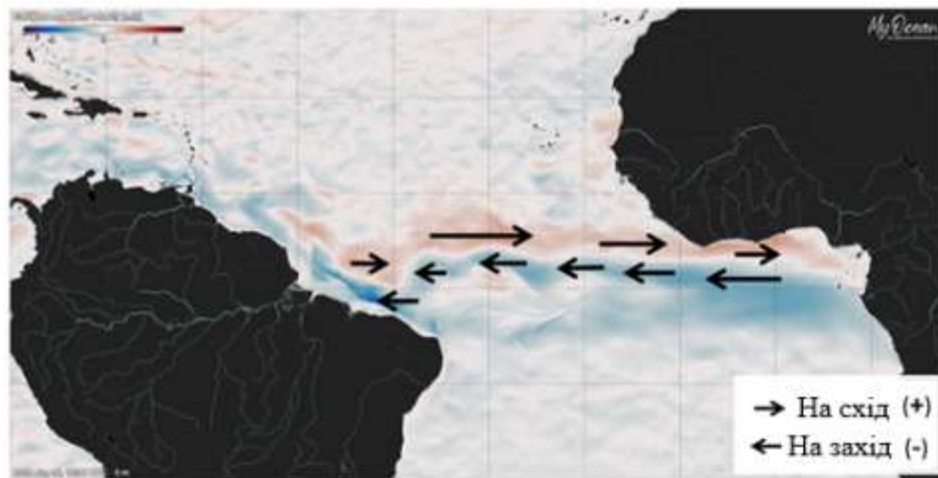


Рисунок 2.2 – Зональна течія (u), спрямована на схід (+) та спрямована на захід (-) на екваторі Атлантики

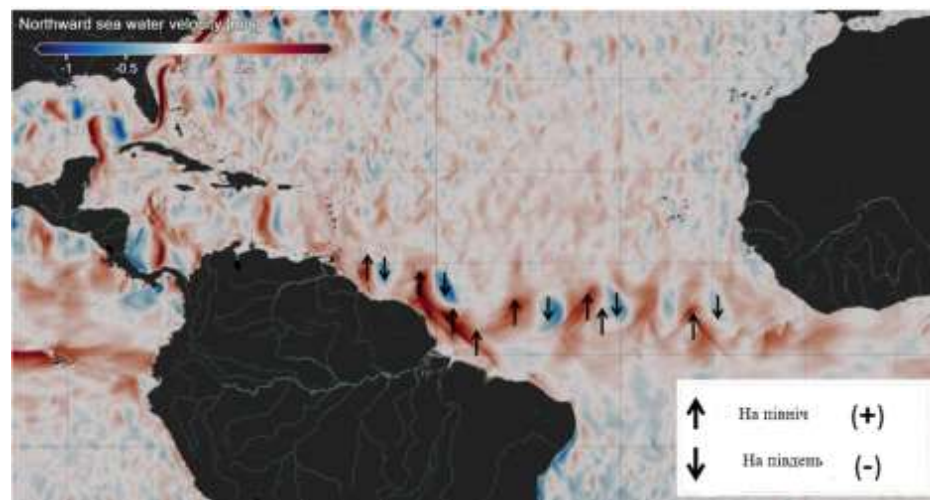


Рисунок 2.3 – Меридіональна течія (v), спрямованої на північ (+) та на південь (-) на екваторі Атлантики

Зокрема, пасатні течії в екваторіальній зоні мають від’ємну зональну швидкість, оскільки течуть на захід, а Екваторіальна протитечія — додатну, бо рухається на схід. Аналіз зональної швидкості дозволяє глибше зрозуміти обмін енергією, масою й теплом в океані, а також пов’язати зміни в русі течій із кліматичними явищами, такими як Ель-Ніньо чи Атлантичний Ніньо.

2.3 Аномалії температури води

Аномалія температури поверхні океану – це відхилення фактичної температури водної поверхні від кліматологічної норми, тобто багаторічного значення. Якщо температура вища за норму, аномалія вважається додатною, якщо нижча – від’ємною. Такі аномалії використовуються для моніторингу кліматичних змін, прогнозування погодніх і океанографічних явищ.

Атлантичне Ніньо з піком у бореальній зимовій зоні може впливати на Ла-Нінья / Ель-Ніньо (холодну/теплу фазу Ель-Ніньо – Південного коливання) наступного року. Екваторіальний тип, з потеплінням ТПМ, обмеженим екватором, має слабший вплив на клімат через обмежений вплив на локальне конвективне нагрівання навесні, коли міжтропічна зона конвергенції (МЗК) зміщується на південь. Навпаки, розширений тип, з потеплінням ТПМ, що поширюється на південну тропічну Атлантику (ПТА), призводить до стійкого локального аномального конвекційного нагрівання та сильних віддалених атмосферних реакцій у тропічній частині Тихого океану від зими до весни.

Атлантична екваторіальна мода (Atlantic Equatorial Mode), або атлантичне Ніньо є домінантним режимом міжрічної мінливості в тропічній частині Атлантичного океану, подібно до Ель-Ніньо – Південного коливання в Тихому океані. Атлантична екваторіальна мода (АЕМ) характеризується ослабленням пасатів, поглибленням термокліну (межі різкого градієнта температури у вертикальному профілі океану) та позитивними АТПО у центральній і східній частині екваторіального Атлантичного океану – це й називається атлантичне Ніньо.

