

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської підготовки
Кафедра океанології та
морського природокористування

МАГІСТЕРСЬКА КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА

на тему: Циркуляція вод у протоці Дрейка

Виконала студентка 2 курсу групи МО-61
спеціальність 103 «Науки про Землю»
Чеплак Лілія Іванівна

Керівник: к.ф.-м.н., доцент
Рубан Ігор Георгійович

Консультант: _____

Рецензент: к.геогр.н., доцент
Боярінцев Євген Львович

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Магістерської та аспірантської підготовки
Кафедра Океанології та морського природокористування
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)
Освітня програма Океанологія

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри _____

“ 02 ” 11 2017 року

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

Чеплак Лілія Іванівна

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Циркуляція вод в протоці Дрейка

Керівник роботи Рубан Ігор Георгійович, к. ф.-м. н., доцент,

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

затверджені наказом вищого освіти від “ 02 ” 11 2017 року № 321С

2. Строк подання студентом роботи 1.06.2018

3. Вихідні дані до роботи 1. Дані стаціонарних судових спостережень у протоці Дрейка.

2. Траєкторії дрейфу буйкових станцій

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) 1. Розрахувати швидкості та витрати течій у протоці Дрейка на стаціонарних судових розрізах.

2. Провести порівняльний аналіз цих розрізів .

3. Провести обробку траєкторій руху буйкових станцій у протоці Дрейка.

4. Розрахувати швидкості течій за обробленими даними.

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

1. Схема розташування станцій на розрізі SR1

2. Схема вертикального розподілу температури, солоності і геострофічних швидкостей на розрізах.

3. Дрейф буїв в акваторії протоки Дрейка.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 2 листопада 2017 року

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Одержання завдання на виконання магістерської роботи	26.03 – 5.04.18 р.	100	Відмінно
2	Пошук та підбір літератури та інших джерел інформації	6.04-16.04	100	Відмінно
3	Фізико – географічна характеристика району дослідження	17.04-25.04	100	Відмінно
4	Отримання вихідних даних	26.4-30.04	90	Відмінно
5	Динамічний метод визначення швидкості течії	06.05-10.05	95	Відмінно
6	Лагранжевий метод визначення швидкості течії	09.05-12.05	94	Відмінно
7	Оформлення кваліфікаційної роботи.	13.05-18.05	95	Відмінно
8	Проходження нормативного контролю.	20.05		
9	Підготовка презентації кваліфікаційної роботи.	21.05-28.05	90	Відмінно
	Попередній захист роботи	29.05.		
	Здача на кафедру	1.06.2018		
	Перевірка на плагіат	6-8.06.2018		
	Рецензування	8-10.06.2018		
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		94	Відмінно

Студент Чеплак Л.І.
(підпис) (прізвище та ініціали)Керівник роботи Рубан І. Г.
(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ
магістерської роботи “Циркуляція вод у протоці Дрейка”
ст. гр. МО-61 Чеплак Лілії Іванівни

Актуальність: Дослідження циркуляції вод в Південному океані, і, зокрема, у протоці Дрейка дозволяє визначити перерозподіл водних мас у Світовому океані і, таким чином прогнозувати клімат усієї планети.

Ціль: Визначення характерних особливостей циркуляції вод у протоці Дрейка.

Завдання: 1) Визначення просторового розподілу швидкості АЦТ та її витрати за даними судових стаціонарних спостережень.

2) Дослідження глибоководних характеристик АЦТ за даними буйкових спостережень у проєкті АРГО.

Об’єкт дослідження: Водна акваторія у протоці Дрейка.

Предмет дослідження: Циркуляції вод, швидкості й витрат в протоці Дрейка.

Методи дослідження: 1) Динамічний метод визначення швидкості течії.

2) Лагранжевий метод визначення швидкості течії.

У роботі розглянуто особливості циркуляції вод у протоці Дрейка. За допомогою динамічного методу за даними стаціонарних судових спостережень розраховані швидкості та витрати Антарктичної циркумполярної течії. Проведено аналіз глибоководної циркуляції вод у протоці Дрейка за даними буйкових спостережень проєкту АРГО.

Робота містить: 68 стор., 28 рис., 1 діаграма, 5 табл., 23 джерела.

Ключові слова: Циркуляція, Південний океан, протока Дрейка, Антарктична Циркумполярна Течія.

SUMMARY

master's thesis " Water Circulation in the Drake Strait "

Art. gr. MO-61 Cheplak Liliya

Actuality: The study of water circulation in the Southern Ocean, and in particular, in the Drake Strait, allows us to determine the redistribution of water masses in the oceans and, thus, to predict the climate of the entire planet

The aim: Definition of characteristic features of circulation of waters in the Drake Strait

The task: 1) Determination of the spatial distribution of the speed of the ACT and its costs according to the data of the judicial stationary observations

2) Investigation of the deep-water characteristics of the ACT according to the buoy observations in the ARGO project

The subject of studies: Water area in the Drake Strait

The theme of studies: Circulation of water, speed and costs in Drake Strait

Methods of studies: 1) Dynamic method for determining the flow velocity

2) Lagrangian method for determining the flow velocity

The paper considers the features of circulation of water in the Drake Strait. Using the dynamic method, according to stationary judicial observations, the velocities and charges of the Antarctic circumpolar flow are calculated. An analysis of deep water circulation in the Drake Strait according to the buoy observations of the ARGO project has been carried out.

The manuscript contents: 68 pages, 28 figures, 1 diagram, 5 tables, 23 sources.

Key words: Circulation, Southern Ocean, Drake Strait, Antarctic Circumpolar Current.

ЗМІСТ

	ВСТУП.....	7
1	ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНЕ ОПИС ПІВДЕННОГО ОКЕАНУ	9
	1.1 Фізико-географічні умови	9
	1.2 Клімат	13
	1.3 Тепловий і водний баланси	15
	1.4 Циркуляція вод	16
	1.5 Вертикальна структура і водні маси Південного океану	19
	1.6 Основні риси просторового розподілу гідрологічних і гідрохімічних характеристик	22
	1.7 Хвилювання і льоди	24
2	ВИКОРИСТОВУЮТЬСЯ МАТЕРІАЛИ СПОСТЕРЕЖЕНЬ І МЕТОДИ ЇХ ОБРОБКИ	31
3	ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД В ПРОТОЦІ ДРЕЙКА	33
4	ГЛИБОКОВОДНА ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД.....	48
	4.1Проект АРГО.....	48
	4.2 Аналіз глибоководної циркуляції вод в протоці Дрейка за даними буйкових спостережень.....	60
	ВИСНОВКИ	65
	ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	67

ВСТУП

Єдиний океан, оперізуючий всю земну кулю в зональному напрямку - це Південний океан. Він є ланкою, що пов'язує воєдино води Тихого, Атлантичного і Індійського океанів, що дає можливість говорити про водної оболонці, покриває Землю, як про єдиний Світовому океані. Основною особливістю Південного океану є наявність в ньому потужної течії, спрямованої із заходу на схід (Течія Західних вітрів або кругової Антарктичної течії), яке, власне, і є тим механізмом, який здійснює обмін водними масами між трьома основними океанськими басейнами і, таким чином, в якійсь мірі бере участь у формуванні як окремих водних мас в цих океанах, так і в створенні фонових, кліматичних характеристик цих океанів.

Одним з найбільш важливих в навігаційному відношенні районів Південного океану є протока Дрейка. Південна Америка разом з Антарктичним півостровом, висунутим на північ далі, ніж будь-яка інша частина Антарктиди, утворюють вузький прохід між Атлантичним і Тихим океанами (протоку Дрейка), ширина якого не більше 6° по меридіану, якщо виключити прибережні мілководдя. Наявність перешкоди на шляху течії і вузькість проходу призводять, по-перше, до посилення течії в протоці Дрейка, по-друге, до розгалуження циркумполярної течії. Цей район здавна привертає увагу океанологів і є, можливо, одним з найбільш вивчених районів південної півкулі. Досить сказати, що перший розріз через протоку був виконаний ще в 1926 році. З тих пір інтенсивність вивчення циркуляції вод в протоці не зменшується, а з 70-х років минулого століття регулярно проводяться спеціалізовані експерименти з вивчення системи течій в протоці Дрейка. Найбільш великомасштабними і значними експериментами останнім часом в науковому плані були FDRAKE-75, FDRAKE-79 і WOCE. Однак, з розвитком вимірювальної техніки, методи вивчення гідрологічних умов Південного океану стали змінюватися. Вкрай рідко стали проводяться стаціонарні судові спостереження, що вимагають значних витрат часу, людських та матеріальних ресурсів. Основними методами спостережень, починаючи з кінця двадцятого століття, стали супутникові та буйкові спостереження, інтенсивність яких з кожним роком збільшується. Особо важливе значення для вивчення особливостей гідрологічного режиму Південного океану та, зокрема, циркуляції вод в прольоті Дрейка, мають спостереження за допомогою постійно діючої системи буйкових спостережень проекту АРГО. Однак, незважаючи на відносно хорошу вивченість району, по ряду питань як і раніше не вщухають суперечки і висловлюються різні, часом прямо протилежні думки. Серед них можна виділити такі питання, як причини мінливості швидкостей течій і витрат в протоці, відносний внесок баротропної і бароклінної складових в цю мінливість, кількість і напрямок перенесення вод в придонному шарі. В останнє десятиліття було відкрито таке цікаве і незвичайне явище, як Антарктична циркумполярної хвиля, яка, на думку ряду вчених, можна порівняти за своїм впливом на клімат планети з

явищем Ель-Ніньо. Тому вивчення цього району є актуальним і цікавим завданням, як і раніше привертає до себе увагу фахівців - гідрометеорологів.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНЕ ОПИС ПІВДЕННОГО ОКЕАНУ

1.1 Фізико-географічні умови

Межі океану. Південний океан, який іноді називають Антарктичним, не має природних кордонів з півночі. Разом з тим частина Світового океану, що оточує Антарктиду, володіє специфічними рисами гідрометеорологічного режиму, особливостями клімату, циркуляції атмосфери, системою течій і особливими умовами формування водних мас, які роблять доцільним виділення цієї частини як окремого океану.

Як північного кордону Південного океану рис 1.1 приймається зона антарктичної конвергенції, що є межею поширення поверхневих антарктичних вод. Однак антарктична конвергенція не займає строго широтного положення. Південніше вона розташовується в протоці Дрейка. В атлантичному секторі зона конвергенції піднімається до 50° пд. ш., а на схід від меридіана 80° з. д. - до 48° пд. ш. У Індоокеанском секторі ця зона в західній його частині проходить дещо північніше 50° пд. ш., в східній частині поступово опускається на південь і на довготі Тасманії проходить приблизно по 53° пд.ш. У зв'язку з цим різні дослідники в якості північного кордону океану приймають різні умовні лінії: по 55 або 52 , а іноді по 48° пд.ш. Відповідно і площа Південного океану виявляється різною. А. Ф. Трешніков підрахував площу Південного океану, обмежену зоною антарктичної конвергенції - 36 млн. км². Середня глибина океану - 3503 м, максимальна глибина за даними дослідницького судна "Віма" (США) - 8420 м (в Південному Сандвічеві жолобі).

Положення зони антарктичної конвергенції не залишається постійним як протягом року (сезонні зміни), так і в багаторічному плані. З урахуванням сезонних коливань зони конвергенції площа, обмежена нею навколо Антарктиди, може змінюватися в межах 10 % [1, 2]. Для простоти часто кордоном Південного океану вважають умовну лінію, що проходить через миси Голковий, Південний, Горн.

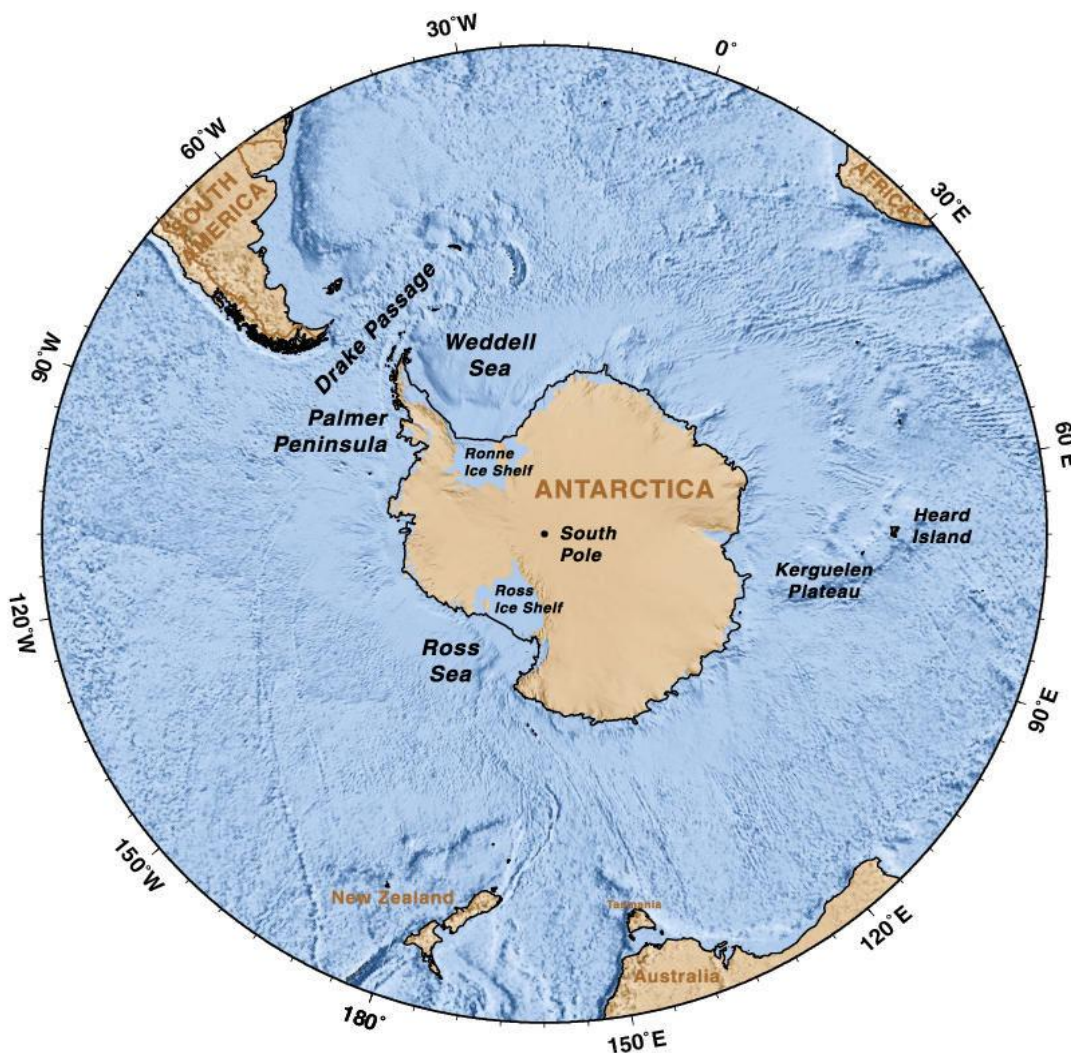


Рис.1.1 Схема географічного положення Південного океану

Рельєф дна. Найбільшою підводною геологічною структурою в Південному океані є океанічні хребти рис 1.2. Він проходить приблизно від 10 ° з.д. на схід. Частина хребта, що має на схід від розлому Буве майже широтний напрям, називається Африкансько-Антарктичним хребтом. У Індоокеанському секторі океанічні хребти набувають північно-східний напрям і переходить в Західно-Індійський, хребет. У центрі Індійського океану близько 30 ° пд.ш. і 70 ° східної довготи цей хребет з'єднується з Центральньо-Індійським хребтом. Від островів Сен-Поль і Амстердам на південний схід і далі на схід продовженням Центральньо-Індійського хребта є Австрало-Антарктичне підняття, що простягалася в межах Південного океану і переходить на схід від 160 ° східної довготи в Південно-Тихоокеанське підняття. У східній частині тихоокеанського сектора хребет виходить за межі Південного океану.

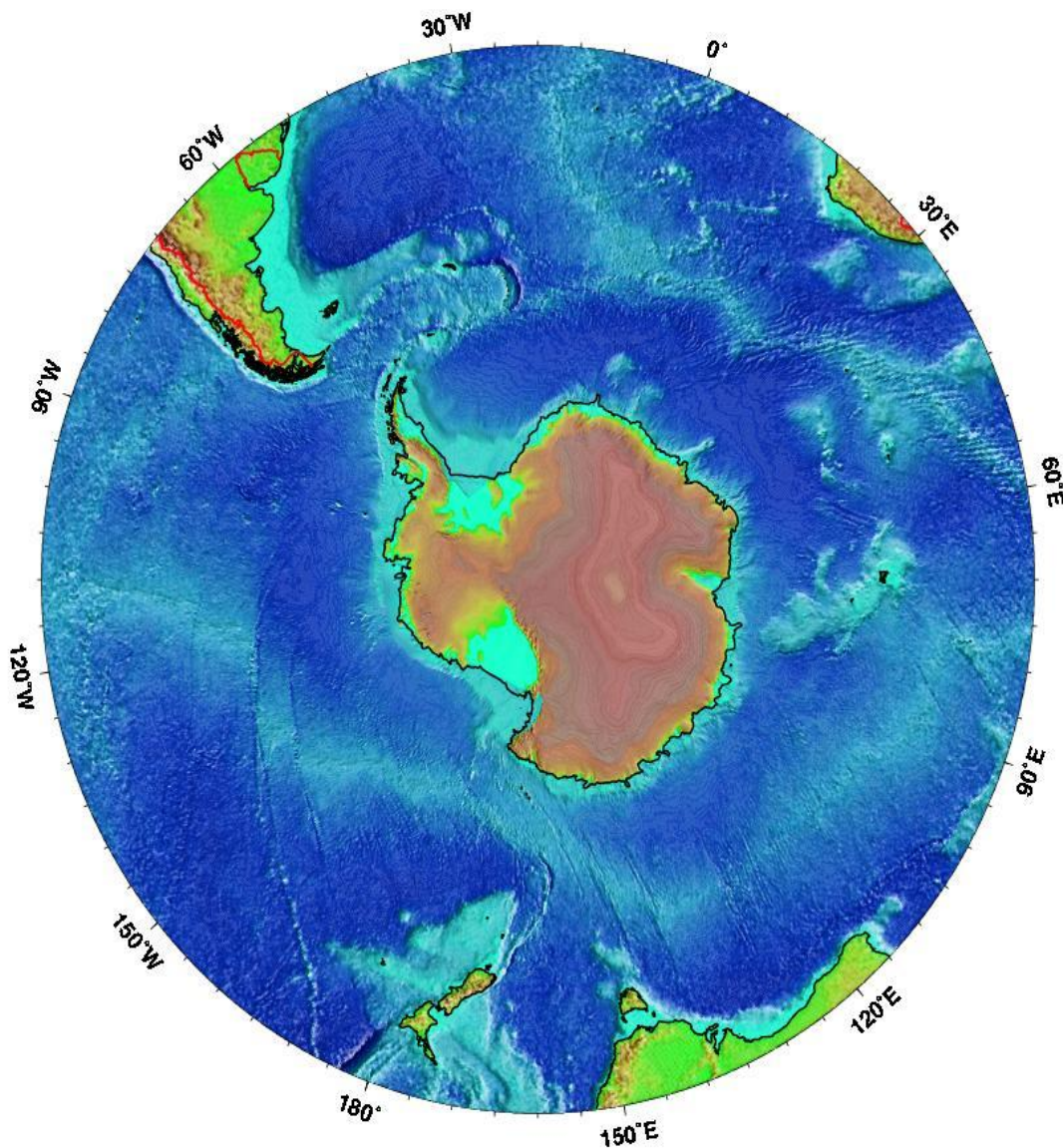


Рис.1.2 Батиметрична карта Південного океану

У межах Південного океану загальна протяжність серединно-океанічного хребта складає більше 10 тис. морських миль. Як і в інших районах, хребет має центральний рифт, що характеризується високою сейсмічністю, наявністю вулканічних порід молодого віку, молодими скидними терасами і аномально високими величинами геотермічного потоку. Осадовий покрив в районі рифту дуже тонкий, місцями ж він взагалі відсутній.

Поперечні хребти Південного океану з'єднують окремі ділянки серединно-океанічного хребта з Антарктидою. Найбільш примітним з них є хребет Скоша (дуга Скоша або Дуга Скоша), який з'єднує Анди з Антарктидою (Земля Грейама) через банку Бердвуд, скелі Крок, о. Південна Георгія, Південні Сандвічеві, Південні Оркнейські і Південні Шетландські острова. Хребет Скоша, на думку геологів - древній, частково занурений сегмент материкового походження.

У Індоокеанському секторі поперечним є хребет Кергелен (або Кергелен-Гауссберг, як він називається в іноземній літературі). Розташовані на ньому острова Кергелен і Херд - вулканічного походження. Припускає-покладається, що і весь хребет в основному вулканічного походження.

Південніше Тасманії і Нової Зеландії розташована ще одне підняття. Північна його частина - підняття Мілл або Південно-Тасманійський хребет - асейсмічних утворень континентального типу. На південь від Нової Зеландії через о. Маккуорі до островів Баллені проходить вулканічний хребет Маккуорі.

Поперечні хребти ділять Південний океан на три великі улоговини: Африкансько-Антарктичну (улоговина Вальдівія), розташовану між хребтами Скоша і Кергелен і обмежену з півночі Африкансько-Антарктичним хребтом Австрало-Антарктична (улоговина Нокса) – між хребтами Кергелен з заходу, Маккуорі-Баллені з сходу і Австрало-Антарктичним підняттям з півночі; Тихоокеансько-Антарктичну (котловина Беллінсгаузена) - між Південно-Тихоокеанським і Чилійським підняттями із заходу і півночі і південним краєм Америки і Землею Грейама зі сходу.

На схід від протоки Дрейка в вигині хребта Скоша (Південно-Антільського хребта) лежить Південно-Антільська улоговина, набагато менша за своїми розмірами, ніж три перераховані улоговини. Цю улоговину часто називають морем Скоша.

Уздовж дуги Південних Сандвічевих островів проходить глибоководний Південно-Сандвічев жолоб з максимальною глибиною 8428 м, який може бути віднесений до типу периферійних жолобів.

Найпівденніша частина океану, що прилягає до Антарктиди, поділяється на окремі моря: Уеддела, Лазарева, Рісер-Ларсена - в атлантичному секторі; Космонавтів, Співдружності, Дейвіса, Моусона, Дюрвіля - в Індоокеанском; Росса., Амундсена і Беллінсгаузена - в тихоокеанському. З цих морів тільки моря Уеддела і Беллінсгаузена, розділені Землею Грейама, а також море Росса лежать в широких вигинах Антарктичного континенту. Решта моря не мають ніяких природних кордонів, крім південної. Це просто окремі сектори прилеглого до Антарктиди водного простору.

Донні опади. На південь від зони антарктичної конвергенції, тобто від північного кордону Південного океану, приблизно до 60 ° пд. ш. океанічне дно вистилають крем'янисті (діатомові) мули. Тут в холодних водах, що поширюються від Антарктиди, міститься багато поживних речовин, а умови для розвитку вапняних організмів несприятливі. Тому в планктоні переважають діатомові водорості. На південь від 60 ° пд. ш. в опадах починає переважати льодовиковий наносний матеріал, хоча південний кордон діатомових мулів, як і північна, не займає строго широтного положення. В опадах навколо Антарктиди гляціотеригенний матеріал переважає на відстані приблизно 500 км від берегів Антарктиди, місцями він виноситься і далі. Геологічні дослідження (колонки ґрунту, підняті з дна океану, і результати

драгування) дозволяють зробити висновок про те, що в льодовикові періоди межа плаваючих морських льодів і айсбергів була зрушена на північ приблизно на 1000 км і проходила між 35 і 40° пд. ш.

1.2 Клімат

Клімат Південного океану обумовлений в значній мірі різким контрастом між охолодженим Антарктичним континентом і більш теплим океаном.

