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 біля східного узбережжя Австралії

Виконав студент 2 курсу групи МО- 61
спеціальності 8.04010502 Океанологія,
Ратко Віктор Анатолійович

Керівник к.ф.-м.н., доц.
Рубан Ігор Георгійович

Консультант

Рецензент к.геогр.н., доц
Лужбін Анатолій Михайлович

Одеса 2017

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Інститут, факультет магістерської та аспірантської підготовки
Кафедра океанології та морського природокористування
Освітньо-кваліфікаційний рівень магістр
Напрям підготовки _____
(шифр і назва)
Спеціальність 8.04010502 «Океанологія»
(шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ
Завідувач кафедри океанології
та морського природокористування
_____ Берлінський М.А
01" _11 _ 2016 року

З А В Д А Н Н Я

НА МАГІСТЕРСЬКУ РОБОТУ СТУДЕНТЦІ

Ратко Віктору Анатолійовичу
(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи: Циркуляція вод біля східного узбережжя Австралії
Керівник роботи _ Рубан Ігор Георгійович к.ф.-м.н., доц. _____
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

Затверджені наказом вищого навчального закладу від "14" 09 2016 року №270 –С

2. Строк подання студентом роботи 1.02.2017 р.

3. Вихідні дані до роботи: данні для розрізів, використаних науково – дослідними судами різних держав у період з 1985-2000 роки; карти супутникових спостережень які розташовані на сайтах австралійських наукових товариств

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

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

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 1.11.2016 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

п/п	Назва етапів магістерської роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Фізико-географічний опис південного океану	01.11.16-10.11.16	68	Задовільно
2	Стисла характеристика східно-австралійської течії	10.11.16-1.12.16	68	Задовільно
3	Рубіжна атестація	5-09.12.16	60	Задовільно
4	Характеристика використаних матеріалів спостережень і методи їх обробки	09.12.16-12.12.16	70	Задовільно
5	Аналіз отриманих результатів	12.12.16-15.01. 17	72	Задовільно
6	Висновки	15.01.17-29.01.17	70	Задовільно
7	Кінцевий етап оформлення магістерської роботи	29.01.17-01.02.17	70	Задовільно
8	Попередній захист роботи	06.02.17	70	Задовільно
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня за етапами)		70	Задовільно

Студент _____ Ратко В.А.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____ Рубан І. Г
(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

магістерської роботи "Циркуляція вод у східних берегів Австралії"
ст. гр. МО-61 Ратко Віктора Анатолійовича

Актуальність: район дослідження відіграє важливу роль у формуванні явища Ель- Ниньо, а, отже, і клімату земної кулі.

Ціль: вивчення особливостей циркуляції вод у східного узбережжя Австралії.

Завдання: побудувати схему циркуляції, визначити швидкості течій й витрати окремих гілок циркуляції.

Об'єкт дослідження: води біля східного узбережжя Австралії.

Предмет дослідження: схема циркуляції вод, швидкості й витрати окремих гілок.

Методи дослідження: динамічний метод розрахунків течій, обробка супутникових спостережень.

У роботі показана загальна схема циркуляції вод у східного узбережжя Австралії. Описаний утвір і положення Східно-Австралійської течії. Дані кількісні характеристики течії і її відгалужень.

Робота містить: 66 стор., 10 рис., 1 додаток., 22 джерела.

Ключові слова: СХІДНО-АВСТРАЛІЙСЬКА ТЕЧІЯ, ШВИДКІСТЬ, ВИТРАТА, ТАСМАНИЙСКИЙ ФРОНТ, ВИХОР.

SUMMARY

Actuality: The region plays an important role for El-Nino phenomena, and consequently, is critical for the global climate

The aim: To study water circulation features near the eastern Australia coast line.

The task: To retrieve the water circulation scheme, to estimate current velocity and water flow for different circulation branches

The subject of studies: Water masses at the east Australia off-shore

The theme of studies: The water circulation scheme, current velocity and water flow of different circulation branches

Methods of studies: Dynamical method for current velocity calculations, satellite data processing

The general water circulation scheme at the eastern Australia off-shore has been shown. The genesis and location of the East-Australian current has been described. Quantitative characteristics of the current and its branches have been estimated.

The manuscript contents: 66 pages, 10 figures, 1 annex.

Key words: EAST-AUSTRALIAN CURRENT, CURRENT VELOCITY, WATER FLOW, TASMANIAN FRONT, EDDY

ЗМІСТ

ВСТУП …..…….. 6

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС ПІВДЕННОГО ОКЕАНУ……. 7

1.1 Фізико-географічні умови…….. 7

1.2 Клімат…… 9

1.3 Тепловий і водний баланси……. 11

1.4 Циркуляція вод……..... 13

1.5 Вертикальна структура й водні маси Південного океану…… 16

1.6 Основні риси просторового розподілу гідрологічних характеристик…… 19

1.7 Хвилювання й льод……. 21

2 СТИСЛА ХАРАКТЕРИСТИКА СХІДНО-АВСТРАЛІЙСЬКОЇ ТЕЧІЇ……..…….. 28

3 ХАРАКТЕРИСТИКА ВИКОРИСТАНИХ МАТЕРІАЛІВ СПОСТЕРЕЖЕНЬ І МЕТОДИ ЇХ ОБРОБКИ…… 32

4 АНАЛІЗ ОТРИМАНИХ РЕЗУЛЬТАТІВ……...……... 34

ВИСНОВКИ……. 47

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ…….. 48

ДОДАТОК…… 50

ВСТУП

Західні прикордонні течії: Гольфстрім, Куросио, Бразильське, Агульяс, Східно-Австралійське являють собою меридіональні ланки величезних (глобальних) антициклонічних субтропічних кругообертів в обох півкулях трьох океанів за винятком північної частини Індійського океану, де кругооберт є антициклонічним тільки північним летом, узимку він міняє знак, тобто рух води стає циклонічним, що зв'язане зі зміною напрямку вітрів. Вони мають багато загальних рис - сильний вузький струмінь у середині потоку, що проникає дуже глибоко (по деяких, хоча й нечисленним вимірам, струмень Гольфстріму проникає до дна), більші швидкості й обсяги потрапляючих у високі широти теплих вод. Завдяки останній обставині в західних секторах океанів утворюються різко виражені субполярні гідрофронти. Крім того, усім цим течіям властивий утвір меандрів і кругообертів. По величині витрат води перше місце займає Гольфстрім, потім Куросио, Агульяс, четверте місце Бразильська течія [1-3].

Західна прикордонна течія Південної півкулі Тихого океану уздовж східного берега Австралії - Східно-Австралійський течія - також має істотні особливості в порівнянні з аналогічними течіями не тільки Північного, але й Південної півкулі, насамперед дуже велику мінливість його швидкостей і витрат. Справжня робота має своєю метою дослідження особливостей течій уздовж східних берегів Австралії, а також південного краю Антарктичної Кругового течії в цьому регіоні.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС ПІВДЕННОГО ОКЕАНУ

1.1 Фізико-географічні умови

Границі океану. Південний океан, який іноді називають Антарктичним, не має природніх границь із півночі. Разом з тим частина Світового океану, що оточує Антарктиду, має специфічні риси гідрометеорологічного режиму, особливостями клімату, циркуляції атмосфери, системи течій і особливими умовами формування водних мас, які роблять доцільним виділення цієї частини як окремого океану.

У якості північної границі Південного океану ухвалюється зона антарктичної конвергенції, що є границею поширення поверхневих антарктичних вод. Однак антарктична конвергенція не займає строго широтного положення. Південніше всього вона розташовується в протоці Дрейка. В атлантичному секторі зона конвергенції піднімається до 50° пд.ш., а на схід меридіана 80° з.д. - до 48° пд.ш. В індоокеанському секторі ця зона в західній його частині проходить трохи північніше 50° пд.ш., у східній частині поступово опускається до півдня й на довготі Тасманії проходить приблизно по 53° пд.ш. У зв'язку із цим різні дослідники у якості північної границі океану ухвалюють різні умовні лінії: по 55 або 52, а іноді по 48° пд.ш. Відповідно й площа Південного океану виявляється різною. А. Ф. Трьошников підрахував площу Південного океану, обмежену зоною антарктичної конвергенції - 36 млн. км^2. Середня глибина океану - 3503 м, максимальна глибина за даними дослідницького судна "Вима" (США) - 8420 м (у Південному Сандвичевому жолобі).

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

Рельєф дна. Найбільшою підводною геологічною структурою в Південному океані є серединно-океанічний хребет. Він проходить при-розмірно від 10° з.д. на схід. Частина хребта, що має до сходу від розламу Буве майже широтний напрямок, називається Африканско- Антарктичним хребтом. В індоокеанському секторі серединно-океанічний хребет здобуває північно-східний напрямок і переходить у Западно- Індійський, хребет. У центрі

Індійського океану близько 30° пд.ш. і 70° сх.д. цей хребет з'єднується із Центрально-індійським хребтом. Від островів Сен-Поль і Амстердам на південний схід і далі на схід продовженням Центрально-індійського хребта є Австрало-антарктичне підняття, що простяглося в межах Південного океану й переходить до сходу від 160° сх.д. у Південно-Тихоокеанське підняття. У східній частині тихоокеанського сектору хребет виходить із меж Південного океану. Тут планетарний серединно-океанічний хребет повертає на північ і кінчається біля берегів Північної Америки Східно-Тихоокеанським підняттям.

У межах Південного океану загальна довжина серединно-океанічного хребта становить більш 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 й аномально високими величинами геотермічного потоку. Осадовий покрив у районі рифта дуже тонкий, місцями ж він взагалі відсутній.

Поперечні хребти Південного океану з'єднують окремі ділянки серединно-океанічного хребта з Антарктидою. Найбільше вартим уваги з них є хребет Скоша (дуга Скоша або Південно-Антільський хребет), який з'єднує Анди з Антарктидою (Земля Грейама) через банку Бердвуд, скелі Крок, о.Південна Георгія, Південні Сандвічеви, Південні Оркнейські й Південні Шетландские острова. Хребет Скоша, на думку геологів - прадавній, частково занурений сегмент материкового походження.

В індоокеанському секторі поперечним є хребет Кергелен (або Кергелен-Гауссберг, як він називається в іноземній літературі). Розташовані на ньому острова Кергелен і Херд - вулканічного походження. Вважається, що й увесь хребет в основному вулканічного походження.

Південніше Тасманії й Нової Зеландії розташоване ще одне підняття. Північна його частина - підняття Милл або Південно-Тасманійський хребет - сейсмічний утвір континентального типу. На південь від Нової Зеландії через о.Маккуори до островів Баллени проходить вулканічний хребет Маккуори.

Поперечні хребти ділять Південний океан на три великі улоговини: Африканско-антарктичну (улоговина Вальдивия), розташовану між хребтами Скоша й Кергелен і обмежену з півночі Африканськo-Антарктичним хребтом; Австрало-Антарктичною (улоговина Нокса) - між
хребтами Кергелен із заходу, Маккуори- Баллени зі сходу й Австрало-Антарктичним підняттям з півночі; Тихоокеанско- Антарктичну (улоговина Беллінсгаузена) - між Южно-Тихоокенським і Чилійським підняттями із заходу й півночі й південним краєм Америки й Землею Грейама зі сходу.

На схід протоки Дрейка у вигині хребта Скоша (Південно-Антильського хребта) лежить Південно-Антильськя улоговина, набагато менша по своїх

розмірах, чим три перераховані улоговини. Ця улоговина часто називається морем Скоша.

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

Сама південна частина океану, що прилягає до Антарктиди, ділится на окремі моря: Уэддела, Лазарєва, Рисер-Ларсена - в атлантичному секторі; Космонавтів, Співдружності, Дейвиса, Моусона, Дюрвійля - в індоокеанському; Росса., Амундсена й Беллінсгаузена - у тихоокеанському. Із цих морів тільки моря Уэддела й Беллинсгаузена, розділені Землею Грейама, а також море Росса лежать у широких вигинах Антарктичного континенту. Інші моря не мають ніяких природніх границь, крім південної. Це просто окремі сектори прилягаючого до Антарктиди водного простору.

Донні опади. До півдня від зони антарктичної конвергенції, тобто від північної границі Південного океану, приблизно до 60° пд.ш. океанічне дно вистилають кременисті (діатомові) мули. Тут у холодних водах, що поширюються від Антарктиди, утримується багато живильних речовин, а умови для розвитку вапняних організмів несприятливі. Тому в планктонах переважають діатомові водорості. До півдня від 60° пд.ш. в опадах починає переважати льодовиковий наносний матеріал, хоча південна границя діатомових мулів, як і північна, не займає строго широтного положення. В опадах навколо Антарктиди гляціотерригенний матеріал переважає на відстані приблизно 500 км від берегів Антарктиди, місцями він виноситься й далі. Геологічні дослідження (стовпчика ґрунту, підняті з океанічного дна, і результати драгування) дозволяють зробити висновок про те, що в льодовикові періоди границя плавучих морських льодів і айсбергів була зрушена до півночі приблизно на 1000 км і проходила між 35 і 40° пд.ш.

1.2. Клімат

Клімат Південного океану обумовлений у 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 у Північній півкулі більша частина субполярного пояса зайнята сушею, яка майже суцільним кільцем оточує Північний Льодовитий океан, що займає околополярное простір. У Південній півкулі, навпаки, околополярное

простір зайнятий сушею, а Південний океан оточує її суцільним кільцем. Ця відмінність у розподілі суши й океану визначає значну різницю в кліматі полярних і субполярних зон Північного й Південного півкуль.

Між тропічними повітряними масами трьох океанів (Атлантичного, Індійського й Тихого) і холодним морським помірним повітрям Південного океану підтримується більша різниця температури - полярний фронт, який різко виражений протягом цілого року. Улітку фронт відступає в більш високі широти (45° пд.ш.), а взимку зрушується північніше, до субтропіків. На цьому фронті постійно виникають циклони, які швидко переміщаються із заходу на схід. Постійний утвір і рух полярно-фронтових циклонів ніде не перериваються, ніде не виявляються тенденції до вповільнення їх руху й утвору в субполярних широтах стаціонарного циклону, подібного Исландокой і Алеутської депресіям у Північній півкулі.

Між 55 і 65° пд.ш. у Південному океані перебуває антарктичний фронт, який являє собою розділ між морським помірним повітрям і повітряними масами, що формуються над Антарктидою й навколишнім її поясом льодів. Особливо більших значень температурні контрасти досягають узимку. Уздовж антарктичного фронту також із заходу на схід безупинно переміщаються циклони. У тих випадках, коли полярно-фронтові циклони відхиляються до півдня, вони на заповнюються, а регенерують на антарктичному фронті. На середніх місячних картах до півдня від 40-45° пд.ш. майже до 70° пд.ш. виявляється кільцеподібна зона низького тиску, що оперізує Землю. Найбільш низький атмосферний тиск спостерігається між 60° і 65° пд.ш., а найбільші барические градієнти - між 50° і 60° пд.ш. Таким чином, циклонічний "пояс бур" у Південній півкулі охоплює не тільки сорокові, але й п'ятдесяті широти. У всьому цьому поясі панує західний перенос повітря. Середня швидкість вітру в смузі 48-55° пд.ш. (де вона найбільша) досягає 10-11 м/с, повторюваність вітрів зі швидкістю не менш 20-25 м/с становить 25-35% узимку й близько 15-25% улітку. На о. Кергелен зареєстровані швидкості вітру до 75 м/с.

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

У зв'язку з тим, що над покритою льодами поверхнею суши атмосферний тиск вище, чим над океаном, до півдня від полярного кола градієнти тиску мають зворотний знак. Тому в прибережній смузі океану спостерігаються східні вітри. Швидкість цих вітрів звичайно не перевищує 6-8 м/с (середня швидкість близько 5-6 м/с). Однак у деяких районах місцеве посилення вітру досить часто. Так, у районі Землі Адели число днів з вітрами штормової сили досягає 340 у рік.

Температура морського помірного повітря Південної півкулі невисока й набагато менш змінюється протягом року, чому в Північній півкулі. Поблизу північної границі Південного океану температура повітря узимку приблизно на 7° С вище, чим на відповідній широті Північної півкулі (у Тихому й Атлантичному океанах). А влітку вона нижче, чим на тих же широтах Північної півкулі. За даними метеорологічної станції о.Маккуори (52°32' пд.ш.), амплітуда річного ходу температури повітря становить 5,5 : середня місячна температура +9,5° С у січні й +4° С у липні. На о.Південного Георгія середня температура січня +4° С, а липня -2° С.

У прибережній частині океану навіть у січні (самому теплом місяці) температура повітря лише незначно піднімається вище 0°С. Зимня 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° С, а липня -22° С.

Хмарний покрив особливо щільний улітку. У січні хмарність до півдня від 60° пд.ш. майже суцільна: 8,5-9,5 балів. До північної границі океану хмарність зменшується до 7,5-8,0 балів. Узимку розподіл хмарності зворотний: найбільше середнє місячне значення хмарності 7-7,5, місцями 8 балів спостерігається поблизу північної границі океану. У напрямку континенту кількість хмар зменшується. У липні середня хмарність до півдня від полярного кола 6-6,5 балів, місцями навіть менше.

Кількість атмосферних опадів зменшується в напрямку з півночі на південь як узимку, так і влітку. У північної границі океану вона досягає 1000мм у рік, а місцями (наприклад, поблизу південному краю Південної Америки) - навіть 1500 мм у рік. До півдня від паралелі 60° пд.ш. річна кількість опадів зменшується до 500 мм. У прибережній частині океану кількість опадів трохи збільшується (до 600 мм і навіть більш) у рік. У приморській частині самого континенту річна кількість опадів також досягає 500-600 мм у рік. У внутрішніх районах Антарктичного континенту річна кількість опадів 100-150 мм.

1.3. Тепловий и водний баланси

Річний радіаційний баланс Південного океану позитивний.Поблизу північної границі океану (на 50° пд.ш.) його величина досягає 2500 мДж/м^2 у рік, але досить швидко убуває до берегів Антарктиди. На широті полярного кола його значення становить близько 1000-1200 МДж/м^2 у рік [3].

Радіаційний баланс має добре виражений річний хід. Улітку Південної півкулі (січень) величина радіаційного балансу уздовж паралелі 50° пд.ш. близько 500 МДж/м^2, а на широті полярного кола - близько 350 МДж/м^2 на

місяць. Узимку (липень) позитивні значення радіаційного балансу на акваторії Південного океану майже ніде не спостерігаються. Нульові значення радіаційного балансу розташовуються приблизно уздовж 48° пд.ш., а на широті полярного кола його негативні значення досягають -100 МДж/м^2 на місяць.

Величина контактного теплообміну океану з атмосферою в літній сезон дорівнює нулю, узимку підвищується біля північної границі до -50, місцями до -100 МДж/м^2 на місяць. У суші за рік контактний теплообмін від- рицательный (океан віддає тепло в атмосферу). Найбільших значень віддача тепла досягає в районі, розташованому південніше Африки (до -750 МДж/м^2 у рік). У тихоокеанському й індоокеанському секторах поблизу північної границі Південного океану втрати тепла за рік внаслідок контактного теплообміну досягають -500 МДж/м^2, а в атлантичному секторі вони близькі до нуля.

Втрати тепла на випар значні скрізь у районах, що примикають до північної границі океану. Особливо великих величин вони досягають до півдня від Африки й до півдня від Австралії й Нової Зеландії - 3500-2500 МДж/м^{2}у рік. На оцінці 60' пд.ш. ці втрати розподілені більш рівномірно по всьому кільцю океану й становлять близько 1000-1200 МДж/м^2 у рік. Нульова ізолінія (ізолінія, за якою спостерігається не випар, 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.-2000 МДЖ/м^2. На іншій акваторії океану вони менше: -500..-I000 МДЖ/м^2.

Річний хід зовнішнього бюджету тепла має досить більшу амплітуду. Улітку (січень) бюджет тепла позитивний на всієї акваторії океану. Найбільші його значення 300-400, місцями до 500 МДж/м^2 на місяць спостерігаються поблизу північної границі океану. На оцінці 60° пд.ш. ці значення убувають до 200-300 МДЖ/м^2, однак в атлантичному секторі на цій широті спостерігаються значення до 400 МДЖ/м^2 на місяць. У липні бюджет тепла скрізь у межах Південного океану негативний. Його значення по всієї не покритої льодом акваторії океану від -300 до -400, місцями до -500 МДж/м^2 на місяць.

Випар істотний у районах, розташованих до півдня від Африки й Австралії, де воно досягає 100-150 см у рік. В атлантичному й східної частині тихоокеанського секторів випар у північній зоні океану від 50 до 100 см, а на 60° пд.ш. у більшості районів менш 50 см у рік. На широті полярного кола випар дуже незначний.

Різниця опади-випар у межах Південного океану скрізь позитивний, хоча в районах до півдня від Австралії, Нової Зеландії й Африки річні суми опадів

майже дорівнюють випару. На іншій акваторії океану різниця опади-випар становить близько 50 см, або трохи більше - місцями до 70 см у рік.

Кількість прісної води, що надходить у Південний океан з Антарктиди у вигляді материкового льоду, урахувати важко. Однак можна допустити, що на Антарктичному континенті зберігається баланс льоду в середньому багаторічному плані, тобто "стік" материкового льоду в океан у середньому за рік і сублімація з поверхні, покритої снігом, у сумі дорівнюють річному вступу опадів у вигляді снігу на весь континент. Поверхня, покрита материковим льодом в Антарктиці, становить близько 14 млн.км^2 . Кількість опадів на цій поверхні можна в середньому прийняти близько 200 мм у рік (поблизу узбережжя воно досягає 300-400, а в центральних районах менше 200 мм). У цей час прийнято вважати, що сублімація з поверхні льодовиків досягає 1/4 опадів, що випадають. Отже, щорічний "приріст" материкового льоду становить 2,1 тис км^3, тобто можна прийняти, що така кількість прісної води у вигляді айсбергів "стікає" в океан.

1.4. Циркуляція вод

У Південному океані система циркуляції вод складається із двох течій: спрямованого із заходу на схід Циркумполярної течії, яка також називається Антарктичною круговою течією, Західним дрейфом або течією Західних вітрів;і течії, що і йде у зворотному напрямку уздовж берегів Антарктиди - течія Східних вітрів, що називається також Антарктичною прибережною течією. Між ними проходить улоговина динамічного рельєфу, якої відповідає антарктична дивергенція.

Динамічний рельєф знижується убік Антарктиди, починаючи приблизно з 40° пд.ш. У середньому це зниження від найбільш високих відзначок (у центрах субтропічних кругообертів) до найбільш низьких в антарктичній дивергенції становить 150 динамічних см. Ця зона охоплює південні периферії субтропічних антициклонічних кругообертів: Північно-Атлантичну, Північно-Індоокеанську й Північно-Тихоокеанську течії й Циркумполярну течію. Північну границю Циркумполярної течії в поверхневому шарі визначити досить важко, тому що по напрямкові вона збігається із течіями південної периферії субтропічних круговоротов. Звичайно цією границею вважають субантарктичний фронт, який у верхньому шарі вод добре помітний по значних меридіональних градієнтах температури й солоності й проходить південніше субтропічної конвергенції.