Натомість негативна фаза, відома як атлантична Нінья, по суті є симетричною до атлантичного Ніньо. Попередні дослідження зазвичай оцінювали інтенсивність АЕМ за допомогою індексу ATL3 – це аномалії ТПМ у регіоні 20° зх. д. - 0° зх. д., 3° пд. ш. - 3° пн. ш., аналогічно до

підходу, який використовується для оцінки Ель-Ніньо – Південного коливання.

Індекс ATL3 зазвичай демонструє свою найбільшу змінність у період червень-серпень, коли спостерігається посилення південно-східних пасатів та найменша глибина термокліну на екваторі протягом року. Крім того, вторинний пік активності АЕМ виникає у грудні-лютому внаслідок сезонного посилення східних вітрів. Деякі фази АЕМ з піком у грудні-лютому є незалежними від подій із піком у червні-серпні, тоді як інші є продовженням подій у червні-серпні.

АЕМ з піками у червні-серпні, так і грудні-лютому можуть мати значний вплив на навколишнє середовище. Через атмосферний міст АЕМ також може впливати на кліматичні системи Індійського та Тихого океанів. Зокрема, передбачається, що АЕМ збільшує ймовірність подій Ель-Ніньо – Південного коливання з протилежним знаком у наступні сезони через західний маршрут. Під час події АЕМ відбувається аномальна конвергенція у верхніх шарах над західною тропічною Атлантикою, що модулює глобальну циркуляцію Волкера та запускає аномалії східного вітру на низьких рівнях над західною тропічною частиною Тихого океану. Східні аномалії можуть викликати екваторіальні апвелінгові хвилі Кельвіна та охолоджувати температуру повітря над центрально-східною частиною Тихого океану в наступні сезони. Завдяки цьому процесу АЕМ може покращити можливості прогнозування подій Ель-Ніньо – Південного коливання. Деякі дослідження показали, що АЕМ індукує хвилі Кельвіна, що рухаються на схід через Індійський океан і Морський континент, що призводить до низькоамплітудних східних вітрів над західною частиною Тихого океану та подальших умов Ла-Нінья. Однак вплив АЕМ на Ель-Ніньо – Південного коливання виявляється слабким у деяких моделях, особливо на стадії розвитку Ель-Ніньо – Південного коливання. Тому деякі дослідження показали, що АЕМ має обмежену здатність сприяти розвитку Ель-Ніньо.

АЕМ з піком грудні-лютому демонструє більш виражену негативну кореляцію з наступними подіями Ель-Ніньо протягом останніх десятиліть, незважаючи на дещо нижчу інтенсивність порівняно з його аналогом з піком червень-серпень. Хоча всі фази АЕМ демонструють значні АТПМ в регіоні ATL3, деякі події мають аномалії ТПМ, обмежені екватором, тоді як інші можуть поширюватися на південну тропічну Атлантику. Аномалії ТПМ в регіоні південної тропічної Атлантики потенційно можуть виступати стабілізуючим якорем, ефективно пом'якшуючи невизначеності взаємозв'язку АЕМ [13].

3 ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД ЕКВАТОРІАЛЬНОЇ АТЛАНТИКИ

3.1 Система течій екваторіальної Атлантики

Океанічні течії відіграють ключову роль у регулюванні клімату Землі, перерозподіляючи тепло від тропіків до полюсів і навпаки. У тропічній частині Атлантичного океану формується складна система течій, які взаємодіють між собою та з атмосферними процесами. Ці течії впливають на формування погодних умов, зокрема кількість опадів і температуру повітря в прибережних регіонах.

Пасати, що переважають над тропічним Атлантичним океаном, мають західний компонент, течії, що рухаються цими вітрами, включають східну Північно-екваторіальну протитечію, приблизно між 33 та 103 градусами північної широти. Свердруп, в одному з перших досягнень динамічної океанографії, зазначив, що ця течія пояснюється завитком вітру. З флангів цієї східної течії розташовані західні течії на північ від неї, Північна екваторіальна течія, а на південь — Південна екваторіальна течія. Остання течія особливо інтенсивна на екваторі, де вона може досягати швидкості понад 1 м/с. Рисунок 3.1, схематична карта різних течій, насправді зображує умови між липнем і вереснем, коли південно-східні пасати особливо інтенсивні та проникають у північну півкулю. З січня по травень Північна екваторіальна протитечія зникає, і поверхневий потік спрямовується на захід всюди в західній тропічній Атлантиці.

З центром на екваторі та під поверхнею, що спрямована на захід, знаходиться інтенсивний східний струмінь, відомий як Екваторіальна Підводна Течія, яка являє собою вузьку стрічку, що точно позначає розташування екватора. Підводна течія досягає швидкості порядку 1 м/с, має півширину приблизно 100 км; її ядро, в термокліні, знаходиться на глибині приблизно 100 м на заході та мілинує на сході. Течія існує тому, що західні

пасати, окрім того, що рухають розбіжну західну поверхневу течію (висхідний вітер найбільш інтенсивний на екваторі), також підтримують східну силу тиску, накопичуючи теплі поверхневі води в західній частині океанічного басейну. Ця сила тиску пов'язана з екваторіальною в термокліні через силу Коріоліса. На екваторі, де сила Коріоліса зникає, сила тиску є джерелом імпульсу для східної екваторіальної підводної течії, яка в напрямку вниз за течією постійно втрачає воду через інтенсивний екваторіальний висхідний рух, що підтримує розбіжну, спрямовану до полюсів потік Екмана в поверхневих шарах.