Загальний характер і фізична природа атмосферної циркуляції над Південним океаном такі ж, як і в аналогічному широтному поясі Північної півкулі. Однак в Північній півкулі більша частина субполярного пояса зайнята сушею, яка майже суцільним кільцем оточує Північний Льодовитий океан, який займає приполярних простір. У Південній півкулі, навпаки, приполярних простір зайнято сушею, а Південний океан оточує її помилки кільцем. Ця різниця в розподілі суші і океану визначає значну різницю в кліматі полярних і субполярних зон Північної і Південної півкуль.

Між тропічними повітряними масами трьох океанів (Атлантичного, Індійського і Тихого) і холодним морським помірним повітрям Південного океану підтримується велика різниця температури - полярний фронт, який різко виражений протягом цілого року. Влітку фронт відступає в більш високі широти (45 ° пд. ш.), а взимку зсувається на північ від, до субтропіків. На цьому фронті постійно виникають циклони, які швидко переміщуються із заходу на схід. Постійне освіту і рух полярно-фронтних циклонів ніде не перериваються, ніде не виявляються тенденції до уповільнення їх руху і утворення в субполярних широтах стаціонарного циклону, подібного ісландок і Алеутської депресій в Північній півкулі.

Між 55 і 65 ° півд. ш. в Південному океані знаходиться антарктичний фронт, який представляє собою розділ між морським помірним повітрям і повітряними масами, що формуються над Антарктидою і оточуючим її поясом льодів. Особливо великих значень температурні контрасти досягають взимку. Уздовж антарктичного фронту також із заходу на схід безперервно переміщуються циклони. У тих випадках, коли полярно-фронтні циклони відхиляються на південь, вони на заповнюються, а регенерують на антарктичному фронті. На середніх місячних картах на південь від 40-45 ° півд. ш. майже до 70 ° пд. ш. виявляється кільцеподібна, що оперізує Землю, зона низького тиску. Найбільш низький атмосферний тиск спостерігається між 60 ° і 65 ° пд. ш., а найбільші баричні градієнти - між 50 ° і 60 ° пд. ш. Таким чином, циклонний "пояс бур" в Південній півкулі охоплює не тільки сорокові, а й п'ятдесяті широти. У всьому цьому поясі панує західний перенос повітря. Середня швидкість вітру в смузі 48-55 ° півд. ш. (Де вона найбільша) досягає 10-11 м·с⁻¹, повторюваність вітрів зі швидкістю не менше 20-25 м·с⁻¹ становить 25-35 % взимку і близько 15-25% влітку. На о. Кергелен зареєстровані швидкості вітру до 75 м·с⁻¹

Завдяки суцільному простору води повітряна циркуляція в Південному океані набагато більш стійка, ніж на тих же широтах Північної півкулі, меридіональні процеси тут розвинені слабо.

У зв'язку з тим, що над покритою льодами поверхнею суші атмосферний тиск вище, ніж над океаном, на південь від полярного кола градієнти тиску мають зворотний знак. Тому в прибережній смузі океану спостерігаються східні вітри. Швидкість цих вітрів зазвичай ні перевищує $6-8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (середня швидкість близько $5-6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). Однак в деяких районах місцеве посилення вітру досить часто. Так, в районі Землі Аделі число днів з вітрами штормової сили досягає 340 в рік.

Температура морського помірною повітря Південної півкулі невисока і набагато менш змінюється протягом року, ніж в Північній півкулі. Поблизу північного кордону Південного океану температура повітря

взимку приблизно на 7°C вище, ніж на відповідній широті Північної півкулі (в Тихому й Атлантичному океанах). А влітку вона нижче, ніж на тих же широтах Північної півкулі. За даними метеорологічної станції о. Маккуорі ($52^\circ 32' \text{ півд. ш.}$), амплітуда річного ходу температури повітря становить $5,5$: середня місячна температура $+9,5^\circ \text{C}$ в січні і $+4^\circ \text{C}$ в липні. На о. Південна Георгія середня температура січень $+4^\circ \text{C}$, а липня -2°C .

У прибережній частині океану навіть в січні (найтеплішому місяці) температура повітря лише трохи піднімається вище 0°C . Зимово температура повітря тут низька завдяки тому, що в прибережних районах океану спостерігається "набрякання" охолодженого над Антарктидою повітря. В морі Росса, наприклад, середня температура січня $+4,5^\circ \text{C}$, а липня -22°C .

Хмарний покрив особливо щільний влітку. У січні хмарність на південь від 60° пд. ш. майже суцільна: $8,5-9,5$ балів. До північному кордону океану хмарність зменшується до $7,5-8,0$ балів. Взимку розподіл хмарності зворотне: найбільше середнє місячне значення хмарності $7-7,5$, місцями 8 балів спостерігається поблизу північного кордону океану. У напрямку континенту кількість хмар зменшується. У липні середня хмарність на південь від полярного кола $6-6,5$ балів, місцями навіть менше.

Кількість атмосферних опадів зменшується в напрямку з півночі на південь як взимку, так і влітку. У північному кордону океану воно досягає 1000 в рік, а місцями (наприклад, поблизу південного краю Південної Америки) - навіть 1500 мм на рік. На південь від паралелі 60° пд. річна кількість опадів зменшується до 500 мм. У прибережній частині океану кількість опадів дещо збільшується (до 600 мм і навіть більше) на рік. У приморській частині самого континенту річна кількість опадів також досягає $500-600$ мм на рік. У внутрішніх районах Антарктичного континенту річна кількість опадів $100-150$ мм.

1.3. Тепловий і водний баланси

Річний радіаційний баланс Південного океану позитивний. Поблизу північного кордону океану (на 50° півд. ш.) його величина досягає $2500 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-1}$ в рік, але досить швидко убуває до берегів Антарктиди. На широті полярного кола його значення становить близько $1000\text{-}1200 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ на рік [3].

Радіаційний баланс має добре виражений річний хід. Влітку Південної півкулі (січень) величина радіаційного балансу уздовж паралелі 50° пд. ш. близько $500 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-1}$, а на широті полярного кола - близько $350 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-1}$ в місяць. Взимку (липень) позитивні значення радіаційного балансу на акваторії Південного океану майже ніде не спостерігаються. Нульові значення радіаційного балансу розташовуються приблизно вздовж 48° півд. ш., а на широті полярного кола його негативні значення досягають $-100 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-1}$ в місяць.

Величина контактного теплообміну океану з атмосферою в літній сезон дорівнює нулю, взимку підвищується у північного кордону до -50 , місцями до $-100 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ на місяць. У суші за рік контактний теплообмін негативний (океан віддає тепло в атмосферу). Найбільших значень віддача тепла досягає в районі, розташованому на південь від Африки (до $-750 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-1}$ на рік). У Тихоокеанському і Індоокеанському секторах поблизу північного кордону Південного океану втрати тепла за рік внаслідок контактного теплообміну досягають $-500 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$, а в атлантичному секторі вони близькі до нуля.

Втрати тепла на випаровування значні всюди в районах, що примикають до північного кордону океану. Особливо великих величин вони досягають на південь від Африки і на південь від Австралії і Нової Зеландії - $3500\text{-}2500 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-1}$ в рік. На позначці 60° півд. ш. ці втрати розподілені більш рівномірно по всьому кільцю океану і складають близько $1000\text{-}1200 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ на рік. Нульова ізолінія (ізолінія, за якої спостерігається не випаровування, а конденсація) проходить південніше полярного кола.

Сумарний за рік зовнішній тепловий баланс Південного океану негативний, тобто океан втрачає тепло, принесене водними масами з більш низьких широт. Річні значення зовнішнього бюджету тепла досягають найбільших негативних значень південніше Африки - до $-1500\text{-}2000 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$. На решті акваторії океану вони менше: $-500\text{-}1000 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$.

Річний хід зовнішнього бюджету тепла має досить велику амплітуду. Влітку (січень) бюджет тепла позитивний на всій акваторії океану. Найбільші його значення $300\text{-}400$, місцями до $500 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ на місяць спостерігаються поблизу північного кордону океану. На позначці 60° півд. ш. ці значення зменшуються до $200\text{-}300 \text{ МДж} \cdot \text{г}^{-1}$, проте в атлантичному секторі на цій широті спостерігаються значення до $400 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ в місяць. У липні бюджет тепла всюди в межах Південного океану негативний. Його значення по всій не покритій льодом акваторії океану від -300 до -400 , місцями до $-500 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ на місяць.

Випаровування істотно в районах, розташованих на південь від Африки і Австралії, де воно досягає 100-150 см в рік. В Атлантичному і східній частині тихоокеанського секторів випаровування в північній зоні океану від 50 до 100 см, а на 60 ° півд. ш. в більшості районів менше 50 см на рік. На широті полярного кола випаровування абсолютно незначні.

Різниця опади-випаровування в межах Південного океану всюди позитивна, хоча в районах на південь від Австралії, Нової Зеландії та Африки річні суми опадів майже рівні випаровуванню. На решті акваторії океану різниця опади-випаровування становить близько 50 см, або трішки більше - місцями до 70 см. на рік.

Кількість прісної води, що надходить в Південний океан з Антарктиди у вигляді материкового льоду, врахувати важко. Однак можна припустити, що на Антарктичному континенті зберігається баланс льоду в середньому багаторічному плані, тобто "Стік" материкового льоду в океан в середньому за рік і сублімація з поверхні, покритій снігом, в сумі дорівнюють річному надходженню опадів у вигляді снігу на весь континент. Поверхня, покрита материковим льодом в Антарктиці, становить близько 14 млн. км. Кількість опадів на цій поверхні можна в середньому взяти близько 200 мм. в рік (поблизу узбережжя воно досягає 300-400, а в центральних районах менше 200 мм). В даний час прийнято вважати, що сублімація з поверхні льодовиків досягає 1/4 опадів, що випадають. Отже, щорічний "приріст" материкового льоду становить 2,1 тис. км³, тобто можна прийняти, у вигляді айсбергів "стікає" в океан.

1.4 Циркуляція вод

У Південному океані система циркуляції вод складається з двох течій: спрямованого із заходу на схід циркумполярної течії, яке також називається Антарктичним круговою течією, Західним дрейфом або плином Західних вітрів; і йде в зворотному напрямку вздовж берегів Антарктиди течії Східних вітрів, що називається також Антарктичним прибережним плином. Між ними проходить улоговина динамічного рельєфу, якої відповідає антарктична дивергенція.

Динамічний рельєф знижується в бік Антарктиди, починаючи приблизно з 40 ° півд. ш. В середньому це зниження від найбільш високих відміток (у центрах субтропічних круговоротів) до найнижчих в антарктичній дивергенції становить 150 динамічних см. Ця зона охоплює південні периферії субтропічних антициклонічних круговоротів : Північно-Атлантичний, Північно-Індоокеанськом і Північно-Тихоокеанське течії і циркумполярних перебіг. Північну межу циркумполярної течії в поверхневому шарі визначити досить важко, так як у напрямку воно збігається з течіями південній периферії субтропічних круговоротів. Зазвичай цією межею вважають субантарктичний фронт, який у верхньому шарі вод добре помітний по значним меридіональним градієнтам температури і солоності і проходить південніше субтропічній конвергенції. З глибиною

субтропічна конвергенція зміщується на південь і збігається з субантарктичний фронтом.

Південна межа циркулярної течії (антарктична дивергенція) розташована приблизно уздовж південного полярного кола.

Стрижень Течія Західних вітрів, тобто зона течії, якій відповідають згущення динамічних горизонталей на картах динамічного рельєфу і найбільш значні швидкості, не займає строго широтного положення. Найбільш північне положення він займає в східній частині Атлантичного і Індокіанського секторів. У тихоокеанському секторі відбувається поступове зміщення стрижня течії на південь. Найбільш південне його положення відзначається в східній частині тихоокеанського сектора і в протоці Дрейка (62-63 ° півд. ш.). Далі на схід стрижень течії досить круто піднімається на північ на довготі 40-30 ° зах. ш. проходить приблизно по 50 ° півд. ш., а ще далі на схід в районі нульового меридіана він зміщується до 48 ° півд. ш. - це найпівнічніша його положення. Таким чином, різниця в положенні стрижня - течії на різних довготах досягає 15° по широті [4].

Уздовж стрижня циркулярної течії проходить антарктична конвергенція, яка називається також південним полярним фронтом і служить північною межею Південного океану рис.1.3.

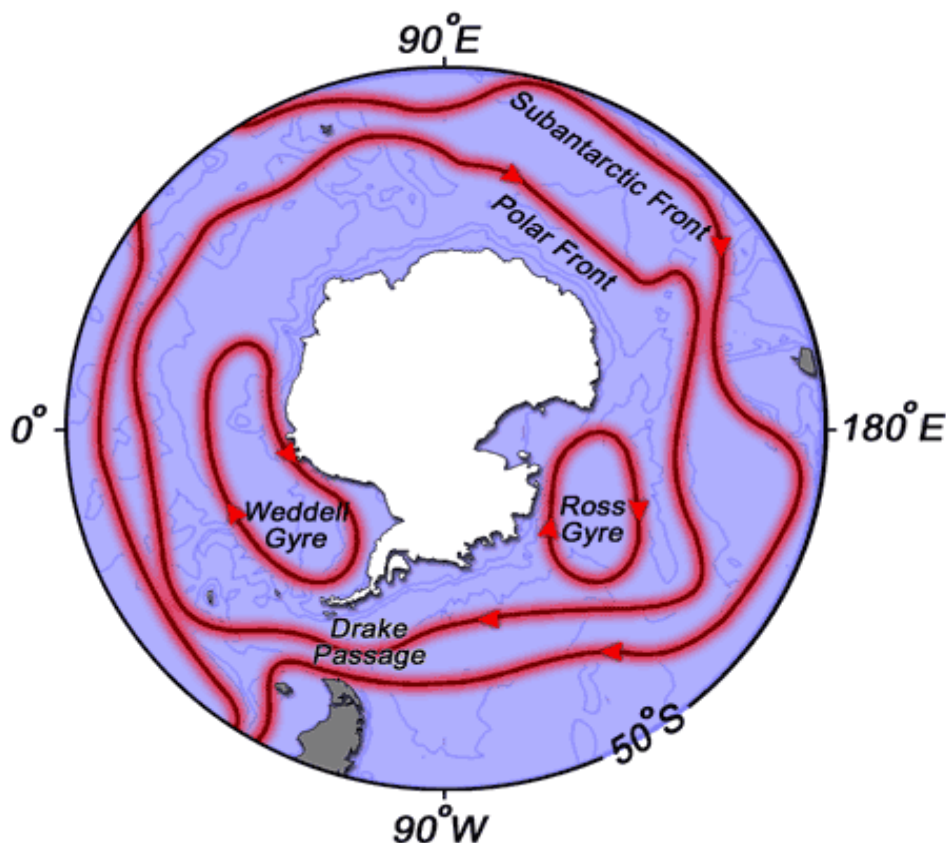


Рис.1.3 Схема циркуляції вод Південного океану

Питанням з'ясування причини незональних Течія Західних вітрів займалися деякі автори, однак цілком переконливого пояснення цьому факту поки немає. Слід зазначити, що результати дослідження швидкості вітру над

Південним океаном свідок обхідних про аналогічну в положенні максимальних швидкостей вітру [4]. Хоча осі максимальних значень швидкостей течії і вітру збігаються, це не може служити достатнім поясненням самого факту такого глобального відхилення від правильного зонального положення. Можливо, що зміщення осей течії і вітру пов'язано з впливом континентів Південної Америки, Африки та Австралії, південні краї яких знаходяться на різній відстані від берегів Антарктиди.

Іншою особливістю Течія Західних вітрів є хвилеподібний вигин динамічних горизонталей, тобто теж відхилення від зонального положення, але регіонального характеру. Ця особливість перебігу пов'язана з його проходженням над хребтами і підняттями дна. При проходженні хребтів протягом повертає вліво, а над улоговинами - вправо (відповідно про те, як це і повинно спостерігатися в Південній півкулі).

Геострофічні швидкості циркумполярної течії невеликі. Навіть в стрижні течії вони складають $10-15 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ і дуже повільно зменшуються з глибиною [4]. Б.А.Тареев і А.В.Фомічев оцінили швидкості чисто дрейфового течії за формулою Екмана і показали, що на поверхні ці швидкості мають ту ж величину, що і геострофічних, тобто близько $16 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Названими авторами було також показано, що дрейфовий перенесення має значну меридіональну (північну) складову.

На окремих гідрологічних розрізах, що проходять поперек Течія Західних вітрів, було виявлено два струмені з максимальними швидкостями. Ця особливість перебігу відзначалася неодноразово, проте в даний час ще не можна зробити висновок про те, чи є така особливість властивою всій течії або тільки окремих його ділянок.

Незважаючи на те, що швидкості Течія Західних вітрів невеликі, поширюється воно, мабуть, у всій товщі води до самого дна, тому його витрата досягає дуже великої величини: $160-190 \cdot 10^3 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ [4, 5]. На різних ділянках течії витрата неоднакова, так як від нього відходять гілки на північ.

У зв'язку з тим, що загасання швидкостей течії з глибиною відбувається дуже повільно, на великих глибинах вони мають більш суттєві значення, ніж на інших широтах Світового океану. Деформація течії в глибинному шарі стає більш помітною, ніж на поверхні. Під впливом рельєфу дна розвиваються величезні меандри.

У придонному шарі вода переміщається в тому ж напрямку, що і вся її товща. Доказом саме такого напрямку руху є зміна температури донної антарктичної води уздовж паралелей від моря Уеддела, де вона формується, на схід.

Поблизу Антарктичного континенту в смузі східних вітрів протягом направлено зі сходу на захід - Антарктична прибережна течія (або протягом Східних вітрів). Ця течія охоплює верхній шар води, але в атлантичному секторі поширюється і в глибинний шар. Швидкості течії Східних вітрів різні на різних його ділянках. Є відомості про те, що вони можуть досягати

значних величин. Так, уздовж крижаного бар'єра Росса відзначалися швидкості до $100-150 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.

Антарктична прибережна течія огинає весь континент; там, де суша утворює виступи, протягом набуває меридіональний напрям. Далі все на північ виступає Антарктичний півострів (Земля Грейама), Уздовж півострова протягом прямує на північ, потім під впливом Південно-Антільського хребта все більш відхиляється на схід і разом з південним краєм циркумполярних течія утворює циклонний круговорот в атлантичному секторі Південного океану [6]. Циклонний круговорот утворюється і в районі моря Росса.

1.5 Вертикальна структура і водні маси Південного океану

У Південному океану спостерігається вертикальна структура вод, що відрізняється від структури інших океанів, яка зазвичай називається антарктичної структурою. Термохалінна стратифікація тут виражена слабо, а збільшення щільності про глибиною невелика. Проте окремі шари води все ж відрізняються за своїми характеристиками завдяки різним процесам їх формування. Відповідно до цими відмінностями в Південному океані можна виділити структурні зони, яким відповідають такі водні маси: поверхнева, холодна під поверхнева, глибинна верхня, глибинна нижня, донна.

Поверхнева вода. Поверхнева водна маса має зимову і літню модифікації. У зимовий сезон тривале охолодження і осолонення внаслідок інтенсивного льодоутворення створюють сприятливі умови для глибокої конвекції, яка в Південному океані досягає 200 м. В шарі конвекції формується зимова модифікація поверхневої вода. Температура цієї води змінюється по акваторії океану від -1°C поблизу його північного кордону до $-1,9^\circ \text{C}$ в най південнішій частині, де проходить процес льодоутворення. Солоність води змінюється від 34,0 до 34,6 % відповідно.

Влітку відбувається прогрівання верхнього шару води, танення льодів і опрісненню цього верхнього шару. Знижена (до 33,8 %) солоність створює значну вертикальну стійкість на кордоні розпрісненого шару, яка перешкоджає перемішуванню його з нижче лежачою водою. Товщина річного прогріву неоднакова, вона змінюється від 100-120 м поблизу північного кордону до 40 м на крайньому півдні, але повсюдно в межах Південного океану залишається менше глибини зимової конвекції. Температура води в верхньому шарі влітку підвищується до $4-5^\circ \text{C}$ на півночі океану і до $-1,5^\circ \text{C}$ на півдні біля берегів Антарктиди. Нижче цього шару зберігається більше холодна прошарок.

Поверхнева антарктична вода переміщається плином Західних вітрів на схід, але завдяки відхиляє силі обертання Землі це переміщення має і північну складову. На деякій широті щільність поверхневої антарктичної води виявляється більше щільності більш теплих субантарктичних вод, тому далі ця вода вже не може поширюватися по поверхні і опускається вниз, змішуючись про субантарктичними водами. В результаті змішування

утворюється нова водна маса, яка відповідно до її щільністю займає проміжний шар. Ця водна маса, що отримала назву субантарктичний проміжної води, поширюється (як уже було показано) далеко на північ в Атлантичному, Індійському і Тихому океанах.

Зона змішування вод - антарктична конвергенція - збігається зі стрижнем течії Західних вітрів. Хоча в цій зоні відбувається занурення поверхневої антарктичної води, постійне надходження цієї води з півдня підтримує в зоні конвергенції значні горизонтальні градієнти гідрологічних характеристик, особливо температури води, тобто зона конвергенції є фронтальною зоною (південний полярний фронт), що відокремлює антарктичну еону від субантарктичний.

Підповерхнева вода. Холодний прошарок, що зберігається в літній сезон як залишок зимового охолодження, є підповерхнева водна маса. Її характеристики залишаються тими ж, що і характеристики усього шару конвекції в зимовий сезон. Зрозуміло, на верхній і нижній межах підповерхневого шару вони дещо змінюються внаслідок перемішування з поверхневою і підстильною водою, але в ядрі шару залишаються майже незмінними. Глибина залягання ядра неоднакова, вона збільшується з півдня на північ від 75 до 200, а місцями до 300 м,

Глибинні води. Холодний підповерхневий шар в Південному океані стелить глибинної водою, яка складається з двох шарів. Верхній шар цієї води має максимум солоності і максимум температури, нижній - тільки максимум солоності. Надходять ці води з півночі, а в Індокоеанському і тихоокеанському секторах переносяться із заходу. У межах Південного океану глибинні вода піднімаються до поверхні. Особливо помітний цей підйом поблизу зони антарктичної дивергенції, де вертикальні складові швидкості спрямовані вгору. Нижня межа верхньої глибинної води змінюється з півночі на південь від 1750 до 1000 м, а ядро - від 1000 до 500-300 м. Температура верхньої глибинної води від $-0,5$ до $3,1$ ° С, солоність 34,3-34,4 ‰. Іноді цю воду називають теплою проміжної водою.

Нижня межа нижньої глибинної води піднімається про півночі на південь від 4000 до 1500 м. Температура її нижче температури верхньої глибинної води, а солоність вище і досягає 34,66-34,68 ‰.

Донна вода. Найбільш щільна в Світовому океані вода, яка займає придонний шар нижче 4000 м, утворюється в Південному океані. Як уже згадувалося раніше, основним з районів її формування є море Уеддела, яке володіє широким шельфом. Зовнішній край шельфу поступово переходить в материковий схил, що опускається до океанічного ложу Африкансько-Антарктичної улоговини. Центральна велика частина улоговини має глибину більше 5000 м. У зимовий сезон на шельфі моря Уеддела утворюється вода високої щільності завдяки низькій її температурі і досить високу солоність. Інтенсивне льодоутворення призводить до того, що солоність води підвищується до 34,62 ‰, а температура опускається до $-1,9$ ° С. Тільки після цього вода набуває таку щільність (більше 27,87 ум. од.), що може

опускатися про шельфу по схилу в більш глибокі шари. Поблизу материкового схилу вона змішується з глибинної водою, температура якої близько $+0,5^{\circ}\text{C}$, а солоність $34,68\%$. В результаті змішування утворюється вода з температурою близько $-0,9^{\circ}\text{C}$ і солоністю $34,65\%$. Ця вода має щільність більшу, ніж щільність глибинної води, і опускається в придонний шар. Далі вона поширюється на північ і на схід і заповнює придонний шар в трьох океанах; Атлантичному, Індійському і Тихому. Тільки в Північний Льодовитий океан, який огорожений високими Індійському і Тихому. Тільки в Північний Льодовитий океан, який огорожений високими Індійському і Тихому. Тільки в Північний Льодовитий океан, який огорожений високими порогамі, антарктична донна вода не потрапляє.