Із глибиною субтропічна конвергенція зміщається до півдня й збігається із субантарктичним фронтом.

Південна границя Циркумполярної течії (антарктична конверген- ція) розташована приблизно уздовж південного полярного кола.

Стрижень Антарктичної Циркумполярної течії, тобто зона течії, якої відповідають згущення динамічних горизонталей на картах динамічного рельєфу й найбільш значні швидкості, не займає строго широтного положення. Найбільш північне положення він займає в східній частині атлантичного й індоокеанскому секторах. У тихоокеанському секторі відбувається поступовий зсув стрижня течії до півдня. Найбільш південне його положення відзначається в східній частині тихоокеанського сектору й у протоці Дрейка (62-63° пд.ш.). Далі на схід стрижень течії досить круто піднімається до півночі на довготі 40-30° з.д. проходить приблизно по 50° пд.ш., а ще далі на схід у районі нульового меридіана він зміщається до 48° пд.ш. - це саме північне його положення. Таким чином, різниця в положенні стрижня течіяу на різних довготах досягає 15° по широті [4].

Уздовж стрижня Циркумполярної течії проходить антарктична конвергенція, яка називається також південним полярним фронтом і служить північною границею Південного океану.

Питанням з'ясування причин незональності Антарктичного Циркумполярної течії займалися деякі автори, однак цілком переконливого пояснення цьому факту поки немає. Слід зазначити, що результати дослідження швидкості вітру над Південним океаном свідоцтвують про аналогічну неэоналність в положенні максимальних швидкостей вітру [4]. Хоча осі максимальних значень швидкостей течій й вітру збігаються, це не може служити достатнім поясненням самого факту такого глобального відхилення від правильного зонального положення. Можливо, що зсув осей течії й вітру пов'язане із впливом континентів Південної Америки, Африки й Австралії, південні краї яких перебувають на різному видаленні від берегів Антарктиди.

Іншою особливістю Антарктичної Циркумполярної течії є хвилеподібний вигин динамічних горизонталей, тобто теж відхилення від зонального положення, але регіонального характеру. Ця особливість течії пов'язана з його проходженням над хребтами й підняттями дна. При проходженні хребтів течія повертає вліво, а над улоговинами - вправо (у відповідності з тим, як це й повинне спостерігатися в Південній півкулі).

Геострофічні швидкості Циркумполярної течії невеликі. Навіть у стрижні течії вони становлять 10-15 см/с і дуже повільно убувають із глибиною [4]. Б.А.Тареев і А.В.Фомичев оцінили швидкості чисто дрей-

фової течії по формулі Экмана й показали, що на поверхні ці швидкості мають ту ж величину, що й геострофічні, тобто близько 16 см/с. Названими авторами було також показане, що дрейфовий перенос має значну меридіональну (північну) складову.

На окремих гідрологічних розрізах, що проходять поперек Антарктичної Циркумполярної течії, було виявлено два струмені з максимальними швидкостями. Ця особливість течії відзначалася неоднократно, однак у цей час ще не можна зробити висновок про те, чи є така особливість властивою всієї течії або тільки окремим її ділянкам.

Незважаючи на те, що швидкості Антарктичної Циркумполярної течії невеликі, поширюється воно, очевидно, у всій товщі води до самого дна, тому його витрата досягає дуже великої величини: 160-190 • 10^6 $м^3/с$ [4, 5], На різних ділянках течії витрата неоднакова, тому що від неї відходять галузі до півночі.

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

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

Поблизу Антарктичного континенту в смузі східних вітрів течія спрямована зі сходу на захід - Антарктична прибережна течія (або течія Східних вітрів). Ця течія охоплює верхній шар води, але в атлантичному секторі поширюється й у глибинний шар. Швидкості течії Східних вітрів різні на різних її ділянках. Є відомості про те, що вони можуть досягати значних величин. Так, уздовж крижаного бар'єра Росса відзначалися швидкості до 100-I50 см/с.

Антарктична прибережна течія обгинає весь континент; там, де суша утворює виступи, течія здобуває меридіональне напрям. Далі всього до півночі виступає Антарктичний півострів (Земля Грейама), Уздовж півострова течія направляється на північ, потім під впливом Південно-Антильського хребта усе більш відхиляється на схід і разом з південним краєм Циркумполярної течії утворює циклонічний кругооберт в атлантичному секторі Південного океану [6J. Циклонічний кругооберт утворюється й у районі моря Росса.

1.5. Вертикальна структура і водні маси Південного океану

У Південному океані спостерігається вертикальна структура вод, що відрізняється від структури інших океанів, яка звичайно називається антарктичною структурою. Термохалінна стратифікація тут виражена слабко, а збільшення густини з глибиною невелике. Проте окремі шари води все-таки відрізняються по своїх характеристиках завдяки різним процесам їх формування. Відповідно до цих різниць в Південному океані можна виділити структурні зони, яким відповідають наступні водні маси: поверхнева, холодна підповерхнева, глибинна верхня, глибинна нижня, донна.

Поверхнева вода. Поверхнева водна маса має зимову й літню модифікації. У зимовий сезон тривале охолодження й осолонення внаслідок інтенсивного льодоутворення створюють сприятливі умови для глибокої конвекції, яка в Південному океані досягає 200 м. У шарі конвекції формується зимова модифікація поверхневої води. Температура цієї води змінюється по акваторії океану від -1° С поблизу його північної границі до -1,9° С у самої південної частини, де про- ходить процес льодоутворення. Солоність води змінюється від 34,0 до 34,6‰ відповідно.

Улітку відбувається прогрів верхнього шару води, танення льодів і опріснення цього верхнього шару. Знижена (до 33,8‰) солоність створює значну вертикальну стійкість на границі розпрісненного шару, яка перешкоджає перемішуванню його з нижчележачею водою. Товщина літнього прогріву неоднакова, вона змінюється від 100-120 м поблизу північної границі до 40 м на крайньому півдні, але повсюдно в межах Південного океану залишається менше глибини зимової конвекції. Температура води у верхньому шарі влітку підвищується до 4-5° С на півночі океану й до -1,5° С на півдні у берегів Антарктиди. Нижче цього шару зберігається більш холодний прошарок.

Поверхнева антарктична вода переміщається течією Західних вітрів на схід, але завдяки відхиляючій силі обертання Землі це переміщення має й північну складову. На деякій широті густина поверхневої антарктичної води виявляється більше густини більш теплих субантарктичних вод, тому далі ця вода вже не може поширюватися по поверхні й опускається вниз, змішуваясь з субантарктичними водами. У результаті змішування утворюється нова водна маса, яка відповідно до її густини займає проміжний шар. Ця водна маса, що одержала назву суб- антарктичної

проміжної води, поширюється (як уже було показано) далеко на північ в Атлантичному, Індійському й Тихому океанах.

Зона змішування вод - антарктична конвергенція - збігається зі стрижнем течії Західних вітрів. Хоча в цій зоні відбувається занурення поверхневої антарктичної води, постійний вступ 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 зону від субантарктичної.

Підповерхнева вода. Холодний прошарок, що зберігається в літній сезон як залишок зимового охолодження, являє собою підпо- верхневу водну масу. Її характеристики залишаються тими ж, що й характеристики всього шару конвекції в зимовий сезон. Зрозуміло, на верхній і нижньої границях підповерхневого шару вони трохи змінюються внаслідок перемішування з поверхневою водою, яку вона підстилає, 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 у Південному океані підстилається глибинною водою, яка складається із двох шарів. Верхній шар цієї води має максимум солоності й максимум температури, нижній - тільки максимум солоності. Надходять ці води з півночі, а в індоокеанському і тихоокеанському секторах переносяться із заходу. У межах Південного океану глибинні вода піднімаються до поверхні. Особливо помітний цей підйом поблизу зони антарктичної конвергенции, де вертикальні складові швидкості спрямовані нагору. Нижня границя 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 проміжною водою.

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

Донна вода. Найбільш щільна у Світовому океані вода, що займає придонний шар нижче 4000 м, утворюється в Південному океані. Як уже згадувалося раніше, основним з районів її формування є море Уэддела, яке має широкий шельф. Зовнішній край шельфу поступово переходить у материковий схил, що опускається до океанічного ложа Африканськo-Антарктичної улоговини. Центральна велика частина улоговини має глибину більш 5000 м. У зимовий сезон на шельфі моря Уэддела

утворюється вода високої густини завдяки низкої її температурі й досить високої солоності. Інтенсивне льодоутворення приводить до того, що солоність води підвищується до 34.62‰, а температура опускається до -1,9° С. Тільки після цього вода здобуває таку густину (більш 27,87 ум.од.), що може опускатися з шельфу по схилу в більш глибокі шари. Поблизу материкового схилу вона змішується із глибинною водою, температура якої близько +0,5° С, а солоність 34,68‰. У результаті змішування утворюється вода з температурою близько -0,9° С и солоністю 34.65‰. Ця вода має густину більшу, ніж густина глибинної води, і опускається в придонний шар. Далі вона поширюється на північ і на схід і заповнює придонний шар у трьох океанах; Атлантичному, Індійському й Тихому. Тільки в Північний Льодовитий океан, який обгороджений високими порогами, антарктична донна вода не попадає.

У літературі є відомості про те, що в індоокеанському секторі Південного океану також є окремі райони на шельфі Антарктиди між 20° і 145° сх.д., де відбувається утвір донної води. Дикон висловлював припущення про те, що деяка кількість донної води формується в море Росса. Дійсно, море Росса, як і море Уэддела, має досить великий шельф. Тут відбувається інтенсивне льодоутворення й осолонення води. Для того щоб вода шельфу стала опускатися в глибину й змішуватися із глибинною водою, треба, щоб її температура опустилася до -1,8 або -1,9°С, а солоність перевищила 34,58‰. Такі характеристики антарктична вода на шельфі може придбати при виморожуванні шару води не менш 1,5-2,0 м.

У морі Росса зазначені умови є, однак холодна шельфова вода повинна ще досягтися океанських глибин для того, щоб змішатися із глибинною водою. У північній частині море Росса обгороджене підняттями, 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 індоокеанського сектору, ні море Росса (якщо воно й служить джерелом утвору донної води) не мають такого значення, як море Уэддела, служить поступове підвищення температури донної води від моря Уэддела на схід на тих самих широтах. Наприклад, на глибині 4000 м температура донної води уздовж паралелі 60° пд.ш. на схід від моря Уэддела (по напрямкові Антарктичної Циркумполярної течії) наступна: в атлантичному секторі -0,8, в індоокеанському -0,5 на заході й -0,4 на сході, у тихоокеанському +0,5° С. Таке підвищення температури донної води, яке відбувається внаслідок змішування з більш теплою глибинною водою в

міру її видалення від основного джерела утвору, можливо лише в тому случав, колі інші джерела поповнення цієї води значної ролі не відіграють.

1.6. Основні риси просторового розподілу гідрологічних і гідрохімічних характеристик

Температура води. У зимовий сезон (серпень) температура води на поверхні Південного океану майже скрізь негативна. Поблизу узбережжя Антарктиди вона опускається до -1,9 і поступово підвищується на північ до -1° С приблизно на 60° пд.ш. в атлантичному й індоокеанському секторах і на 62-65° пд.ш. - у тихоокеанському секторі. Далі на північ температура води переходить через 0° С и до північної границі Південного океану досягає 2-3°С. У літній сезон (лютий) температура верхнього гомогенного шару підвищується менш чим на 1° С у районах, що прилягають до берегів Антарктиди, і на 2-3° С поблизу північної границі.

На глибинах до 200 м під верхнім злегка прогрітим у літній сезон шаром зберігається зимова температура води, а на глибині 300 м температура підвищується й стає майже скрізь позитивною. До півдня від 60° пд.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 до півночі від Антарктичного континенту в порівнянні з горизонтами 500 і 1000 м. У глибинному шарі Південного океану на 2000 і 3000 м відзначаються найвищі меридіональні градієнти температури, які ніде більш у глибинних водах Світового океану не зустрічаються. Так, на глибині 2000 і зміна температури води досягає 2° С на 10° широти, у той час як на тій же глибині в Тихому океані температура води на всьому його протязі змінюється не більше ніж на 0,5-0,4° С.

Температура донної води (4000 м), як ми вже відзначали, негативна в атлантичному й індоокеанському секторах, а в тихоокеанському секторі стає позитивною майже скрізь, за винятком південної окраїни улоговини Беллинсгаузена, пов'язаною з морем Росса, де температура донної води близько -0,2° С.

Солоність У шарі зимової конвекції солоність у серпні майже скрізь у Південному океані вище 34 ‰. 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 північної границі океану.

Солоність холодного подповерхностного 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 конвергенции, де вони досягають 34,5 ‰ завдяки підйому більш солоної глибинної води, До північної границі океану солоність зменшується до 34,1-34,2 ‰.

На нижчележачих горизонтах підвищення солоності ще помітніше: на 300 м вона перевищує 34,5 ‰ у зоні конвергенции й близько 34.26 ‰ у північної границі, на 500 і 1000 м вона досягає 34,7 ‰ у південній частині океану й близько 34,5 ‰ на півночі, а на глибині 2000 м солоність між .південним полярним колом і 60° пд.ш. місцями більш 34,75 ‰. На глибині 4000 м солоність від 34,65 до 34.70 ‰.

Густина. Узимку густина води на поверхні перевищує 27,0 ум.од.майже по всій акваторії Південного океану. Улітку густина поверхневого -шару знижується внаслідок нагрівання й опріснення. Між Полярним колом і 60° пд.ш. густина все-таки залишається більш 27,0, а до півночі й до півдня від цієї зони вона менш 27,0 ум.од.

На глибині 100 м густина у берегів Антарктиди перевищує 27,5 і зменшується до північної границі до 27,0 ум.од. При переході від холодного підповерхневого шару до глибинних вод густина помітно збільшується завдяки підвищенню солоності (хоча температура підвищується). На горизонтах 300 і 500 м ізолінії, що відповідають густині 27,5 і 27,0 ум.од.. відсуваються далі до півночі в порівнянні з їхнім положенням у подповерхностном шарі, а на глибині 1000 м густина у районах, що примикають до Антарктики, перевищує 27,8 ум.од.і тільки в північної границі знижується до 27,6 ум.од.

Далі із глибиною густина 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 північної границі, 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, чим води субтропічних і тропічних зон інших океанів. До півдня від 40° пд.ш. відносна прозорість води скрізь менш 30 м. У тихоокеанському й індоокеанському секторах до 50° пд.ш. прозорість знижується до 20 м, а в атлантичному секторі вона не перевищує 20 вже на 40° пд.ш. Далі до півдня прозорість ще більш низька й поблизу берегів Антарктиди падає до 10 м і менш.

У високих широтах біологічна продуктивність вод значна, тому що тут спостерігається підйом у поверхневі шари живильних речовин висхідними

рухами води в субполярних циклонічних системах. Інтенсивний розвиток планктонів і приводить до того, що прозорість вод цих широтних зон невисока. Однак тут потрібно мати на увазі процеси не тільки продукування органіки, але і її розкладання. Ці процеси у великій мері залежать від температури середовища. З підвищенням температури на кожні 10° швидкість розкладання збільшується в 2-3 рази. Отже, у субполярних і полярних районах, де температура води на 20-25° нижче, чим у тропічних районах, розкладання органічної речовини буде відбуватися майже в 10 раз повільніше такого розкладання в тропіках. Це, мабуть, означає, що й при однакових умовах продукування в полярних районах повинне бути значно більше органічної речовини, а разом з тим і живих організмів, чим у тропічних зонах.

1.7. Хвилювання і льод

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

До півдня від 60° пд.ш. імовірність сильного хвилювання зменшується. Особливо змінюються характеристики вітру й хвилювання південніше 65° пд.ш. Циклони тут звичайно мають невеликі розміри, тому й разгони хвиль невеликі. Розвитку хвилювання заважають також виступи Антарктичного континенту, скупчення льодів і айсберги. Найбільш сприятливою порою року для появи тут великої брижей є літо, коли відсутність льодів не заважає її проникненню з півночі.

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

Льод. Стійкий утвір морського льоду в Південному океані починається в березні як на чистій воді поблизу Антарктичного континенту, так і серед залишкових дрейфуючих льодів. Утвір первинних форм льоду може початися й у літні місяці при вторгненні холодних мас повітря з континенту, але влітку цей процес нестійкий, при зміні погоди літній лід швидко тане. Первинні форми льоду в Південному океані ті ж самі, що й в арктичних морях, (а також в інших районах). Вони являють собою крижані голки, сало, шугу, снежуру, які поступово переходять у блинчатый лід, нилас, сірий, сіро-білий, білий лід. Однак по своїй внутрішній структурі й фізичним властивостям льоди Південного океану відрізняються від арктичних льодів. У Центральному Арктичному басейні снігу випадає мало, тому він не відіграє помітної ролі в процесі льодоутворення. Арктичний лід, як правило, кристалічний, його щільність - близько 900 кг/м. На формування ж морського льоду Південного океану великий вплив виявляє сніг, що випадає при проходженні циклонів, а, що також виноситься вітрами з континенту. Сніг прискорює льодоутворення й збільшує товщину льоду зверху. Просочуючись водою й змерзаючись, сніг утворює білястий "сніжний" лід. У прибережній зоні істотну роль відіграє внутрішньоводний лід. Тому для льодів Південного океану характерно шарувата будова: твердий кристалічний лід перемежовується із шарами пухкого сніжного або внутрішньоводного льоду, що має губчату структуру й набагато меншу щільність, чми кристалічний. Відповідно до цього шматки льоду можуть мати різну щільність: від 600 до 900 кг/м^3. Міцність такого льоду також набагато менше міцності арктичного [7,8].

У результаті утвору молодих форм льоду на відкритій воді й дрейфу льодів, що утворювалися, під дією вітру й течій границя льодів у першу половину зими досить швидко переміщається до півночі. Найбільша швидкість переміщення границі льодів спостерігається в червні [I,7]. До серпня рух границі вповільнюється й у вересні вона займає, очевидно, найбільш північне положення. Рік у рік положення границі льодів не залишається постійним, воно залежить від інтенсивності льодоутворення й швидкості дрейфу льодів у кожну конкретну зиму, і в середньому крайнє її положення наприкінці літа перебуває між 61° ж 64° пд.ш.

Густота льодів поблизу границі їх поширення може бути різною: від I до 10 балів. У самої крайки в зимовий час частіше всього зустрічається молодий лід товщиною 0,16-0,6 м, первинні форми й деяка кількість битого однорічного льоду, товщина якого більш I м. Крижані поля тут дуже рідкі, тому що сильне хвилювання руйнує їх

Льоди Південного океану усередині границі їх поширення не створюють суцільного покриву, як в Арктичному басейні, де чистої води в зимовий сезон майже немає. Завдяки тому, що в Південному океані немає природньої

(континентальної) границі на півночі, льоди вільно переміщуються, утворюючи простори чистої води (або дуже, розрідженого льоду). Із цієї причини в Південному океані й торошення льодів розвинене слабко. 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 становлять молоді льоди, зустрічаються й однорічні. Багаторічний лід зберігається в бухтах у вигляді нерухливого льоду, але площа його невелика. Майже вся маса льодів осіннього й зимового утвору руйнується до кінця літнього сезону.

Поблизу Антарктичного континенту льоди переміщаються в основному на захід під дією східних вітрів. Виступи континенту прегороджують льодам, що рухаються, шлях і відхиляють їх до півночі. Із цієї причини райони, що прилягають до східних узбереж півостровів і мисів, звичайно забиті плавучими льодами, які зберігаються й улітку, у той час як райони, розташовані у західних берегів цих же напівостровів і мисів, найчастіше залишаються вільними від льоду навіть у зимовий час. Так, у море Уэддела течія Східних вітрів переносить льоди уздовж берега на захід. Досягшись Антарктичного півострова, ці льоди разом із течією повертають уздовж півострова на північ, а потім на північний схід. У зимовий сезон від моря Уэддела на північний схід поширюється довга смуга льодів. Ця смуга довго зберігається й у весняний час після того, як лід на іншій акваторії моря Уэддела зникає.

На захід Антарктичного півострова течії слабкі, тому в тихоокеанському секторі між 75° і 140° з.д. лід набагато менш рухливий, чим в атлантичному, і має більшу товщину. Зона згуртованного труднопрохідного льоду до кінця зимового сезону спостерігається в море Беллинсгаузена й далі на захід. Льоди тут часто торосисті густотою до 7-9 балів. Товщина полів плавучого льоду досягає 2 м. Серед льодів моря Беллинсгаузена зустрічається багато невеликих айсбергів, а також поля багаторічного льоду.

Далі на захід у море Росса існує добре виражена циклонічна циркуляція вод, а разом з нею льодів і айсбергів. Як і в море Уэддела, льоди виносяться до півночі, де вони утворюють пояс, до півдня від якого льодів менше. У літній сезон цей пояс зберігається; ширина його в різні роки може бути різною. Навесні пояс згуртованих льодів складається з полів, уламків полів товщиною 1-2 м і айсбергів. Зустрічаються торосисті льоди. Улітку згуртованість льодів зменшується й пояс стає прохідним для судів [7].

У західній частині тихоокеанського сектору між м.Адер і островами Баллени утворюється ще один потужний крижаний масив. Основною при- чиною утвору тут масиву є постійне скупчення сидячих на ґрунті айсбергів, які сідають на обмілині, розташовані перпендикулярно до берега, і перешкоджають дрейфу

морських льодів зі сходу на захід. Крім того, до островів Баллени дрейфує лід моря Росса, при цьому в західній частині масиву утворюються льоди більш важкі, чим в східній. Балленский масив складається з полів, уламків полів крупно- і мелкобитого льоду. Зустрічається багато айсбергів. Морські льоди, часто торосисті з висотою торосів до 6 м [7], зберігаються протягом літнього сезону так само як айсберги, що також сидять на ґрунті.

Далі на захід в індоокеанському секторі немає скупчень особливо важких льодів. Узбережжя континенту тут слабко порізане, тому льоди дрейфують вільно. Крім того, суша в індоокеанському секторі продовжується майже скрізь північніше Південного Полярного кола, умови льодоутворення тут менш сприятливі, чим в інших секторах, а руйнування льоду починається раніше.