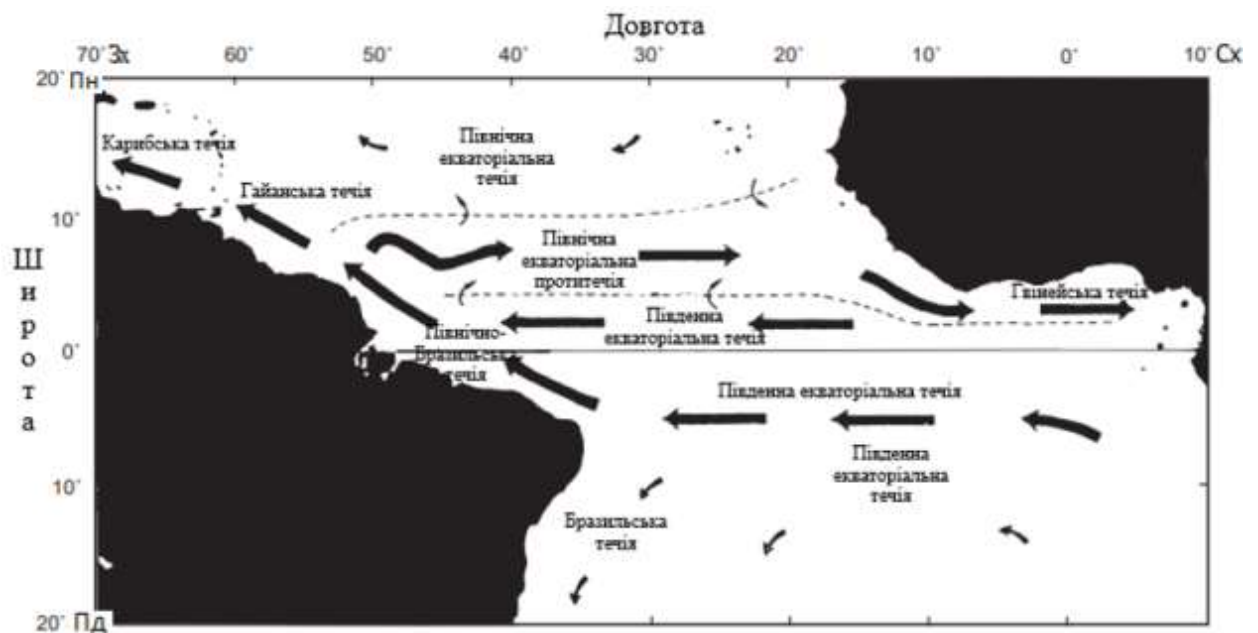


Рисунок 3.1 – Поверхневі течії тропічної Атлантики в період з липня по вересень, включаючи Північну екваторіальну протитечію, що прямує на схід і переходить у Гвінейську течію в районі Гвінейської затоки [14]

Уздовж африканського узбережжя холодні екваторіальні прибережні течії, Канарська течія біля північно-західної Африки та Бенгельська течія біля південно-західної Африки, рухаються компонентами вітрів, паралельними узбережжю. Ці течії, пов'язані з інтенсивним підняттям

берегової лінії та низькими температурами поверхні моря, живлять відповідно західні Північну та Південну екваторіальні течії.

Протягом північного літа течії в західній екваторіальній Атлантиці настільки інтенсивні, що стають нестабільними. Одним з важливих факторів є величезний широтний зсув між східною Північно-екваторіальною протитечією та сусідньою західною Південно-екваторіальною течією. Нестабільність призводить до меандрів, які дрейфують на захід зі швидкістю близько 50 см/с, мають довжину хвилі порядку 1000 км та період приблизно 1 місяць. Нестабільні умови обумовлені західною екваторіальною областю, де є місце максимум для двох-трьох хвиль. Хвилі зберігаються максимум протягом кількох місяців, так що протягом літа з'являється приблизно три коливання [14].

Основні характеристики циркуляції зараз добре відомі. Екваторіальна підводна течія (з ядром на глибині 200 м) лежить під повільнішою підводною течією (з ядром на глибині 100 м), яка, у свою чергу, лежить під поверхневою західною Екваторіальною течією. Остання мілководніша на екваторі, ніж з обох боків, де вона має два швидкісні ядра. Коли поверхнева західна Екваторіальна течія зникає через східні вітри на екваторі взимку на півночі, верхнє ядро Екваторіальної підводної течії зникає і замінюється західною підводною течією, що лежить під східною поверхневою течією. Потік нижньої комірки симетрично поглиблюється до 1000 м щонайменше на $2^{\circ} 30'$ пн. ш. та $2^{\circ} 30'$ пд. ш.; таким чином, вона оточує екваторіальну глибоку західну течію. Вона також з'єднана з Північною екваторіальною протитечією безперервним шаром східного потоку. Як нижня комірка Екваторіальної підводної течії, так і глибока західна екваторіальна течія, яку можна назвати Екваторіальною проміжною течією, оскільки вона транспортує проміжну воду, перебувають у геострофічному балансі; верхня комірка Екваторіальної підводної течії. Південна екваторіальна протитечія є геострофічною, простягається щонайменше до 140° західної широти та

розташована близько 10° південної широти. Так звана Південна тропічна протитечія, також геострофічна, розташована приблизно на 20° південної широти та, очевидно, простягається до центральної частини Тихого океану.