У літературі є відомості про те, що в Індоокеанском секторі Південного океану також є окремі райони на шельфі Антарктиди між 20° і 145° східної довготи, де відбувається утворення донної води. Дікон висловлював припущення про те, що певна кількість донної води формується в морі Росса. Дійсно, море Росса, як і море Уеддела, має досить великий шельф. Тут відбувається інтенсивне льодоутворення та олоненіє води. Для того щоб вода шельфу стала опускатися в глибину і змішуватися з глибинної водою, треба, щоб її температура опустилася до $-1,8$ або $-1,9^{\circ}\text{C}$, а солоність перевищила $34,58\%$. Такі характеристики антарктична вода на шельфі може придбати при виморожування шару води не менше $1,5\text{--}2,0\text{ м}$.

У морі Росса зазначені умови є, проте холодна шельфова вода повинна ще досягти океанських глибин для того, щоб змішатися з глибинної водою. У північній частині море Росса огорожено височинами, які перешкоджають вільному доступу шельфової води на великі глибини. Можливо, що деяка кількість донної води тут утворюється, але цей процес не має істотного значення. Доказом того, що ні райони шельфу Індоокеанском сектора, ні море Росса (якщо воно і служить джерелом утворення донної води) не мають такого значення, як море Уеддела, служить поступове підвищення температури донної води від моря Уеддела на схід на одних і тих же широтах. Наприклад, на глибині 4000 м температура донної води вздовж паралелі 60° пд. на схід від моря Уеддела (у напрямку Течія Західних вітрів) наступна: в Атлантичному секторі $-0,8$, в Індоокеанському $-0,5$ на заході і $-0,4$ на сході, в тихоокеанському $+0,5^{\circ}\text{C}$. Таке підвищення температури донної води, яке відбувається внаслідок змішування з більш теплою глибинною водою в міру її віддалення від основного джерела освіти, можливо лише в тому випадків, волі інші джерела поповнення цієї води значної ролі не грають.

1.6 Основні риси просторового розподілу гідрологічних і гідрохімічних характеристик

Температура води. У зимовий сезон (серпень) температура води на поверхні Південного океану майже всюди негативна. Поблизу узбережжя Антарктиди вона опускається до $-1,9$ і поступово підвищується на північ до -1 ° С приблизно на 60 ° півд. ш. в Атлантичному і Індоокеанському секторах і на $62-65$ ° півд. ш. - в тихоокеанському секторі. Далі на північ температура води переходить через 0 ° С і до північного кордону Південного океану досягає $2-3$ ° С. У літній сезон (лютий) температура верхнього гомогенного шару підвищується менш ніж на 1 ° С в районах, прилеглих до берегів Антарктиди, і на $2-3$ ° С поблизу північного кордону.

На глибинах до 200 м під верхнім злегка прогрітим в літній сезон шаром зберігається зимова температура води, а на глибині 300 м температура підвищується і стає майже всюди позитивною. На південь від 60 ° півд. ш. найбільш висока температура води спостерігається на глибинах $500-1000$ м. Навіть поблизу берегів Антарктиди вона близько $0,5$ ° С. У нижній глибинній воді температура трохи знижується. На горизонті 2000 м ізотерма 1 ° С відступає на північ від Антарктичного континенту в порівнянні про горизонтами 500 і 1000 м. У глибинному шарі Південного океану на 2000 і 3000 м відзначаються найвищі меридіональні градієнти температури, які ніде більше в глибинних водах Світового океану невідомі. Так, на глибині 2000 і зміна температури води досягає 2 ° С на 10 ° широти, не більше ніж на $0,5-0,4$ ° С.

Температура донної води (4000 м), як уже зазначалося, негативна в Атлантичному і Індоокеанському секторах, а в тихоокеанському секторі стає позитивною майже всюди, за винятком південної околиці улоговини Беллінсгаузена, що примикає до моря Росса, де температура донної води близько $-0,2$ ° С.

Солоність в шарі зимової конвекції солоність в серпні майже всюди в Південному океані вище 84 ‰. У лютому солоність поверхневої води знижується за рахунок танення льодів. Поблизу Антарктиди вона місцями не перевищує 33 ‰, але в основному в цей сезон вона змінюється з півдня на північ від $33,5$ біля узбережжя до $33,8-33,9$ ‰ поблизу північного кордону океану.

Солоність холодного підповерхневого шару відповідає солоності поверхневої води в зимовий сезон, тобто близько 34 ‰ і трохи вище. На горизонті 200 м значення солоності помітно перевищують $34,5$ ‰, особливо в зоні антарктичної дивергенції, де вони досягають $34,5$ ‰ завдяки підйому більш солоної глибинної води, до північного кордону океану солоність зменшується до $34,1-34,2$ ‰.

На нижчих горизонтах підвищення солоності ще помітніше: на 300 м вона перевищує $34,5$ ‰ в зоні дивергенції і близько $34,26$ ‰ у північного кордону, на 500 і 1000 м вона досягає $34,7$ ‰ в південній частині океану і близько $34,5$ ‰ на півночі, а на глибині 2000 м солоність між південним

полярним колом і 60° півд. ш. місцями більш 34,75 %. На глибині 4000 м солоність від 34,65 до 34,70 %.

Густина. Взимку щільність води на поверхні перевищує 27,0 ум. од. майже по всій акваторії Південного океану. Влітку щільність поверхневого шару знижується внаслідок нагрівання і опріснення. Між Полярним колом і 60° півд. ш. щільність все ж залишається більш 27,0, а на північ і на південь від цієї зони вона менш 27,0 ум. од.

На глибині 100 м щільність біля берегів Антарктиди перевищує 27,5 і зменшується до північного кордону до 27,0 ум. од. При переході від холодного підповерхневого шару до глибинних вод щільність помітно збільшується завдяки підвищенню солоності (хоча температура підвищується). На горизонтах 300 і 500 м ізолінії, відповідні платності 27,5 і 27,0 ум. од. відсуваються далі на північ в порівнянні з їх становищем в під поверхневому шарі, а на глибині 1000 м щільність в районах, що примикають до Антарктиди, перевищує 27,8 ум. од. і тільки у північній межі знижується до 27,6 ум. од.

Далі з глибиною щільність збільшується дуже повільно. На глибині 2000 м вона змінюється від 27,86-27,89 ум. од. на півдні до 27,80-27,81 ум. од. у північній межі, а на глибині 4000 м - від 27,88-27,90 ум. од. на півдні до 27,82-27,84 ум. од. на півночі.

Прозорість. Води верхнього шару в межах Південного океану менш прозорі, ніж води субтропічних і тропічних зон інших океанів. На південь від 40° півд. ш. відносна прозорість води всюди менше 30 м. У тихоокеанському і Індоокеанському секторах до 50° півд. ш. прозорість знижується до 20 м., а в атлантичному секторі вона не перевищує 20 і вже на 40° півд. ш. Далі на південь прозорість ще нижча і поблизу берегів Антарктиди падає до 10 м. і менше.

У високих широтах біологічна продуктивність вод значна, так як тут спостерігається підйом в поверхневі шари поживних солей висхідними рухами води в субполярних циклонічних системах. Інтенсивний розвиток планктону і призводить до того, що прозорість вод цих широтних зон невисока. Однак тут потрібно мати на увазі процеси не тільки продукування органіки, а й її розкладання. Ці процеси значною мірою залежать від температури середовища. З підвищенням температури на кожні 10° швидкість розкладання збільшується в 2-3 рази. Отже, в субполярних і полярних районах, де температура води на $20-25^{\circ}$ нижче, ніж в тропічних районах, розкладання органічної речовини відбуватиметься майже в 10 разів повільніше такого розкладу в тропіках.

1.7 Хвилювання і льоди

Хвилювання. Стійкі вітри, які спрямовані над більшою частиною акваторії Південного океану із заходу на схід, і відсутність материків або великих островів, що розчленовують океан в меридіональному напрямку, забезпечують розвиток гранично великих хвиль для будь-якої швидкості вітру. Найбільш сильні вітри і, отже, найбільші розміри хвиль спостерігаються в поясі 50-60 ° півд. ш. Тривалі шторми в цій зоні можливі в будь-який час року. Річний хід хвилювання виражений слабо. Імовірність хвиль висотою 5 м і більше взимку (серпень) становить на різних широтах від 25 до 35 %, а влітку (лютий) досягає 15-25 %. У центрі пояса найбільш сильних штормів (55 ° півд. ш.) ймовірність хвиль висотою понад 8,5 м становить 4-8 %. Хвилі 3 % - забезпечення на цій широті можуть досягати висоти 20-25 м. Максимальна вимірювана висота хвилі становила 24,9 м. Вона була зафіксована Г.В. Ржеплінським 2 квітня 1956 в районі 57 ° півд. ш., 159 ° східної довготи на основі стереофотозйомки. Швидкість вітру в період цього шторму досягне 30-36 м с⁻¹.

На південь від 60 ° півд. ш. ймовірність сильного хвилювання зменшується. Особливо змінюються характеристики вітру і хвилювання південніше 65 ° півд. ш. Циклони тут зазвичай мають невеликі розміри, тому і розгони хвиль невеликі. Розвитку хвилювання заважають також виступи Антарктичного континенту, скупчення льодів і айсберги. Найбільш сприятливим часом року для появи тут великої брижах є літо, коли відсутність льодів не заважає її проникненню з півночі.

У прибережній частині вітрове хвилювання направлено зі сходу на захід завдяки східним вітрам, однак висота хвиль рідко перевищує 4-5 м.

Льоди. Сталий освіту морського льоду в Південному океані починається в березні як на чистій воді поблизу Антарктичного континенту, так і серед залишкових дрейфуючих льодів. Освіта первинних форм льоду може початися і в літні місяці при вторгненні холодних мас повітря про континенту, але влітку цей процес нестійкий, при зміні погоди річний лід швидко тане. Первинні форми льоду в Південному океані ті ж самі, що і в арктичних морях - (а також в інших районах). Вони являють собою крижані голки, сало, шугу, сні жура, які поступово переходять в блінчатий лід, нілас, сірий, сіро-білий, білий лід. Однак за своєю внутрішньою структурою і фізичними властивостями льоди Південного океану відрізняються від арктичних льодів. У Центральному Арктичному басейні снігу випадає мало, тому він не грає помітної ролі в процесі льодоутворення. Арктичний лід, як правило, кристалічний, його щільність - близько 900 кг · м⁻³. На формування ж морського льоду Південного океану великий вплив робить сніг, що випадає при проходженні циклонів, а також виноситься вітрами з континенту. Сніг прискорює льодоутворення і збільшує товщину льоду зверху. Просочуючись водою і змерзаючись сніг утворює білуватий "сніжний" лід. У прибережній

зоні істотну роль грає внутрішньо водного лід. Тому для льодів Південного океану характерно шарувату будову: твердий кристалічний лід перемежується із шарами пухкого снігового або внутрішньо водного льоду, що має губчасту структуру і набагато меншу щільність, ніж кристалічний. Відповідно до цього шматки льоду можуть мати різну щільність: від 600 до 900 кг·м⁻³. Міцність такого ладу також набагато менше міцності арктичного [7,8]. Його щільність - близько 900 кг·м⁻¹. На формування ж морського льоду Південного океану великий вплив робить сніг, що випадає при проходженні циклонів, а також виноситься вітрами з континенту. Сніг прискорює льодоутворення і збільшує товщину льоду зверху. Просочуючись водою і змерзається, сніг утворює білуватий "сніжний" лід. У прибережній зоні істотну роль грає внутрішньо-водного лід. Тому для льодів Південного океану характерно шарувату будову: твердий кристалічний лід перемежується із шарами пухкого снігового або внутрішньо-водного льоду, що має губчасту структуру і набагато меншу щільність, ніж кристалічний. Відповідно до цього шматки льоду можуть мати різну щільність: від 600 до 900 кг·м⁻³. Міцність такого ладу також набагато менше міцності арктичного [7,8]. Його щільність - близько 900 кг·м⁻¹. На формування ж морського льоду Південного океану великий вплив робить сніг, що випадає при проходженні циклонів, а також виноситься вітрами з континенту. Сніг прискорює льодоутворення і збільшує товщину льоду зверху. Просочуючись водою і змерзається, сніг утворює білуватий "сніжний" лід. У прибережній зоні істотну роль грає внутрішньо-водного лід. Тому для льодів Південного океану характерно шарувату будову: твердий кристалічний лід перемежується із шарами пухкого снігового або внутрішньо-водного льоду, що має губчасту структуру і набагато меншу щільність, ніж кристалічний. Відповідно до цього шматки льоду можуть мати різну щільність: від 600 до 900 кг·м⁻³. Міцність такого ладу також набагато менше міцності арктичного [7,8]. На формування ж морського льоду Південного океану великий вплив робить сніг, що випадає при проходженні циклонів, а також виноситься вітрами з континенту. Сніг прискорює льодоутворення і збільшує товщину льоду зверху. Просочуючись водою і змерзаючись, сніг утворює білуватий "сніжний" лід. У прибережній зоні істотну роль грає внутрішньо-водного лід. Тому для льодів Південного океану характерно шарувату будову: твердий

кристалічний лід перемежується із шарами пухкого снігового або внутрішньо-водного льоду, що має губчасту структуру і набагато меншу щільність, ніж кристалічний. Відповідно до цього шматки льоду можуть мати різну щільність: від 600 до 900 кг·м⁻³. Міцність такого ладу також набагато менше міцності арктичного [7,8]. Сніг прискорює льодоутворення і збільшує товщину льоду зверху. Просочуючись водою і змерзаючись, сніг утворює білуватий "сніжний" лід. У прибережній зоні істотну роль грає внутрішньо водного лід. Тому для льодів Південного океану характерно шарувату будову: твердий кристалічний лід перемежується із шарами пухкого снігового або внутрішньо водного льоду, що має губчасту структуру і набагато меншу щільність, ніж кристалічний. Відповідно до цього шматки льоду можуть мати різну щільність: від 600 до 900 кг·м⁻³. Міцність такого ладу також набагато менше міцності арктичного [7,8]. Сніг прискорює льодоутворення і збільшує товщину льоду зверху. Просочуючись водою і змерзаючись, сніг утворює білуватий "сніжний" лід. У прибережній зоні істотну роль грає внутрішньо водного лід. Тому для льодів Південного океану характерно шарувату будову: твердий кристалічний лід перемежується із шарами пухкого снігового або внутрішньо водного льоду, що має губчасту структуру і набагато меншу щільність, ніж кристалічний. Відповідно до цього шматки льоду можуть мати різну щільність: від 600 до 900 кг·м⁻³. Міцність такого ладу також набагато менше міцності арктичного [7, 8]. твердий кристалічний лід перемежується із шарами пухкого снігового або внутрішньо водного льоду, що має губчасту структуру і набагато меншу щільність, ніж кристалічний. Відповідно до цього шматки льоду можуть мати різну щільність: від 600 до 900 кг·м⁻³. Міцність такого ладу також набагато менше міцності арктичного [7,8].

В результаті утворення молодих форм льоду на відкритій воді і дрейфу утворилися льодів під дією вітру і течій кордон льодів в першу половину зими досить швидко переміщається на північ. Найбільша швидкість переміщення кордону льодів спостерігається в червні [1, 7]. До серпня рух кордону сповільнюється і в вересні вона займає, мабуть, найбільш північне положення. З року в рік становище кордону льодів не залишається постійним, воно залежить від інтенсивності льодоутворення та швидкості дрейфу криги в кожен конкретну зиму, на в середньому крайнє її положення в кінці літа знаходиться між 61 ° та 64 ° півд. ш.

Щільність льодів поблизу кордону їх поширення може бути різною: від 1 до 10 балів. У самої кромки в зимовий час найчастіше зустрічається молодий лід товщиною 0,16-0,6 м, первинні форми і деяку кількість битого однорічного льоду, товщина якого більше 1 м. Крижані поля тут дуже рідкісні, так як сильне хвилювання руйнує її.

Льоди Південного океану всередині кордону їх поширення не утворюють помилкового покриву, як в Арктичному басейні, де чистої води в зимовий сезон майже немає. Завдяки тому, що в Південному океані немає природної (континентальної) кордону на півночі, льоди вільно переміщаються, утворюючи простору чистої води (або дуже, розрідженого льоду). З цієї причини в Південному океані та торосіння льодів розвинене слабо. Морські льоди Південного океану постійно виносяться в більш низькі широти, тривалість їх існування обмежена, і пакових льодів „ подібних арктичним, тут, по суті, немає. Основну частину складають молоді льоди, зустрічаються і однорічні. Багаторічний лід зберігається в бухтах у вигляді нерухомого льоду, але площа його невелика. Майже вся маса льодів осіннього та зимового освіти руйнується до кінця літнього сезону.

Поблизу Антарктичного континенту льоди переміщаються в основному на захід під дією східних вітрів. Виступи континенту перепиняють рухомим льодах шлях і відхиляють їх на північ. З цієї причини райони, прилеглі до східних узбереж півостровів і мисів, зазвичай забиті плавучими льодами, які зберігаються і влітку, в той час як райони, розташовані біля західних берегів цих же півостровів і мисів, найчастіше залишаються вільними від льоду навіть в зимовий час. Так, в море Уеддела протягом Східних вітрів переносить льоди уздовж берега на захід. Досягнувши Антарктичного півострова, ці льоди разом з плином повертають уздовж півострова на північ, а потім на північний схід. У зимовий сезон від моря Уеддела на північний схід поширюється довга смуга льодів. Ця смуга довго зберігається і в весняне час після того, як лід на решті акваторії моря Уеддела зникає.

На захід від Антарктичного півострова течії слабкі, тому в тихоокеанському секторі між 75° і 140° зах. д. лід набагато менш рухливий, ніж в Атлантичному, і має велику товщину. Зона щільного льоду до кінця зимового сезону спостерігається в море Беллінсгаузена і далі на захід. Льоди тут часто торосисті, щільністю до 7-9 балів. Товщина полів плавучого льоду досягає 2 м. Серед льодів моря Беллінсгаузена зустрічається багато невеликих айсбергів, а також поля багаторічного льоду.

Далі на захід в море Росса існує добре виражена циклонічна циркуляція вод, а разом з нею льодів і айсбергів. Як і в море Уеддела, льоди виносяться на північ, де вони утворюють пояс, на південь від якого льодів менше. У літній сезон цей пояс зберігається; ширина його в різні роки може бути різною. Ранньою весною пояс згуртованих льодів складається з полів, уламків полів товщиною 1-2 м. і айсбергів. Зустрічаються торосистого льоди. Влітку згуртованість льодів зменшується і пояс стає прохідним для судів [7].

У західній частині тихоокеанського сектора між м. Адер і островами Баллені утворюється ще один потужний крижаний масив. Основною причиною утворення тут масиву є постійне скупчення сидять на ґрунті айсбергів, які сідають на міліні, розташовані перпендикулярно до берега, і перешкоджають дрейфу морських льодів зі сходу на захід. Крім того, до островів Баллені дрейфує лід моря Росса, при цьому в західній частині

масиву утворюються льоди важчі, ніж в східній. Балленській масив складається з полів, уламків полів крупно і дрібно битий льоду. Зустрічається багато айсбергів. Морські льоди, часто торосистого профілю висотою торосів до 6 м [7], зберігаються протягом літнього сезону, також як сидять на ґрунті айсберги. Далі на захід в Індокоеанському секторі немає скупчень особливо важких льодів. Узбережжя континенту тут слабо порізане, тому льоди дрейфують свободою. Крім того, суша в Індокоеанському секторі простягається майже всюди на північ від Південного полярного кола, умови льодоутворення тут менш сприятливі, ніж в інших секторах, а руйнування льоду починається раніше.

Припайного льоду в Південному океані трохи. Найбільша ширина припаю зазвичай не перевищує кількох десятків кілометрів. Товщина припаю до кінця зими досягає 2-2,5 м поблизу берега і зменшується до зовнішньої кромки припаю до 1-1,2 м. Антарктичний припайний лід характерний своєю шаруватістю. Шари звичайного кристалічного льоду мають товщину 0,3-0,5 м. Інші шари утворюються внаслідок намокання і змерзання снігу на льоду, що утворився з морської води. Істотну роль в утворенні антарктичного припаю має внутрішньоводний лід: примерз знизу до льоду, що утворився на поверхні, він збільшує його товщину до 4 м.

У районах, де обриси берегової лінії утворюють глибокі бухти, в яких лід захищений від дії вітру, припай може зберігатися протягом декількох років. Товщина багаторічного припаю досягає 4-12 м,

Такий припай виявляється нездоланною перешкодою для суден на їх шляху до Антарктичного континенту. Деякі дослідники розглядають багаторічний припай в якості проміжної стадії розвитку шельфових льодовиків. Вище зазначалося, що товщина однорічного припаю в випадків намерзання знизу внутрішньо водного льоду може досягати 4 м. Іноді його приймають за багаторічний лід, однак за структурою він відрізняється від багаторічних льодів своєю рихлістю; при ударі судна такий лід легко розколюється.

На початку листопада утворення льоду припиняється і починається його танення. Утворюються ополонки і розводдя, лід стає пухким. Танення льоду прискорюється в результаті його механічного руйнування під дією хвиль, припливів, штормових вітрів. Молоді льоди зникають досить швидко, а кромка починає відступати на південь. Від листопада до грудня відступ крайки відбувається повільно, а в грудні-січні дуже швидко: до 10-30 миль на добу. Процес руйнування льоду охоплює весь простір Південного океану від кромки до самої прибережної зони. Повсюдно зменшується згуртованість льодів, всередині масивів з'являються ополонки в розводдя. У березні площа льодів досягає своєї найменшої величини. В Атлантичному, Індокоеанському секторах і в морі Росса плаваючі льоди в кінці літа зазвичай легкопрохідні. Важкі згуртовані льоди зберігаються в масиві Балені, в морях Беллінсгаузена і Амундсена.

Айсберги. У льодовому режимі Південного океану особливу роль грають айсберги, які утворюються з льоду, який відколовся від краю материкового покривного льодовика, вивідних і шельфових льодовиків. Материковий лід в Антарктиці займає 14 млн. км, з яких 11,3 млн. км знаходяться над сушею, а решті лід - над океаном. Характерна, властива тільки Антарктиді форма льодовиків - шельфові льодовики. Шельфових лід являє собою багаторічний припай, на якому з плином часу накопичилося гак багато снігу, що він під великим тиском спресувався, придбав кристалічну структуру всередині і утворив багатометрову товщу льоду, що займає в шельфових районах Південного океану значні площі.

Найбільші з шельфових льодовиків: льодовик Фільхнера в море Уеддела, льодовик Росса в море Росса і льодовик Шеклтона в районі 95-100 ° сх. д. Інші шельфові льодовики займають менші площі.

Кромка шельфових льодовиків (де відбувається відколювання айсбергів) являє собою крижану стіну, прямовисно підноситься над водою. Найзначнішим з усіх такого роду льодовиків є льодовик Росса. Його кромка утворює безперервну крижану стіну, яка тягнеться на відстань близько 750 км і отримала назву крижаного кар'єра Росса. Висота бар'єру Росса неоднакова на всій його довжині, в середньому вона становить 30-40 м над рівнем моря, але місцями підноситься до 250 м. Середня поглиблення льодовика нижче поверхні моря 180-200 м. Льодовик Росса підтримується не тільки відкладенням снігу на його поверхні, але і впадають в нього глетчерами.

За формою айсберга не завжди можна визначити, від якого тіла льодовика він відколовся. Айсберги, відколюються від шельфових льодовиків, бувають плоскі, але таку ж форму часто мають і льодовикові айсберги. Взагалі для антарктичних айсбергів в ранній період їх існування (на початку дрейфу) властива столоподібна форма. Коли ж вони виявляються в більш теплих водах, їх підводні частини сильно тануть, внаслідок чого айсберги втрачають стійкість і перекидаються. Перевертання айсбергів іноді відбувається до їх розпаду на окремі шматки, частіше ж вони спочатку розпадаються на уламки, потім перевертаються. Час існування окремих айсбергів залежить від їх розмірів, внутрішньої структури, шляху дрейфу. Антарктичні айсберги за своїми розмірами перевершують айсберги Північної півкулі.