Припайного льоду в Південному океані небагато. Найбільша ширина припаю звичайно не перевищує декількох десятків кілометрів. Товщина припаю до кінця зими досягає 2-2,5 м поблизу берега й зменшується до зовнішньої крайки припаю до 1-1,2 м. Антарктичний припайний лід характерен своєю шаруватістю. Шари звичайного кристалічного льоду мають товщину 0,3-0,5 м. Інші шари утворюються внаслідок намокання й змерзання снігу на льоді, що утворювався з морської води. Істотну роль в утворі антарктичного припаю має внутрішньоводний лід: примерзаючи знизу до льоду, що утворювався на поверхні, він збільшує його товщину до 4 м.

У районах, де берегова лінія утворює глибокі бухти, у яких лід захищений від дії вітру, припай може зберігатися протягом декількох років. Товщина багаторічного припаю досягає 4-12 м,

Такий припай виявляється непереборною перешкодою для судів на їхньому шляху до Антарктичного континенту. Деякі дослідники розглядають багаторічний припай як проміжну стадію розвитку шельфових льодовиків. Вище відзначалося, що товщина однолітнього припаю в разі намерзання знизу внутрішнводного льоду може досягати 4 м. Іноді його ухвалюють за багаторічний лід, однак за структурою він відрізняється від багаторічних льодів своєї рихлістю; при ударі судна такий лід легко розколюється.

На початку листопада утвір льоду припиняється й починається його танення. Утворюються ополонки й розводдя, лід стає пухким. Танення льоду прискорюється в результаті його механічного руйнування під дією хвиль, припливів, штормових вітрів. Молоді льоди зникають досить швидко, а крайка починає відступати до півдня. Від листопада до грудня відступ крайки відбувається повільно, а в грудні-січні дуже швидко: до 10-30 миль у добу. Процес руйнування льоду охоплює весь простір Південного океану від крайки до самої прибережної зони. Повсюдно зменшується згуртованість льодів, усередині масивів з'являються ополонки і розводдя. У березні площа льодів досягає своєї

найменшої величини. В атлантичному, індоокеанському секторах і в морі Росса плавучі льоди наприкінці літа звичайно легкопрохідні. Важкі згуртовані льоди зберігаються в Балленськом масиві, у морях Беллинсгаузена й Амундсена.

Айсберги. У льодовому режимі Південного океану особливу роль відіграють айсберги, які утворюються з льоду, що відпав від краю матері- кового покривного льодовика, вивідних і шельфових льодовиків. Матеріковий лід в Антарктиці займає 14 млн.км^2 , з яких 11,3 млн.км^2 перебувають над сушею, а інший лід - над океаном. Характерна, властива тільки Антарктиді форма льодовиків - шельфові льодовики. Шельфовий лід являє собою багаторічний припай, на якому із часом нагромадилося гак багато снігу, що він під великим тиском спресувався, придбав кристалічну структуру усередині й утворював багатометрову товщу льоду, що займає в шельфових районах Південного океану значні площі.

Найбільш великі із шельфових льодовиків: льодовик Фильхнера в морі Уэддела, льодовик Росса в морі Росса й льодовик Шеклтона в районі 95-100° сх.д. Інші шельфові льодовики займають менші площі.

Крайка шельфових льодовиків (де відбувається відколювання айсбергів) являє собою крижану стіну, що прямовисно піднімається над водою. Самим значним із усіх такого роду льодовиків є льодовик Росса. Його крайка утворює безперервну крижану стіну, яка тягнеться на відстань близько 750 км і одержала назву крижаного бар'єру Росса. Висота бар'єра Росса неоднакова на всьому його протязі, у середньому вона становить 30-40 м над рівнем моря, але місцями піднімається до 250 м. Середнє поглиблення льодовика нижче поверхні моря 180-200 м. Льодовик Росса підтримується не тільки відкладанням снігу на його поверхні, але глетчерами, що й упадають у нього.

За формою айсберга не завжди можна визначити, від якого типу льодовика він відпав. Айсберги, що відколюються від шельфових льодовиків, бувають плоскі, але таку ж форму часто мають і глетчерні айсберги. Взагалі для антарктичних айсбергів у ранній період їх існування (на початку дрейфу) властива столообразна форма. Коли вони виявляються в більш теплих водах, їх підводні частини сильно обтають, внаслідок чого айсберги втрачають стійкість і перекидаються. Перекидання айсбергів іноді відбувається до їхнього розпадання на окремі шматки, частіше ж вони спочатку розпадаються на уламки, а потім перевертаються.

Час існування окремих айсбергів залежить від їхніх розмірів, внутрішньої структури, шляхів дрейфу. Антарктичні айсберги по своїх розмірах перевершують айсберги Північної півкулі.

Найбільшу горизонтальну довжину мають молоді столоподібні айсберги шельфового походження. Найбільш великі з них за своєю довжиною досягають 70-80 км. Висота надводної частини столподібних айсбергів коливається від 10-

15 до 60 м. Висота надводної частини глетчерных куполоподібних айсбергів досягає 100 м. Найбільші айсберги мають горизонтальні розміри, що перевищують 100 км, а площа - більш 10 тис.га. Так, в 1956 р. у районі острова Скотта був виявлений айсберг, площа якого була більш 40 тис. км^2. Він мав довжину близько 385 км, а ширину - близько 110 км. Існування таких айсбергів визначається декількома роками. В 1963 р. льодова розвідка радянської антарктичної експедиції виявила в районі станції Молодіжна величезний столообразный айсберг площею близько 7 тис.км^2. Пізніше, в 1966 р. льодова розвідка донесла, що айсберг розколовся на дві частини. У лютому 1967 р. японська авіарозвідка виявила одну із частин цього айсберга розмірами 50х70 км, яка дрейфувала до заходу зі швидкістю 4,4 км у добу.

Співвідношення між надводною й підводною 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 (у середньому), однак неоднакова в різних шарах льоду. Дослідження, проведені на шельфовому льодовику Росса, показали, що у верхньому 36- метровому шарі льоду.щільність із глибиною зростала від 300 до 774 кг/м^3. Айсберги, що відпали від льодовиків, де сніг не встигнув спресуватися й утворити кристалічну структуру, тобто пухкі "сніжні" айсберги, мають щільність близько 500 кг/м^3. Такі айсберги розпадаються на шматки й зникають швидко.

Відпавши від льодовиків, айсберги утягуються в загальний дрейф спочатку (у прибережній частині) на захід і північний захід, потім, потрапляючи в більш низькі широти, - на схід з деякою північною складовою в потоці вод течії Західних вітрів, В антарктичних водах айсберги зустрічаються в будь-який час року, як у зоні поширення морських льодів, так і північніше її. Границя їх поширення повторює границі антарктичної конвергенції, хоча окремі айсберги заходять набагато північніше зони конвергенції. Однак, потрапляючи в теплі води північніше антарктичної конвергенції, вони руйнуються досить швидко.

2 СТИСЛА ХАРАКТЕРИСТИКА СХІДНО-АВСТРАЛІЙСЬКОЇ ТЕЧІЇ

Глибоководних інструментальних спостережень у східних берегів Австралії виконане мало навіть в останні роки, однак разом із супутниковими альтиметрічними спостереженнями вони дозволяють скласти уявлення про Східно-Австралійську течію, яка по своєму географічному положенню є як би аналогом інших західних прикордонних течій обох півкуль - Гольфстріму, Куросио, Агульяс, Бразильського. Південна пасатна течія Тихого океану займає широку смугу, її південна границя проходить по 20° пд.ш. у східній частині океану й по 17-18° пд.ш. - у південній частині. Північна його границя перебуває приблизно на 4° пн.ш. Південна пасатна течія має три струмені (гілки): північну, що проходить північніше екватора й відділену в підповерхневому шарі від південної частини плину протитечією Кромвелла й Південною екваторіальною протитечією, розташованою приблизно симетрично Межпассатної протитечії (4 - 90 ю.ш.), і південну гілку, тобто весь південний край Південної Пасатної течії від 90 пд.ш. до 17-18° пд.ш.

Рис. 2.1 Схема східного узбережжя Австралії [19]

Дві гілки: середня й південна проходять зі сходу на захід у Південній півкулі й (як в Атлантиці й Індійському океанах) зустрічають на заході тверду перешкоду від 2° пд.ш. (Нова Гвінея) до 46° пд.ш. (край Тасманії разом з навколишнім її мілководдям). Ця перешкода переривається лише Торресовою протокою між Новою Гвінеєю й м.Иорк (самою північною точкою Австралії) і Басовою протокою між Австралією й Тасманією. Однак обоє протоки мілководні, особливо Торресова протока, до того ж засіяні дрібними кораловими острівцями й рифами. Бассова протока перебуває на шельфі Австралії й також частково перепиняється островами. У такий спосіб тверду границю можна вважати безперервною. Таку ж перешкоду на заході зустрічають Південні пасатні течії в Атлантиці й Індійському океані. В Атлантичному океані води північної й середньої гілок Південної пасатної течії здобувають північну складову й переходять у Гвіанську течію, а потім уже в Північній півкулі проходять у Карибське море. Південна гілка повертає уздовж берега Південної Америки до півдня, утворюючи Бразильську течію, що досягає 40° пд.ш., де вона, потрапляючи в зону західних вітрів, разом з водами холодної Фолклендської течії направляється на схід. Тут утворюється добре виражений субполярний фронт, що розділяє води субтропічні й субполярні. В Індійському океані води Південної галузей ППТ переходять у спрямовану до півдня течію Агульяс, яка досягає края Африки з великими швидкостями й значною витратою. Хоча Бразильська течія слабкіше, чим Агульяс і особливо Куросио й Гольфстрім, все-таки вона є постійною, і утворює, як і інші західні прикордонні течії, глибокий, вузький струмень, що глибоко проникає від поверхні, зі значними швидкостями, що перевищують 100см/с, і може утворювати меандри й кругооберти, тобто має особливості, властиві всім західним прикордонним течіям.

Можна чекати, що й води південної гілки ППТ у Тихому океані, потрапляючи в Коралове море, можливо частково поповнюють Південну екваторіальну протитечію, але в основному випливають уздовж узбережжя Австралії до півдня принаймні до 40° пд.ш. Така течія, названа Східно-Австралійською, виявлена давно. Ще близько двох сторіч тому назад, М.Флиндерс разом з Г.Басом виявили сильну течію у берегів Тасманії, яка з'явилася продовженням ще більш сильної течії уздовж східного берега Австралії. Наступні непрямі спостереження (головним чином визначення, зроблені по зносу судів) привели географів до висновку, що Східно-Австралійська течія починається в Кораловому морі. Коли ж стали робити й інструментальні виміри температури води, то уздовж східного берега Австралії виявилася смуга теплої води, що тягнеться від Коралового моря на південь, що послужило підставою для припущення щодо того, що Східно-Австралійська

течія є сильним постійним потоком, аналогічним течіям уздовж східних берегів континентів в обох півкулях, що переносить теплі води із тропіків у високі широти.

Після Другої Світової війни, коли стали проводитися впорядковані виміри температури й солоності води на розрізах, спрямованих по нормалі до берега, що дозволяють обчислювати геострофічні швидкості течій, а також нечисленні інструментальні виміри швидкостей, зложилася вистава про те, що Східно-Австралійська течія починається близько 20° пд.ш. у районі між 153 і 158° сх.д. у Кораловому морі. Тут вона ухвалює форму впорядкованого потоку води приблизно 300 м глибиною, який рухається до берегів Австралії уздовж границі між Кораловим і Тасмановым морями. Оскільки води Коралового моря дуже теплі (у середньому 29-31°С), те їхня густина дуже мала й тому рівень Коралового моря майже на метр перевищує рівень Тасманова моря. Течія прагне додержуватися контурів піднесення рівня, що добре видно по альтиметрічним вимірам. Нахил, що утворювався між різними водними масами, створює рух води подібно тому, як це робить вітровий тиск. Пересуваючись південніше, Східно-Австралійська течія меандрує убік берега й убік відкритого моря. Зміщаючись до берега вона може перетинати границю континентального шельфу й виходити на нього. Там зустрічаючись із більш холодними прибережними водами, спрямованими на північ, вона утворює циклонічні вихри з холодним стрижнем. Також меандрує і ліва границя течії в мористу сторону й назад, залишаючи за собою великі антициклонічні вихри з теплим стрижнем і швидкістю до 2 м/с по його краях (рис.2.2). Східно-Австралійська течія може створювати апвелінг у тих місцях, де вона віддаляється від узбережжя (це особливо часто буває в районах видатних у море мисів). При цьому піднімаються води, багаті біогенними речовинами.

До 25°пд.ш. течія підсилюється й далі до півдня вона добре виражена як досить вузький інтенсивний і глибокий потік. Близько 28,5° пд.ш. (м. Байрон) швидкість течії досягає 50 см/с, а в іншу частину року становить не менш 30 см/с. Найбільших значень швидкість досягає між 28 і 30° пд.ш., де вона часто перевищує 70 см/с. Ширина течії в цьому районі 100-200 км, а глибина її проникнення - не менш 1000 м. Витрата течії в середньому близько 30 Св, але може досягати 45 Св. Наближаючись до широти о.Тасманія, Східно-Австралійська течія розгалужується. Її ліва (по ходу течії) гілка повертає на північний схід і проходить уздовж західного берега Нової Зеландії. Таким чином, у Тасмановому морі утворюється великий антициклонічний кругообіг, що охоплює все море. Права гілка Східно-Австралійської течії обгинає Нову Зеландію з півдня й переходить у Південно-тихоокеанську течію [10-12].

У нижньому кінці Східно-Австралійська течія може значно слабшати й навіть взагалі повертати у зворотну сторону південними вітрами на ділянках у межах 10 морських миль.

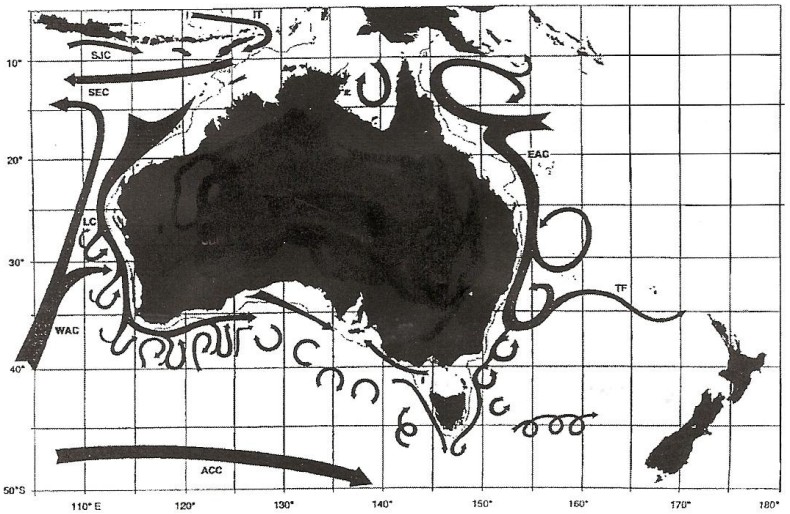


Рис. 2.2 Схема течій навколо Австралії [12]

Однак більш пізні спостереження як глибоководні гідрологічні, так і супутникові зйомки поверхневої температури води й альтиметрічні спостереження дозволяють засумніватися в такий простий і досить постійній системі течій в цьому регіоні [13-15].

3 ХАРАКТЕРИСТИКА ВИКОРИСТАНИХ МАТЕРІАЛІВ СПОСТЕРЕЖЕНЬ І МЕТОДИ ЇХ ОБРОБКИ

У якості вихідних матеріалів спостережень були використані дані СТД розрізів, виконаних науково-дослідними судами різних країн у період часу між 1985 і 2000 роками. Ці дані були взяті з атласу Всесвітніх океанських даних (WOD - World Ocean Data) 2000 року. Включені в цей атлас матеріали пройшли необхідну перевірку на вірогідність представлених у них даних і не вимагали додаткових перевірок у ході роботи з ними. Усі використані розрізи і їх розташування показані на рис.3.1.

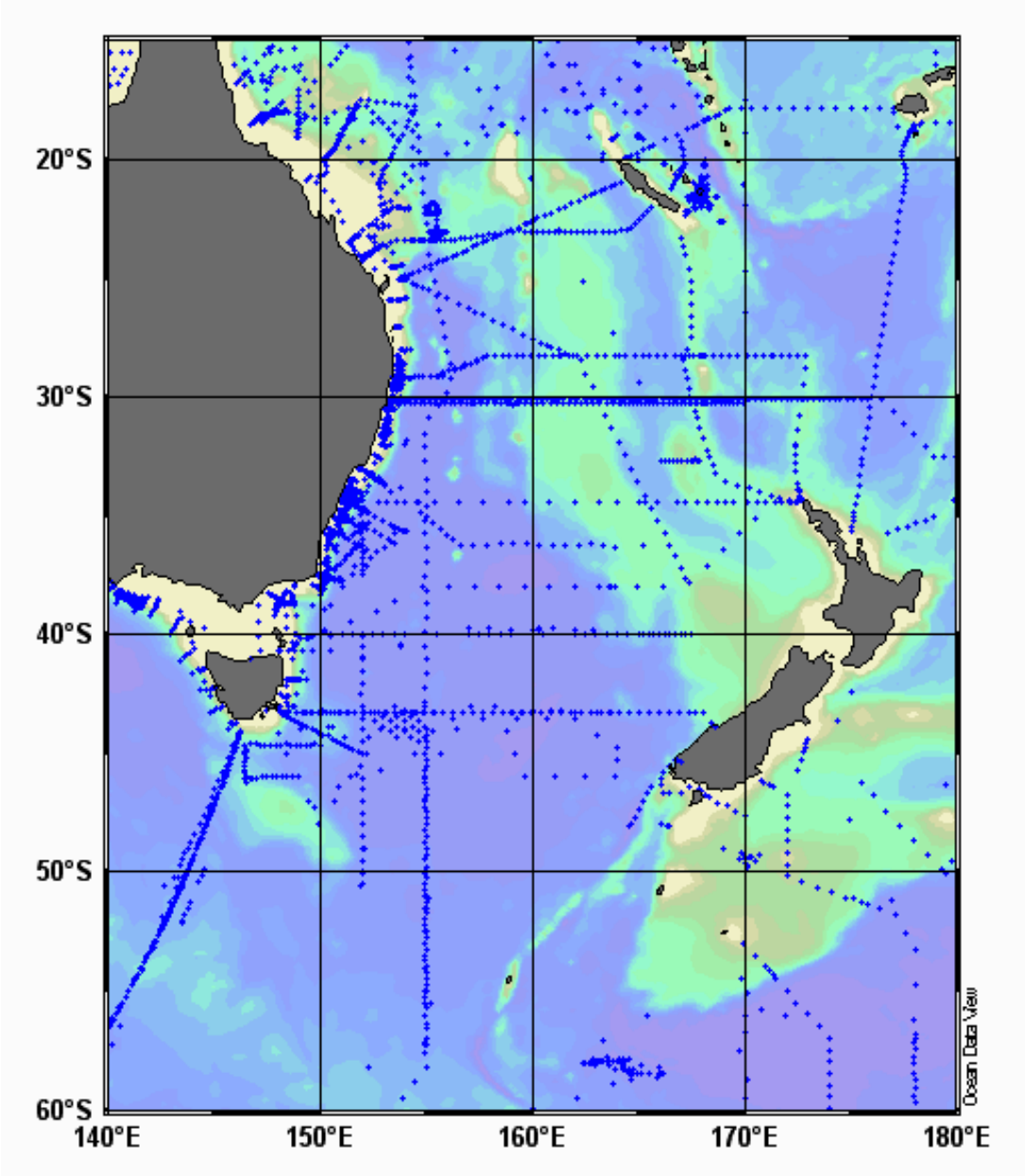


Рис. 3.1 Карта-схема розрізів у східного узбережжя Австралії, прийнятих до обробки і анализу

Обробка цих даних полягала в побудові карт вертикального розподілу температури, солоності й швидкості геострофічної течії на кожному розрізі, а при необхідності будувалися графіки вертикального розподілу цих елементів на окремих станціях. У процесі роботи також розраховувалися й будувалися графіки площ, зайнятих течіями, які згодом використовувалися для обчислення витрат цих течій. Усі ці розрахунки, а також побудова карт і графіків проводилися на ПК за допомогою програми ODV, версія 5.6 (Ocean Data Vision), створеної в Німеччині в 2002 році.

Відлікова (нульова) поверхня для кожного розрізу при розрахунках геострофічних швидкостей течій вибиралася окремо. Найчастіше це була поверхня 2000 м, але для розрізів, виконаних у шельфовій зоні й розрізів з підвісними станціями, це могла бути поверхня 1500, 1000 і навіть 500 метрів. Для деяких глибоководних розрізів ухвалювалася відлікова поверхня 3000 і 4000 м.

Слід сказати, що при всіх своїх гідностях дана програма має й деякі недоліки, що полягають у недостатньо повному описі алгоритму розрахунків. Зокрема , незрозуміло по якому принципу відбувається порядок обчислень пар станцій на кожному розрізі (за часом, або по географічних координатах), а внаслідок цього вимагає додаткової інтерпретації позитивний й негативний напрямок течій на розрізах. Крім того, не зовсім ясно як відбувається екстраполяція даних для станцій, що виходять на мілководдя. Створюється враження, що швидкість течій, розрахованих для станцій з різкими перепадами глибин значно завищені в порівнянні з дійсними.

Для перевірки отриманих карт температури й геострофічних швидкостей течій, а також для поліпшення візуалізації й підвищення їх інформативності, використовувалися карти супутникових спостережень, розташовані на сайтах австралійських наукових суспільств. На цих картах представлена інформація з різних метеорологічних і океанологічних параметрів і, зокрема , дані по поверхневій температурі океанів, тангенціальній напрузі вітру, траєкторії переміщення дрифтерів, альтиметричні виміри рівневої поверхні, по яких були розраховані карти горизонтального розподілу швидкостей течій на поверхні океану. На деяких картах дані й вертикальні профілі температури й швидкості течій до глибини 1000 м., хоча яким образом вони були отримані залишається неясним.

Сайти, з яких була взята супутникова інформація:

http://www.cmar.csiro.au

http//www.metoc.gov.au

http//indianocean.free.fr

http//abc.net.au

4 АНАЛІЗ ОТРИМАНИХ РЕЗУЛЬТАТІВ

Для того щоб представити хоча б приблизну схему геострофических плинів у цьому регіоні в справжній роботі обчислені динамічні висоти по наявних глибоководних спостереженнях незалежно від того, у якому році зроблені ці спостереження й у який сезон року. Їх виявилося не так уже багато. Це розрізи по 28 і 300 ю.ш., від південно-східного краю Австралії до Нової Зеландії, від м. Південний на південь, а також на схід і південний схід, окремі гідрологічні станції в Тасмановом море й у берегів Н. Зеландії. У якості відлікової використана поверхня 1000 дб. На схід Нової Зеландії використані дані, запозичені з інших робіт, так само як і між Тасманією й Новою Зеландією [10,11,13,14]. Динамічні висоти при цьому довелося привести до таких значень, які відлічувалися від 1000 дб поверхні, тому що в згаданих роботах у якості відлікової вибиралася поверхня, що лежить глибше 1000 дб. Північніше 280 ю.ш у нас було занадто мало глибоководних даних для того, щоб можна було провести ізолінії динамічних висот. Результати розрахунків динамічного рельєфу вільної поверхні океану представлені на мал.4.1. Динамічні висоти представлені в дин. мм, у написах на ізолініях показано три останні які дозволяють визначати різниці висот, перші цифри відкинуті, тому що є однаковими для всіх ізоліній.