Гідрологічні дослідження показали, що кожна з цих течій переносить специфічні води з характерними гідрологічними властивостями. Північна частина нижньої комірки Екваторіальної підводної течії сильно перебуває під впливом вод Північної екваторіальної протитечії; вона досить насичена киснем, має низьку солоність і мінімальний вміст попередньо утворених фосфатів. Верхня частина південної половини утворена водами, що походять з субтропічної південної частини Тихого океану; вона має високу солоність і досить низький вміст кисню. Нижня частина тієї ж південної половини та дві глибокі східні течії на $2^{\circ} 30'$ пн. ш. та $2^{\circ} 30'$ пд. ш. мають походження з Коралового моря; вода багата на кисень і бідна на фосфати. Крім того, ці дві глибокі східні течії обмежені до полюса хребтом ізоностеричних поверхонь і сильним меридіональним градієнтом кисню та фосфатів. Екваторіальна проміжна течія бідна на кисень, багата на фосфати, ізогалінна та пов'язана з екваторіальним хребтом ізоностеричних поверхонь. Південна екваторіальна протитечія має мінімальну солоність і лужність поверхні та максимальний вміст нітратів і фосфатів. Навпаки, Південна тропічна протитечія також має низьку солоність, але високий вміст кисню та низький вміст поживних речовин.

Незважаючи на зв'язок між Північною екваторіальною протитечією та нижньою коміркою Екваторіальної підводної течії, обмін властивостями між цими двома водоймами відбувається лише на західному кінці системи екваторіальних течій. Літнє посилення Північної екваторіальної протитечії викликає збільшення кількості північної води в Екваторіальній підводній течії. Потоки різних течій коливаються досить швидко, і максимум потоку Екваторіальної підводної течії спостерігається в той самий період, що й максимум потоку Північної екваторіальної протитечії. Найбільші коливання

потоків відбуваються в Екваторіальній течії та у верхній комірці Екваторіальної підводної течії. Потоки Екваторіальної проміжної течії та глибоких продовжень Екваторіальної підводної течії, навпаки, надзвичайно стабільні [15].

Грунтовний огляд циркуляції в поверхневих, підповерхневих і частково проміжних шарах тропічної Атлантики зробив Ханайченко. У структурі зонального руху у верхній п'ятисотметровій товщі тропічної Атлантики виділяють такі потоки (рис. 3.2):

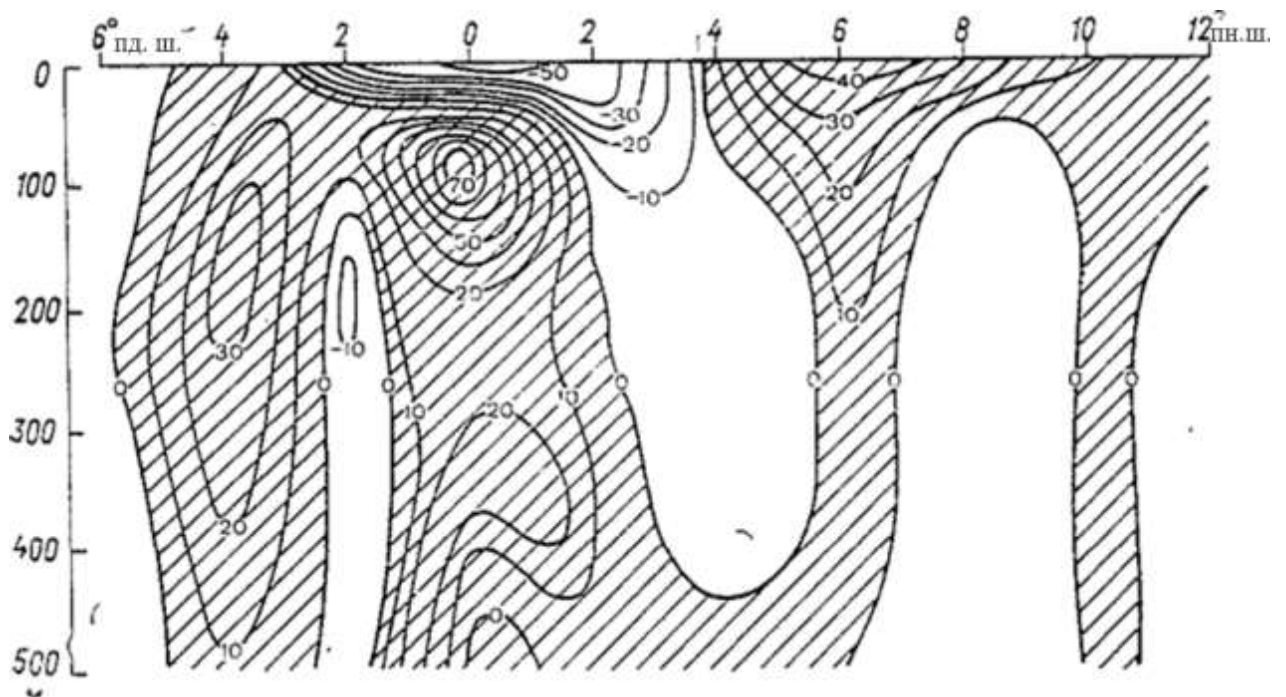


Рисунок 3.2 – Ізотехи зональної складової екваторіальних течій в Атлантичному океані в червні-вересні 1974 року [16]

1. Міжпасатна протитеча знаходиться в межах 4° та 8° пн.ш. в напрямлені заходу на схід. Простягається течія до глибини 200 м на широті між 5° та 7° пн. ш.;

2. Південна пасатна течія знаходиться в межах між 2° пд. ш. та 4° пн. ш. в направленні зі сходу на захід. Простягається до глибини 100 м на широті від 2° до 4° пн. ш.;

3. Екваторіальна підповерхнева протитечія, течія Ломоносова – між 2° пд.ш. та 2° пн. ш. в направленні з заходу на схід. Простягається течія Ломоносова з глибини 50 м до 150 м між тими ж широтами;

4. Південна екваторіальна підповерхнева протитеча знаходиться в межах між 5° пд. ш. та 2° пд. ш. в направленні з заходу на схід. Простягається до глибини 500 м між тими ж широтами.