Найбільшу горизонтальну протяжність мають молоді столообразні айсберги шельфового походження. Найбільші з них але своїй довжині досягають 70-80 км. Висота надводної частини столообразні айсбергів коливається від 10-15 до 60 м. Висота надводної частини льодовикових куполоподібних айсбергів досягає 100 м. Найбільші, айсберги мають горизонтальні розміри, що перевищують 100 км, а площа - понад 10 тис. га. Так, в 1956 р. в районі острова Скотта був виявлений айсберг, площа якого була більш 40 тис. км². Він мав довжину близько 385 км, а ширину - близько 110 км. Існування таких айсбергів визначається декількома роками. У 1963 р льодова розвідка радянської антарктичної експедиції виявила в районі станції

Молодіжна величезний столообразні айсберг площею близько 7 тис.км². Пізніше, в 1966 р льодова розвідка донесла, що айсберг розколовся на дві частини. У лютому 1967 р японська авіарозвідка виявила одну з частин цього айсберга розмірами 50х70 км, яка дрейфувала на захід зі швидкістю 4,4 км на добу.

Співвідношення між надводної та підводної товщиною айсберга залежить від його щільності, яка визначається структурою льоду. Айсберги материкового походження, що мають кристалічну будову, мають щільність 800-900 кг м⁻³. Щільність айсбергів шельфового походження - 600-700 кг м⁻³ (в середньому), проте неоднакова в різних шарах льоду. Дослідження, проведені на шельфовому льодовику Росса, показали, що у верхньому 36-метровому шарі льоду густина з глибиною зростала від 300 до 774 кг· м⁻³. Айсберги, що відкололися від льодовиків, де сніг не встиг спресований і утворити кристалічну структуру, тобто пухкі "снігові" айсберги, мають щільність близько 500 кг м⁻³. Такі айсберги розпадаються на шматки і зникають швидко. Відколовши від льодовиків, айсберги залучаються до загального дрейф спочатку (в прибережній частині) на захід і північний захід, потім, потрапляючи в більш низькі широти, - на схід з деякою північній складової в потоці вод течії Західних вітрів, В антарктичних водах айсберги зустрічаються в будь-який час року Як в зоні поширення морських льодів, так і на північ від її. Межа їх поширення повторює обриси антарктичної конвергенції, хоча окремі айсберги заходять набагато північніше зони конвергенції. Однак, потрапляючи в теплі води на північ від антарктичної конвергенції, вони руйнуються досить швидко.

2 МАТЕРІАЛИ СПОСТЕРЕЖЕНЬ І МЕТОДИ ЇХ ОБРОБКИ

В роботі проводилася оцінка бароклинної складової швидкості течії в протоці Дрейка в припущенні геострофічного балансу сил, що діють на водні маси. В якості методу визначення складових швидкості використаний традиційний динамічний метод, реалізований у програмі ODV (Ocean Data View), створеної в інституті геофізики А.Вегенера в Німеччині. На жаль, недостатньо повний опис алгоритму цієї програми не дозволяє простежити всі деталі обчислювального процесу, зокрема, не зовсім ясно, яким чином виробляються обчислення різниці динамічних висот на станціях зі значною різницею глибин. При обчисленнях як нульовий поверхні була обрана поверхню 3000 дб., оскільки більшість попередніх даних про швидкостях течій і витратах через протоку Дрейка наводяться саме в межах цього шару.

При використанні динамічного методу вихідними даними служать глибоководні гідрологічні станції на розрізах в районі дослідження. У моїй роботі в якості вихідних матеріалів спостережень передбачалося використовувати дані по гідрологічним розрізах, виконаних в ході міжнародного експерименту WOCE (World Ocean Current Experiment) і його продовження протягом 1993-2000 рр. В ході цього експерименту було виконано шість розрізів (SR1 - за класифікацією WOCE) з приблизно постійними координатами станцій. Схема розрізу і його місце розташування показано на рис 2.1.

Однак в наявній базі даних (WOD05 - World Ocean Database) не виявилось даних за останні два розрізи за 1999 і 2000 г. Тому з наявної бази даних були обрані два інших розрізи, виконаних в тому ж районі в 1975 і 1978 році. Таким чином, всього було оброблено шість розрізів. Дані по цих розрізах представлені в таблиці 2.1.

Крім розрахунку геострофічних складових швидкості течії були порашовані витрати течії в напрямку, перпендикулярному розрізу. Методика розрахунку була спрощеною і, можливо, недостатньо точною. Вся площа розрізу розбивалася на окремі прямокутники з відомою площею. Підраховувалися кількість прямокутників, що потрапляють між двома сусідніми ізотами, і ця кількість прямокутників множилося на середню швидкість течії між ізотами. Шукана величина і буде витратою течії між цими ізотами.

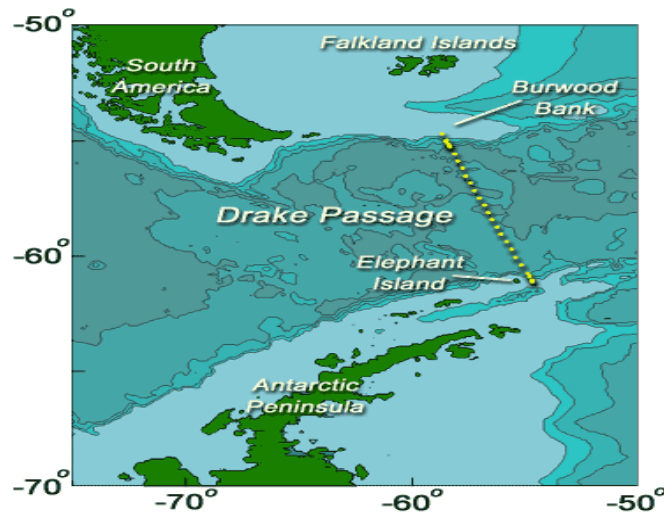


Рис.2.1 Схема розташування станцій на розрізі SR1

Таб.2.1 Технічні характеристики розрізів, використаних в роботі

	Час виконання розрізу	К-ть станцій на розрізі	Середня відстань між станціями, км
	21-26 листопада 1993	24	35
	16-21 листопада 1994	23	35
	16-20 листопада 1996	24	35
	13-18 грудня 1997	22	40
	16-21 лютого 1975	9	90
	17-21 січня 1978	7	100

Оскільки, починаючи з кінця 20 віку, кількість суднових стаціонарних спостережень неухильно скорочувалося і в даний час вони практично не проводяться, для вивчення циркуляції в прольоті Дрейка також використовувалися дані буїв - профілемірів проекту АРГО. Однак з допомогою цих даних можна визначити лише глибинну циркуляцію вод, оскільки глибина їх дрейфу складає величину порядку 1500-2000 метрів. Визначення швидкості потоку в цих глибинах проводилося лагранжевим методом шляхом розрахунку різноманітних координат між станціями та часом, необхідним для подолання пройденої відстані.

3 ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД В ПРОТОЦІ ДРЕЙКА

Згідно з останніми уявленням, генеральний перенесення вод в протоці Дрейка здійснюється в східному напрямку до глибин 3000 метрів. Нижче можуть спостерігатися придонні течії різних напрямків. У переважній східному перенесення вод через протоку виділяються струменя з відносно високими швидкостями, розділені зонами слабких течій. Струйність АЦТ пов'язана з наявністю фронтальних зон, широтне положення яких і визначає виникнення і положення окремих струменів. Ще в 20-х роках минулого століття в районі 50° пд було виявлено різке зниження температури (на 2-3 градуси) на невеликій відстані в меридіональному напрямку. Було встановлено, що в цьому районі відбувається злиття холодних поверхневих вод Антарктики, що надходять з півдня, з більш теплими субантарктичними водами. Лінія злиття цих водних мас в океані отримала назву антарктичної конвергенції. Уздовж цієї лінії холодні антарктичні води опускаються під субантарктичні і, перемішуючись з ними, утворюють проміжні антарктичні води. Таким чином, була виявлена одна з головних фронтальних зон, що виділяється в даний час в Південному океані.

Антарктична конвергенція, звана частіше Антарктичним полярним фронтом (ПФ), одне з найбільш примітних явищ природи Південного океану. Будучи фізико-географічної кордоном Антарктики, ця зона розділяє не тільки водні, повітряні маси і інші компоненти клімату, але і рослинний і тваринний світ океану настільки ж різко, як і гірські хребти на суші.

Географічне положення антарктичного полярного фронту в океані визначалося за допомогою різних критеріїв, таких, як максимум горизонтального температурного градієнта на поверхні, середина зони зміни температур на поверхні від 6 до 2 градусів, зона мінімуму солоності на глибині 200 м, північний кордон підповерхневого температурного мінімуму і т.п. Одним з критеріїв широтного положення ПФ якраз і є максимум горизонтальної швидкості течії, тому що за даними останніх досліджень становище ПФ збігається з положенням максимуму швидкості течії в основному потоці антарктичного циркумполярної течії. Сезонні і багаторічні коливання фронту навколо його середнього положення відносно невеликі, проте, враховуючи невелику ширину протоки (близько 800 км),

Пізніше були виявлені фронтальні розділи і в інших широтах Південного океану. Це - субантарктичний фронт (САФ), який також називають субантарктичний конвергенцією і який є межею поділу між теплими високосолоними субтропічними водами і менш солоними субантарктичними. Його положення в океані визначають по максимуму поверхневого температурного градієнта в широтній зоні зміни температур від 10 до 17 градусів і різкої зміни солоності від 34,5‰ до 35‰. Крім ПФ і САФ виділяється також Південний фронт циркумполярної течії (ПівдФ), пов'язаний із зоною субантарктичний дивергенції. Її положення в океані, як

правило, визначається за місцем максимального підйому глибинних вод до поверхні океану на меридіональних розрізах.

Таким чином, можна виділити три струменя, відповідних положенням цих трьох фронтів. Перша струмінь повинна бути розташована в районі від північного берега протоки до 57.5° півд. ш., і являти собою так зване протягом мису Горн. Далі, в центральній частині протоки, повинен спостерігатися стрижень АЦТ, тобто зона, якій відповідає згущення динамічних горизонталей на картах динамічного рельєфу і максимальні швидкості. І, нарешті, на південь від 61° півд.ш також повинна відзначатися слабкий струмінь східного напрямку.

Порівняємо ці висновки з результатами розрахунку геострофічних швидкостей за даними наших шести розрізів. На рис.3.1-3.6 показані схеми вертикального розподілу температури, солоності і геострофічних швидкостей на кожному з шести розрізів. На розрізі 1993 року добре видно все три струменя. Перша розташована біля північного краю протоки, максимальні швидкості близько 45 см / с , простежується до глибини 2500 м, а потім поступово згасає. Південніше неї, на відстані приблизно 70-80 км спостерігається невелике відгалуження цієї струменя зі швидкістю в стрижні приблизно $20\text{-}25 \text{ см / с}$. Друга струмінь, відповідна полярного фронту, розташована на широті між 57 і 58° пд. Швидкості течій в стрижні складають величини порядку $30\text{-}35 \text{ см / с}$ і, поступово затухаючи, поширюються до глибини 1500 метрів. І наостанок, третя струмінь розташована біля південного краю протоки Дрейка і являє собою слабкий потік, що поширюється приблизно до глибини 1000 м і з максимальною швидкістю близько 20 см с^{-1} біля поверхні. Між другою і третьою струменем можна відзначити невеликий вихор з центром на широті 50.5° пд. ш. до глибини 500 метрів. Швидкості течій в вихорі не перевищують $10\text{-}15 \text{ см с}^{-1}$. Витрата течії в протоці близько 110 Св.

У 1994 році простежуються тільки два струмені - північна і центральна. Максимальні швидкості в північній струмені складають $25\text{-}30 \text{ см с}^{-1}$, в центральній $40\text{-}45 \text{ см с}^{-1}$. Північна струмінь поширюється до глибин 2500-3000 м, південна - 1500-2000 метрів. Центральна струмінь зміщена на північ і розташована між 56 і 57° півд. ш. Витрата течії в 1994 році склав 115 Св.

У 1996 році знову спостерігаються тільки два струмені, але вже центральна і південна. Швидкості течій і в тій і в іншій струмені досягають 30 см с^{-1} . У північній частині протоки спостерігається слабе вихровий освіту зі швидкостями течій до 10 см с^{-1} і глибиною проникнення 1000 м. Центральна струмінь зміщена на південь і її стрижень розташований між 57.5 і 58° півд. ш. Витрата течії в 1996 році склала 104 Св.

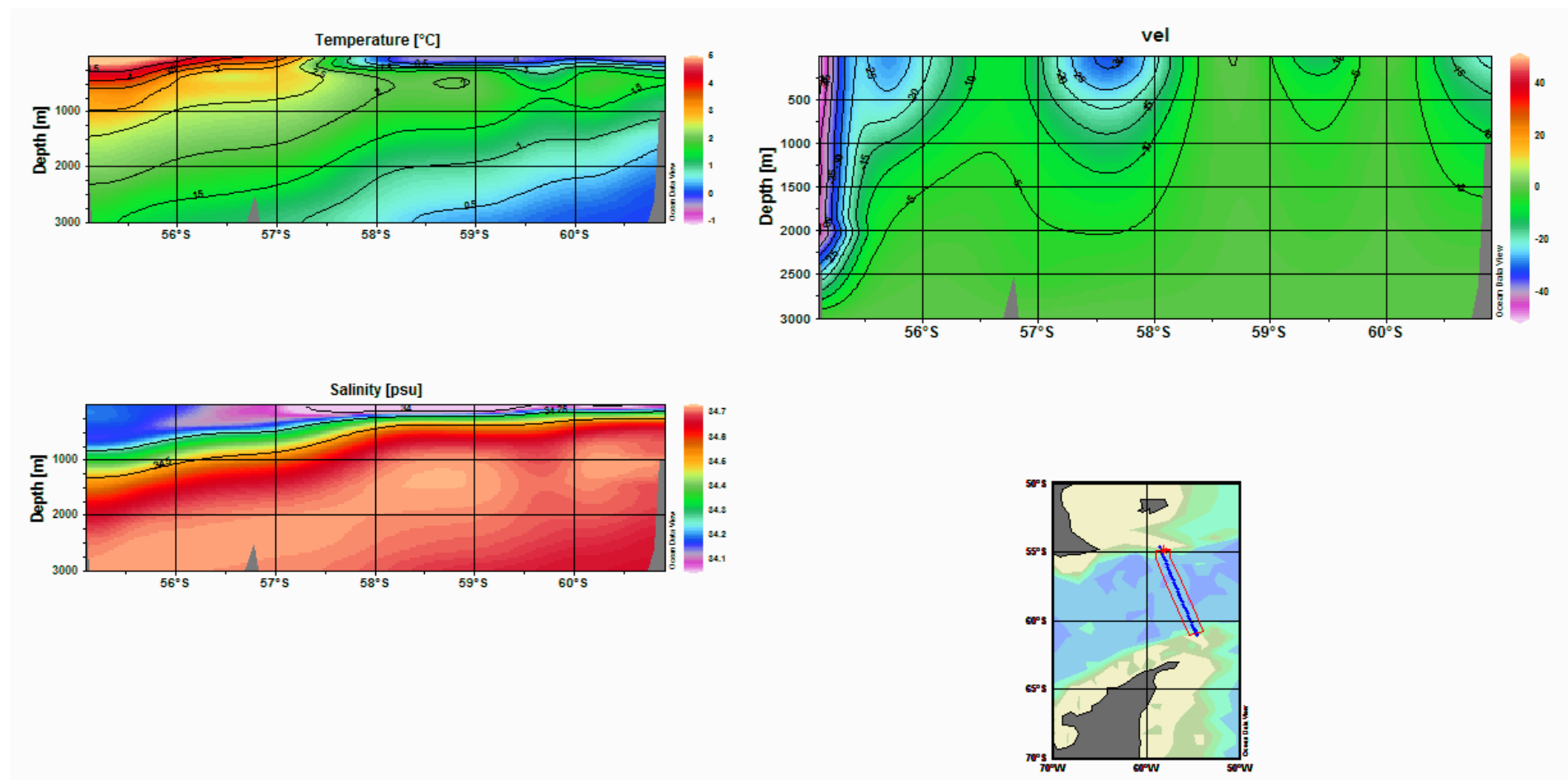


Рис.3.1 Схема вертикального розподілу температури, солоності і геострофічних швидкостей на розрізі, виконаному в листопаді 1993 року

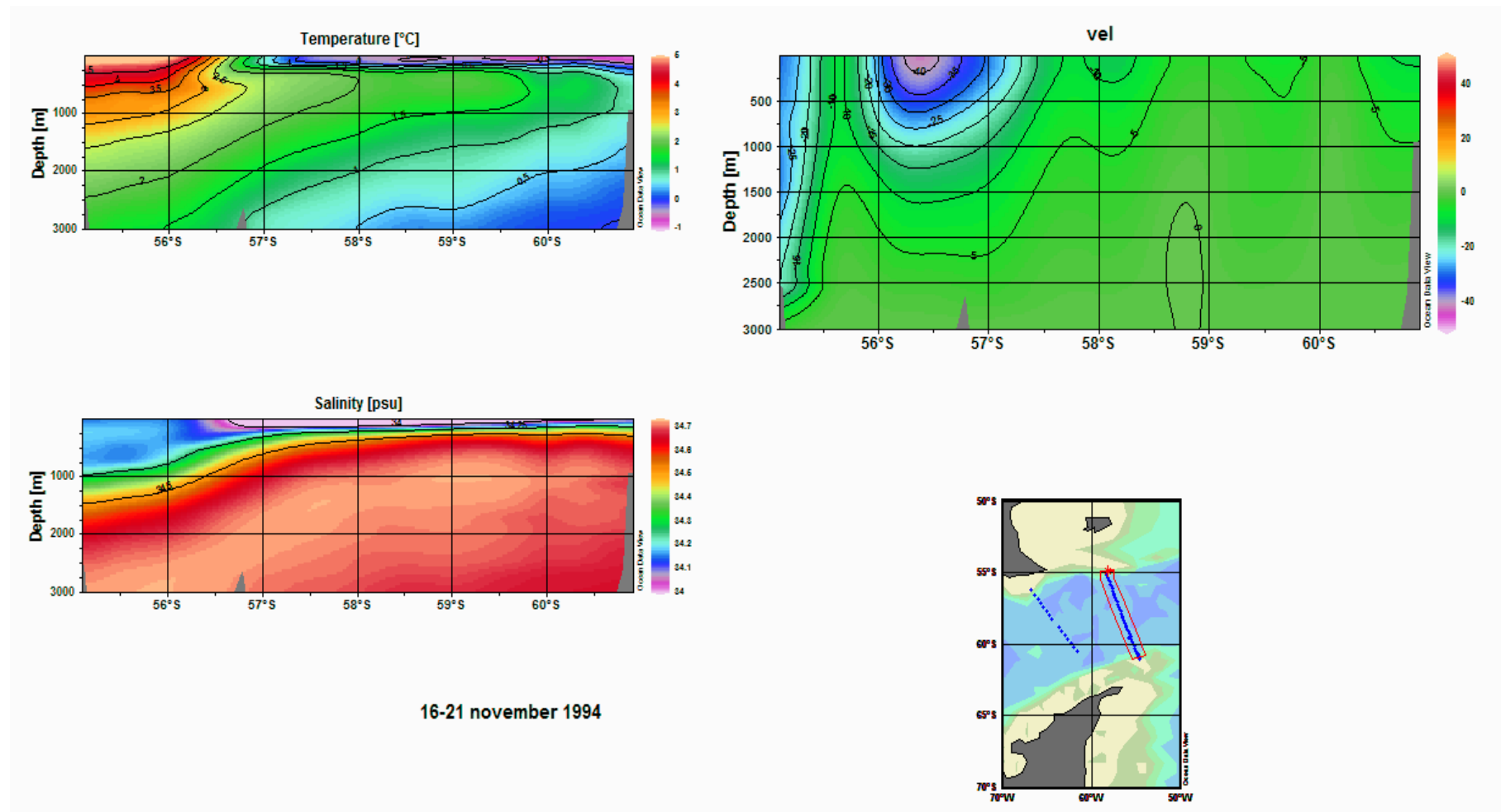


Рис.3.2 Схема вертикального розподілу температури, солоності і геострофічних швидкостей на розрізі, виконаному в листопаді 1994 року

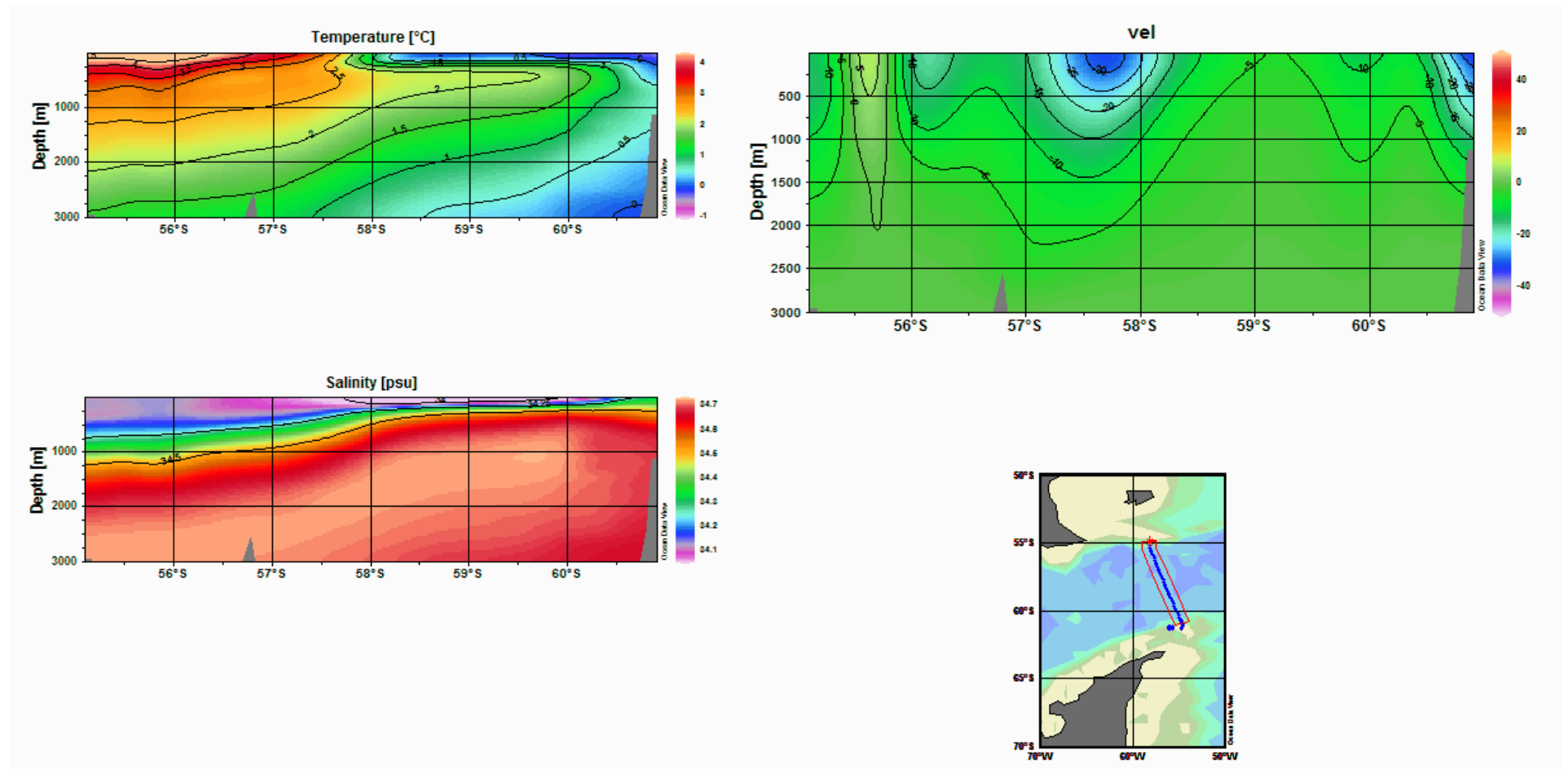


Рис.3.3 Схема вертикального розподілу температури, солоності і геострофічних швидкостей на розрізі, виконаному в листопаді 1996 року