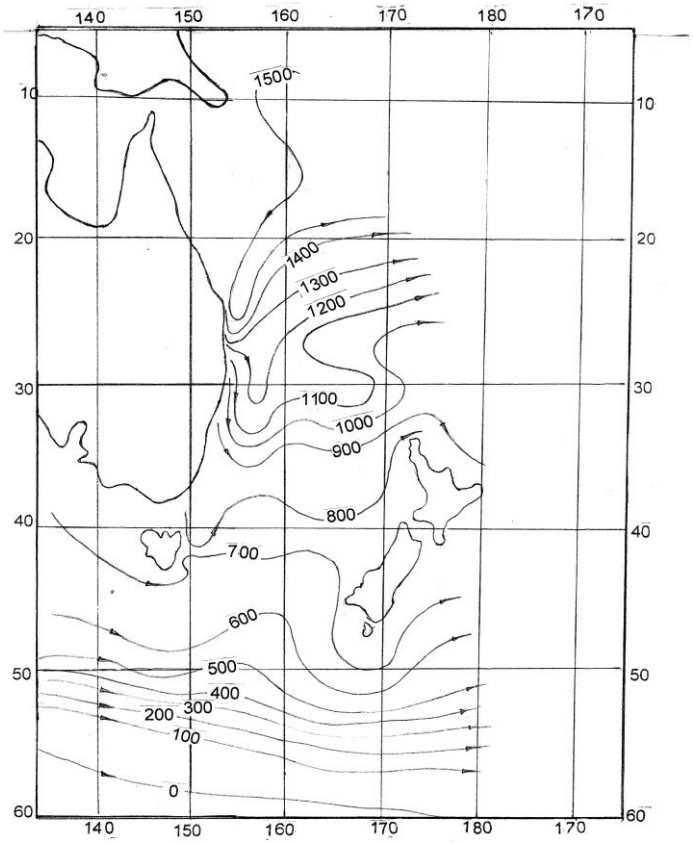


Рис.4.1 Динамічний рельєф вільної поверхні океану (дин.мм.) уздовж східних берегів Австралії

Представлені особливості

рельєфу поверхні океану можна в деякій мері вважати осередненими, тому що використані спостереження різних років. Можливо, однак, що використані спостереження випадково виявилися виконані в роки зі слабким розвитком Східно-Австралійської течії. На рис.4.1 вона в прибережній зоні проходить лише до південно-східного краю Австралії. Близько 32-33° пд.ш. течія утворює крутий вигин - петлю з антициклонічним рухом води. На схід цієї петлі течія має вигин до півночі, обходячи Північний острів Нової Зеландії.

Південніше південно-східного краю Австралії й Тасманії течія має генеральний напрямок із заходу на схід. Це вже північний край Кругового Антарктичного течії. Однак ізогіпси різко звиваються до півдня у двох регіонах - південніше Тасманії й південніше Південного острова Нової Зеландії, обгинаючи мілководдя. Між Тасманією й Новою Зеландією ізогіпси прогинаються досить далеко до півночі усередину Тасманова моря. У такий спосіб у Тасмановому морі північніше 33-35° пд.ш. поширюються теплі води, що надходять із півночі (з Коралового моря), а південніше - води північного краю Кругової течії, тобто більш холодні. У Тасмановому морі утворюється фронт, що проходить приблизно по 35° пд.ш. поблизу австралійського берега, що й піднімається до 30° пд.ш. на довготі Північного острова Нової Зеландії. Цей фронт не є субполярним кліматичним фронтом, який скрізь розділяє субтропічні й субполярні води. У закордонній літературі є багато згадувань про цей фронт, де його називають фронтом Тасманова моря. Фронт має звивисту форму, тому що перетинаючи Тасманово море, він проходить над двома хребтами: Лорд-хау й Норфолк. Обгинаючи Північний острів Нової Зеландії теплі води опускаються південніше - до 40° пд.ш. З іншого боку, більш холодні води північного краю Кругової Антарктичної течії, обгинаючи о.Південний Нової Зеландії (разом з витягнутим до півдня мілководдям), також підходять до 40° пд.ш. Поширюючись далі на схід ці води утворюють фронт, який і є кліматичним субполярним фронтом Південної півкулі Тихого океану. Як і в інших океанах в обох півкулях, цей субполярний фронт досить добре виражений у західній половині океану, далі на схід він стає мало помітним і зовсім зникає в східній частині, де близько 40° пд.ш. відбувається розгалуження Кругової Антарктичної течії. Її північний край (Південно-тихоокеанська течія) повертає до півночі, утворюючи Перуанську течію, а води південніше 40° пд.ш. повертають на північ (Чилійська течія) [16] і, з'єднуючись із загальним потоком, у Девісовой протоці утворюють потужну північну гілку - Течію мису Горн [17].

Причина відділення від Східно-Австралійської течії гілки, що перетинає Тасманово море не зовсім ясна й не цілком однаково пояснюється різними

авторами [18-20]. Порівнюючи всі західні прикордонні течії між собою й відволікаючись від причин, внаслідок яких вони різні по своїй потужності (величинам швидкостей і витрат), можна відзначити, що всі вони, поширюючись убік високих широт, досягають найбільшого розвитку близько 30-32° широти, далі від них починають відходити гілки, які частково рециркулюють, утворюючи антициклонічні кругооберти, а частково випливають у трохи більш високі широти. Течії зворотного напрямку в рециркуляційних системах одержали свої назви: Південна гілка Гольфстріму, Протитечія Куросио, Поворотна течія Агульяс. У Бразильської течії також відходить гілка убік відкритого океану, яка теж утворює антициклонічний кругооберт приблизно між 32 і 35° пд.ш. і 40-28° з.д. Основна ж частина течії проходить до півдня й тільки близько 40-42° пд.ш. повертає на схід.

Загалом кажучи, усі меридіональні течії, що переносять води з низьких широт у високі, повинні на тієї або іншій широті повернути на схід, потрапляючи в зону західних вітрів, а також відповідно до меридіональних градієнтів температури води. Однак у кожному конкретному випадку місце повороту обумовлене певними особливостями. Гольфстрім повертає до сходу близько мису Гаттерас (35° с.ш., 75° з.д.), де шельф Північної Америки різко розширюється. Куросио відходить від берегів о.Хонсю поблизу п-ова Босо (35° с.ш., 140° сх.д.), однак тут основну роль може відіграти навіть не півострів, а наявність у цім місці високого підводного хребта, що відходить від берега в меридіональному напрямку, вершини якого виступають у вигляді острівців Нампо. Агульяс випливає уздовж східного берега Африки аж до краю Агульясской банки близько 37° пд.ш., а потім різко розвертається у зворотному напрямку, утворюючи круту петлю, кінець якої час від часу відривається у вигляді окремих кругообертів. Усередині петлі є замкнені ізолінії динамічних висот, тобто частина вод Агульяс рециркулює (поворотна течія), але основний їхній обсяг направляється на схід. Причиною повороту є не сама банка, а то, що до півдня від неї Агульяс натрапляє на північний край Кругово Антарктичної течії. Крім того, близько 40° пд.ш. вітри здобувають стійкий напрямок із заходу на схід, що теж впливає на поворот течії.

Східно-Австралійська течія по своїй інтенсивності, а також по довжині твердої границі із заходу найбільшою мірою аналогічна Бразильської течії. Однак на схід від Бразильської течії перебуває Атлантичний океан, тобто зі сходу границя відсутня, у той час як австралійська Східно-Австралійська течія південніше 32° пд.ш. має тверду границю зі сходу - Нову Зеландію, що простягнеться на південь (разом з невеликими островами) майже до 50° пд.ш., що не може не виявляти впливу на формування особливостей течій і їх повороту на схід.

Вище згадувалося вже, що гілка Східно-Австралійської течії, що відходить на схід, утворює спочатку петлю з антициклонічним рухом вод, а потім хвилясту лінію убік о.Північний Нової Зеландії (фронт Тасманова моря). Хребти Лорд-хау й Норфолк на схід прибережної петлі повинні утворювати ще два вигини при перетинанні течії хребтів. Насправді хвиляста лінія фронту має кілька вигинів. Передбачається [18-21], що довгі хвилі, що поширюються убік Північного острова, відбиваються від твердої границі, а відбиті хвилі складаються з падаючими на границю й у результаті утворюють складну структуру фронту. На рис.4.2 схематично зображена система течій цього регіону, запозичена з роботи [20]. Вона трохи подібна з побудованою нами картою динамічного рельєфу поверхні океану, але ускладнена наявністю деталей у тій гілкі течії, яка обходить о.Північний. У вигинах берегової лінії й ізобат тут показано три кругооберти, які з'єднуються ділянками щодо прямолінійних течій (Восточно-Оклендська течія, течія Східного мису).

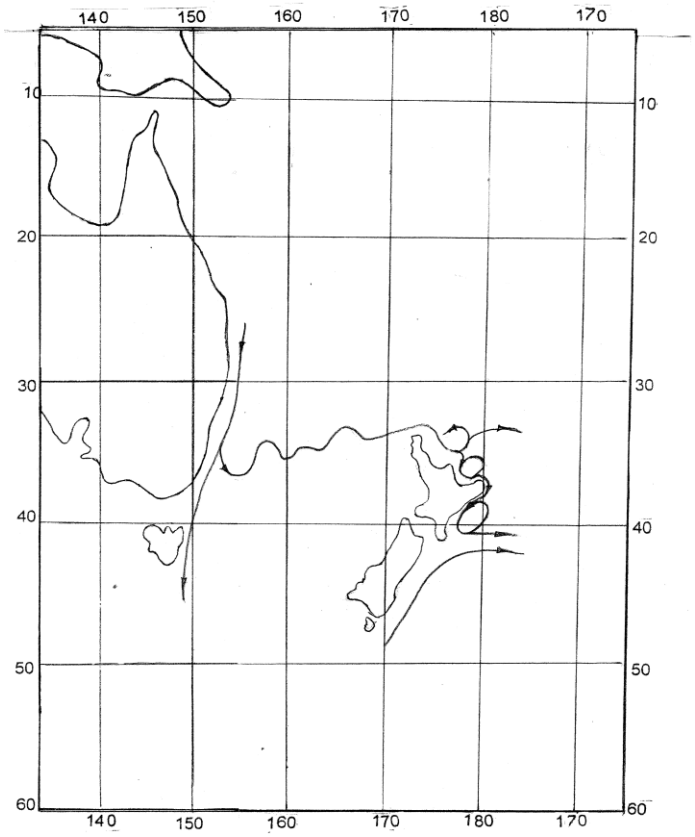


Рис. 4.2 Схема течій в регіоні між Австралією і Новою Зеландією [15]

Оскільки в нас немає достатнього числа спостережень зі східної сторони Нової Зеландії, на нашій карті (рис.4.1) таких подробиць теж немає.

Авторами роботи [18] побудована схема циркуляції вод у вузькій прибережній зоні уздовж Австралії (рис.4.3) від 30,5 до 35,5° пд.ш. за даними супутникових спостережень за температурою води, динамічним висотам поверхні океану, обчисленим по глибоководних вимірах, а також вимірам течій на поверхні приладом, що працює за принципом вітчизняного електромагнітного вимірника, і по зносу судів. На цій схемі фронт (жирна лінія) розділяє два антициклонічні круговороти, а між ними у вигині фронту з холодної його сторони - циклонічний круговорот меншого розміру, чим антициклонічні круговороти. У циклонічному круговороті підйом холодної води до поверхні приводить до збільшення температурних градієнтів поперек фронту, що досить очевидно.

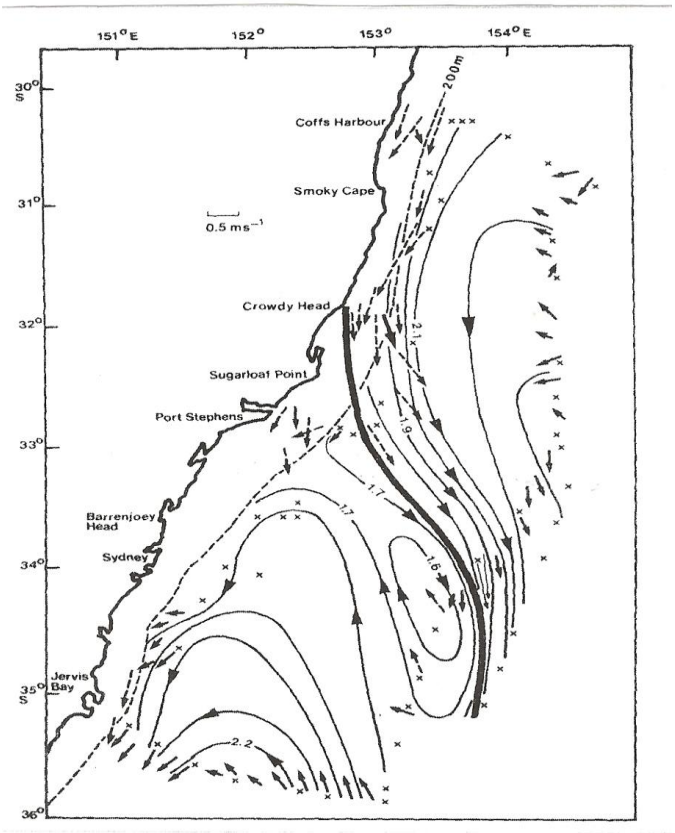


Рис. 4.3 Схема течій в районі розділення Східно-Австралийскої течії [15]

Таким чином, якщо додержуватися схеми (рис.4.3), то течія уздовж берега на південь від 33,5° пд.ш. уже не є продовженням Східно-Авсралійскої течії. Згідно зі схемою по східній периферії південного антициклонічного круговороту течія спрямована з півдня на північ принаймні від 36° пд.ш. (неясно звідки вона починається, тому що на 36° пд.ш. вона добре виражена) і випливає до 33,5° пд.ш., де різко розвертається і йде уздовж австралійського берега на південь у вигляді течії не зв'язаної безпосередньо з Східно-Австралійською течією. Однак навряд чи автори прагли це сказати, просто

схема розглядає занадто вузьку ділянку прибережної частини моря й не дозволяє скласти уявлення про течію у цілому.

У роботі [19] показане, яким чином могли утворюватися антициклонічні й циклонічні круговороты при відбитті фронтальних хвиль Нової Зеландії. Це досить просто пояснюється на мал.4.4, де випадок перший (1) показує як би якийсь середній стан - витягнута на південь уздовж берега Австралії петля, за нею ще два менш виражені вигини. При просуванні на захід наступний за прибережною петлею вигин стискає її уздовж середньої лінії (випадок 2) і відриває (випадок 3) від основного плину. Так до півдня від фронтальної зони з'являється замкнений антициклонічний круговорот. Далі процес повторюється, між двома антициклонічними круговоротами може утворюватися циклонічний круговорот.

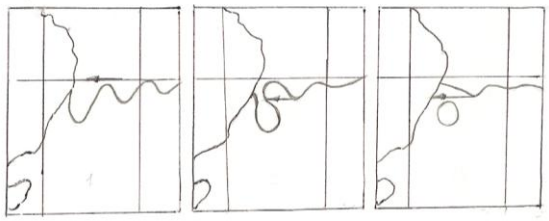


Рис. 4.4 Схема утворення теплих круговоротів південніше фронту Тасманова моря внаслідок відриву окремих меандрів [19]

Що ж стосується загальної схеми течій навколо Австралії, запропонованої Курхом і Крейгом і наведеної в [19], то надмірна стилізація системи течій, оточених безперервним ланцюгом вихрів, робить цю схему не дуже переконливою. Неясно, при якій саме системі мусонних вітрів зображені течії до північний сходу й північного заходу від Австралії. Судячи з показаного на схемі (рис.2.2) напрямку Яванскої течії (на схід) розглядається період северо-східного мусону, коли Яванська течія є продовженням Екваторіальної протитечії (його Індоокеанського аналога в цей сезон), що приходить із заходу на схід між течією північно-східного мусону й Південною пасатною течією. Однак цьому напрямку мусону не відповідає потік води з моря Банда уздовж о.Тимор. Відсутня і сильна Новогвінейська течія, яка у сезон північно-східного мусону спрямована з північний сходу на південний захід і збільшує приплив води в Соломонове й Коралове моря. На малюнку ж зображене відгалуження Південної пасатної течії убік Нової Гвінеї, яке повинне служити початком Новогвінейської течії, спрямованої уздовж її океанського берега на північний схід, що відбувається лише при південно-західному мусоні.

Мінливість Східно-Австралійської течії. Відповідно багатьом літературним джерелам 90-х років Східно-Австралійської течії властива дуже

значна мінливість як по величині швидкостей на поверхні, обумовленої різними способами спостережень (дрейфуючими буями, по зносу судів, в останні роки по альтиметрическим даним, одержуваним із супутників), так і по величині витрат течією, обчисленим на основі глибоководних спостережень за температурою й солоністю. За деякими даними [22] швидкість течії може досягати в окремих випадках 200 см/с, а витрата течії 42 Св. Однак в інших випадках і швидкість течії, і її витрата зменшувалися в кілька раз.

Сезонна мінливість витрат властива тією чи іншою мірою всім західним прикордонним течіям. Флоридска течія і Гольфстрім досягають найбільших витрат до кінця літа у зв'язку з літнім посиленням субтропічного антициклону й відповідно, швидкостей пасатів і пасатних течій. Особливо значними є сезонні коливання швидкостей і витрат Куросіо. У період південно-західного мусону підсилюється не тільки течія Тайвань (початок системи Куросио), але й течії у всім Австрало-Азіатському Середземномор'ї повертають на північ, уливаючись у Куросіо. У зимовий же період (по північній півкулі), навпаки, північно-східний мусон не тільки зменшує швидкості Куросио, але й приводить до повороту на 180° течій Австрало-Азіатських морів, що також зменшує зимові витрати не тільки Куросио, але й Цусимскої течії. Ті ж мусонні вітри західної частини Тихого океану не можуть не виявляти істотного впливу на інтенсивність Східно-Австралійської течії. У період північно-східного мусону при розвитку потужного Азіатського антициклону (літо Південної півкулі) Новогвінейська течія здобуває напрямок на північ, тому природно очікувати в цей сезон ослаблення Східно-Австралійської течії.

На жаль, оскільки наявні дані по глибоководних розрізах отримані в різні роки, різні місяці, у різних районах, то інформації про мінливість як сезонної, так і межгодовой і просторової було отримано дуже мало. Тому для аналізу залучалися також дані супутникових спостережень і результати інших авторів. Узагальнюючи весь матеріал, схему циркуляції Східно-Австралійської течії можна описати в такий спосіб.

Свій початок Східно-Австралійська течія бере в Кораловому морі. Тут вона ухвалює форму впорядкованого потоку води приблизно 300 м глибиною, який рухається до берегів Австралії уздовж границі між Кораловим і Тасмановым морями. Оскільки води Коралового моря дуже теплі (у середньому 29-31°С), то їхня густина дуже мала й тому рівень Коралового моря майже на метр перевищує рівень Тасманова моря. Течія прагне додержуватися контурів піднесення рівня, що добре видне по альтиметрічним вимірам. Нахил, що утворювався між різними водними масами, створює рух води подібно тому, як це робить вітровий тиск.

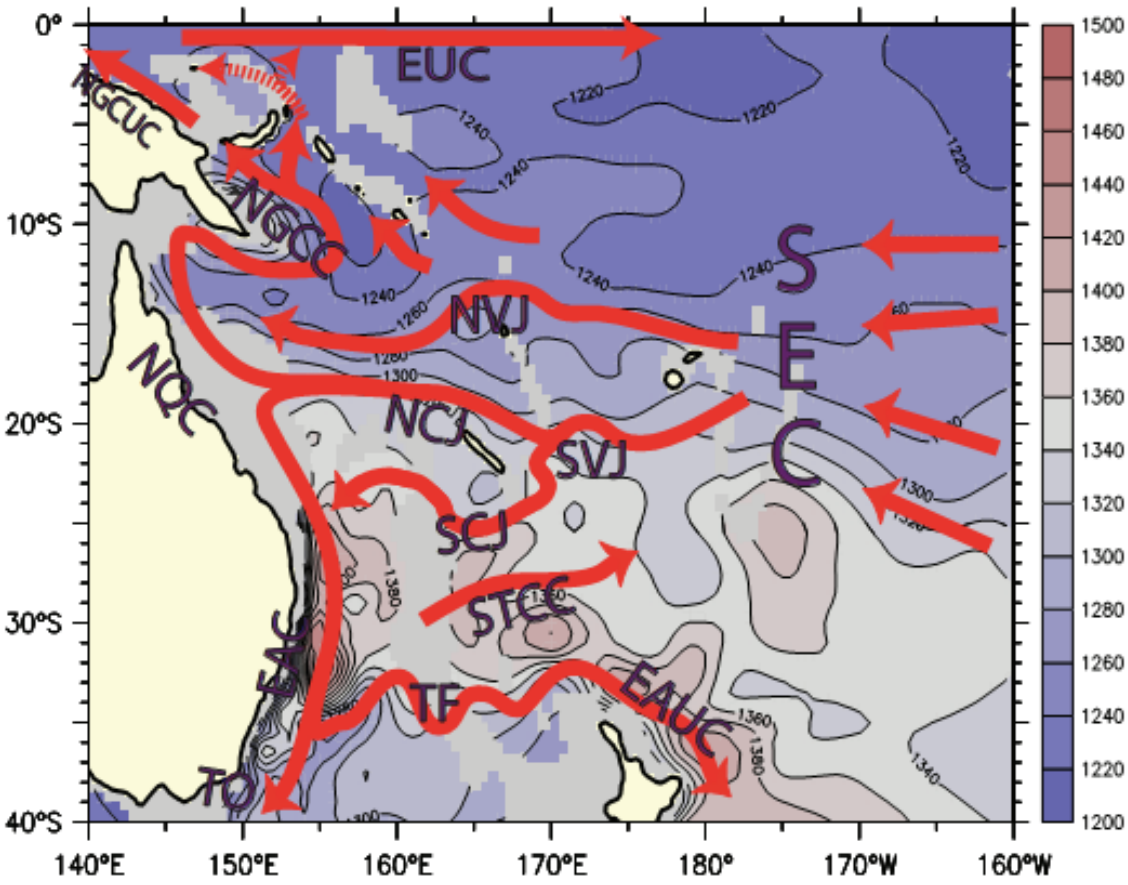


Рис. 4.5 Карта динамічних висот від відлікової поверхні 2000 м [22]

Пересуваючись південніше, Східно-Австралійська течія меандрує убік берега й убік відкритого моря. Зміщаючись до берега вона може перетинати границю континентального шельфу й виходити на нього. Там зустрічаючись із більш холодними прибережними водами, спрямованими на північ, вона утворює циклонічні вихри з холодним стрижнем. Також меандрує і ліва границя течії в мористу сторону й назад, залишаючи за собою великі антициклонічні вихри з теплим стрижнем і швидкістю до 2 м/с по його краях. Спрямованість вихрів залежить від того, наскільки стрижень течії притиснутий до берега (рис. 4.6).