Важливою особливістю, яка відрізняє циркуляцію тропічної Атлантики від тихоокеанської, виступає розбіжність напрямку дрейфових і геострофічних поверхневих течій. Динамічна топографія вільної поверхні в тропічній Атлантиці до того своєрідна, що в її полі не вдається виокремити (на основі усереднення даних по п'ятиградусних квадратах) північного та південного тропічних кругообігів, як у Тихому океані [16].

3.2 Просторовий розподіл зональної складової швидкості течії

Аналіз просторового розподілу зональної складової швидкості течії у показав, що в екваторіальній Атлантиці 01.07.2023 р. на поверхні океану добре простежувалася Міжпасатна течія, яка має східний напрямок та у полі у виглядала як смуга додатних значень розташована між 4° та 8° пн. ш. Найбільші значення у досягали 180 см/с (рис. 3.3).

Також, дуже добро простежувалася Південна пасатна течія, яка має західний напрямок, розташовувалася в смузі між 2° пд.ш. та 4° пн. ш. та величини у на вісі течії до 83 см/с.

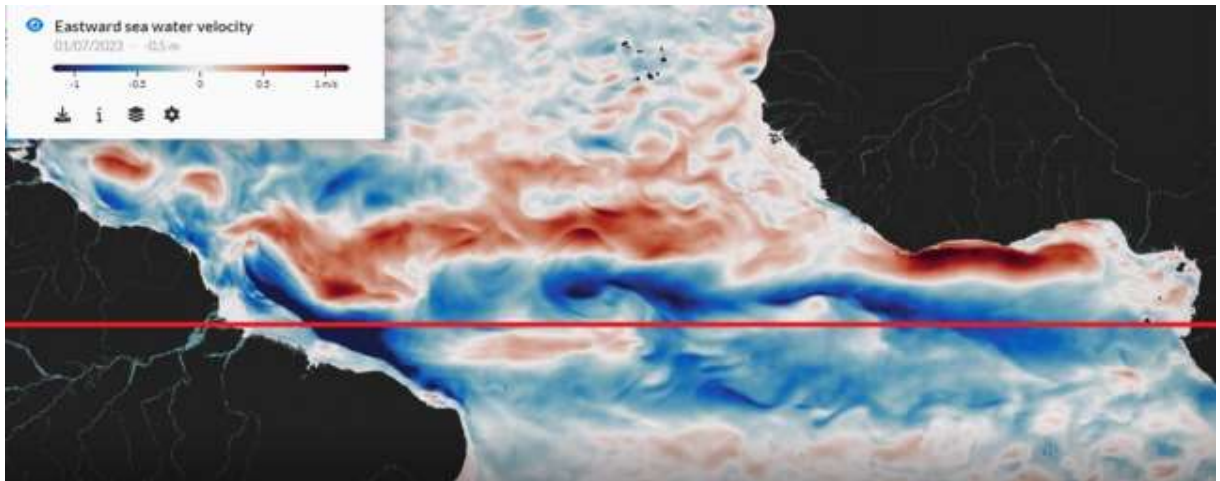


Рисунок 3.3 – Зональна складова швидкості течії u (м/с) на поверхні океану
01.07.2023 р.

На глибині 66 м горизонтальний розподіл зональної складової швидкості течії u мав такі характеристики (рис. 3.4):

1. між 4° та 8° пн. ш. спостерігалася смуга додатних значень u , яка відповідає Міжпасатній течії, що простежується до цієї глибини та має значення до 180 см/с;

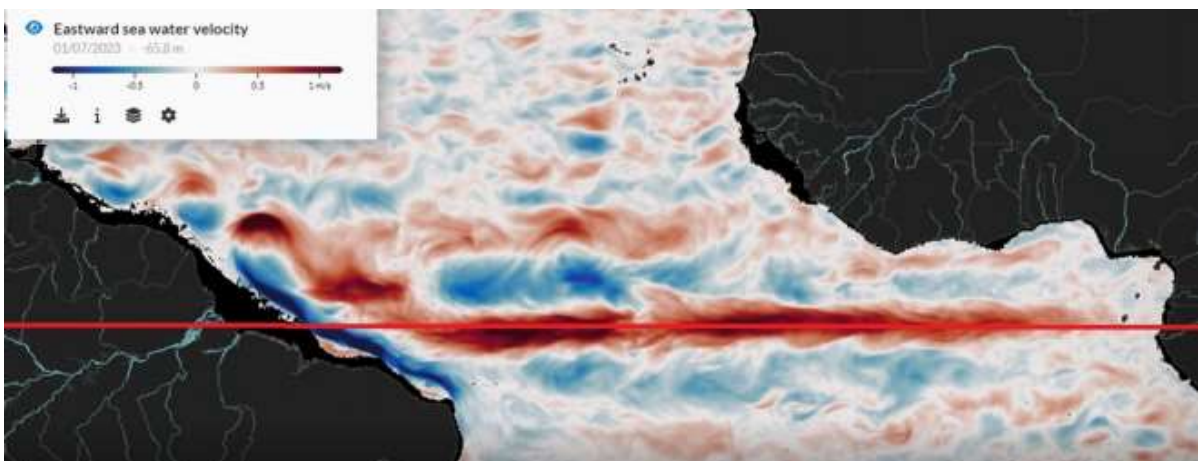


Рисунок 3.4 – Зональна складова швидкості течії u (м/с) на горизонті 66 м
01.07.2023 р.