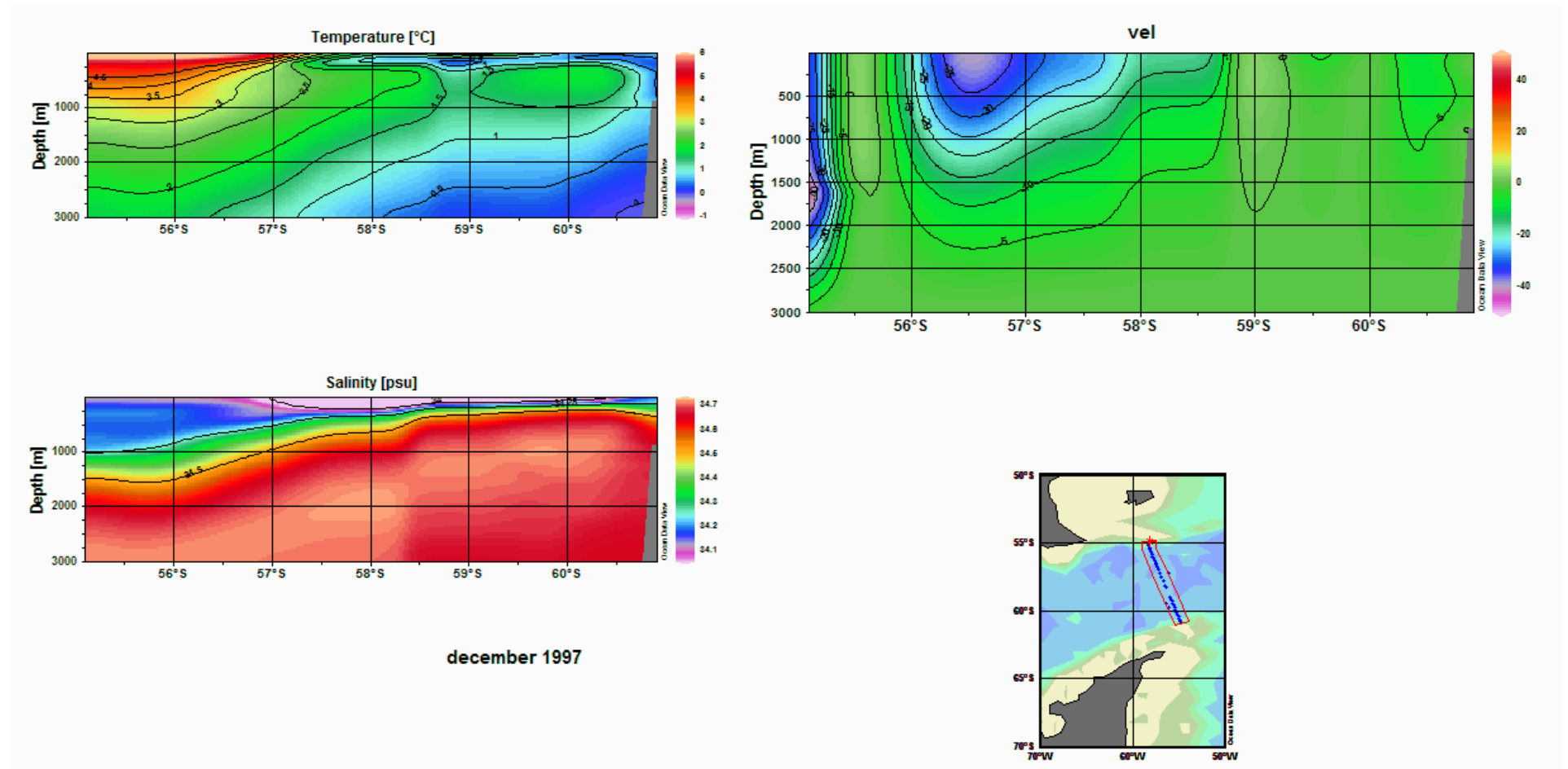


Рис.3.4 Схема вертикального розподілу температури, солоності і геострофічних швидкостей на розрізі, виконаному в грудні 1997 року

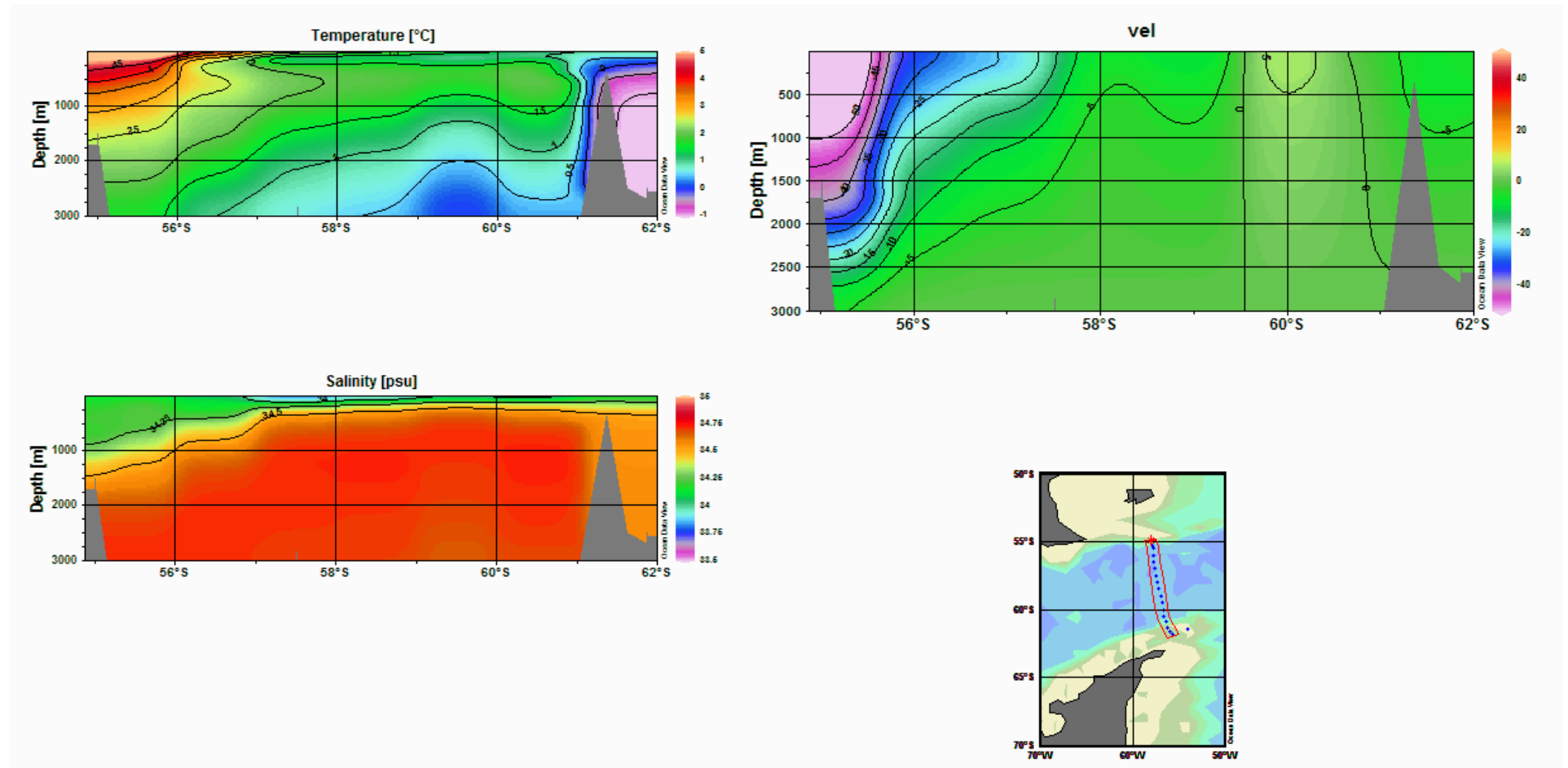


Рис.3.5 Схема вертикального розподілу температури, солоності і геострофічних швидкостей на розрізі, виконаному в лютому 1975 року

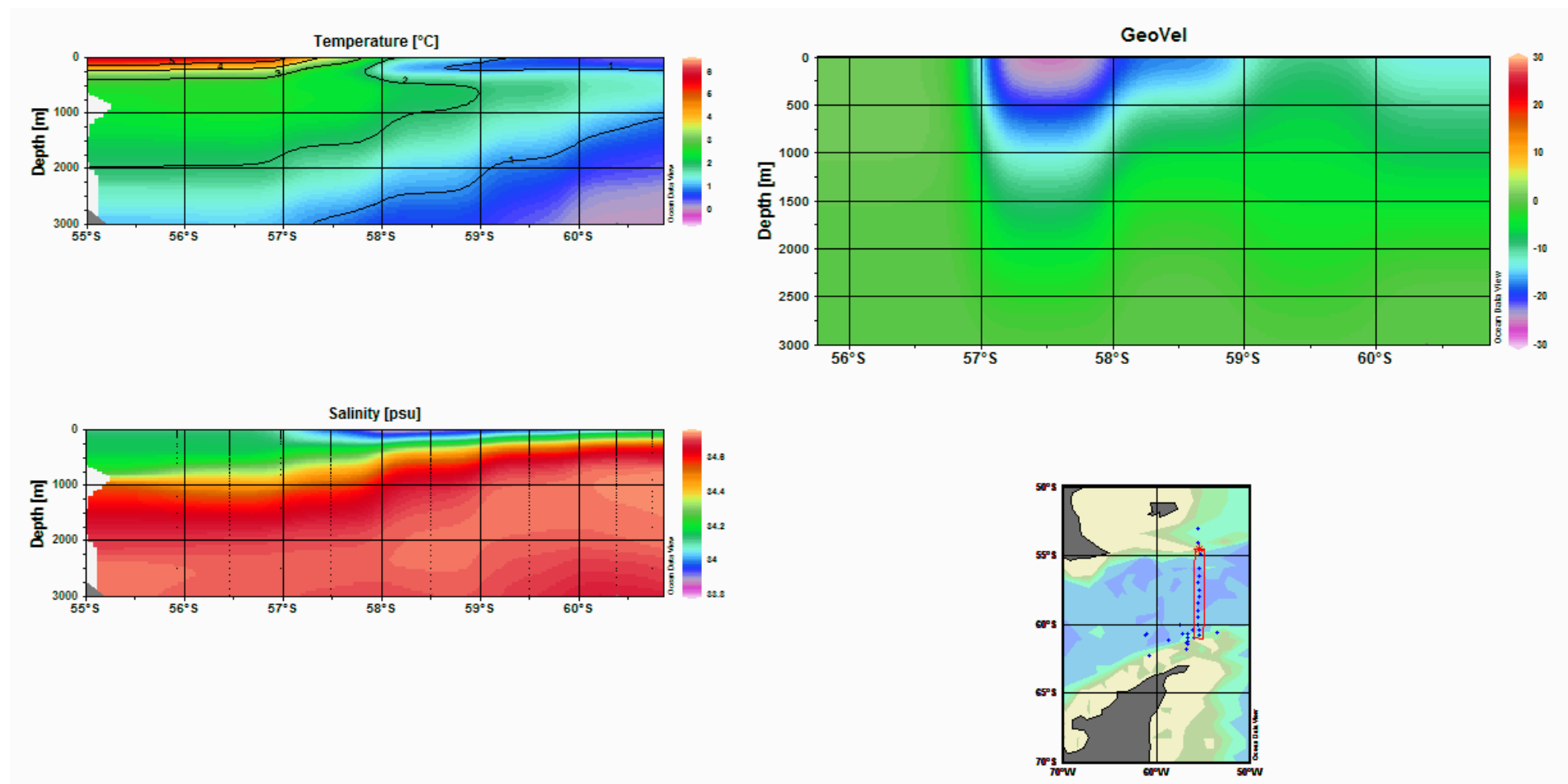


Рис.3.6 Схема вертикального розподілу температури, солоності і геострофічних швидкостей на розрізі, виконаному в грудні 1978 року

Вертикальна структура течії в 1997 році нагадує структуру 1994 року. Знову простежуються північна і центральна струменя, які розділені між собою зоною з нульовими значеннями швидкостей. Північна струмінь поширюється вглиб до 3000 м, центральна до 2000 метрів. Максимальні швидкості течій відповідно $45\text{--}50\text{ см с}^{-1}$ (на глибині 1500 м) і близько 40 см с^{-1} (на поверхні). Деяка відмінність полягає в тому, що на розрізі 97 року центральна струмінь має двохмодовий вигляд і довжину понад 200 км. У південній частині протоки значних швидкостей течії не спостерігається. Витрата дорівнює 115 Св.

На розрізах 1975 і 1978 років спільним є те, що внаслідок розрідженої сітки станцій і, відповідно, великої відстані між ними, не можна детально визначити вертикальну структуру течії, тому що вони «провалюються» між станціями. На розрізі 75 року добре помітна лише північна гілка течії, в стрижні якої швидкість течії досягає 80 см с^{-1} . Центральної гілки на розрізі не видно, але судячи з того, що ізотаха 20 см с^{-1} досягає широти $57,5^\circ$, вона існує і її стрижень знаходиться десь в районі 57°ю.ш. На розрізі 78 року, навпаки, простежується тільки центральна струмінь, а в північній і південній частині протоки швидкості течій незначні. Це можна пояснити тим, що розріз коротше звичайного і не захоплює країв протоки, тому північна і південна струменя не потрапили в зону розрахунку. Витрати течій становлять 114 Св в 75 році і 92 Св в 78.

При розрахунку витрат течії слід звернути увагу на одну особливість. Ще Дікон [11] звернув увагу на те, що загальна витрата АЦТ в протоці Дрейка добре корелює з положенням центрального струменя течії. При зміщенні струменя на північ витрата течії збільшується, а в ті проміжки часу, коли струмінь зміщується на південь і займає центральну частину протоки, витрата течії зменшується. Фізичного обґрунтування цього дано не було. На наших розрізах ця тенденція також добре простежується. У ті роки, коли центральна струмінь зміщлася в північну частину протоки (94, 97, 75 роки) відзначалися найбільші витрати течії, (відповідно 115, 114 і 114 Св). У той же час, коли центральна струмінь перебувала в центральній частині протоки або «розмазувалася» на значну площу, загальна витрата течії зменшувався.

У таблиці 3.1 дана зведена характеристика витрат течії на всіх оброблених розрізах. Крім них, для порівняння дані характеристики течії за результатами експериментів FDRAKE75 і FDRAKE79, а також кількох розрізів, виконаних в більш ранній період. З цієї таблиці можна з упевненістю стверджувати, що той факт, на який звернув увагу Дікон, в дійсності відповідає реальним даним.

Таб.3.1 Величини витрат АЦТ в протоці Дрейка за розрізами, виконаним в різний час

Час виконання розрізу	положення фронту	нульова поверхню (м)	витрата (Св)
Листопад 1993	Півд.	3000	110
Листопад 1994	Зах.	3000	115
Листопад 1996	Півд.	3000	104
Грудень 1997	Зах.	3000	115
Лютий 1975	Зах.	3000	114
Грудень 1978	Зах - Півд.	3000	92
Квітень 1930	Півд.	3000	84
Червень 1958	Півд.	3000	87
Січень 1969	Зах.	3000	103
Лютий 1970	Зах - Півд.	3000	75
Березень 1975	Зах.	3000	111
Березень 1975	Зах.	3000	110
Березень 1975	Зах - Півд.	3000	80
Березень 1975	Зах - Півд.	3000	106
Березень 1976	Півд.	3000	68
Січень 1979	Зах.	3000	110
Квітень 1979	Зах - Півд.	3000	102
Лютий 1980	Зах - Півд.	3000	105

У таблиці 3.1 дані величини витрат при їх розрахунку від нульової поверхні на глибині 3000 дб. Якщо ж розраховувати витрати від дна, то загальна витрата течії збільшиться, незважаючи на те, що у дна існує не тільки східний перенос водних мас, а й західна компонента течії. Вибір відлікової поверхні у дна дає наступні величини витрат течії в ході експерименту WOCE: 1993 рік - 131 Св., 1994 рік - 140 Св., 1996 рік - 123 Св. і 1997 рік - 144 Св. Таким чином, при виборі нульовий поверхні у дна, загальний витрата АЦТ збільшується приблизно на 20-25 Св.

Слід також зазначити, що динамічний метод розрахунку швидкості течії дає тільки бароклінну складову течії, не враховуючи баротропної. Було запропоновано багато способів обліку баротропної складової і отримання повної швидкості течії. По-перше, були спроби використання інструментальних методів вимірювання течії, однак цей метод виявився дуже трудомістким і неточним, оскільки для адекватного визначення швидкості необхідно, щоб горизонтальна відстань між датчиками було не більше 40 км, а тривалість безперервних вимірювань не менше трьох тижнів. Якщо ці умови не виконуються, то отримані результати можуть не відповідати реальним. Так, наприклад, оцінки витрат АЦТ в статті Ноулін зі співавторами [15] складала 236 Св, а в статті Фостера 1972 року оцінка витрат тим же

методом дала -15 Св. Причиною такої розбіжності в оцінках стало саме рідкісне розташування вимірювачів і короткі ряди спостережень. Більш вдалим виявився комбінований спосіб, коли розрахунки бароклінної складової швидкості течії по розрізу коректувалися інструментальними вимірами. Особливо хороший результат виходить в тому випадку, коли використовуються придонні вимірювачі течій. Як приклад можна привести результати розрахунку швидкостей течій і витрат за даними розтину 1997 року із коригуванням отриманих результатів придонних вимірником LADCP [22]. коли використовуються придонні вимірювачі течій. Як приклад можна привести результати розрахунку швидкостей течій і витрат за даними розтину 1997 року із коригуванням отриманих результатів придонних вимірником LADCP [22]. коли використовуються придонні вимірювачі течій. Як приклад можна привести результати розрахунку швидкостей течій і витрат за даними розтину 1997 року на рис.3.7 із коригуванням отриманих результатів придонних вимірником LADCP [22].

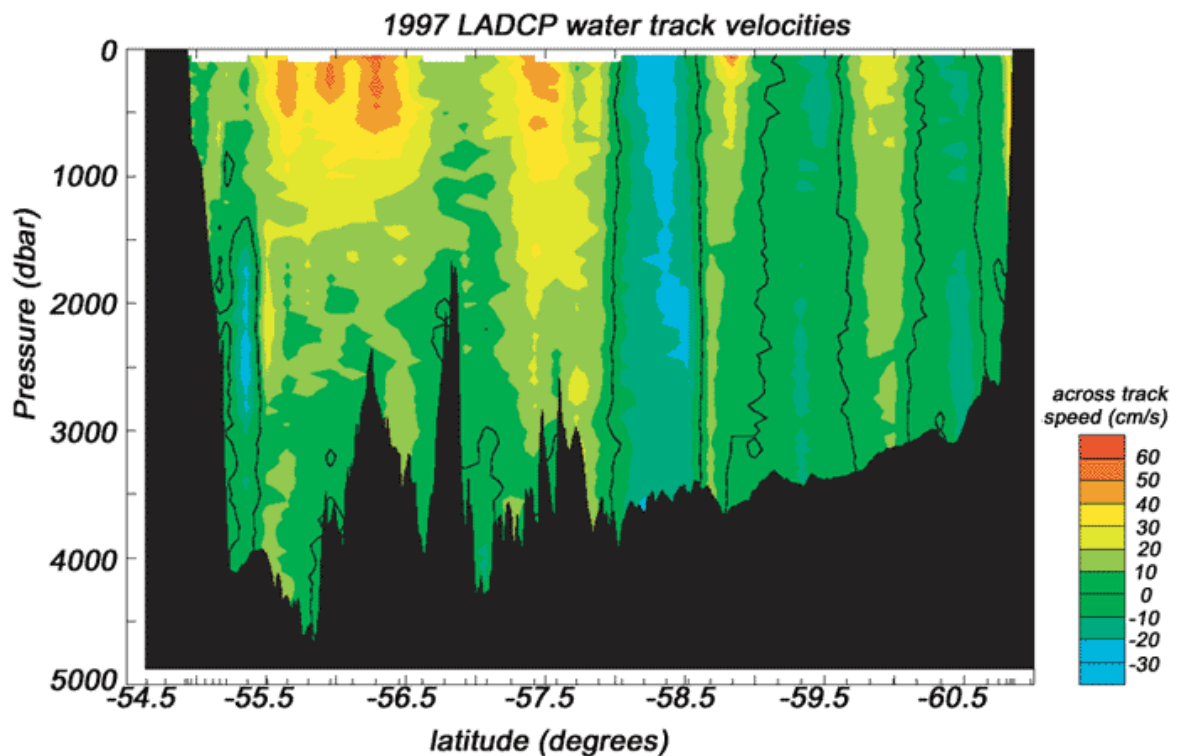


Рис.3.7 Швидкість АЦТ на розрізі через протоку Дрейка в 1997 р обчислена динамічним методом з урахуванням придонного вимірювача течій [22]

Нещодавно з'явилося повідомлення ще про один спосіб коригування результатів розрахунку швидкості течії динамічним методом - по альтиметричним супутниковими даними. Цей спосіб був запропонований російськими вченими ІОРАН. На рис 3.8 показаний результат розрахунку швидкості АЦТ і його витрати на розрізі через протоку Дрейка, виконаного 8-14 листопада 2005 року під час 19 рейсу НДС «Академік Іоффе»

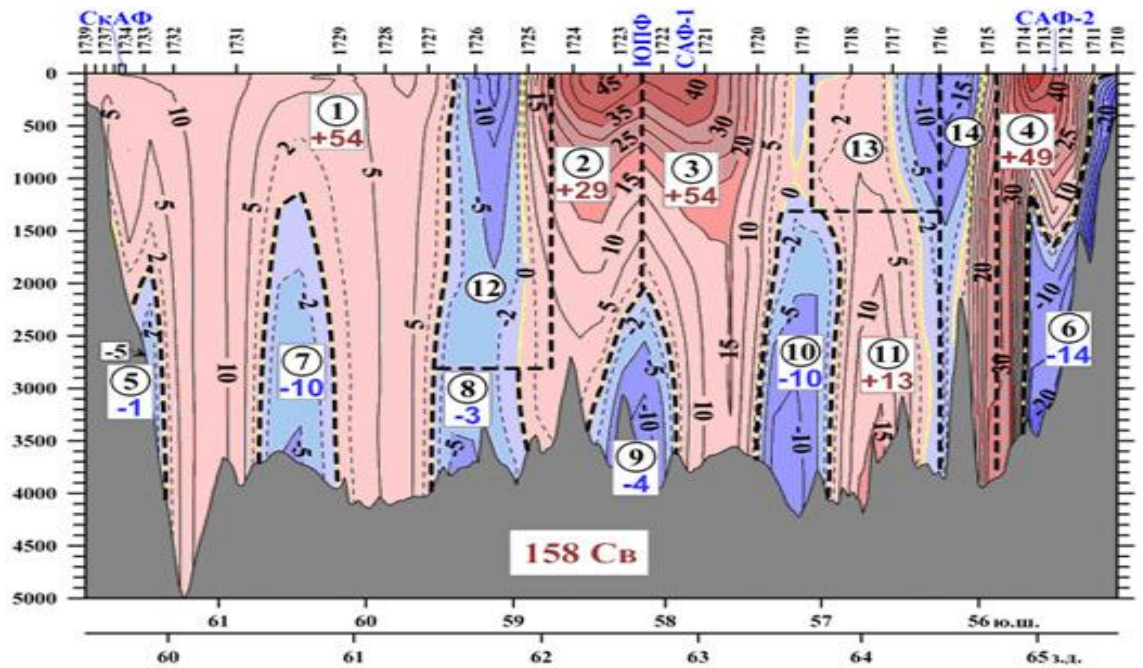


Рис.3.8 Швидкість АЦТ на розрізі через протоку Дрейка 8-14 листопада 2005 [23]

На рис.3.8 використані наступні позначення:

Скаф, ЮПФ і САФ - схилового антарктичний, Південне полярне і Субантарктичний фронти. Нагорі дані положення і номери STD-станцій. Цифрами в гуртках показані елементи структури течії:

- 1 - Південне антарктична протягом;
- 2 - Південне полярне протягом;
- 3 - Південна гілка субантарктичний течії;
- 4 - Північна гілка субантарктичний течії;
- 5 - схилового антарктична протягом;
- 6 - Огненноземельское схилових протягом;
- 7 - Глибинне протягом на $60^{\circ} 30' \text{ ю. ш.}$;
- 8 - Глибинне протягом на $59^{\circ} - 59^{\circ} 30' \text{ ю. ш.}$;
- 9 - Глибинне протягом на $58^{\circ} - 58^{\circ} 30' \text{ ю. ш.}$;
- 10 - Глибинне протягом на $57^{\circ} - 57^{\circ} 30' \text{ ю. ш.}$;
- 11 - Глибинне протягом на $56^{\circ} 30' - 57^{\circ} \text{ пд. ш.}$.;
- 12 - Циклонічний вихор на $59^{\circ} - 59^{\circ} 30' \text{ ю. ш.}$;
- 13 - антициклоніческіх вихор на $56^{\circ} 30' - 57^{\circ} \text{ пд. ш.}$.;
- 14 - Циклонічний вихор на $56^{\circ} - 56^{\circ} 30' \text{ ю. ш.}$

Негативні значення позначають протягом на захід, позитивні на схід.