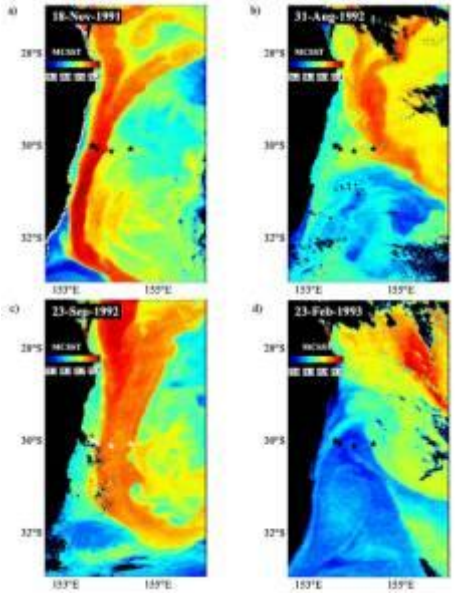


Рис.4.6 Схема положения стрежня Восточно-Австралийского течения

На основі супутникової інформації та оброблених розрізів можна зробити наступні висновки щодо характеристик цієї течії:

Течія спостерігається до глибини приблизно 500 м у вигляді смуги шириною біля 100 км (рис.4.7)

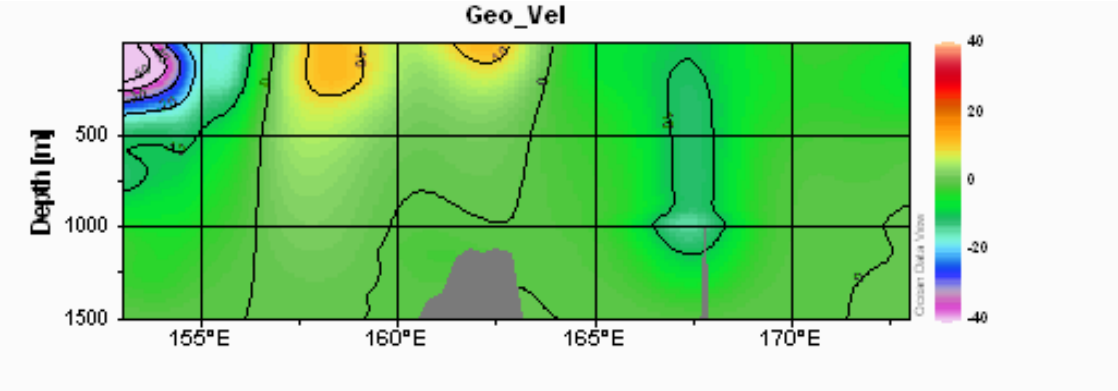


Рис. 4.7 Швидкості течії на розрізі по 30°пд.ш. в вересні 1993 р.

Витрата течії становить приблизно 30 млн м^3 у сек (тобто 30 Св). Швидкість течії більше влітку, досягаючи піка в лютому ~60-80 см/с і слабшає (приблизно наполовину) узимку, втрачаючи майже всю свою енергію до сходу від Тасманії. У статті [22], як ми вже відзначали, використані матеріали WOCE за 1990-1994 рр. На розрізі по 30° пд.ш. у цей період виконані виміри п'ять раз: у березні 1990, листопаді 1991, липні 1992, травні й вересні 1993. У березні 1994г спостереження по 30° пд.ш. не проводилися, але були зроблені по 43° пд.ш. (від західного берега Тасманії, де спостереження були зроблені ще й в 1990 і 1993 рр). Крім того, виконувалися спостереження на короткому меридіональному розрізі між останньою станцією на 30° пд.ш. і північною точкою Нової Зеландії. Цей останній розріз дозволив оцінити витрати тієї гілки Східно-Австралійської течії, яка відділяється від неї близько 30° пд.ш. і проходить в океан, обгинаючи Нову Зеландію з півночі. Розрахунки за цими спостереженнями показали наступне. Ширина Східно-Австралійської течії в районі 30° пд.ш. була в основному близько 20 км, але в 1993 г вона досягла 50

км. Найбільша швидкість на поверхні досягала 203 см/с, найбільша витрата (з урахуванням гілки, що відділяється на схід) 42 Св, найменша витрата становила 22 Св. Середня річна витрата в це п'ятиліття оцінена авторами в 31,4 Св, амплітуда річної синусоїди становить 12,4 Св. Максимальна витрата припадає на початок листопада, мінімальний приблизно на початок квітня.

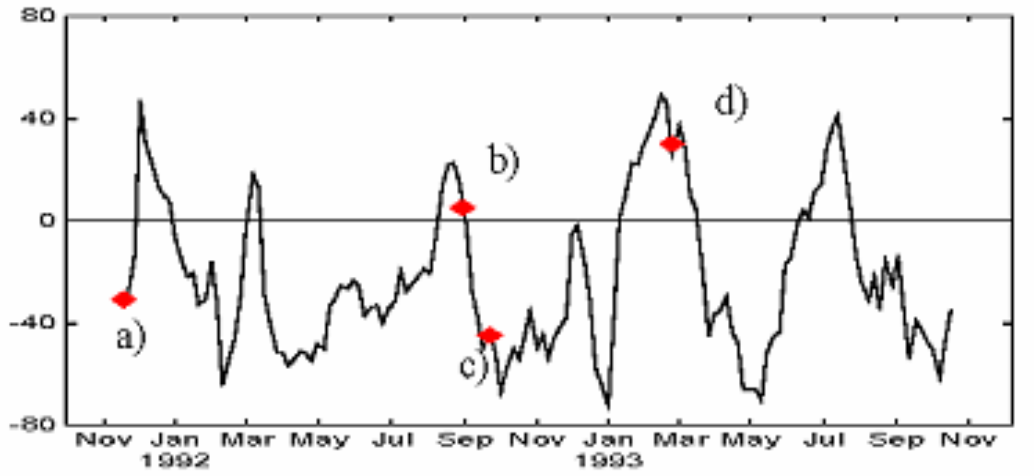


Рис. 4.8 Часовий хід витрат САТ за даними інструментальних спостережень у рамках експеріменту WOCE (червоними точками зображені величини геострофічних витрат на розрізі по 30ºпд.ш.) [20]

Однак інші автори [14,15], що виконали аналіз аналогічних даних у період 1985-89 рр уздовж паралелі 28° пд.ш. визначили амплітуду річної хвилі Східно-Австралійської течії й знайшли її рівної всього лише 4,5 Св, хоча середня витрата течії виявилася майже такою ж, як і в [22], а саме 31,8 Св, фази річної синусоїди виявилися трохи іншими: максимальна витрата спостерігалася південним літом. Різниця в отриманих величинах амплітуд і фаз річних хвиль пояснюється недостатністю випадків спостережень, яка не дозволяє об'єктивно розділити сезонні й міжрічні зміни витрат. Суттєво, однак, відзначити, що інтенсивність Східно-Австралійської течії в другому п'ятилітті 80 х років була такою ж, як і в першому п'ятилітті 90х років. Разом з тим в [15] відзначається, що в другому п'ятилітті 70х років зональний потік (гілка течії, що відділяється на схід, й обходить Нову Зеландію з півночі) була приблизно на 10 Св слабкіше, чим у другому п'ятилітті 80х років.

Порівняння швидкостей Східно-австралійської течії і її витрат, що спостерігалися в другій половині 80х і першій половині 90х років з тими ж характеристиками1967 р. показує, що в цьому останньому випадку течія була розвинена слабко. Спостереження виконувалися на початку травня, коли північно-східний мусон тільки що змінився південно-західним, тобто літня (по Південній півкулі) течія, яка у річному циклі підсилюється саме в період північно-східного мусону, ще не встигла ослабшати. Але навіть якщо

допустити, що її швидкості й витрата близька до середніх річних значень, то вони майже в три рази були меншими в порівнянні з наведеними в [14,22]. Хоча точність наведених оцінок змушує бажати кращого, все-таки отримані результати дозволяють затверджувати, що крім сезонної мінливості Східно-Австралійської течії піддається значним по своїй величині багаторічним змінам, у яких фази посилення й ослаблення тривають по декілька років.

Східно-австралійська течія генерує великомасштабні вихри ~200 км діаметром переважно циклонічного напрямку обертання й швидкістю близько 200 см/с на його краях. Ці вихрові рухи охоплюють товщу води глибиною до 1 км і тривають протягом усього року .

Течія часто виходить на шельф і рухається в його межах, також утворюючи вихрові утвори, але менших розмірів і переважно з антициклональним напрямком обертання.

Східно-австралійська течія може створювати апвелінг у тих місцях, де вона віддаляється від узбережжя (це особливо часто буває в районах видатних у море мисів). При цьому піднімаються води, багаті біогенними речовинами.

У нижній частині Східно-австралійська течія може значно слабшати й навіть взагалі повертати у зворотну сторону південними вітрами на ділянках у межах 10 морських миль.

Особливо слід зупинитися на утворі великомасштабних вихрів. Вони формуються з меандрів, що відірвалися від Східно-австралійської течії. Це вихри з теплим стрижнем. Їхня температура, особливо на глибинах нижче термоклина, значно вище, чим температура навколишніх вод. Ця різниця може досягати 5-7 градусів. З літературних джерел відомо, що час їх життя може досягати 18 місяців. Діаметр цих вихрів близько 200 км. У глибину вони поширюються до 1 км. Швидкість обертання на краях вихру досягає 200 см/с. Але вони не обертаються як тверде тіло: на краю вихру частки роблять повний оборот за 5 діб, а біля центру - за 2 доби.

До глибини приблизно 200-250 м швидкість течії помітно не зменшується, а нижче - швидко падає. Вихри можуть поглинатися один одним. При цьому утворюється вихор більшого розміру й з більшою швидкістю обертання. Оскільки вихри більш теплі й більш легкі в порівнянні з навколишніми їхніми водами, то їх рівнева поверхня майже на 1 м вище рівня цих навколишніх вод (рис. 4.9).

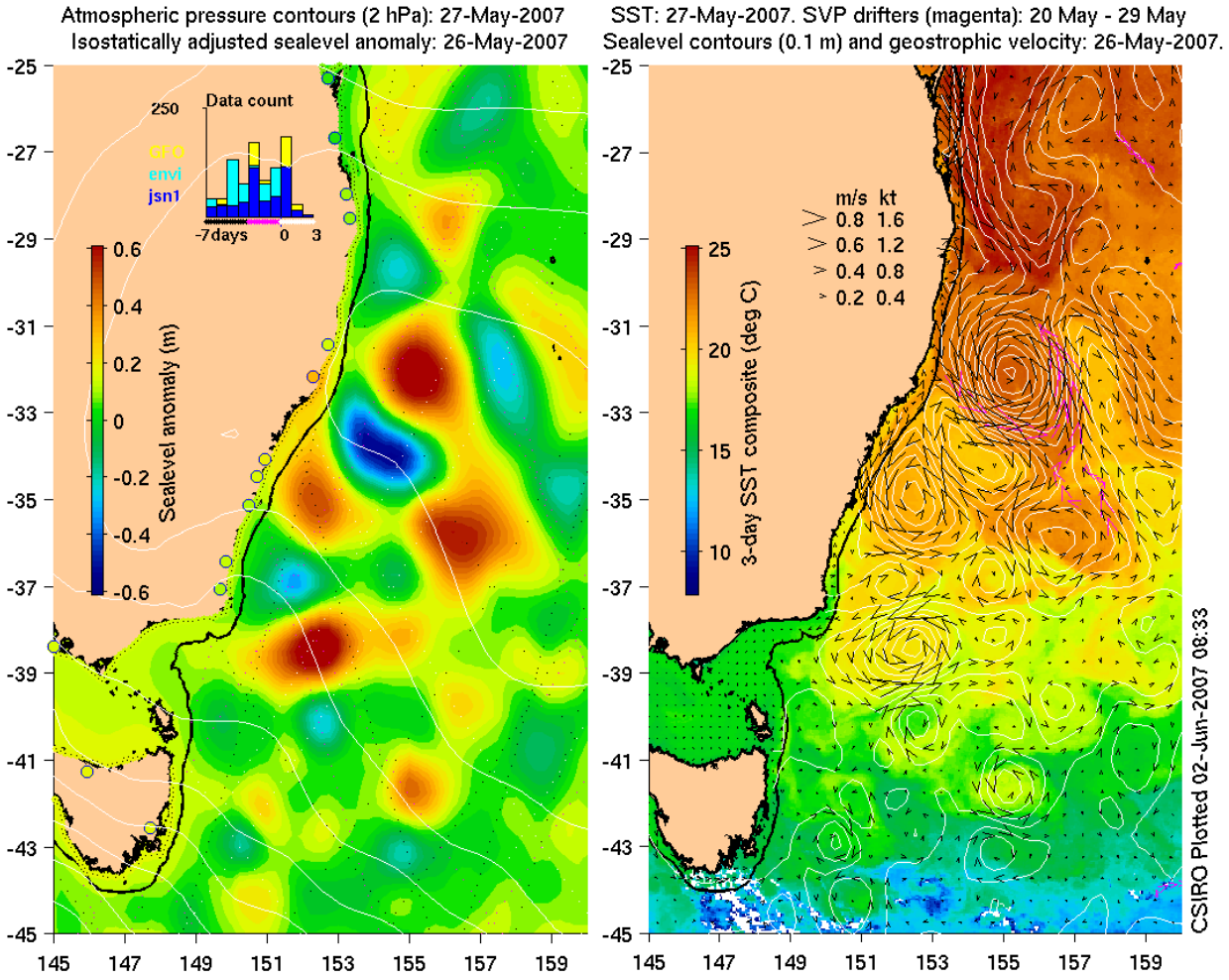


Рис. 4.9 Вихрові утворення на акваторії Тасманова моря [21]

Ці вихри відбирають значну частину енергії від основної течії й несуть цю енергію за його межі. Часто вони виносяться північніше Нової Зеландії в Тихий океан. Втрачаючи значну частину енергії на утвір вихрів Східно-австралійська течія підходить до південно-східного краю Австралії значно ослабілим, її швидкість становить величину порядку 30-40 см/с і менше, що добре видне як на розрізах, так і на супутникових зображеннях. Подальша траєкторія руху Східно-австралійської течії залежить від сезону. У південного краю о-ва Тасманія Східно-австралійська течія зустрічається з потоком, що випливають із заходу через південний край Тасманії. Ця течія, що утворювалася з вод Великої Австралійської затоки й вод течії Ливин, що досяглися південно-східного краю Австралії. В австралійській літературі його називають течія Зіган (Zeehan). Океанологи оцінюють течію Зіган як потік шириною 40 км, 50 м глибиною, що переносить близько 1 Св води на південь уздовж західного берега Тасманії. Узимку, коли течія Ливин найбільш інтенсивна, а Східно-Австралійська течія слабка, вона обгинає Тасманію й

зустрічаючись із залишками Східно-австралійської течії звертає на схід і рухається в цьому напрямку поступово опускаючись до півдня. Улітку, коли Східно-австралійська течія найбільш сильно розвинена, її води досягають південного краю Тасманії й опускаються вниз ще приблизно на 200 км у Південний океан. Течія Зіган стає частиною цього потоку. Потім Східно-Австралійська течія зливається із Круговою Антарктичною течією і стає його частиною. Приблизна літня й зимова циркуляції показані на рис.4.10

а) б)

Рис. 4.10 Схема літньої (а) і зимової (б) циркуляції вод поблизу о-ва Тасманія

ВИСНОВКИ

1. Східно-Австралійська течія спостерігається до глибини приблизно 500 м у вигляді смуги шириною близько 100 км. Витрата течії становить приблизно 30 млн $м^3$ у сек (тобто 30 Св)

2. Швидкість течії більше влітку, досягаючи піка в лютому (~60-80) см/с і слабшає (приблизно наполовину) узимку, втрачаючи майже всю свою енергію до сходу від Тасманії.

3. Східно-Австралійська течія генерує великомасштабні вихри ~200 км діаметром переважно циклонічного напрямку обертання й швидкістю близько 150-200 см/с на його краях. Ці вихрові рухи охоплюють товщу води глибиною до 1 км і тривають протягом усього року .

4. Течія може виходити на шельф і рухатися в його межах, також утворюючи вихрові утвори, але менших розмірів і переважно з антициклональним напрямком обертання.

5. Східно-Австралійська течія може створювати апвелінг у тих місцях, де вона віддаляється від узбережжя (це особливо часто буває в районах видатних у море мисів). При цьому піднімаються води, багаті біогенними речовинами.

6. У нижній частині Східно-Австралійська течія може значно слабшати й навіть взагалі повертати у зворотну сторону південними вітрами на ділянках у межах 10 морських миль.

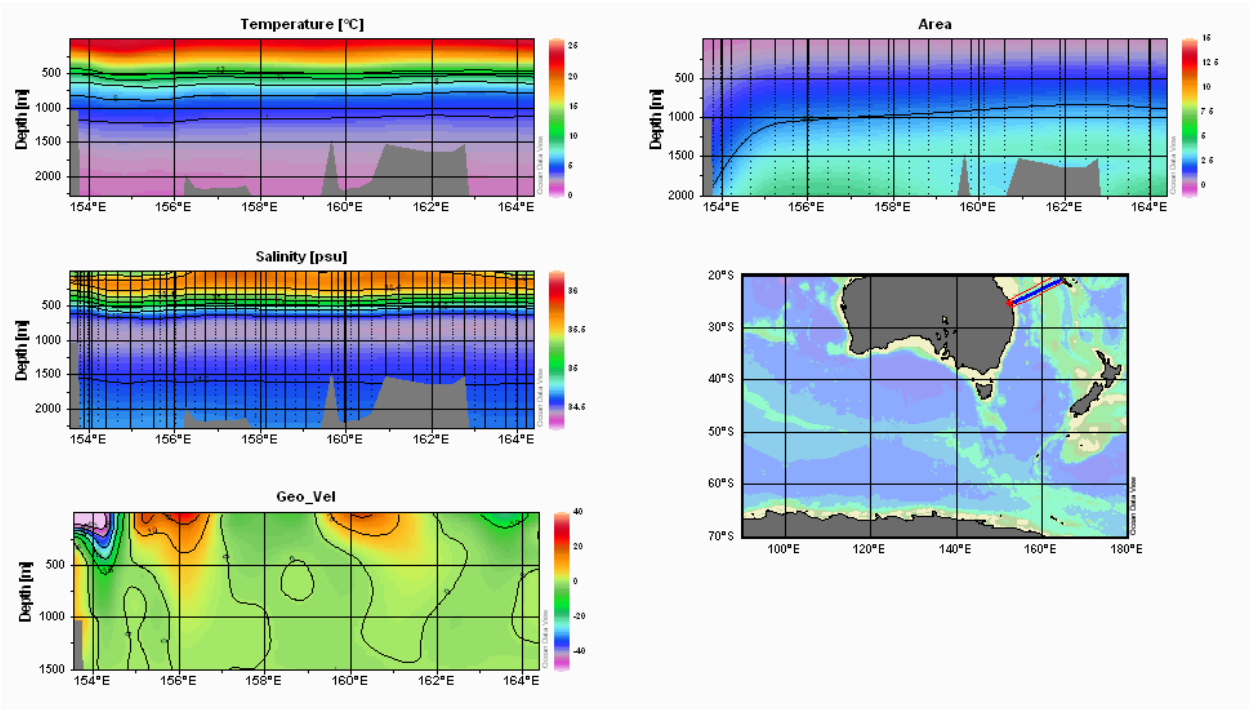
7. Схема плинів у районі південного краю о-ва Тасманія має сезонний характер. Узимку, коли Східно-Австралійська течія слабка, води, що рухаються уздовж західного береги Тасманії (течія Зіган) обгинають його південний край і зустрічаючись із залишками Східно-Австралійської течії звертають на схід і рухаються в цьому напрямку, поступово опускаючись до півдня. Улітку, коли Східно-Австралійська течія найбільш сильно розвинена, її води досягають південного краю Тасманії й опускаються вниз ще приблизно на 200 км у Південний океан. Течія Зіган стає частиною цього потоку. Потім Східно-Австралійська течія зливається із Круговою Антарктичною течією.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