2. між 2° пд.ш. та 4° пн. ш. розташовувалася смуга від'ємних значень u (до 83 см/с), яка відповідає Південній пасатній течії;

3. вздовж екватора відмічалася чітко виражена смуга додатних значень u , які в деяких місцях доходили до 140 см/с. Ця область відповідає течії Ломоносова, яка проходить через усю акваторію екваторіальної Атлантики, має східний напрямок та розташована на глибинах від 50 до 175 м;

4. між 5° та 2° пд. ш. спостерігалася смуга від'ємних значень u (до 180 см/с), яка відповідає південній гілці Південної пасатної течії.

На глибині 200 м розподіл u мав менш чіткий характер (рис. 3.5), величини u в цілому не перевищували 100 см/с. Треба відзначити:

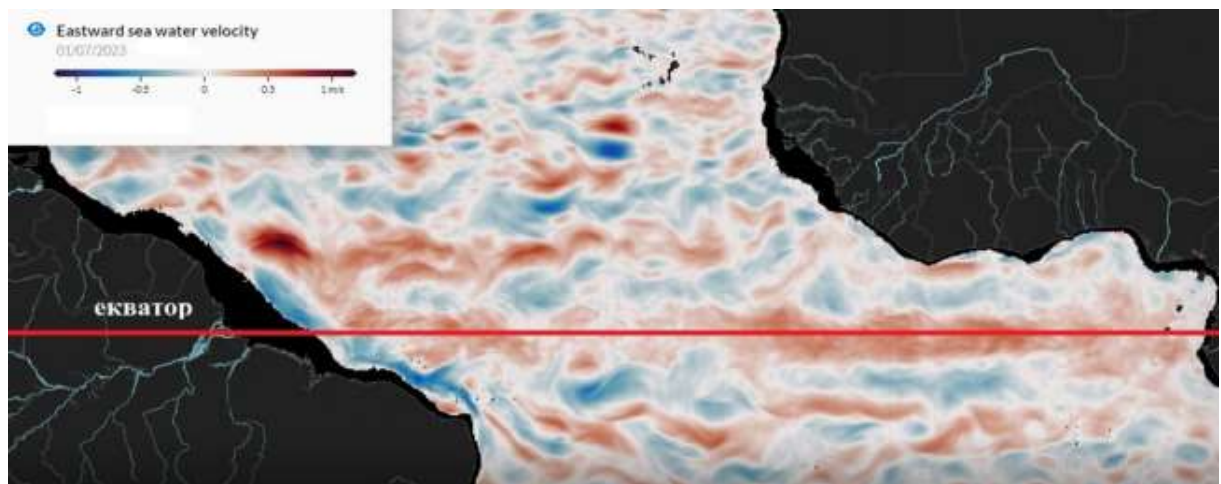


Рисунок 3.5 – Зональна складова швидкості течії u (м/с) на горизонті 200 м
01.07.2023 р.

1. між 4° та 8° пн. ш. спостерігалася Міжпасатна течія (до 100 см/с);

2. вздовж екватора розташовувалася течія Ломоносова, яка більш чітко простежувалася у східній частині екваторіальної Атлантики та мала значення u до 50 см/с;

3. між 5° та 2° пд. ш. відмічалася південна гілка Південної пасатної течії (до 70 см/с);

4. на широті від 5° до 2° пд. ш. простежувалася смуга додатних значень u (до 50 см/с), яка мала плямисту структуру. Цієї області відповідає Південна підповерхнева протитечія, яка має східний напрямок та в середньому розташовується від 50 до 500 м.

1 липня 2023 року в екваторіальній Атлантиці спостерігалася чітко виражена система поверхневих і підповерхневих течій. На поверхні чітко проглядалася Міжпасатна течія зі східним напрямком і високою швидкістю (до 180 см/с), а також Південна пасатна течія зі швидкостями до 83 см/с. На глибині 66 м структура поверхневих течій зберігається, додається течія Ломоносова, яка має східний напрямок і досягає 140 см/с. На глибині 200 м течії стають менш вираженими, але дія Міжпасатної течії, течії Ломоносова та Південної підповерхневої протитечії все ще помітна, хоча й з меншими швидкостями.

4 АНОМАЛІЇ ТЕМПЕРАТУРИ ВОДИ НА ПОВЕРХНІ ЕКВАТОРІАЛЬНОЇ АТЛАНТИКИ

Аналіз результатів дослідження АТПО у екваторіальній Атлантиці у 2013-2022 рр. показав, що в усі роки досліджуваного періоду аномалії мали додатні значення, що свідчить про перевищення ТПО над кліматологічними показниками у 1951-1980 рр. (рис. 4.1) у цей період.