Наведені результати показують, що облік баротропної складової швидкості течії збільшує його витрата ще на 10-20 Св. Взагалі, якщо говорити про мінливість АЦТ в загальному, і в протоці Дрейка зокрема, то слід сказати, що всі фактори, що впливають на цю мінливість можна умовно

розділити на дві групи - «об'єктивні» і «суб'єктивні». До першої групи належать крім розподілу температури і солоності в Південному океані, припливи (які за оцінками дослідників можуть давати зміни швидкості течії близько $5\text{-}10\text{ см с}^{-1}$), мезомасштабної вихори ($35\text{-}50\text{ см с}^{-1}$), інерційні рухи (близько 10 см с^{-1}) і великомасштабні зміни напруги вітру (близько 25 см с^{-1}). І якщо розподіл температури і солоності (тобто бароклінної складова швидкості) починає відігравати суттєву роль на масштабах порядку року і більше, то інші фактори (баротропного) визначають мінливість течії на внутрішньорічних масштабах. До другої групи чинників можна віднести метод визначення швидкості течії і його витрати. Причому, як уже було показано на прикладах, ця група може вносити набагато більший внесок у мінливість, ніж перша група.

В роботі також був оцінений витрата течії на різних його ділянках. Результати показані в вигляді графіка рис.3.9.

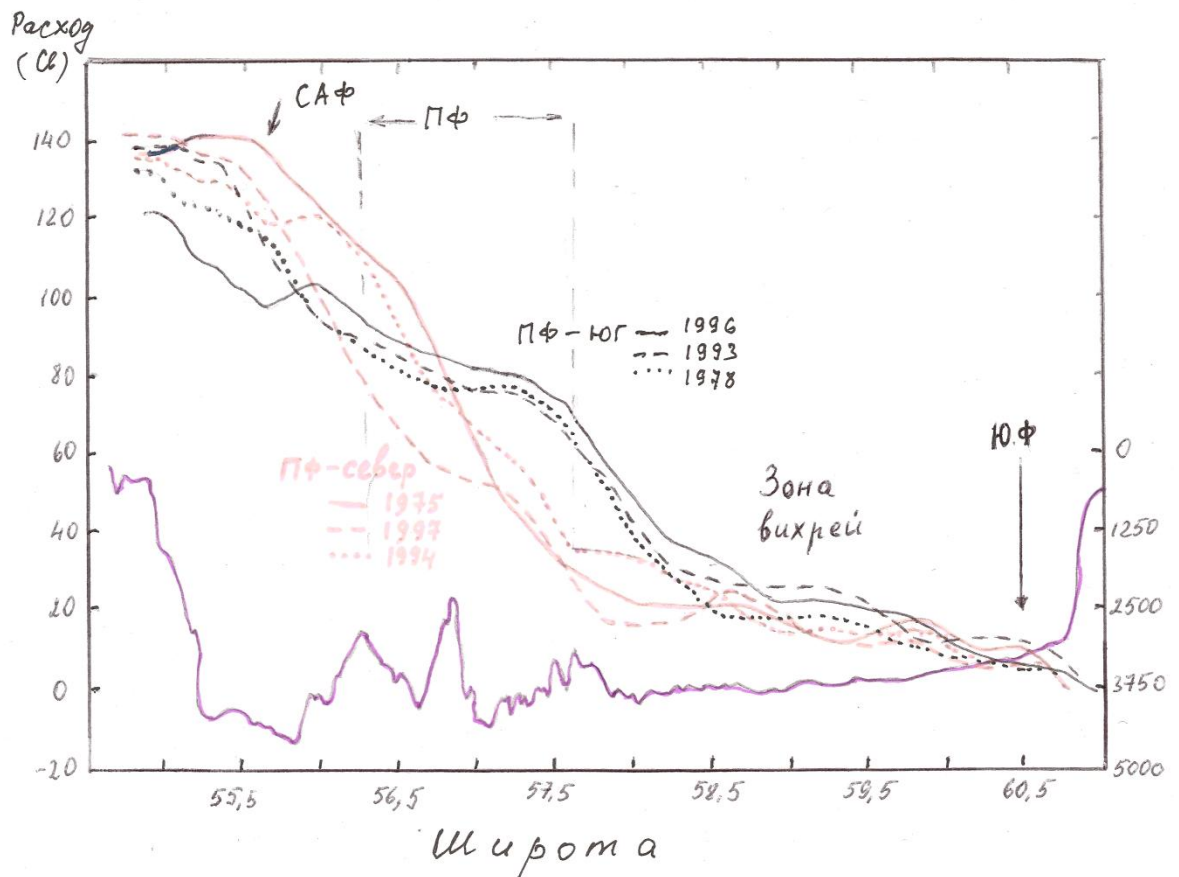


Рис.3.9 Інтегрована крива витрати АЦТ в протоці Дрейка за даними розтину SR1

З рис.3.9 видно, що найбільша мінливість витрати спостерігається в північній частині розрізу (в районі САФ) і в районі полярного фронту. Кількісні показники по фронтальним зонам наступні:

- Субантарктичний фронт - 48 ± 8 Св
- Полярний фронт - 48 ± 6 Св
- Південний фронт - 4.5 ± 1 Св

Значні коливання в районі 59 градуси пов'язані з наявністю і інтенсивністю вихрових утворень в цьому районі.

Також була зроблена спроба визначити можливі зв'язки швидкостей течій і витрат з явищем Ель-Ніньо. На малюнку показаний часовий хід комплексного індексу ЕНЮК і положення на цій часовій шкалі досліджуваних розрізів.

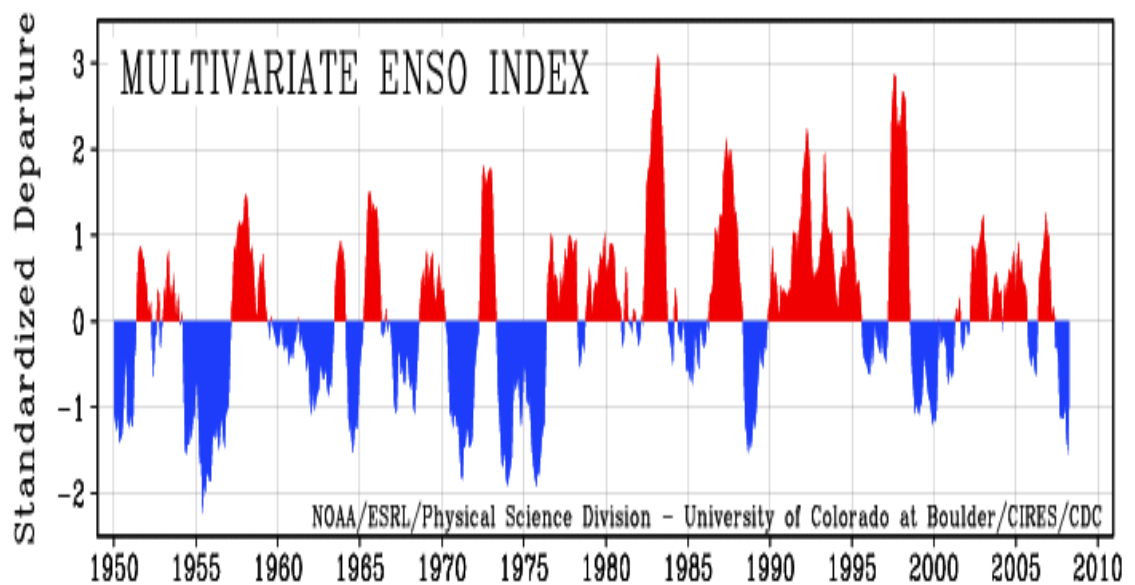


Рис.3.10 Комплексний індекс ENSO і час виконання розрізів

Червоним кольором позначено тепла фаза явища (Ель-Ніньо), синім - холодна (Ла-Ніньо). Комплексний індекс ENSO - це параметр, який об'єднує шість характеристик, мінливих під час розвитку явища Ель-Ніньо. У нього входять: тиск, температура повітря в приводному шарі, температура води на поверхні, хмарність, опади і рівень моря. У таблиці 3.2 показані характеристики АЦТ в протоці Дрейка (середні і максимальні швидкості течії і витрата) під час виконання розрізів і фаза ЕНЮК.

Таб.3.2 Характеристики АЦТ і фаза ЕНЮК під час виконання розрізів

Час виконання розрізу	Фаза ЕНЮК	Середня швидкість	Максимальна швидкість	Витрата	Положення полярного фронту
Листопад 1993	Т	13	50	110	Півд.
Листопад 1994	Т	9	43	115	Півн.
Листопад 1996	Т	10	32	104	Півд.
Грудень 1997	Х	16	48	115	Півн.
Лютий 1975	Х	12	82	114	Півн.
Грудень 1978	Т	6	25	102	Півн-Півд
Квітень 1930	-			84	Півд.
Червень 1958	Т			87	Півд.
Січень 1969	Т			103	Півн.
Лютий 1970	Т			75	Півн-Півд
Березень 1975	Х			111	Півн.
Березень 1975	Х			110	Півн.
Березень 1975	Х			80	Півн-Півд
Березень 1975	Х			106	Півн-Півд
Березень 1976	Х			68	Півд.
Січень 1979	Т			110	Півн.
Квітень 1979	Т			102	Півн-Півд
Лютий 1980	Т			105	Півн-Півд

Аналіз даних не дозволяє говорити про будь-якої чіткої залежності характеристик течії від фази Ель-Ніньо. Однак деякі якісні висновки все-таки можна зробити. Можна припустити, що в теплу фазу ЕНЮК (Ель-Ніньо) витрата течії дещо зменшується, а в холодну фазу (Ла-Ніньо) - збільшується. Будь-якого зв'язку між фазою ЕНЮК і широтним становищем полярного фронту не виявлено. Однак для того, щоб висновки були більш обґрунтованими, необхідні подальші дослідження для поповнення ряду спостережень. Аналіз даних не дозволяє говорити про будь-якої чіткої залежності характеристик течії від фази Ель-Ніньо. Однак деякі якісні висновки все-таки можна зробити. Можна припустити, що в теплу фазу ЕНЮК (Ель-Ніньо) витрата течії дещо зменшується, а в холодну фазу (Ла-Ніньо) - збільшується. Будь-якого зв'язку між фазою ЕНЮК і широтним становищем полярного фронту не виявлено. Однак для того, щоб висновки були більш обґрунтованими, необхідні подальші дослідження.

4 ГЛИБОКОВОДНА ЦИРКУЛЯЦІЯ ВОД

4.1 Проект АРГО

Система «Argo» - це глобальна мережа, постійно діючих океанографічних станцій, що здійснюється за допомогою дрейфуючих буїв-вимірників. Дані, одержані за цією мережею корисні, як для прогнозу погоди і клімату, так і для прогнозу стану океану.

Управління проектом здійснюється щорічними зборами Комітету за даними і Наукового Комітету. На зборах комітетів розглядають стан мережі станцій, потреби і можливості розподілу буїв, якість буїв і даних, проблеми поширення даних.

Метою системи «Argo» є створення і підтримання глобальної мережі з 4000 буїв-вимірників.

Завданнями системи є:

- розміщення в Світовому океані близько 4000 буїв;
- створення національних центрів «Argo»;
- забезпечення вільного доступу до даних;
- передача в Глобальну мережу даних протягом 24 годин (необхідних на первинний контроль якості) з моменту надходження.

На рис. 4.0 представлено розташування буїв-вимірників, які надали дані протягом останніх 30 днів.

Основним завданням «Argo» є спостереження змін Світового океану, пов'язаних зі зміною клімату, що включають в себе регіональні і глобальні зміни температури і змісту тепла в океані, солоності і змісту прісної води, просторової висоти поверхні моря по відношенню до загального рівня моря і великомасштабної циркуляції океану.

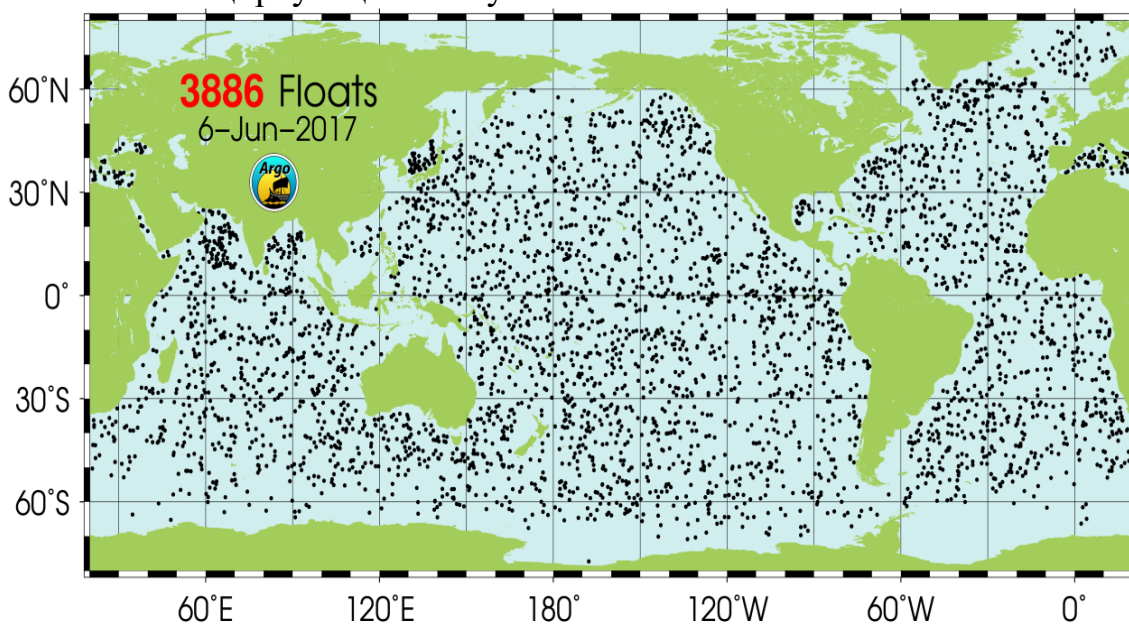


Рис 4.0 - Розташування буїв «Argo» в світовому океані 6 червня 2017 року

Система «Argo» дозволяє отримувати дані вимірювань температури і солоності (електропровідності), крім того, що дрейфують буї забезпечують також і дані про течії на двох горизонтах (заданої глибини дрейфу і поверхні). Варто відзначити, що буї нового покоління по сигналу з берега можуть змінювати глибину дрейфу. Отримані дані дозволяють визначити характеристики течії від поверхні до горизонту дрейфу.

Великий обсяг витрат за проектом поділяється між країнами-учасницями. Кожна з них на свій рахунок закуповує і розміщує в океані кількість буїв, яке вважає за потрібне, а також проводить прийом і поширення інформації, отриманої з них. У проекті в даний час беруть участь такі країни як США, Канаду, Австралію, Нову Зеландію, Японію, Південну Корею, Індію, країни Європейського союзу сукупно і окремо (Франція, Німеччина, Великобританія, Данія, Іспанія).

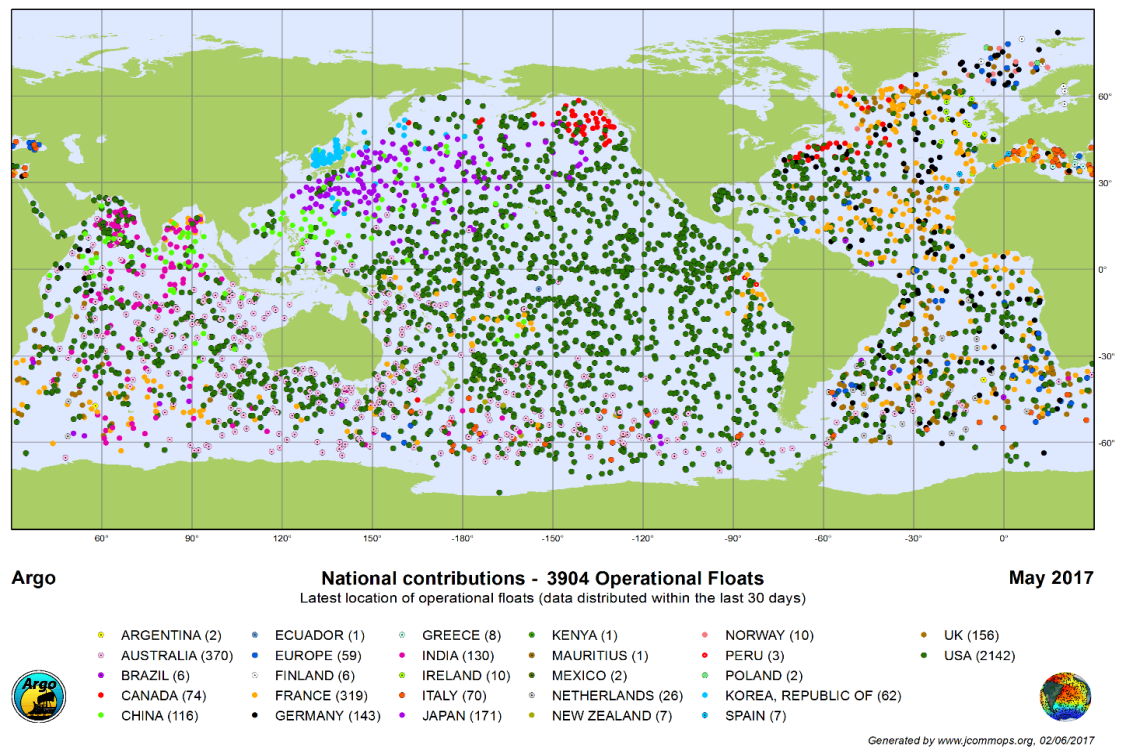


Рис 4.1 - Розташування буїв різних країн-учасниць травнем 2017 року

За рис 4.1 видно, що лідером запуску буїв є США (2142), Австралія (370), Великобританія (156) і Німеччина (143).

Незважаючи на те, що система проводиться спільними зусиллями багатьох організацій багатьох країн, управління системою такого масштабу вперше проводиться без бюрократичної надбудови. Система управляється щорічними зборами Наукового Комітету та Комітету з даними. комітети щорічно збираються на території основних країн-учасниць. науковий комітет

збирався США (1999); Саутгемптоні, Великобританія (2000); Сіднеї, Канада (2001); Австралія (2002), Бресті, Франція (2003); Саутгемптоні (2004).

Зборів комітетів розглядають стан мережі станцій, потреби і можливості розподілу буїв, якість буїв і даних, проблеми поширення даних.

Перша наукова конференція по системі «Argo» відбулася в Токіо з 12 по 14 листопада 2003 року, на якій було представлено 85 доповідей по різних аспектах використання даних буїв, включаючи вивчення тропічних циклонів, прогнозуванні явищ ЕНСО (El Nino Southern Oscillation- це безліч взаємодіючих частин однієї глобальної системи океано - атмосферних кліматичних флуктуації, які відбуваються як послідовність океанічних і атмосферних циркуляції. ENSO – це найбільш відомий в світі джерело між річної мінливості погоди і клімату (від 3 до 8 років) має сигнатури в Тихому, Атлантичному і Індійському океані.) Вивченні мусонів, вивченні циркуляції і характеристик проміжних холодних вод в середніх широтах, вивченні циркуляції океану.

12 оперативних аналітичних і прогностичних центрів використовують у своїй роботі дані «Argo» і в рамках Глобального експерименту по засвоєнню океанічних даних, для складання регулярних аналізів і прогнозів стану океану. На Семінарі було представлено доповіді щодо поліпшення якості морських прогнозів на основі засвоєння даних «Argo».

Всі дані вимірювань системи «Argo» повинні бути доступними для широкого загалу. В країнах, які беруть участь в проекті. Первинний (оперативний) потік даних надходить в глобальну метеорологічну мережу після первинного контролю (в період 24 годин після передачі на супутник).

Дані вимірювань однієї станції спочатку передаються на систему супутників (АРГОС), що проходять через місце спливання буя. Якщо сеанс зв'язку пропущений (немає супутника або поверхню недоступна через лід або вода більш низькою, ніж передбачалося, щільності) - дані пропадають.

Отримані через супутник дані перекоднуються (з шістнадцятирічного в десятиричний код), перевіряються їх координати і точність і протягом доби передаються в глобальну метеосітку, тобто стають доступними для всіх країн.

Після більш детального контролю якості даних (що займає кілька місяців), вони передаються в два глобальних центру «Argo».

Як вже зазначалося, перші буї «Argo» були випущені в 1999 році. До кінця 2003 р їх число склало близько 1000, в травні 2004 р - 1171, в листопаді 2004 г. - 1500, в грудні 2005 р - 2156 і в січні 2006 р - 2301 буй.

Спочатку планувалося створення глобальної системи з 3000 буїв до 2006 році, яка дозволить щорічно одержувати 100 000 профілів вертикального розподілу температури і солоності (на даний момент кількість запущених буїв складає близько 3800, природно кількість профілів збільшилася в рази). Щороку з судів здійснюється від 1500 до 2000 вимірювань вертикального розподілу температури і солоності до глибин 2000 метрів і близько 5000 вимірів до глибини 1000 метрів. При порівнянні цих

цифр незаперечно видно ефективність системи «Argo» в порівнянні з вимірами, які отримуються з наукових експедицій.

Кінцева мета проекту забезпечити розташування буїв океанічного району на відстані 3 градуси за широтою на 3 градуси за довготою, що дозволить скласти зі зміненим розміром карту мінливості основних характеристик Світового океану, яка дозволить в подальшому складати точні прогнози стану океану на основі точних статистичних даних.

Перші буї-вимірювачі (PALACE виробництва компанії Webb) були поставлені російськими вченими в травні 1999 року в спільній російсько (ДВНІГМІ- Далекосхідний науково-дослідний гідрометеорологічний інститут)- Японській (JAERI) експедиції з вивчення радіоактивного забруднення Японського моря. Один з буїв з самого початку залишився плавати на поверхні моря і через 6 місяців було винесено в Тихий океан. Його дрейф відбувався тільки на поверхні. Друга пара буїв-вимірювачів була виставлена в рамках тієї ж програми і мала аналогічну долю (один з буїв залишився на поверхні і через 6 місяців припинив роботу) . Дані вимірювань двох буїв (один з них припинив роботу в січні 2002 г.) передавалися всім учасникам системи «Argo».