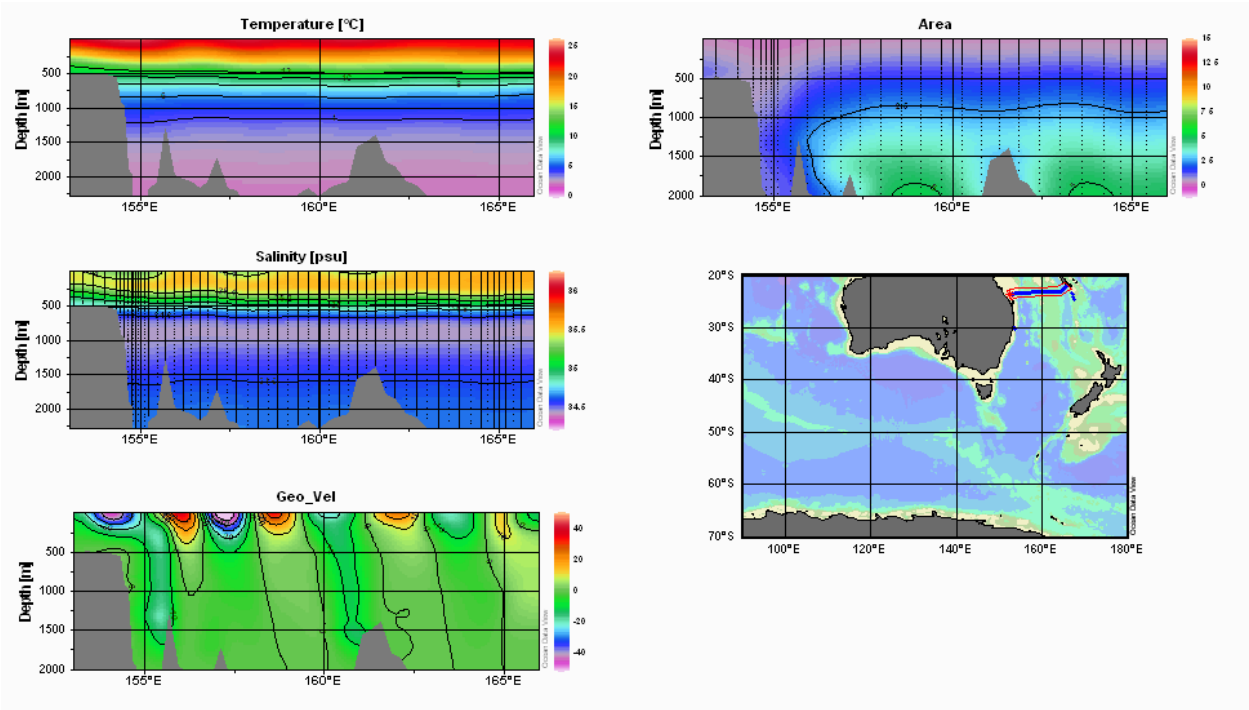
1. Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. – Л.: Гидрометиздат. – 1980. – 251с.
2. Бурков В.А., Нейман В.Г. Общая циркуляция вод Индийского океана. – М.: Наука. – 1977. – с.3-90.
3. Баранов Е.И. Изменчивость расходов воды, тепла и солей в Гольфстриме // Труды ГОИН. – М. – 1974. – вып.120. – с.114-128.
4. Голинько А.И., Суховей В.Ф. Тепловое состояние вод в зонах восточных пограничных течений Северного полушария // Метеорология и гидрология. – 1987. - №3. – с.72-81.
5. Суховей В.Ф., Гонзалес М.Е., Монсон С.О. Геострофическая циркуляция вод в восточной пограничной зоне Тихого океана // Морской гидрофизический журнал. – 2001. - №6. – с.21-31.
6. Суховей В.Ф., Рубан И.Г., Пятакова В.Ф. Циркуляция вод юго-восточной части Тихого океана // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2006. -.вип.3. – с.201-209.
7. Атлас Антарктики.-Л.:Гидрометеоиздат,1969.-т.1
8. Ботников В.Н. Географическое положение зоны антарктической конвергенции в Южном океане//Информ.бюлл.САЭ.-1963.-№41.-с.19-24
9. Атлас теплового баланса океанов/Под ред.А.Г.Колесникова.-Севастополь:Изд-во МГИ АН СССР, 1970
10. Reid Y.L. and Nowlin W.D. Transport of Water through the Drake Passage.-Deep-Sea Res.,1971, vol.18, N1, p.51-64
11. Deacon G.E.R. The Cyclonic Circulation in the Weddel Sea.- Deep-Sea Res., 1976,vol.23, N2, p.125-126
12. Булгаков Н.П. Льды //Тихий океан. Гидрология Тихого океана/ Под ред. А.Д.Добровольского.- М.: Наука1968, т.2.-с.434-500
13. Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед.- Л: Гидрометеоиздат, 1975
14. Суховей В.Ф. Основные черты гидрологического режима Индийского, Южного и Северного Ледовитого океанов- Киев: УМК ВО, 1991
15. Суховій В.Ф., Рубан І.Г. Просторова структура течій південної полярної області.- Звіт про НДР, ч.2, ОДЕКУ, Одеса, 2006
16. Ocean Current around Tasmania – Information Sheet N12, CSIRO Marine Research, 1997
17. The East Australian Current - Information Sheet N37, CSIRO Marine Research, 2000

18. The anticlockwise eddies off SE Australia - Information Sheet N12, CSIRO Marine Research, 1997
19. http://www.cmar.csiro.au
20. http//www.metoc.gov.au
21. http//indianocean.free.fr
22. http//abc.net.au