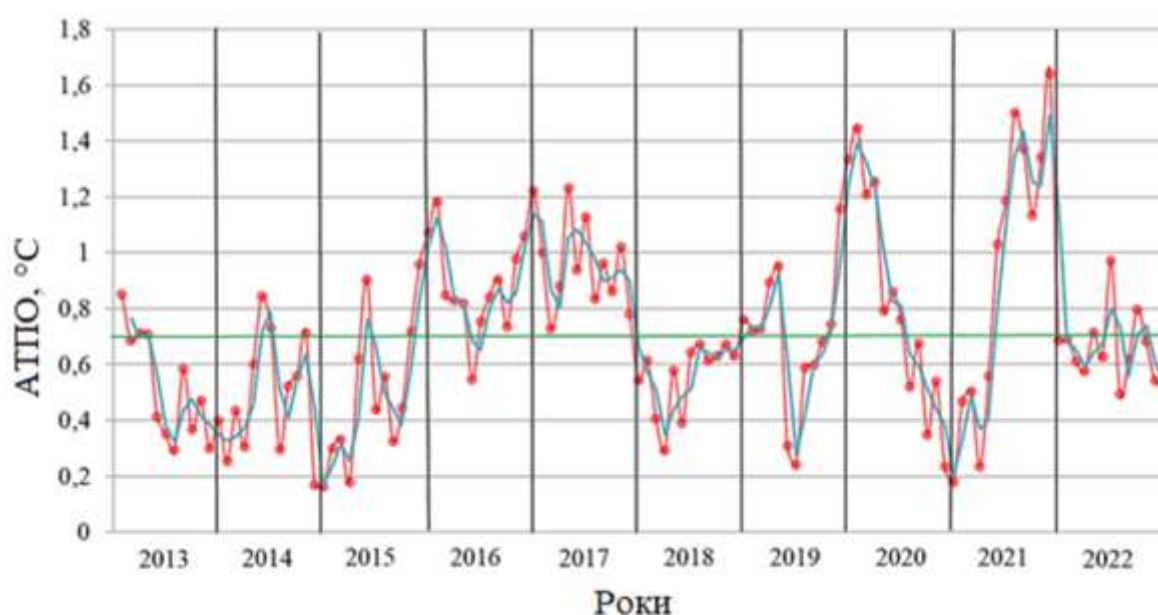


Рисунок 4.1 - Міжрічна зміна АТПО (°C) в Екваторіальній Атлантиці у 2013-2022 рр. (— - АТПО; — - середня ковзна)

У 2013-2022 рр. ряд АТПО у регіоні ATL3 мав такі статистичні характеристики: середнє значення АТПО дорівнювало 0,7 °C, максимальна за абсолютною величиною АТПО дорівнювала +1,64 °C (у листопаді 2021 р.), найменша за абсолютною величиною АТПО мала значення +0,16 °C (у грудні 2014 р.). Середньоквадратичне відхилення дорівнювало 0,31 °C.

Після згладжування ряду АТПО шляхом осереднення членів ряду по 5 місяців було виділено шість періодів у міжрічному ході, які представлені у

таблиці 1. Аналіз показав, що з 2013 по 2019 р. можливо виділити три періоди (два з пониженими значеннями та один з підвищеними) у коливанні АТПО, які мали тривалість від 21 до 35 місяців. В останні три роки досліджуваного періоду (2020-2022 рр.) також можна виділити три періоди (два з підвищеними значеннями та один з пониженими) та можна відзначити, що їх тривалість зменшилася до 9-10 місяців.

Необхідно додати, що для виділених періодів спостерігається незначне підвищення середніх для кожного такого періоду значення АТПО (від 0,45 °С до 0,6 °С для періодів зниження АТПО та від 0,9 °С до 1,07 °С для періодів підвищення АТПО) протягом останнього десятиліття.

Таблиця 4.1 – Характеристики міжрічної зміни АТПО у регіоні ATL3 у 2013-2022 рр.

Період, місяць / рік	Тривалість, місяців	Характеристика відносно середнього АТПО	Середнє АТПО, °С	Екстемум АТПО, °С
01/2013- 11/2015	35	«-»	0,5	0,16
12/2015- 01/2018	26	«+»	0,9	1,23
02/2018- 10/2019	21	«-»	0,6	0,24
11/2019- 08/2020	10	«+»	1,0	1,45
09/2020- 05/2021	9	«-»	0,45	0,18
06/2021- 03/2022	10	«+»	1,07	1,64

В той же час, якщо розглядати екстремальні значення АТПО для кожного з виділених періодів, то необхідно відмітити, що спостерігається збільшення величини екстремумів в останні роки при зменшенні тривалості самих періодів.

На рисунку 4.1 показано динаміку аномалій температури поверхневих вод океану (АТПО) в екваторіальній Атлантиці за період з 2013 до 2022 року. Коливання АТПО мають сезонний характер, змінюючись з амплітудою протягом кожного року. Загальна періодичність змін складає 12 місяців, що відповідає річному циклу.

Аномалії температури, представлені на графіку, демонструють додатні значення у кожному місяці кожного року, що вказує на те, що температура води перевищувала середні значення для цього періоду. Отже, дивлячись на графік 4.1 аномалія складає для років:

- 2013 рік: Мінімальна аномалія зафіксована у липні ($0,29^{\circ}\text{C}$), а максимальна - у січні ($0,85^{\circ}\text{C}$).
- 2014 рік: Найнижче значення припадає на грудень ($0,16^{\circ}\text{C}$), що є мінімумом за весь аналізований період. Максимальне значення за рік відзначено у травні ($0,84^{\circ}\text{C}$).
- 2015 рік: Мінімальна аномалія спостерігається у березні ($0,18^{\circ}\text{C}$), а максимальна - у грудні ($1,07^{\circ}\text{C}$).
- 2016 рік: Найнижча аномалія зафіксована у травні ($0,55^{\circ}\text{C}$), тоді як максимальне відхилення від середнього знову припадає на грудень ($1,22^{\circ}\text{C}$).
- 2017 рік: Грудень демонструє найменшу аномалію ($0,54^{\circ}\text{C}$), а червень - найбільшу ($1,13^{\circ}\text{C}$).
- 2018 рік: Мінімальне значення припадає на березень ($0,29^{\circ}\text{C}$), максимальне - на грудень ($0,80^{\circ}\text{C}$).
- 2019 рік: Найменша аномалія зафіксована у червні ($0,24^{\circ}\text{C}$), а максимальна - у грудні ($1,34^{\circ}\text{C}$).
- 2020 рік: Мінімальне значення зафіксовано у грудні ($0,18^{\circ}\text{C}$), максимальне - у січні ($1,44^{\circ}\text{C}$).