З липня 1999 р ДВНІГМІ було використано близько 30 буїв для вивчення глибинної циркуляції Японського моря. Аналіз їх дрейфу практично відразу ж дав цікаві результати. Виявилося, що в Японській улоговині (уздовж 41пн.ш.) розташований великомасштабний циклонний круговорот (круговорот, утворений течіями, спрямований проти годинникової стрілки, приблизно відповідний кліматичних мінімумів атмосферного тиску, т. е. областям, в яких протягом року переважає циклонічна циркуляція). На його північному кордоні проходить сильна течія, що переносить теплі і солоні води до узбережжя Примор'я, а в його східній частині розташований стаціонарний циклонний вихор (океанічний вихор з вертикальною або похилою віссю, обертається проти годинникової стрілки в Північній півкулі і за годинниковою стрілкою в Південному, в центрі якого відбувається підйом з глибин холодних вод, багатих біогенними речовинами).

У серпні 2000 р чотири, а в серпні 2001 р сім буїв були розміщені в Охотському морі. Їх траєкторії, в загальному, відповідали траєкторія дрейфу поверхневих буїв, розміщених в ДВНІГМІ раніше (1998 г.)

З 2002 р два буя виробляють станції в районі на північний схід від Курильських островів. Дані, що надходять проходять оперативний і затриманий контроль якості в центрі «Argo» при ДВНІГМІ.

На жаль, відсутність державної підтримки не дозволяє вважати участь РФ в проекті «Argo» повноцінним. Глобальний набір даних «Argo» ще недостатньо повний, щоб спостерігати сигнали глобальної зміни. Найбільший вклад «Argo» в спостереження за світовим океаном ще має бути, але його глобальне охоплення явно дозволяє спостерігати зміни, пов'язані з кліматом, по іншим кутам. На даний момент запущено близько 4000 буїв-

вимірювачів, які дозволяють охоплювати великий обсяг морських територій. Кожен з них виконує профілювання ділянки, в якому він знаходиться, виводячи такі найважливіші характеристики, як профілі температури, солоності до глибини 2000 м. Крім того дрейфують буї забезпечують також і дані про течії на двох горизонтах (заданої глибини дрейфу і поверхні).

Крім того, в даний час можливий моніторинг системи «Argo» в режимі реального часу з використанням програмного забезпечення Google Earth(GE), як зображено на рис 4.2



Рис 4.2-Шар «Argo» для Google Earth, що показує розташування всіх активних буїв в реальному часі.

Цей шар «Argo» для Google Earth показує позиції всіх активних і неактивних буїв, містить дані про обраний кількості плаваючих об'єктів і показує, де будуть знаходитися буї. Використовуючи спеціальний веб-інтерфейс, можна дізнатися їх траєкторії для певної області і тимчасового діапазону, як показано на рис 4.3.

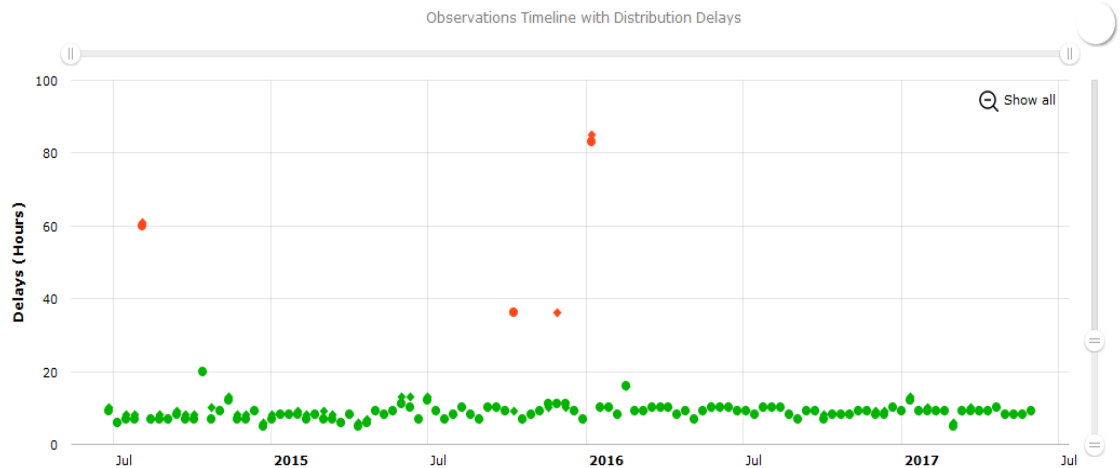


Рис 4.3- Тимчасова шкала спостережень

При натисканні на одну з точок, представлених на даній шкалі, можна отримати виміряні дані температури, тиску і солоності, представлених в таблиці значень, або у вигляді залежностей, представлених на малюнку 4.4.

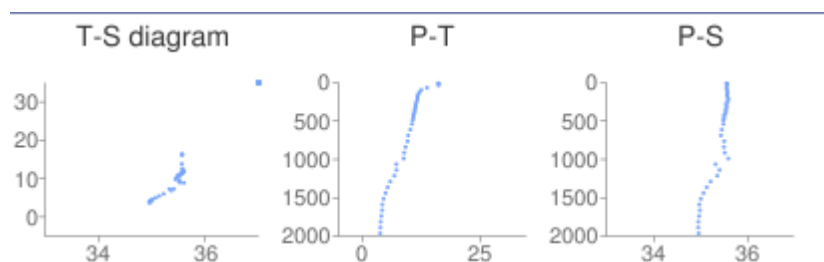


Рис 4.4-Залежності T-S, P-T, P-S

Крім того, за допомогою даного шару можна дізнатися, коли буй був запущений, його тип, тривалість кожного циклу, координати розташування, глибину дрейфу, використовувані датчики, можливо отримання даних про тиску, температури і солоності за кожен цикл та інші характеристики.

Розглянуті загальні відомості про проект «Argo» показали, що дані мережі постійних океанографічних станцій дозволять при повній реалізації проекту отримати наступне:

- своєчасне (в реальному часі) дані для прогнозу стану океану;
- дані для налагодження, роботи моделей стану океану і парних моделей (Припустимо, океан-атмосфера);
- точні і якісні кліматичні 3Dсхеми стану Світового океану і параметри їх тимчасової мінливості;
- тимчасові ряди параметрів теплового стану Світового океану і морської води;
- параметри стану проміжної (задана глибина дрейфу) і глибинної водних мас (на даний момент ця глибина становить около2000м);

- характеристики течій в 2000-метровому шарі океану;
- дані для пояснення глобальних феноменів в атмосфері і океан (Ель-Ніньо коливання температури поверхневого шару води в екваторіальній частини Тихого океану, що має помітний вплив на клімат);
- дані необхідні для визначення абсолютного рівня Світового океану.

Крім цього були виявлені недоліки:

- негативний вплив на екологічний стан Світового океану;
- вартість буїв.

Опис циклу роботи буя

Кожен буй дрейфує протягом 10 діб (тривалість дрейфу регулюється оператором) на заданій глибині, потім опускається на горизонт 2000 м. З горизонту 2000 м або з заданого горизонту дрейфу він спливає на поверхню, вимірюючи температуру і солоність (електропровідність). Далі, в період приблизно 6 годин дані передаються на кілька супутників АРГОС, які безперервно пересилають їх в два берегових центру АРГОС.

Після цього буй занурюється на глибину дрейфу і цикл триває до тих пір, поки не вичерпаються батареї (робочий період становить близько 4 років і більше або приблизно від 150 циклів).

Буй може закінчити свою роботу передчасно (потрапивши в рибальські мережі або може бути викинутий на берег). Для відшкодування цього передбачається поповнення буїв і їх повторне використання. В перспективі передбачається самостійний рух буїв в кінці циклу по команді і використання зворотного зв'язку для зміни параметрів роботи (наприклад, глибини дрейфу).

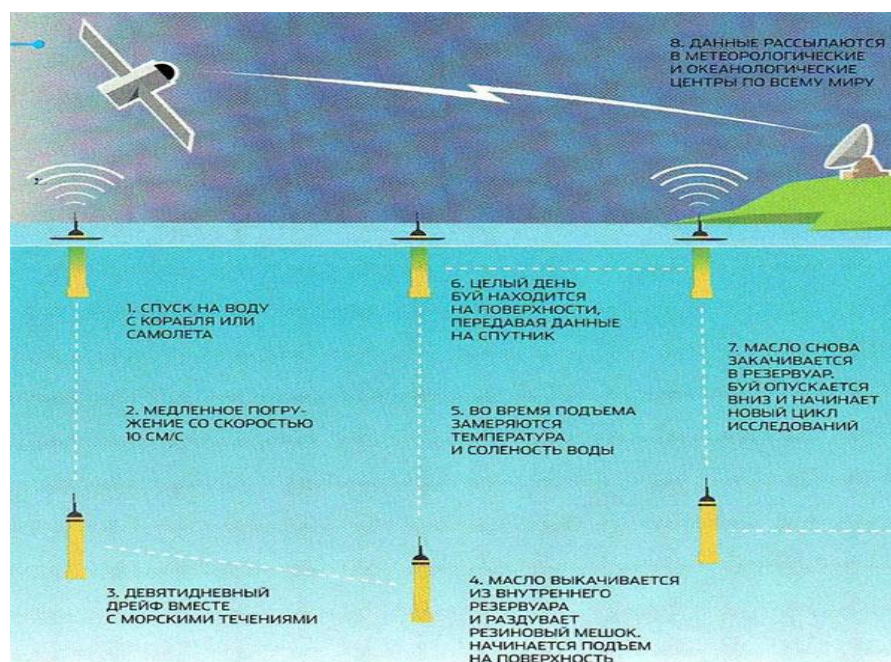


Рис 4.5 - Цикл роботи буя

Після закінчення одного циклу, після обробки даних користувачі отримують відомості про траєкторії буя, профілі солоності і температури, представлені на малюнку 4.7 і 4.8 відповідно.

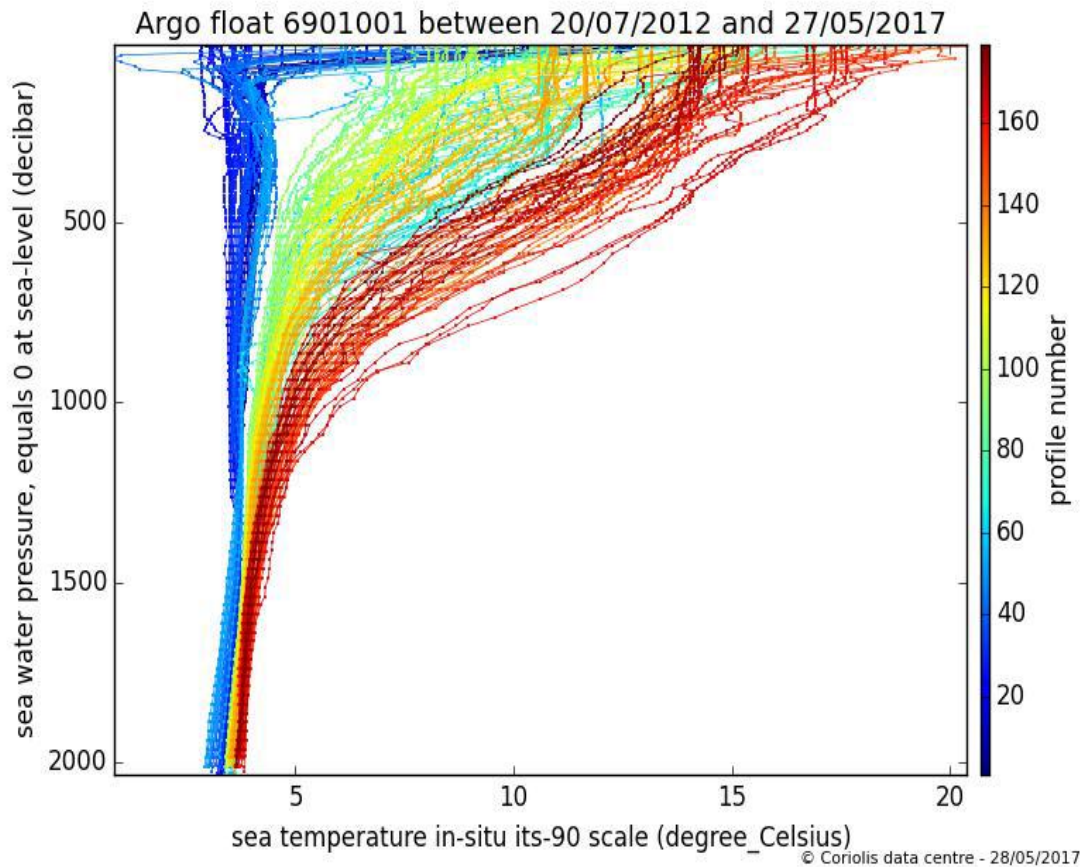


Рис 4.6 - Профілі температури, виміряні буйом 6901001 з 20 липня 2012 року по 27 травня 2017.

Рис 4.6 показує, що протягом вимірювань температури з першого по 60 цикл спостерігалось різке зменшення температури в шарі 0-100 м, тобто термоклін, потім спостерігається поступове зниження температури з глибиною, можливо розташування зони тіні і підводного звукового каналу.

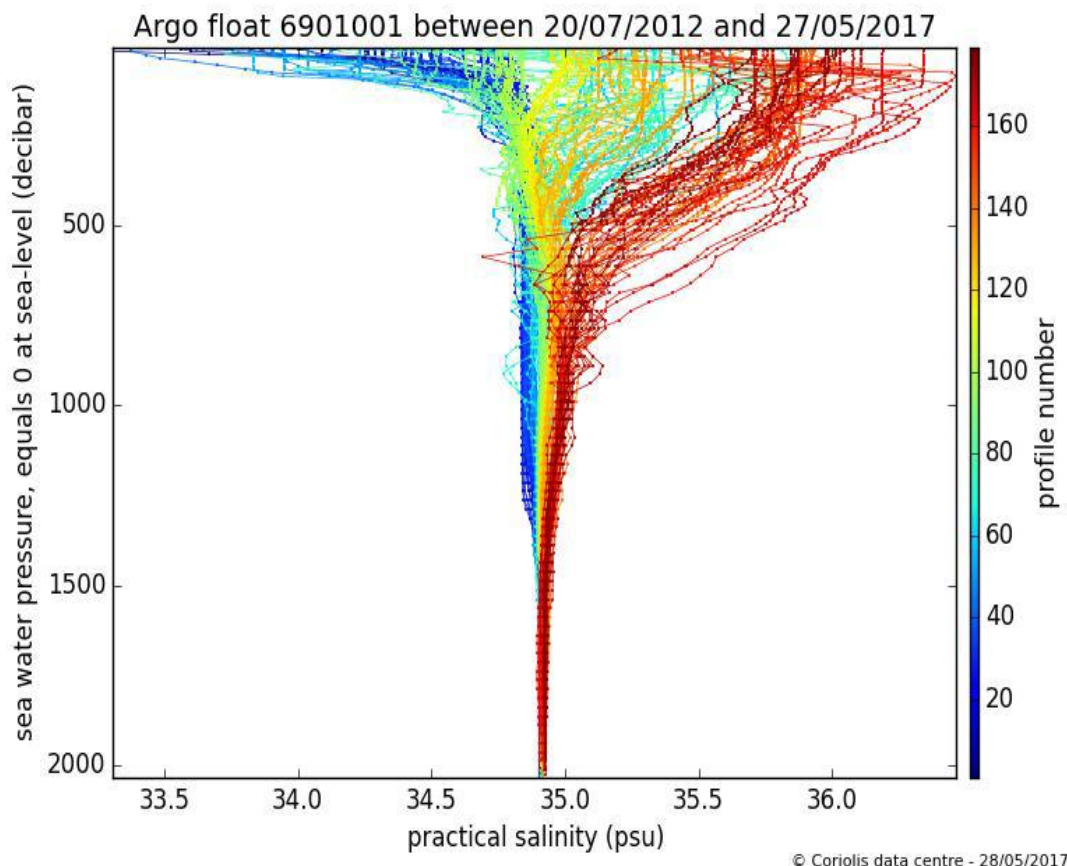


Рис 4.7- Профілі солоності, виміряні буйом 6901001 з 20 липня 2012 року по 27 травня 2017.

Рис 4.7 показує, що протягом вимірювань солоності з першого по 60 цикл спостерігалось різке збільшення солоності на глибині близько 100 м, тобто галокліна, потім з 60 по 130 спостерігається постійне значення солоності близьке до 35 ‰, далі спостерігалось явище «соляні пальці», підвищене значення солоності на поверхні, відносно більш глибоких слоїв.

Після завершення циклу виміряні дані показують зміна солоності і температури зі збільшенням глибини не тільки в численних значеннях, а й в графічному поданні у вигляді залежностей температури від солоності, солоності від тиску, температури від тиску. Всі вимірювання є точними, так як вимір відбувається контактним шляхом.

Порівняння використовуваних буїв-вимірювачів

В системі «Argo» існує безліч моделей буїв-вимірювачів. Основними з них є PROVOR і ARVOR, створені NKEINSTRUMENTATION у Франції в тісній співпраці з IFREMER, буї APEX виробництва Teledyne Webb Research Corporation в США, NAVIS, створені компанією Sea-Bird в США, і буй SOLO-II, створений компанією MRV Systems в США, як цей показано на малюнку 1.8.

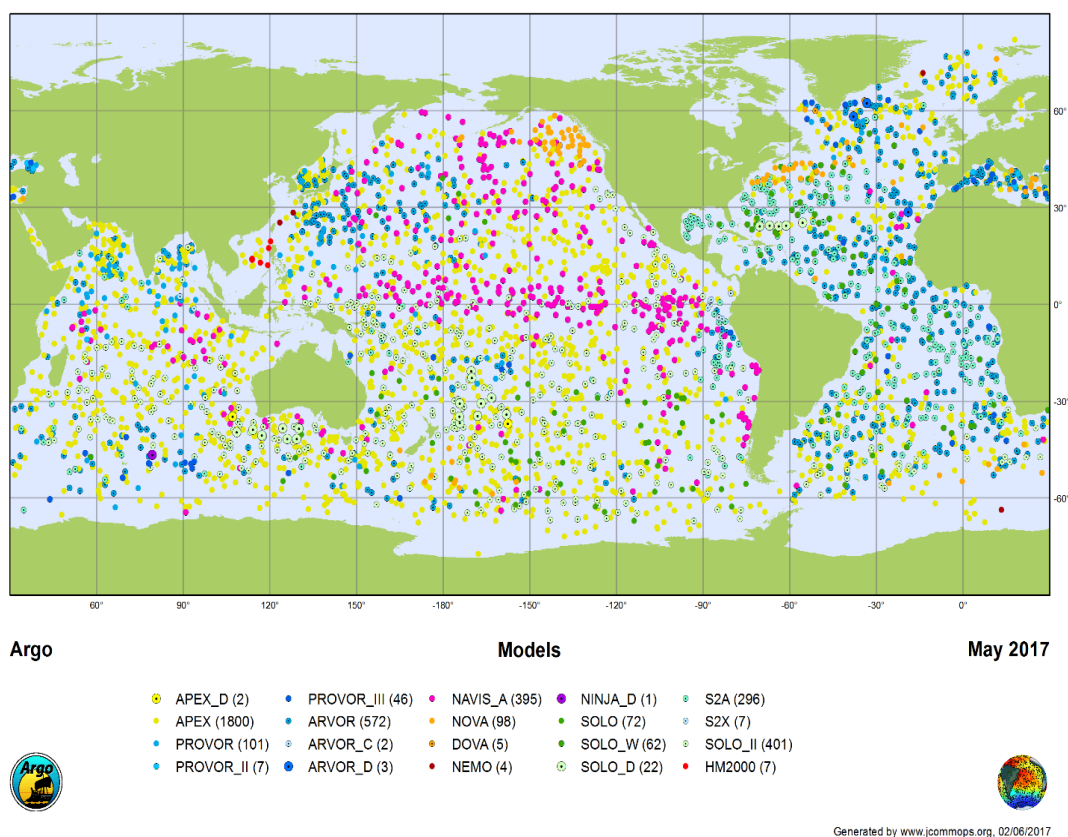


Рис 4.8 - Розташування різних видів буїв-вимірювачів в Світовому океані (травень 2017 року)

На даний момент найбільш поширені буї APEX (1800), ARVOR (572), SOLO-II (401), NAVIS (395). Зупинимося докладніше на буюх APEX і ARVOR. Використовуємо їх основні характеристики для порівняння.

Варто зазначити, що кожен з цих буїв відповідає наступним інсталяційним параметрам буїв:

- нижній горизонт вимірів
- максимальний -2000 м, горизонт дрейфу задається оператором;
- дискретність вимірів - 10 днів (може змінюватися за сигналом);
- час знаходження на поверхні-близько 6 годин.

Параметри незмінні протягом всієї тривалості дрейфу (3-4 року, якщо буй не буде виловлений). Передбачається, що буй вартістю близько 15 тис. Доларів повинен зробити від 150 циклів і більше за весь період роботи.

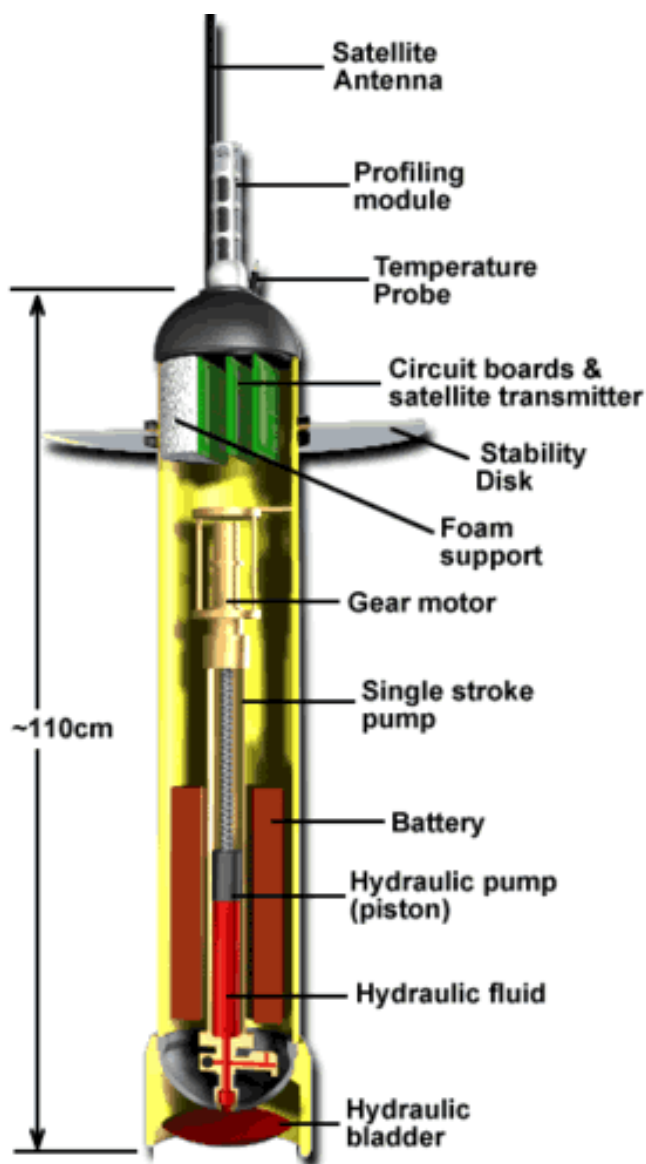


Рис 4.9 - Зображення стандартного буя-вимірювача «Argo»

Стандартний буй складається з трьох підсистем:

Гідравліка: регулювання плавучості через надувну зовнішню камеру, так що буй може спливати і занурюватися.

Мікропроцесори: займаються управлінням функціями і плануванням.

Система передачі даних: управляє зв'язком із супутником.

Приблизна вага: 20 кг

Максимальна робоча глибина: 2000 м

Глибина руйнування: 2600 м

Далі в таблиці 4.1 наведено порівняння найбільш поширених буїв в системі «Argo».