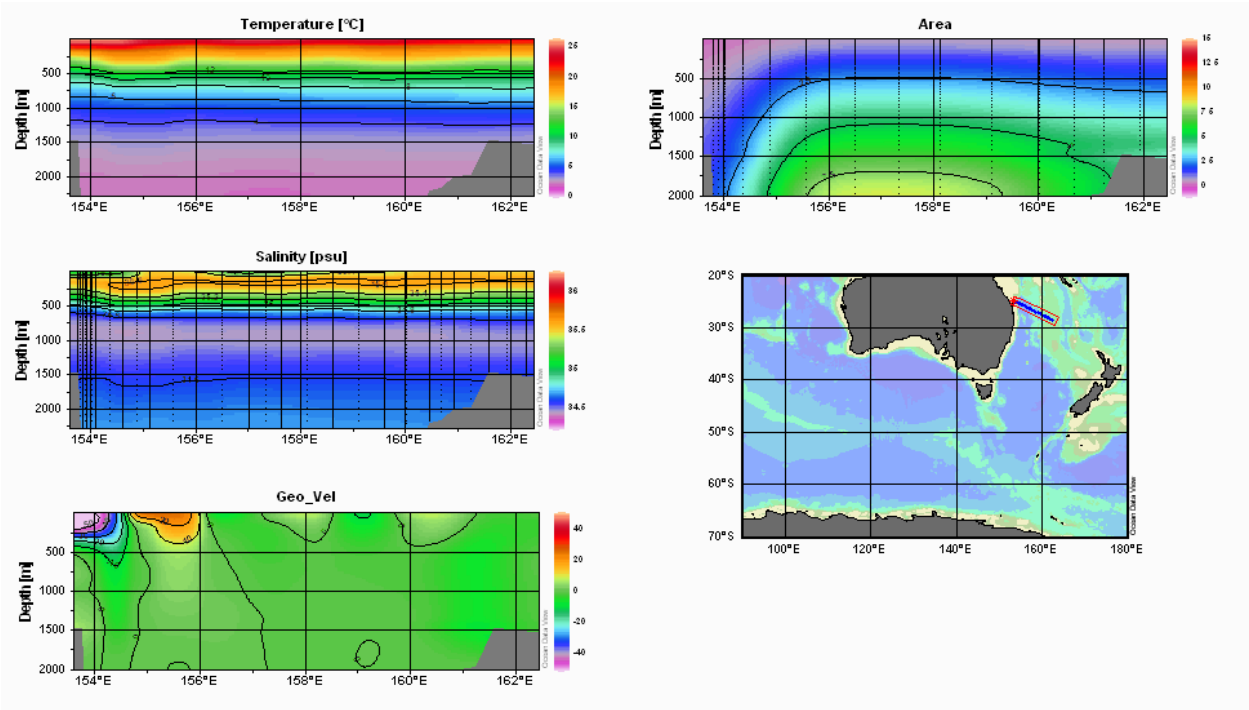
ДОДАТОК



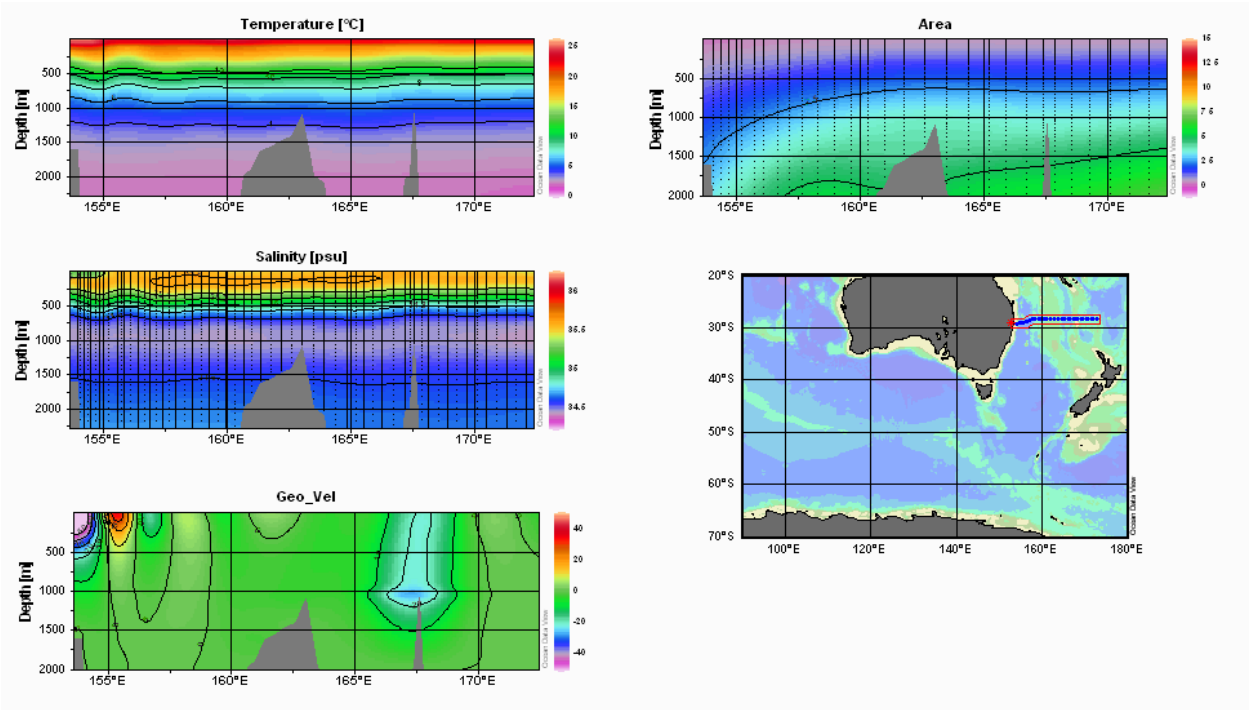
Додаток 1 Липень 1994



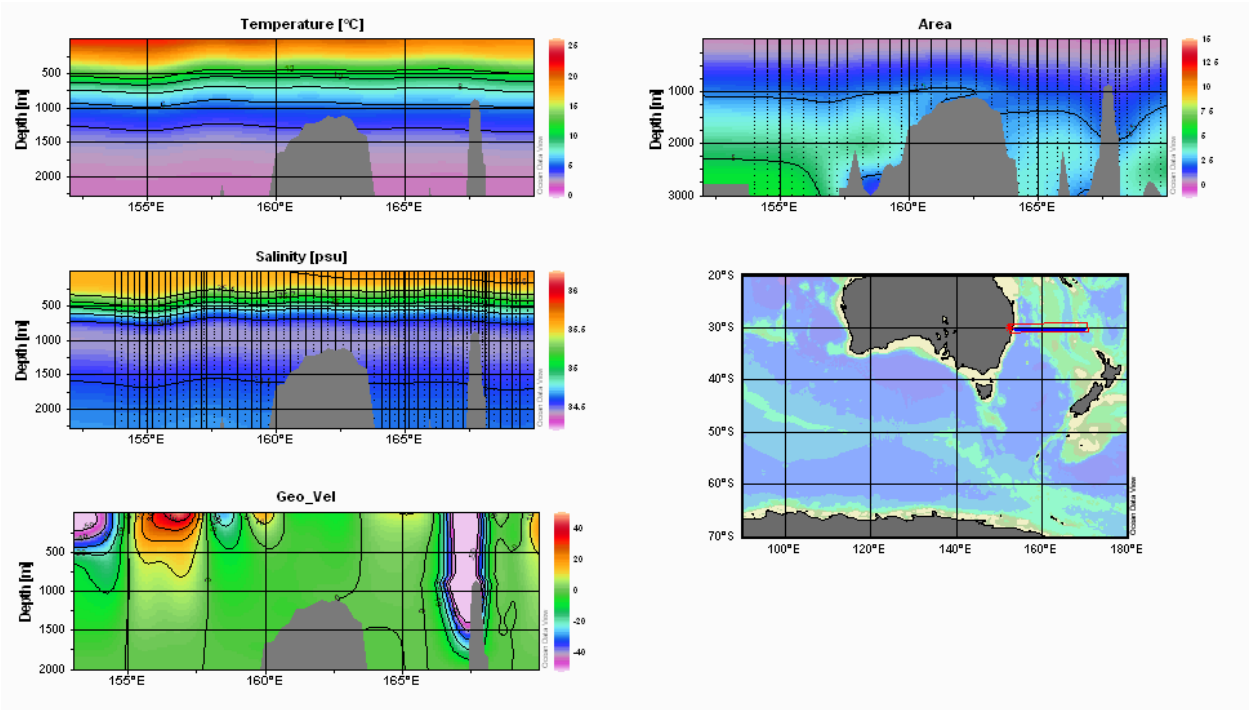
Додаток 2 Грудень 1991



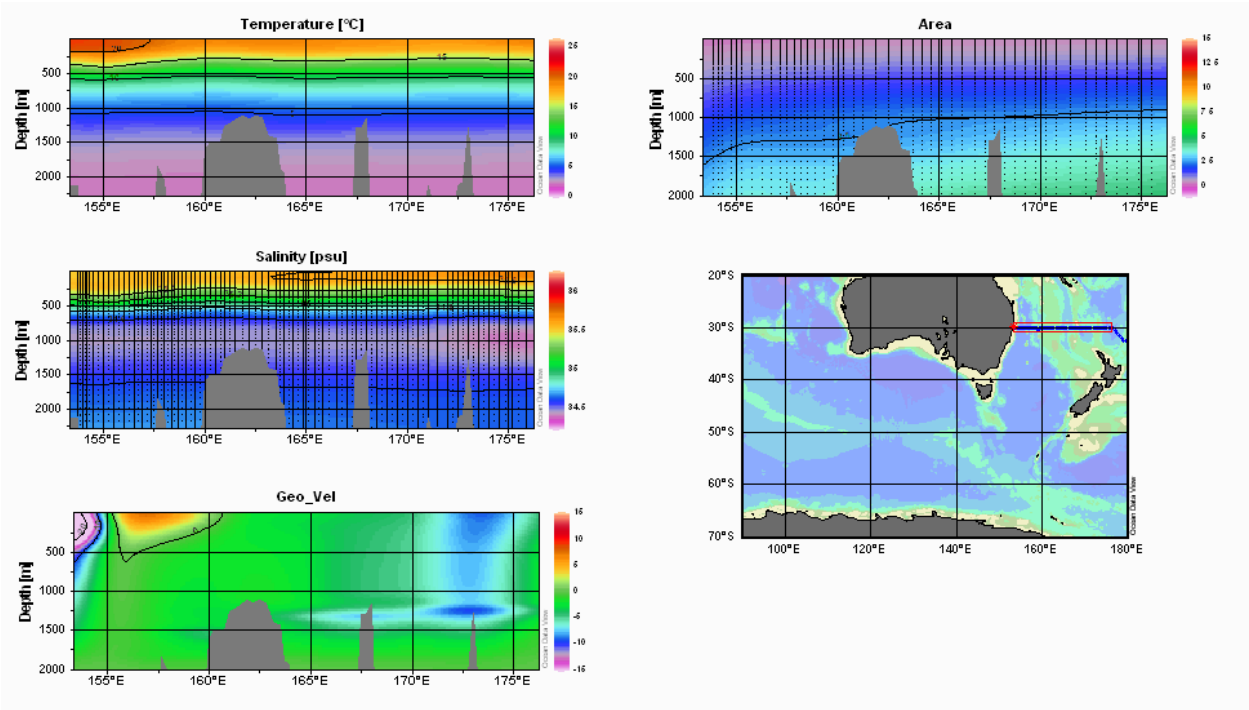
Додаток 3 Березень 1990



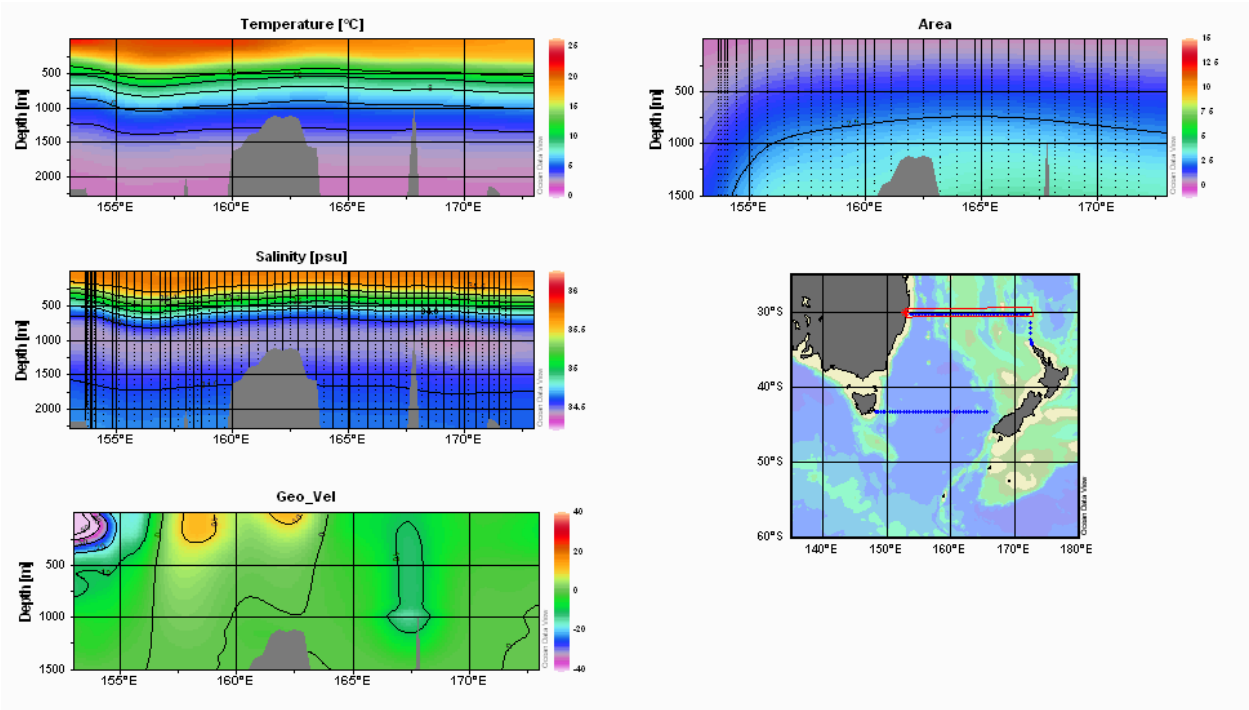
Додаток 4 Березень 1990



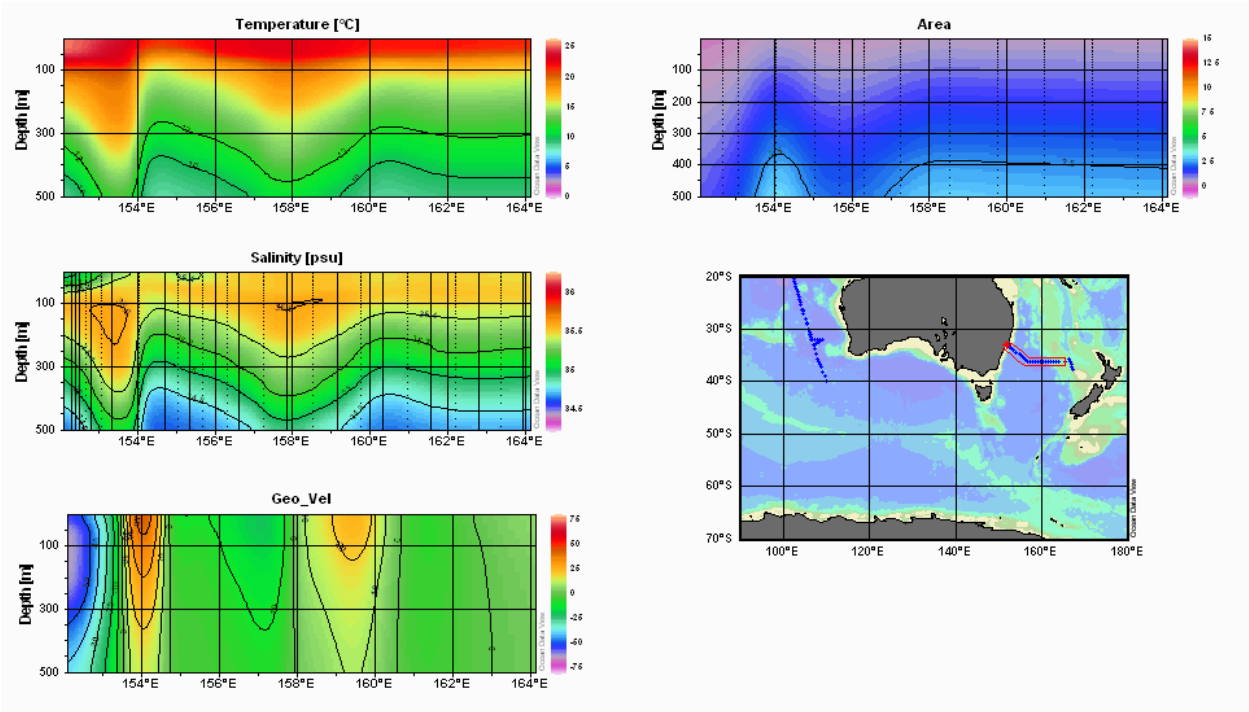
Додаток 5 Листопад 1991



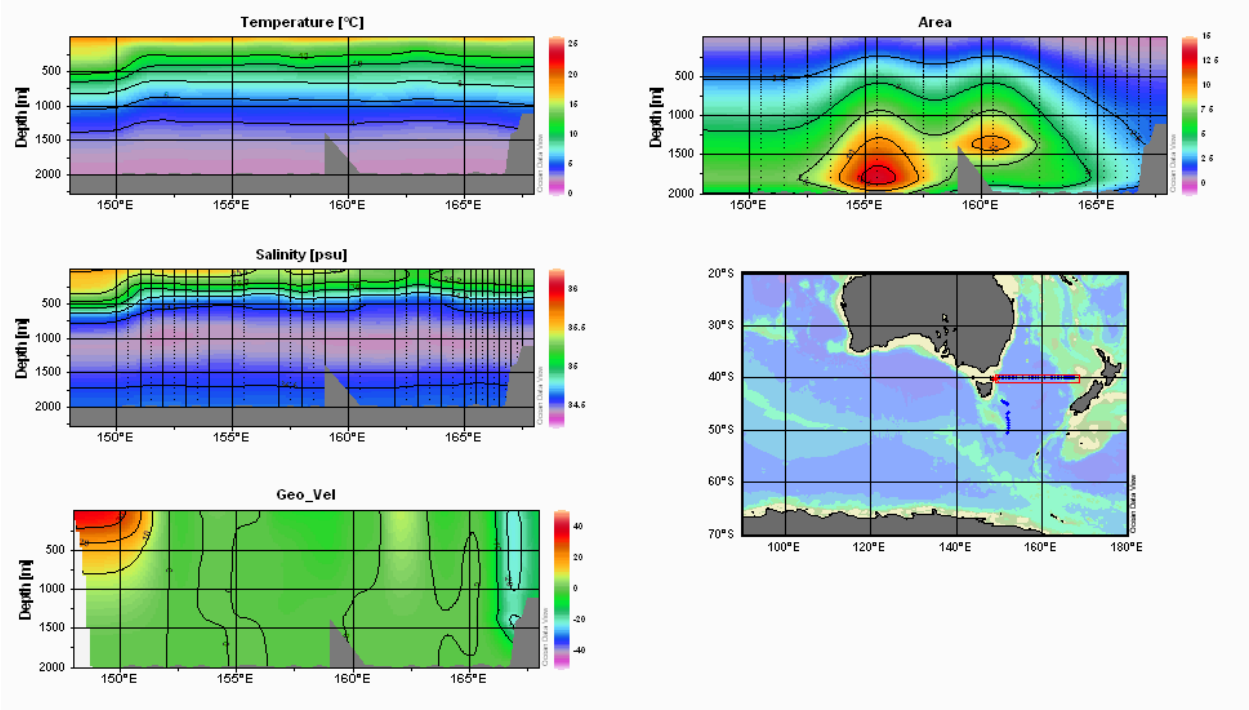
Додаток 6 Липень 1992



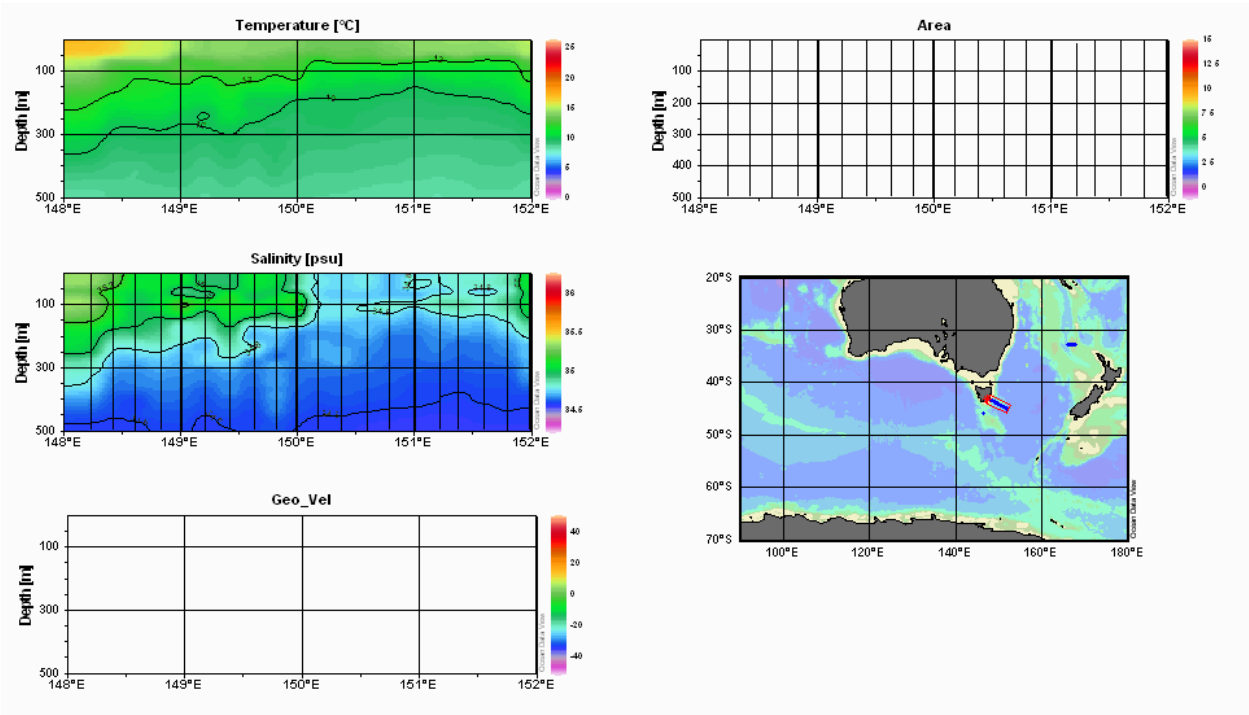
Додаток 7 Вересень 1993



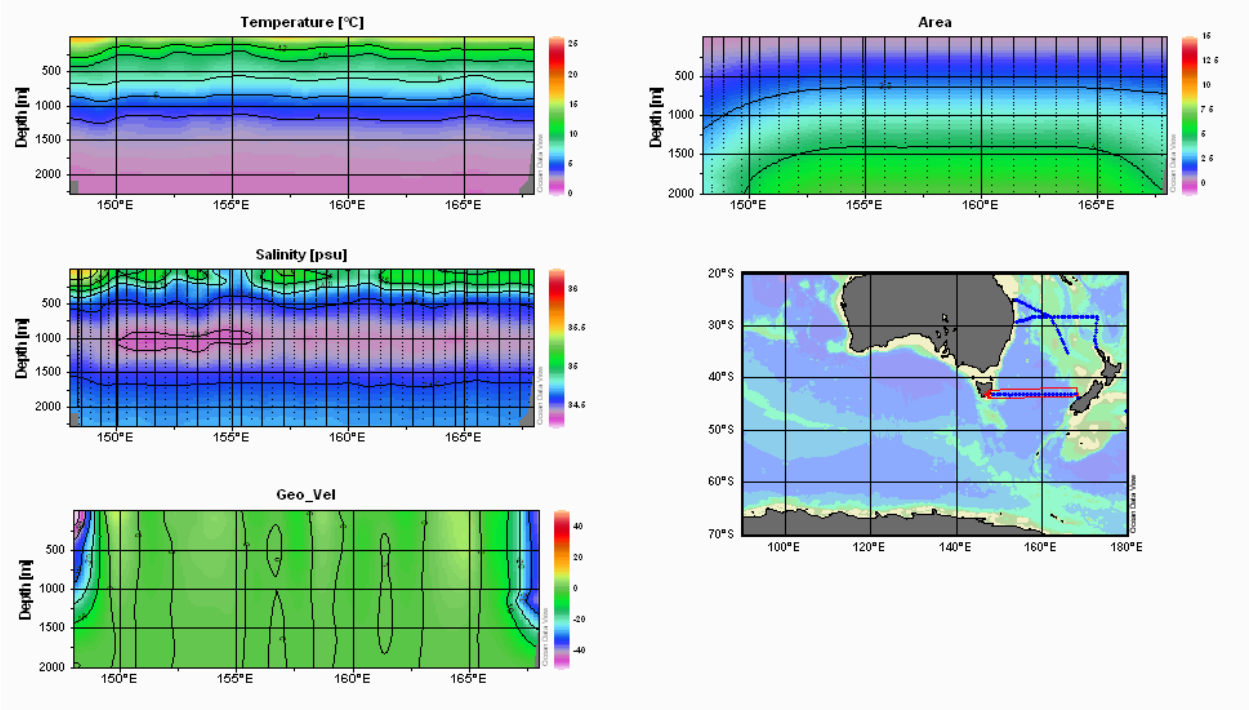
Додаток 8 Квітень 1990



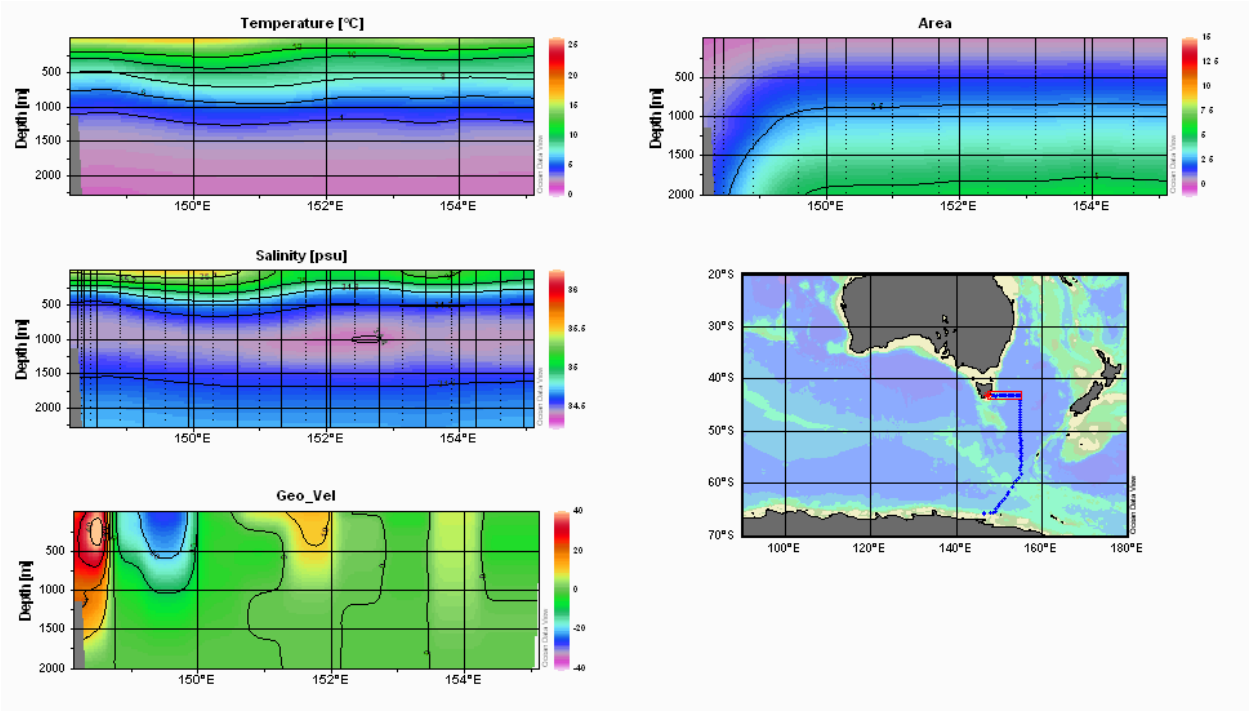
Додаток 9 Січень 1990



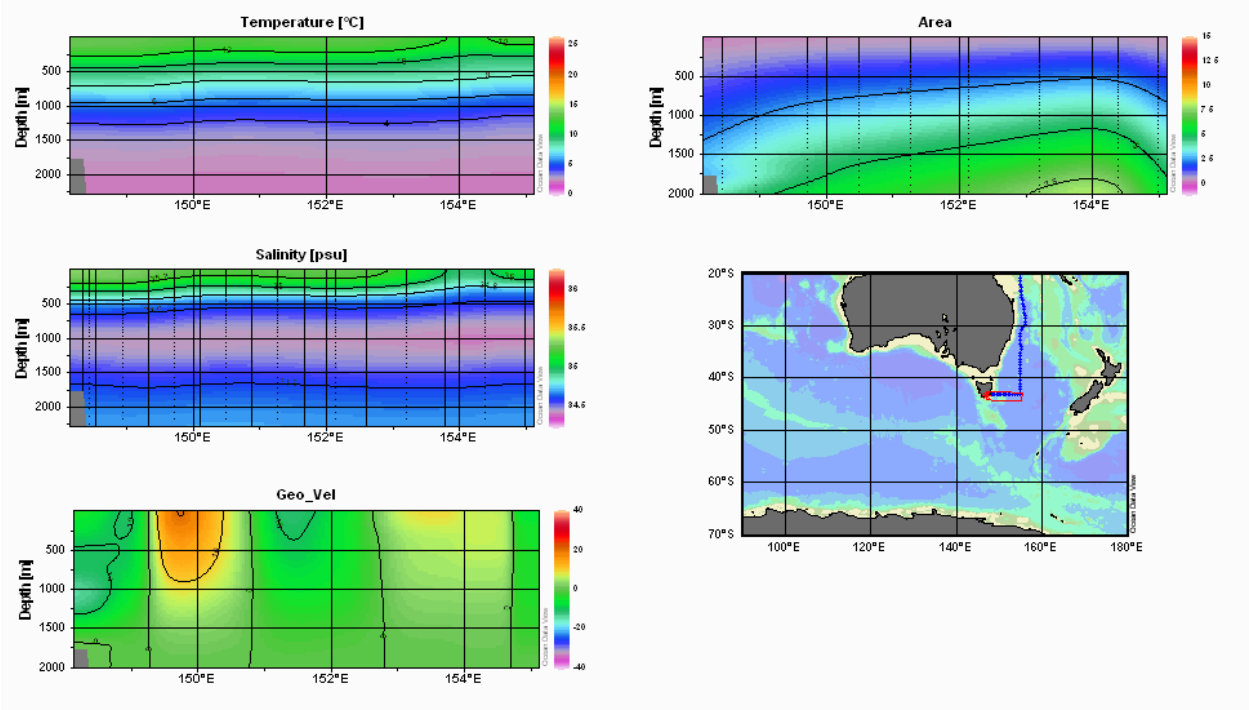
Додаток 10 Січень 1990



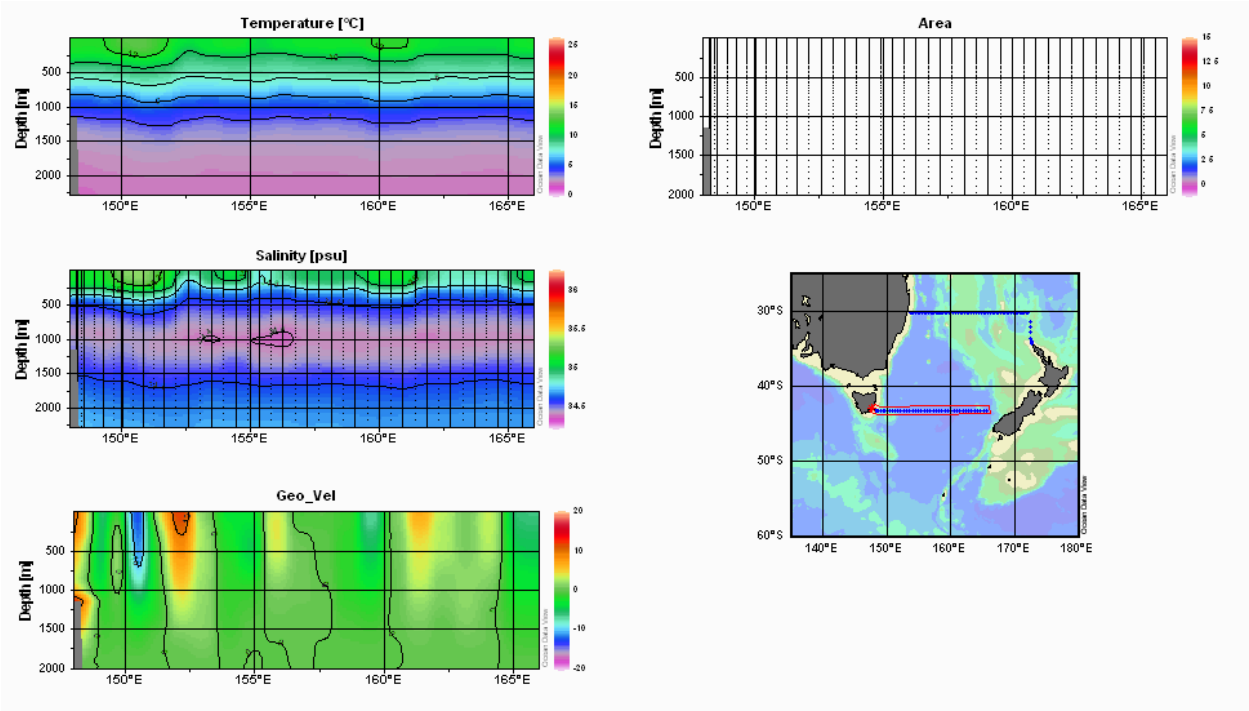