- 2021 рік: Березень демонструє найменшу аномалію ($0,23^{\circ}\text{C}$), тоді як рекордне за весь аналізований період максимальне значення припадає на листопад ($1,64^{\circ}\text{C}$).
- 2022 рік: Мінімальна аномалія зафіксована у липні ($0,49^{\circ}\text{C}$), а максимальна - у червні ($0,97^{\circ}\text{C}$).

На рисунку 4.2 наведено максимальні та мінімальні значення аномалій температури поверхневих вод океану (АТПО) в екваторіальній Атлантиці за період 2013–2022 років. Аналіз результатів дослідження АТПО у екваторіальній Атлантиці у 2013-2022 рр. показав, що в усі роки досліджуваного періоду аномалії мали додатні значення, що свідчить про перевищення ТПО над кліматологічними показниками у 1951-1980 рр. у цей період.



Рисунок 4.2 - Максимальні та мінімальні значення аномалій температури поверхневих вод океану в Екваторіальній Атлантиці за 2013-2022 роки

ВИСНОВКИ

1. Аналіз зональної складової швидкості течії показав, що 1 липня 2023 року в екваторіальній Атлантиці спостерігалася чітко виражена система поверхневих і підповерхневих течій. На поверхні чітко проглядалася Міжпасатна течія зі східним напрямком і високою швидкістю (до 180 см/с), а також Південна пасатна течія зі швидкостями до 83 см/с. На глибині 66 м структура поверхневих течій зберігається, додається течія Ломоносова, яка має східний напрямок і досягає 140 см/с. На глибині 200 м течії стають менш вираженими, але дія Міжпасатної течії, течії Ломоносова та Південної підповерхневої протитечії все ще помітна, хоча й з меншими швидкостями.

2. Аналіз АТПО у 2013-2022 рр. показав наявність додатних її значень протягом досліджуваного періоду. Отримані показники показали тенденцію до зростання температурних аномалій упродовж десятиліття. Виявлені періоди підвищених та знижених значень відносно середнього для періоду дослідження значення АТПО демонструють зменшення тривалості та збільшення екстремальних значень для періодів з підвищенням АТПО.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Sutton R., Jewson S. P., Rowell D. The Elements of Climate Variability in the Tropical Atlantic Region. *Journal of Climate*. 2000. Vol. 13. P. 3261-3284 DOI:10.1175/1520-0442(2000)013<3261:TEOCVI>2.0.CO;2
2. Vorgelet V., Schlundt M. Mixed layer heat and salinity variability in the equatorial Atlantic. Dissertation, Kiel. April 2014. 139 p.
3. Yang L., Quanliang C., Nan X. et al. Long-Term Trend of Equatorial Atlantic Zonal Sea Surface Temperature Gradient Linked to the Tropical Pacific Cold Tongue Mode Under Global Warming. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 8 May 2021. 18 p.
4. Метеорологія і кліматологія. Підручник / Під редакцією д.ф.-м.н., проф. Степаненка С.М. Одеса, 2008. 533 с.
5. Atlantic Niños aren't what they used to be. URL: <https://www.clivar.org/content/atlantic-ni%C3%B1os-aren%E2%80%99t-what-they-used-to-be> (дата звернення 20.05.2025 р.);
6. Relief of the ocean floor. URL: <https://www.britannica.com/place/Atlantic-Ocean> (дата звернення: 20.05.2025 р.)
7. Lübbecke J.F. et al. Equatorial Atlantic variability - Modes, mechanisms, and global teleconnections. *WIRWs Climate change*. 2018. Vol. 9 (4). e527. <https://doi.org/10.1002/wcc.527>
8. Богуславський С.Г., Казаков С.І., Берестова Е.В., Богуславська М.В. Особливості температурного поля поверхні Тропічної Атлантики. *Мор. гідроф. журн.* 2007. № 6. С. 29-31
9. Global Ocean Physics Analysis and Forecast. URL: <https://data.marine.copernicus.eu> (дата звернення 22.05.2025 р.);
10. Kaplan Extended SST V2. URL: https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.kaplan_sst.html (дата звернення: 22.05.2025 р.)

11. Glossary of Meteorology. American Meteorological Society. URL: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/25/19/jcli-d-11-00698.1.xml>
(дата звернення: 23.05.2025 р.)
12. Copernicus Marine Service. Which is the direction conventions of currents, wave and wind for Copernicus Marine products? URL: <https://help.marine.copernicus.eu/en/articles/5046685-which-is-the-direction-conventions-of-currents-wave-and-wind-for-copernicus-marine-products> (дата звернення: 24.05.2025 р.)
13. Guangli Z., Jiepeng C., Hanjie F. et al. Unveiling the role of South Tropical Atlantic in winter Atlantic Niño inducing La Niña. July 22, 2024. 32 p.
14. Philander S. G. Atlantic ocean equatorial. Princeton University, Princeton, NJ, USA, 2001. 4 p.
15. Cabos W., de la Vara A., Koseki S. Tropical Atlantic Variability: Observations and Modeling. Atmosphere. 2019. 10. P. 502.
<https://doi.org/10.3390/atmos10090502>
16. Luko C.D. et al. Revisiting the Atlantic South Equatorial Current. JGR Oceans. 2021. Vol. 126 (7). e2021JC017387.
<https://doi.org/10.1029/2021JC017387>