Таблиця 4.1 Основні характеристики найбільш поширених буїв в системі «Argo»

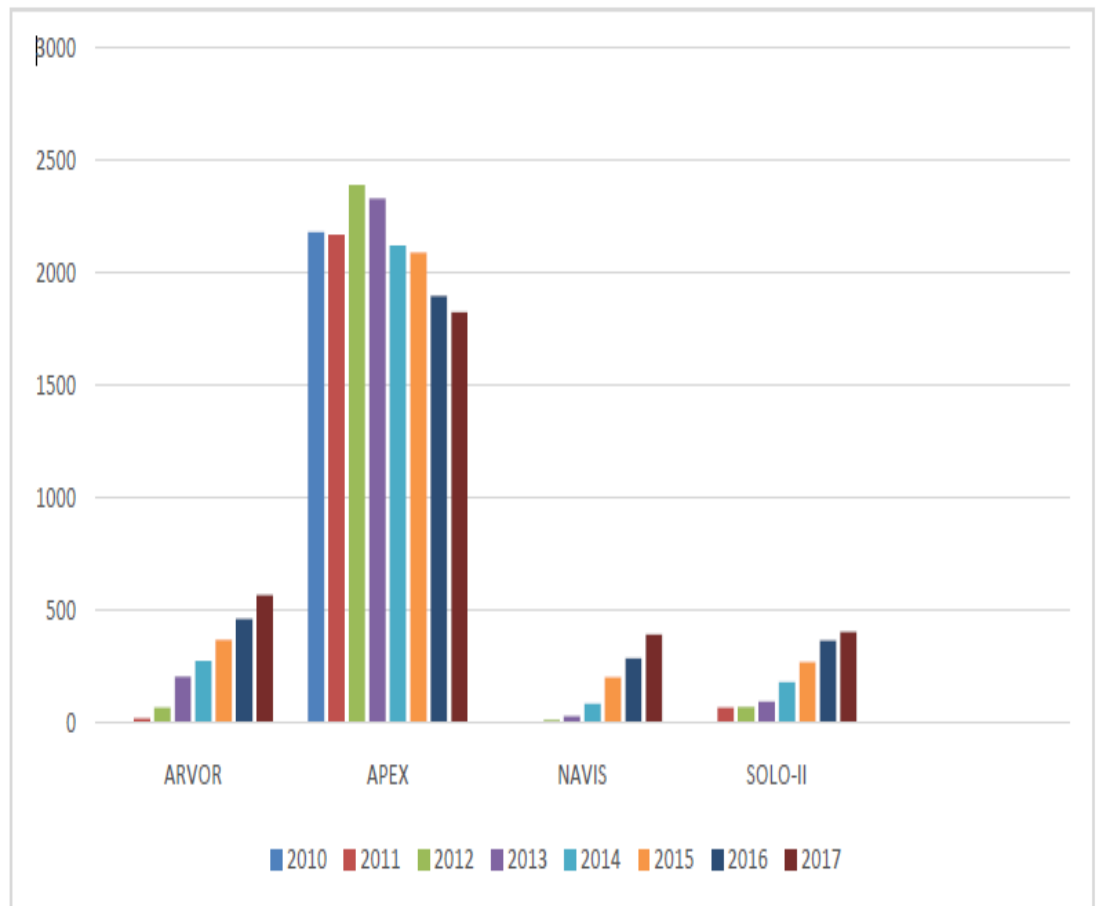
Назва	APEX	ARVOR	SOLO-II	NAVIS
Країна, яка виробляє буй	США	Франція	США	США
Габарити	25 кг	19,5кг	19,2 кг	18,5 кг
Кількість робочих циклів	150	220-290	200-325	≈ 300
вид батареї	лужні	Літієві	літієві	літієві
вимірювані параметри	P / T / S	P / T / S	P / T / S	P / T / S
Кількість активних буїв в травні 2017р.	1800	572	401	395

Аналіз таблиці показав, що основними відмінностями буїв-вимірювачів системи «Argo» є їх габарити, кількість робочих циклів і вид батареї.

За основними характеристика лідирують буї-вимірювачі SOLO-II, здатні виробляти близько 325 робочих циклів при використанні додаткового акумулятора. Буї-вимірювачі ARVOR і NAVIS йдуть практично врівень, виробляючи близько 300 робочих циклів.

За обраним характеристикам буї-вимірювачі APEX значно відстають, їх головним плюсом є використання лужних батарей, на які немає обмежень при перевезенні на літаках.

В ході порівняння було виявлено, що найбільш поширеним видом є буй APEX, не дивлячись на відстаючі в порівнянні з іншими видами характеристики. Для уточнення було вироблено порівняння кількості запущених буїв, дані про який представлені на діаграмі 4.1



Діаграма 4.1-Порівняння кількості запуску різних видів буїв в період з 2010 по 2017 року

Аналіз даної діаграми показав, що буї-вимірювачі APEX поступово йдуть на другий план у порівнянні з буями ARVOR, NAVIS, SOLO-II, додали в своїй кількості за рік 105, 105, 38 відповідно.

4.2 Аналіз глибоководної циркуляції вод в протоці Дрейка за даними буйкових спостережень

Дані попереднього розділу дозволяють говорити про те, що Течія Західних вітрів по глибині поширюється практично до дна. З літературних джерел, а також за нашими розрахунковими даними, швидкості течій на глибині 2000 метрів (тобто на глибині дрейфу буїв АРГО) приблизно на порядок менше швидкості течії на поверхні океану. На рис.4,20 і 4,21 показані приклади дрейфу буїв.

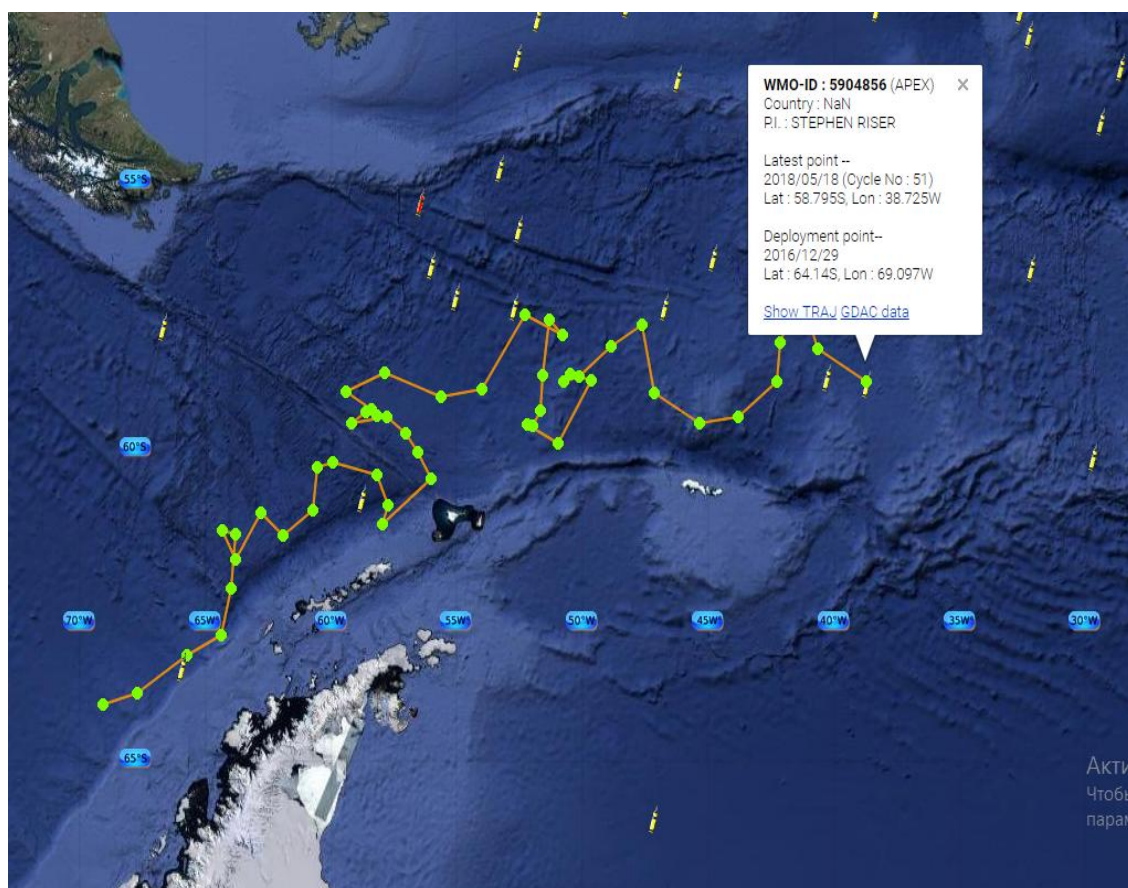


Рис. 4.20 Дрейф буя WMO ID 5904856.

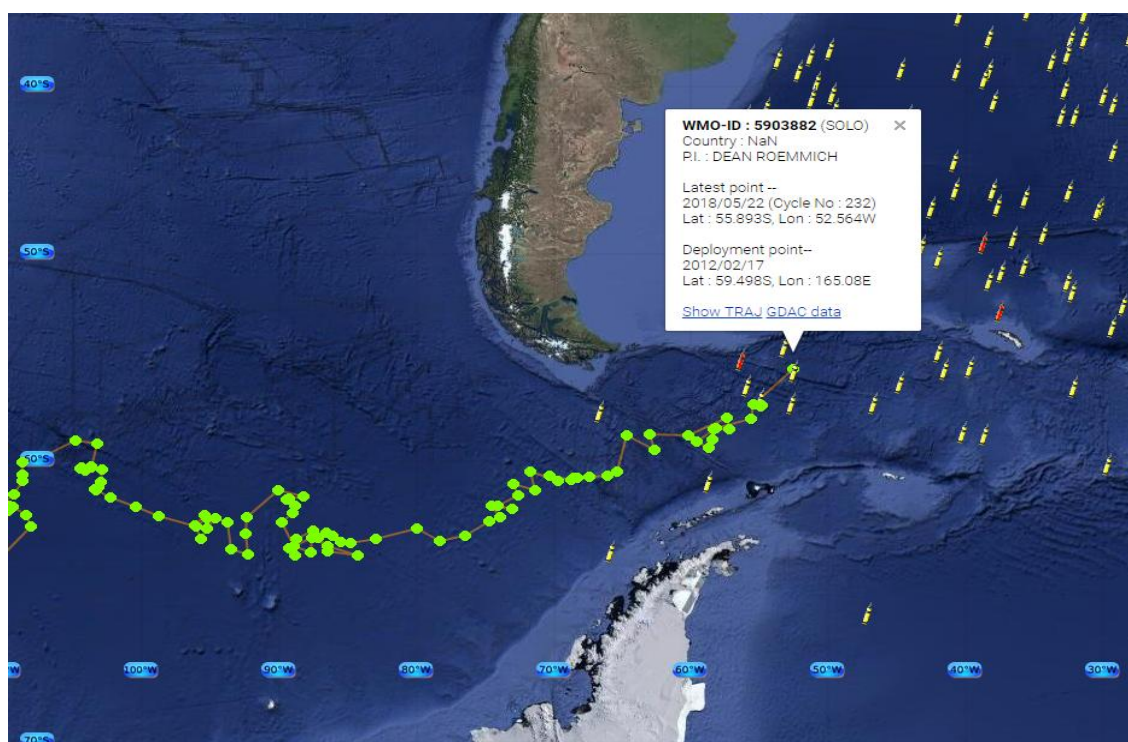


Рис 4.21 Дрейф буя WMO ID 5903882

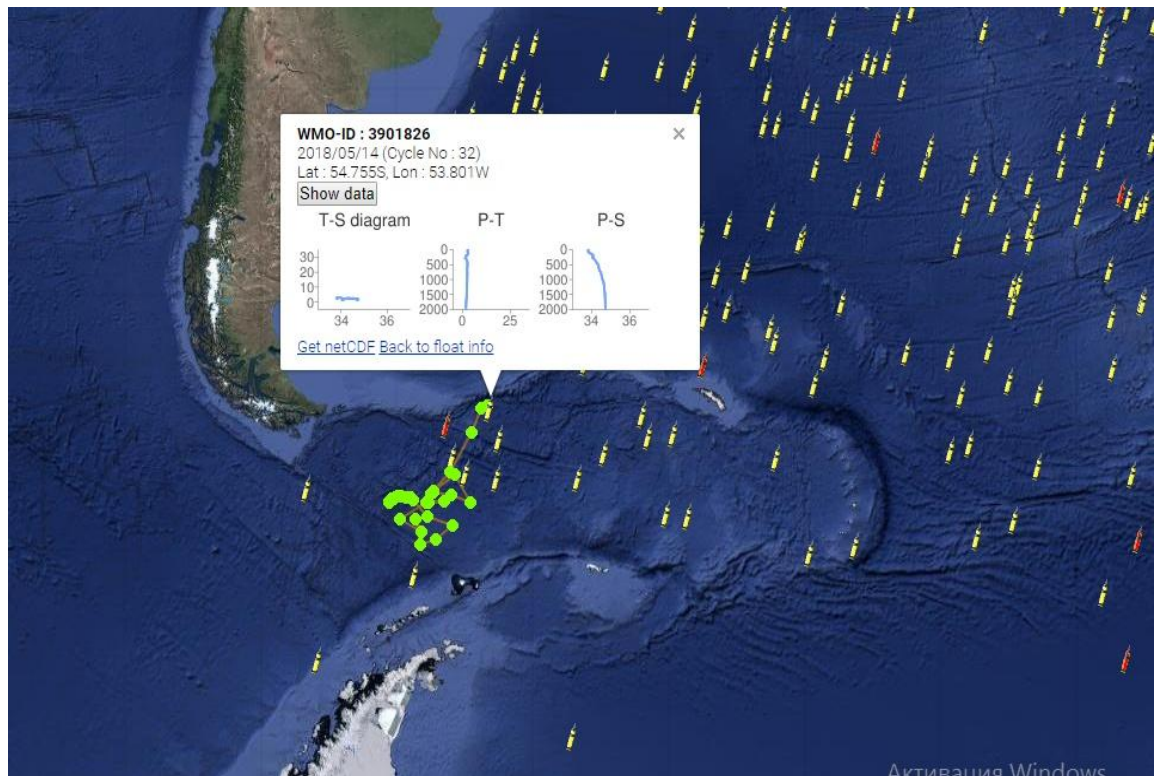


Рис 4.22 Дрейф буя WMO ID 3901826

Для визначення швидкості течії використовувався лагранжевого метод. Спершу за координатами станцій, розташованих при вході в протоку і на виході з нього визначалося відстань, пройденому буєм між цими станціями. Потім визначалося час, протягом якого було пройдено цю відстань. За допомогою цих параметрів і розраховувалася швидкість переміщення буя, яка приймалася рівною швидкості самого перебігу. Строго кажучи, швидкість переміщення буя не збігається зі швидкістю течії (трохи менше), проте ця різниця настільки мала, що може не враховуватися при розрахунку швидкості течії.

У таблиці 4.2 наведені узагальнені дані розрахунку швидкостей течій за 2017-2018 рр. Крім швидкості течії, показано широтне положення буїв для прив'язки їх до певних фронтальним зонам.

Таблиця 4.2 - Параметри переміщення буїв АРГО в районі протоки Дрейка за 2017-2018 рр.

№ буя	Глибина м.	широта	Відстань в см.	Час в сек.	Швидкість см / с.
5905051	2000	59,00	2,4 * 10 ⁸	36460800	6,66
3901606	2000	57,10	0,7 * 10 ⁸	32054400	2,2
5904980	2000	66,78	0,5 * 10 ⁸	32054400	1,5
6901855	2000	54,78	2,2 * 10 ⁸	38880000	5,6
1901413	2000	58,56	2,4 * 10 ⁸	36028800	6,6
5904984	2000	61,27	1,3 * 10 ⁸	38102400	3,4
3901606	2000	56,94	0,7 * 10 ⁸	31968000	2,2
3901534	2000	60,74	0,6 * 10 ⁸	31968000	1,8
3901828	2000	59,02	0,6 * 10 ⁸	16675200	3,6
7900301	2000	68,22	1,3 * 10 ⁸	43027200	3,02
7900305	2000	62,27	1,1 * 10 ⁸	42336000	2,6
7900207	2000	58,66	0,8 * 10 ⁸	39052800	2,1
5903882	2000	63,77	1,8 * 10 ⁸	38102400	4,7
3901826	2000	54,68	0,5 * 10 ⁸	17625600	2,8
7900661	2000	63,83	1,6 * 10 ⁸	41472000	3,9
5904103	1000	54,30	2,6 * 10 ⁸	42508800	6,1
3901963	2000	60,03	0,01 * 10 ⁸	8640000	0,12
3901532	2000	58,93	1,1 * 10 ⁸	36374400	3,1
5904660	1000	59,75	0,6 * 10 ⁸	43027200	1,4

Протягом 2017-2018 рр. через протоку Дрейка пройшло 19 буїв. Середня швидкість їх переміщення становить величину порядку 4 см с^{-1} , з максимумом близько 7 см с^{-1} . Широтне положення буїв змінюється в широких межах від північного краю протоки до південної. Якоїсь переважної широти не відзначається, може є незначне переважання буїв в південній частині протоки. Таким чином, можна зробити висновок про те, що в глибинних шарах океану не дотримується струменевий характер циркуляції. У деяких випадках буї описували замкнуті кругові освіти (см.рис.4....), Що говорить про те, що на цих глибинах також виникають великомасштабні вихрові структури.

ВИСНОВКИ

1. У протоці Дрейка спостерігається струменевий система течій. Широтне положення струменів визначається положенням трьох фронтальних зон: субантарктичного фронту, полярного фронту і південного фронту циркумполярної течії

2. Всі три струменя спостерігаються не завжди. Північна і південна струменя можуть не проявлятися а розрізах, північна внаслідок відхилення положення субантарктичного фронту на північ, а південна - внаслідок свого ослаблення. Центральна струмінь спостерігається завжди і іноді може мати двомодальное структуру.

3. Максимальні швидкості течії спостерігаються на стрижні північній і центральній струменів і складають величини порядку 50-70 cm s^{-1} . Максимальна швидкість південній струменя не перевищує 20-30 cm s^{-1} . У зонах між струменями спостерігається слабе течія, направлена на схід, швидкості якого 5-10 cm s^{-1} . Як в струменях, так і поза ними швидкості досить повільно зменшуються з глибиною приблизно до 3-3.5 тис. Метрів. Нижче цієї зони також можуть спостерігатися слабкі потоки вод східного напрямку з північного складової, а в південній частині розрізу - потоки водних мас, спрямовані на захід

4. У зоні між північною і центральною струменями і на північ від південної струменя можуть спостерігатися вихрові освіти з горизонтальними масштабами порядку 100 км, Вертикальними 1000-1500 м і швидкістю обертання 20-30 cm s^{-1} . Витрати Антарктичного циркумполярної течії в районі протоки Дрейка можуть змінюватися від 70 до 140 Св., в середньому складаючи 90-110 Св. (при виборі нульовий поверхні на глибині 3000 дб.). При розрахунку витрати від дна вони збільшуються на 15-20 Св. Облік баротропної складової швидкості течії також збільшує його загальна витрата на 20-30 Св.

5. Є зв'язок між величиною витрат Антарктичного циркумполярної течії в протоці Дрейка і широтним становищем центрального струменя. Чим північніше розташована центральна струмінь, тим більше витрата течії, і, навпаки, при зміщенні центрального струменя на південь загальна витрата течії зменшується

6. Загальна мінливість витрат течії визначається двома групами факторів: об'єктивної і суб'єктивної. Перша група чинників викликана гідрометеорологічними причинами, які також можна розділити на дві складові - бароклинної (обумовлену просторовим розподілом поля щільності) і баротропного (припливи, інерційні руху, вихрові освіти, вітер). На внутрішньорічних тимчасових масштабах визначальну роль відіграє баротропного складова, а з ростом тимчасового масштабу збільшується внесок бароклинної складової. Вплив другої групи факторів на загальну мінливість витрат визначається вибором методу визначення швидкості течії,

кількістю станцій, відстанню між ними або вимірювачами течій і тривалістю спостережень

7. Чіткого зв'язку між фазою явища Ель-Ніньо і швидкістю і витратою Антарктичного циркумполярної перебігу по нашим даним не виявлено. Чісто якісно можна припустити про те, що в теплу фазу (Ель-Ніньо) витрата течії дещо зменшується, а в холодну фазу (Ла-Ніньо) - збільшується.

8. Аналіз циркуляції вод на горизонті 2000 м. Показує, що швидкості течій на цій глибині зменшуються до 4-6 см с⁻¹. Струменевий характер течії не зберігається. Може спостерігатися утворення великомасштабних вихрових структур.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Атлас Антарктики. - Л. : Гидрометеоиздат, 1969. - т.1
2. Атлас теплового балансу океанів / Под ред. А.Г.Колеснікова. - Севастополь: Вид-во МГИ АН УРСР, 1970
3. Бурков В.А. Загальна циркуляція Світового океану. - Л. : Гидрометеоиздат, 1980
4. Суховій В.Ф. Основні риси гідрологічного режиму Індійського, Південного і Північного Льодовитого океанів. - Київ: Вид-во УМК ВО, 1991
5. Суховій В.Ф., Рубан І.Г., Пятакова В.Ф. Циркуляція вод південно-східній частині Тихого океану // Вісник ОДЕКУ. - 2005. - Вип.2. - с.193-204
6. Гідрометеорологічне забезпечення судноплавства в Південному океані / Под ред. Е.С.Короткевича і Л.Ю.Рижакова. - Л. : Гидрометеоиздат, 1985
7. Gordon AL Recent physical oceanographic studies of Antarctic waters // Reaserch in the Antarctic Publ.-1971, -93.- p.609-629
8. Sverdrup HU. On vertical circulation in the ocean due to the action of wind with application to condition within Antarctic Circumpolar Current // Discovery Reaports.-1934.V.3.-p.139-170
9. Wirtky K. Antarctic Circumpolar Current and Antarctic Front //Deit.Gydrogr.Zeit.-1960,-Bb.13.-N4.-p.153-173
10. Bryden, HL, and RD Pillsbury, 1977: Variability of deep flow in Drake Passage from year long current measurements. J. Phys. Oceanogr., 7, 803-810.
11. Deacon, G., 1984: The Anarctic circumpolar ocean. Cambridge University Press, 180 pp.
12. Gordon, AL, HW Taylor, and DT Georgi, 1977: Antarctic oceanographic zonation. Polar Oceans, Proceedings of the Polar Oceans Conference, Arctic Institute of North America. 44-76.
13. Munk, WH, and E. Palmen, 1951: Note on the dynamics of the Antarctic Circumpolar Current. Tellus, 3, 53-55.
14. Nowlin, WD, Jr., and JM Klinck, 1986: The physics of the Antarctic Circumpolar Current. Rev. Geophys., 24, 469-491.
15. Nowlin, WD, Jr., T. Whitworth III, and RD Pillsbury, 1977: Structure and transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage from short-term measurements. J. Phys. Oceanogr., 7, 788-802.
16. Саруханян Е.І., Смирнов Н.П. Водні маси і циркуляція вод Південного океану. -Л. : Гидрометеоиздат, 1986
17. Orsi, AH, T. Whitworth III, and WD Nowlin Jr., 1995: On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. Deep-Sea Research, 42, 641-673.

18. Peterson, RG, 1988. On the transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage and its relation to the wind, J. Geophys. Res., 93, 13,993-14,004.
19. Sarukhanyan, EI, 1985: Structure and Variability of the Antarctic Circumpolar Current, NSF translation of Russian text, Oxonian Press / New Delhi, 108 pp.
20. White, WB and RG Peterson, 1996. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, temperature and sea-ice extent. Nature, 380, 699-702.
21. Whitworth, T. III, 1983. Monitoring the transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage, J. Physic. Ocean., 13 (11), 2045-2057.
22. Cunningham SA, Alderson SG, King BA, Brandon MA Estimates of the total transport using CTD and lowered acoustic Doppler current profiler. <http://www.noc.soton.ac.uk/JRD/HYDRO/drake>
23. Кошляков М.Н. <http://www.ocean.ru/content/view/75/50>