Додаток 11 Лютий 1990



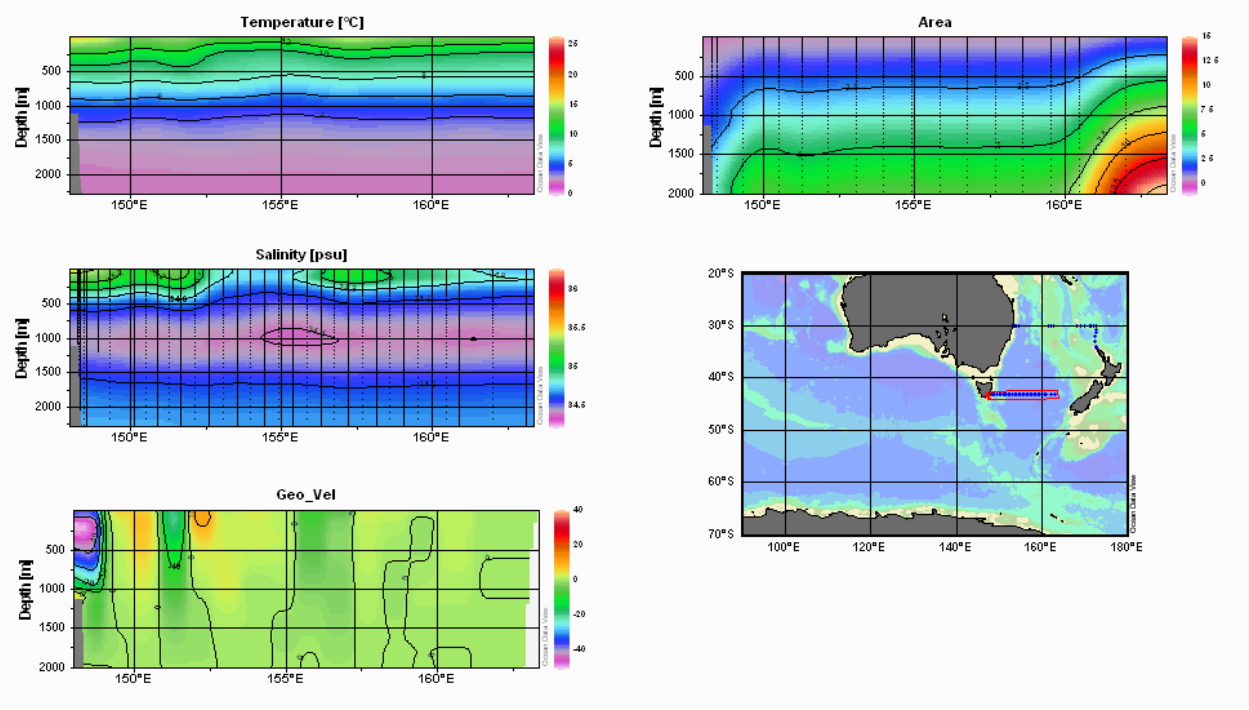
Додаток 12 Квітень 1993



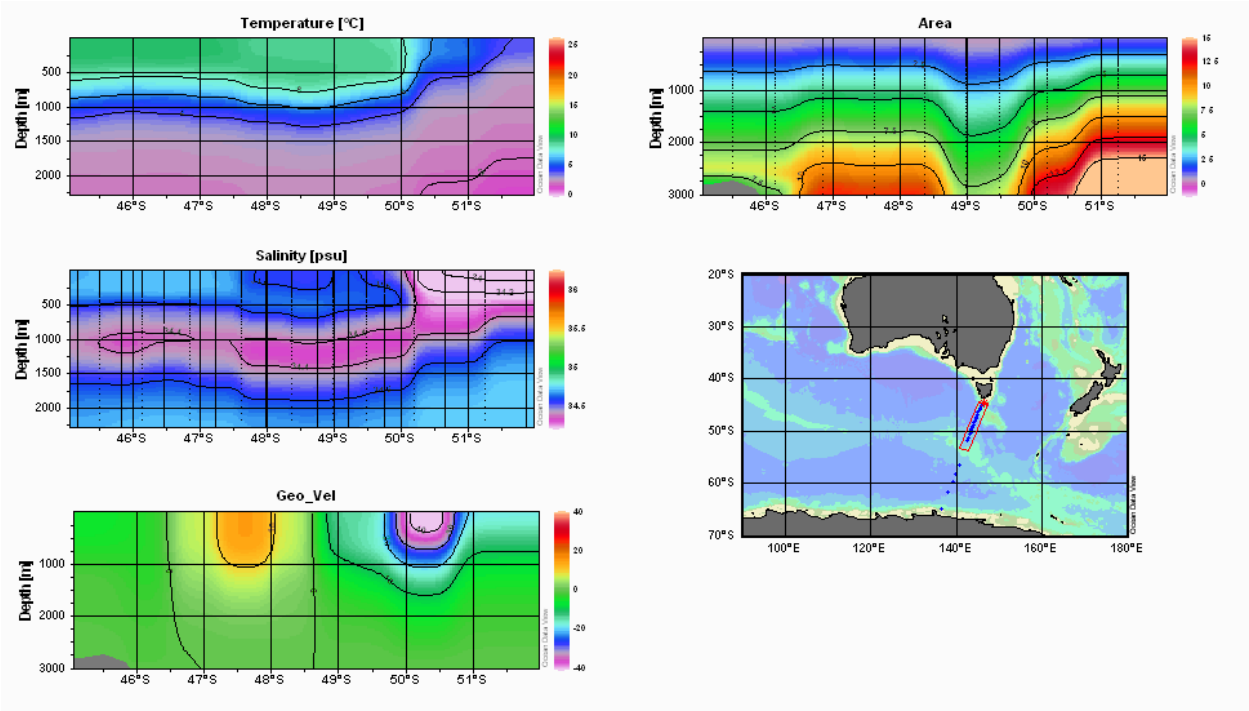
Додаток 13 Липень 1993



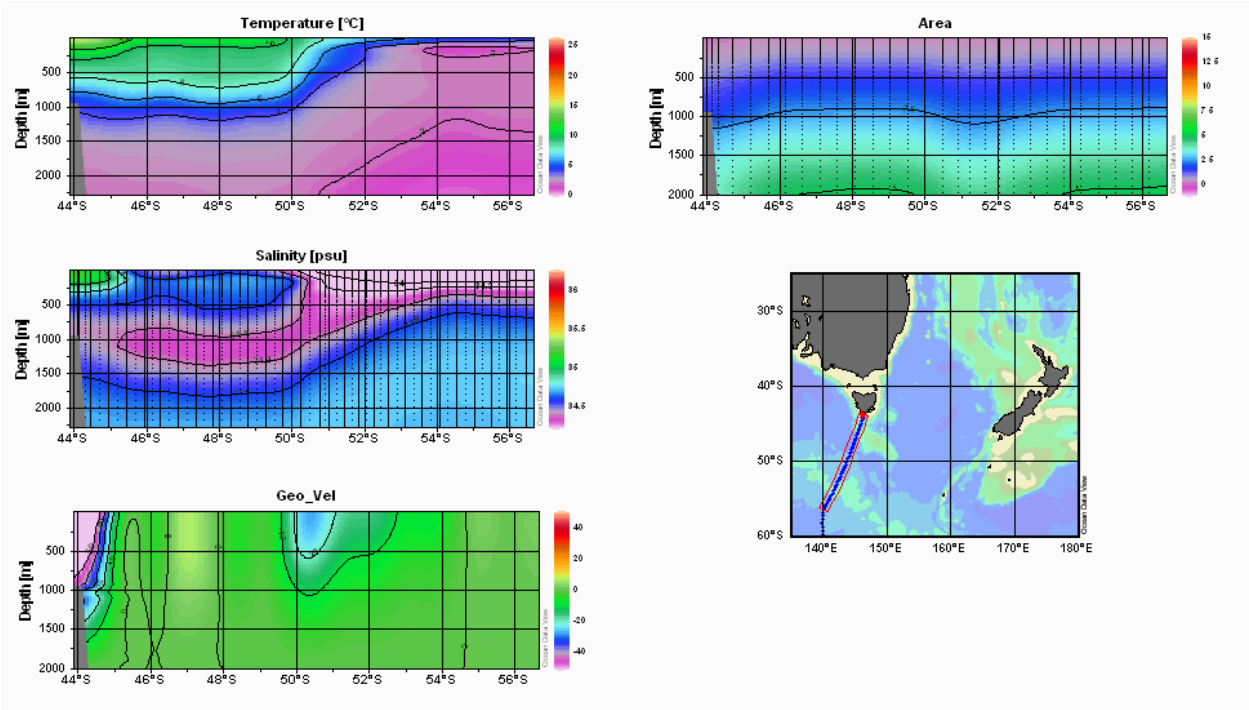
Додаток 14 Вересень 1993



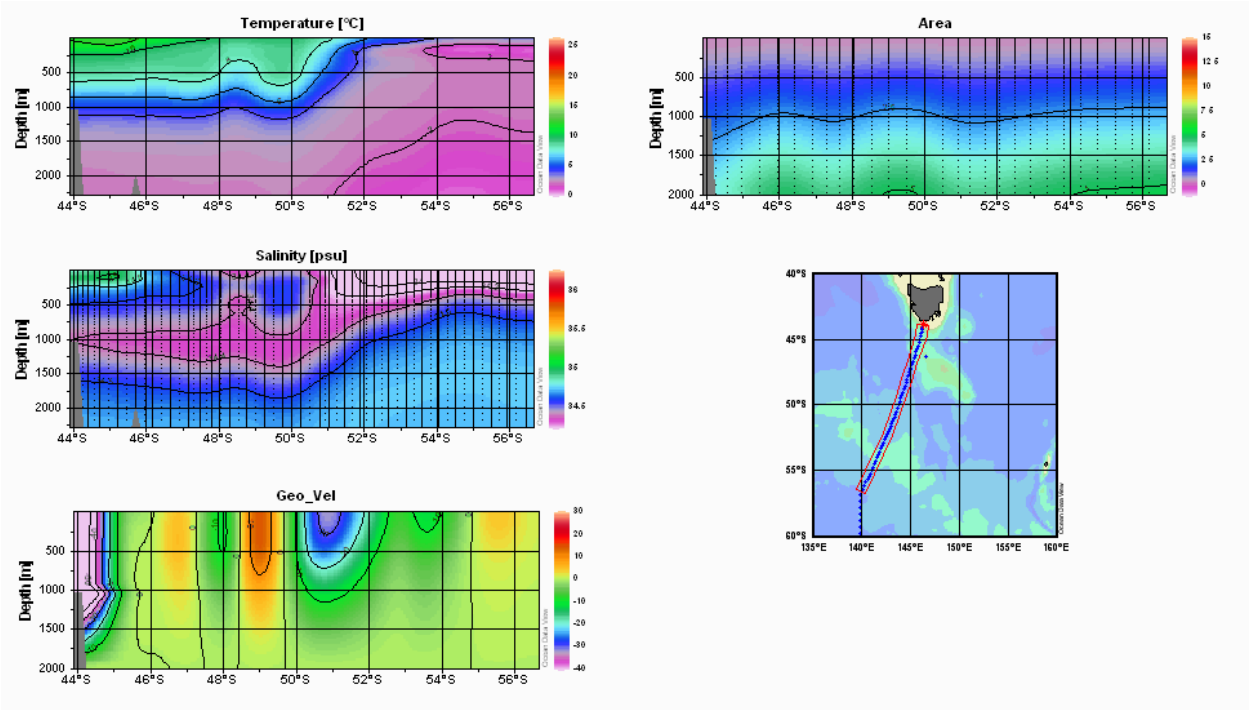
Додаток 15 Березень 1994



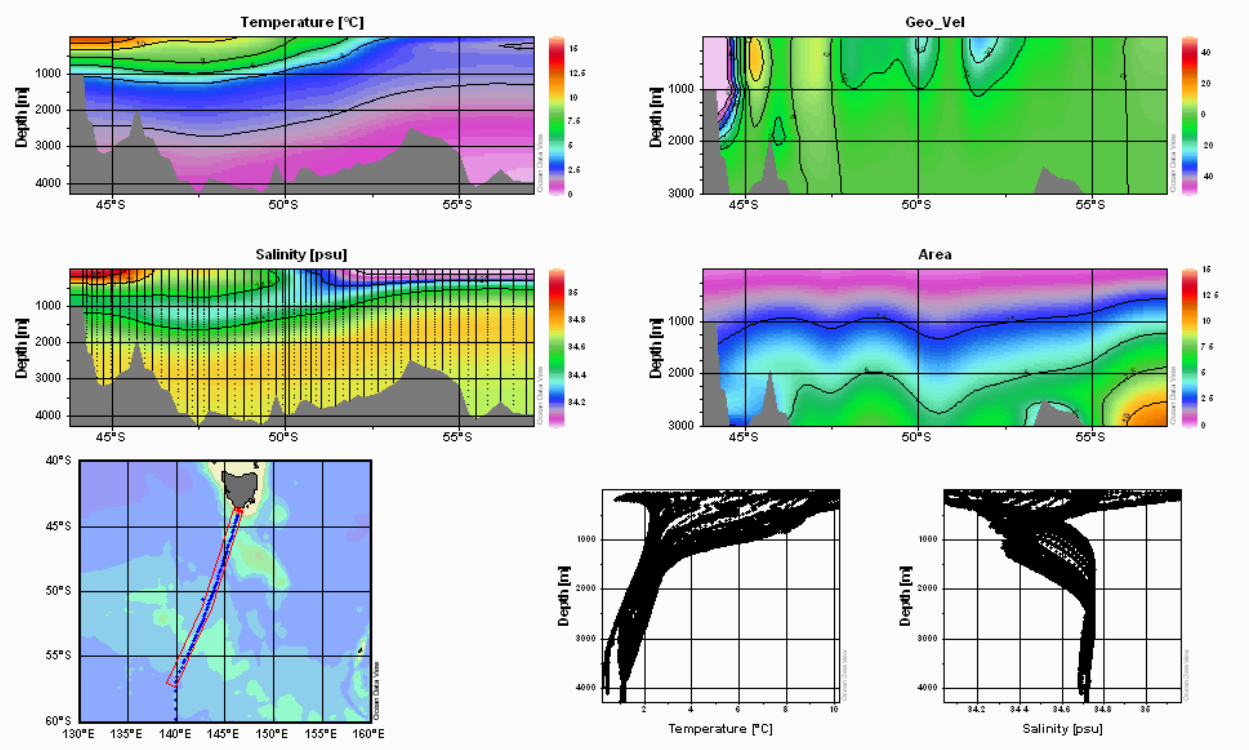
Додаток 16 Жовтень 1991



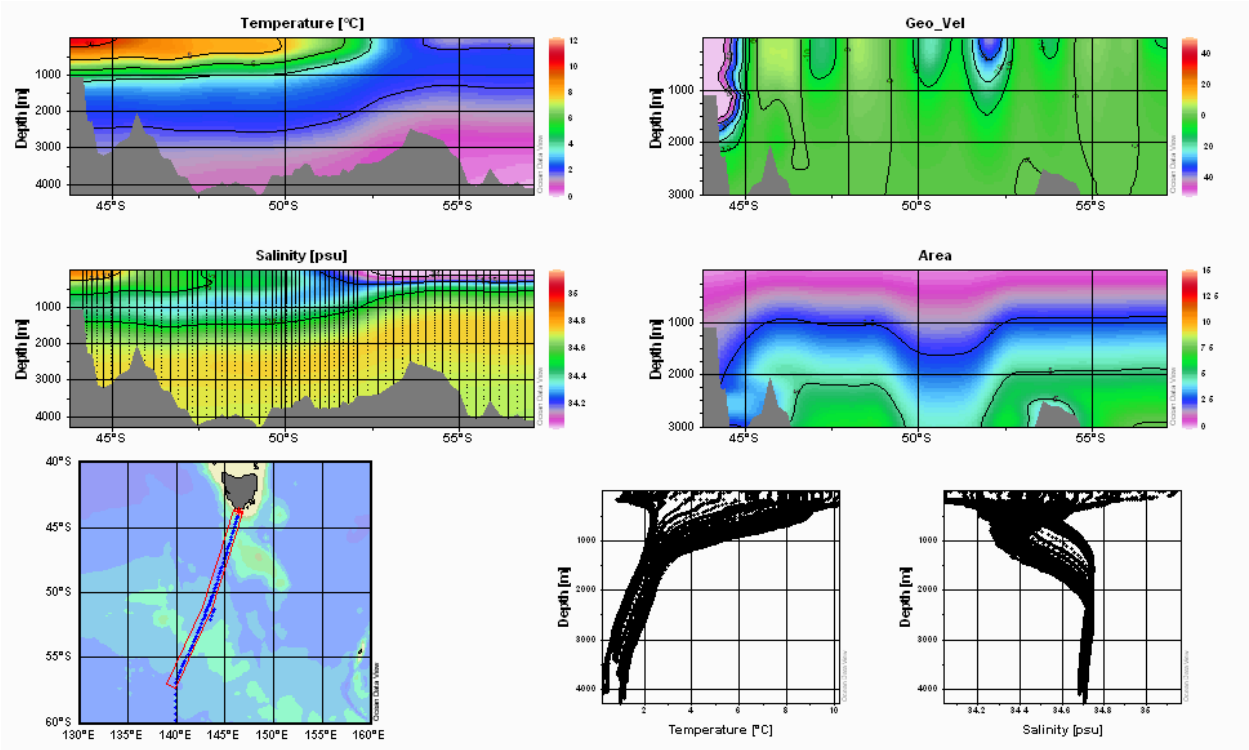
Додаток 17 Березень 1993



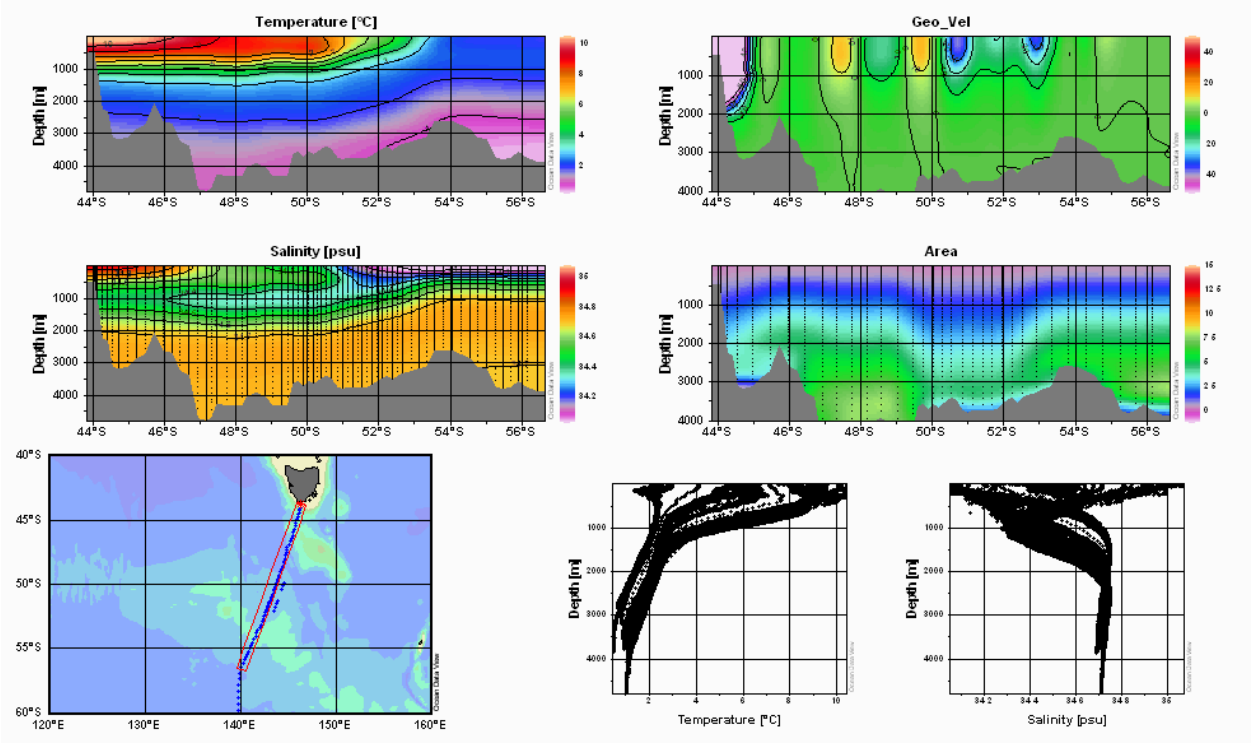
Додаток 18 Січень 1994



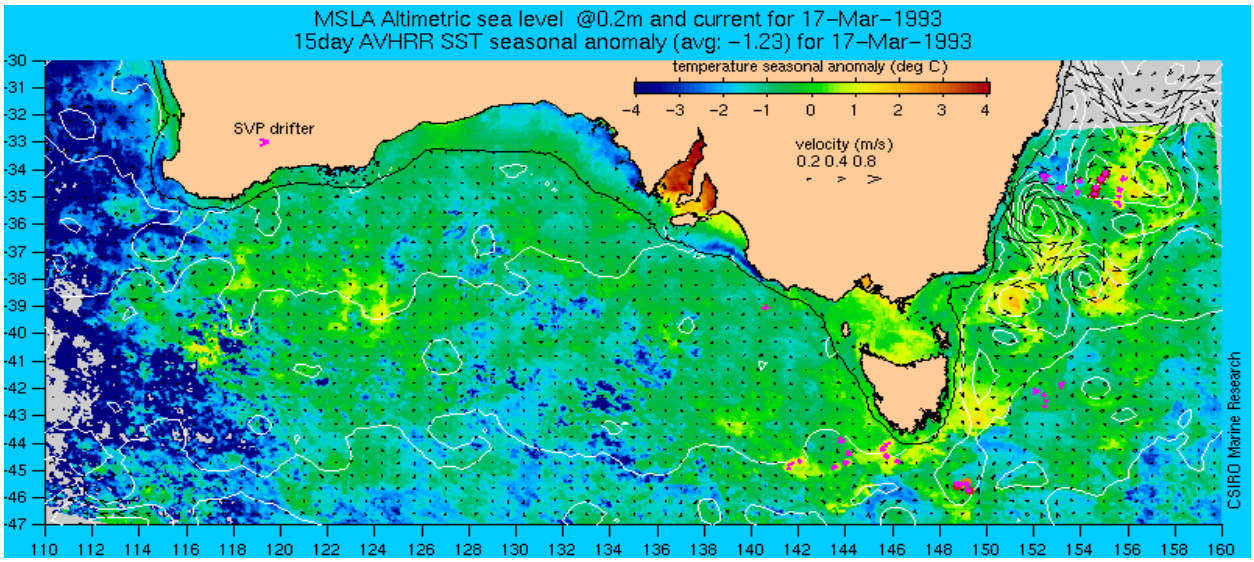
Додаток 19 Січень 1995



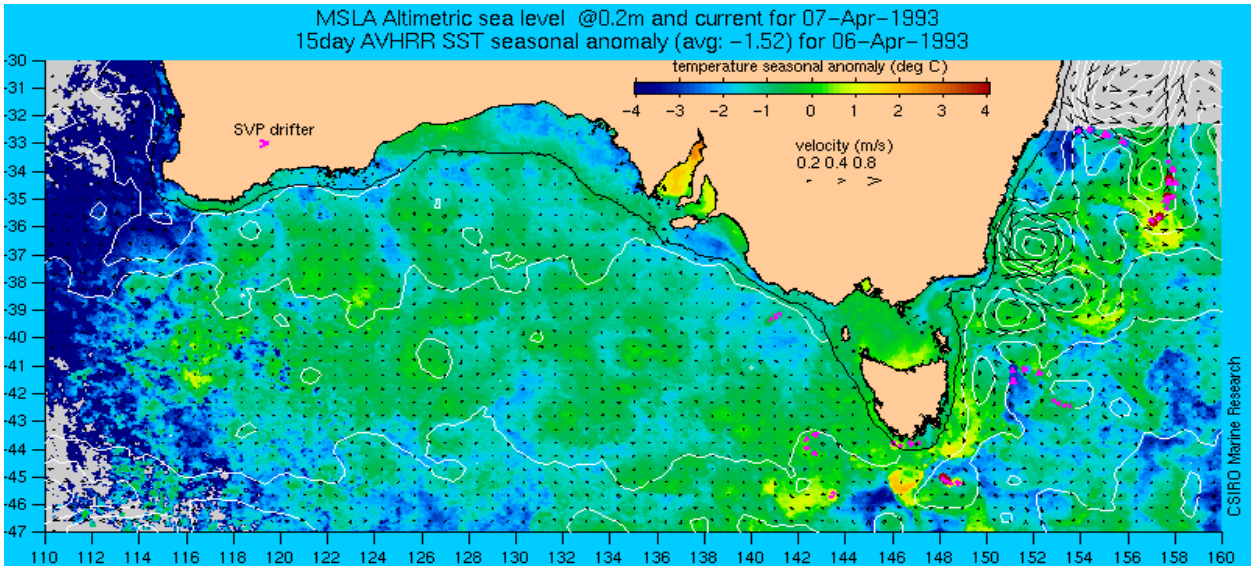
Додаток 20 Липень 1995



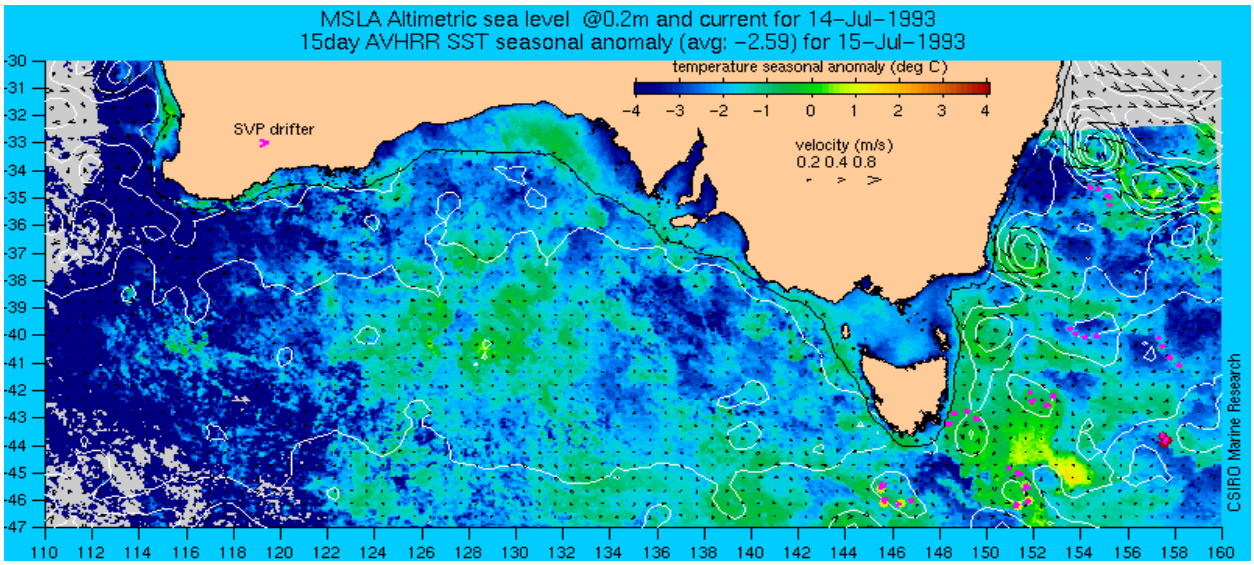
Додаток 21 Вересень 1996



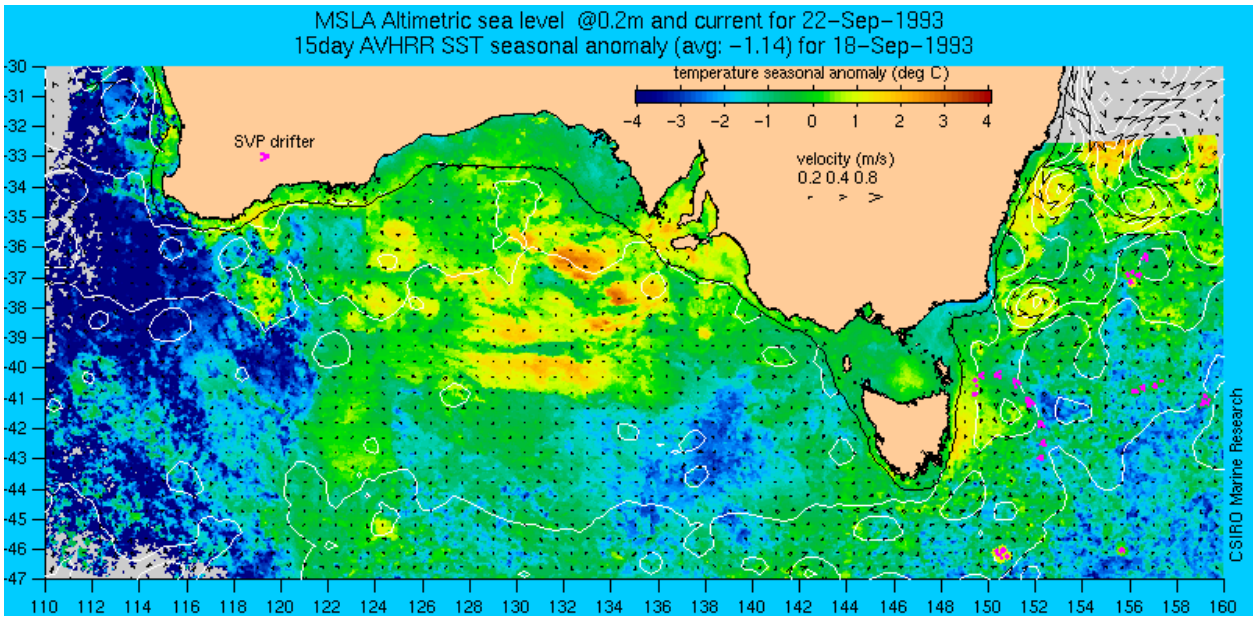
Додаток 22 17 березня 1993



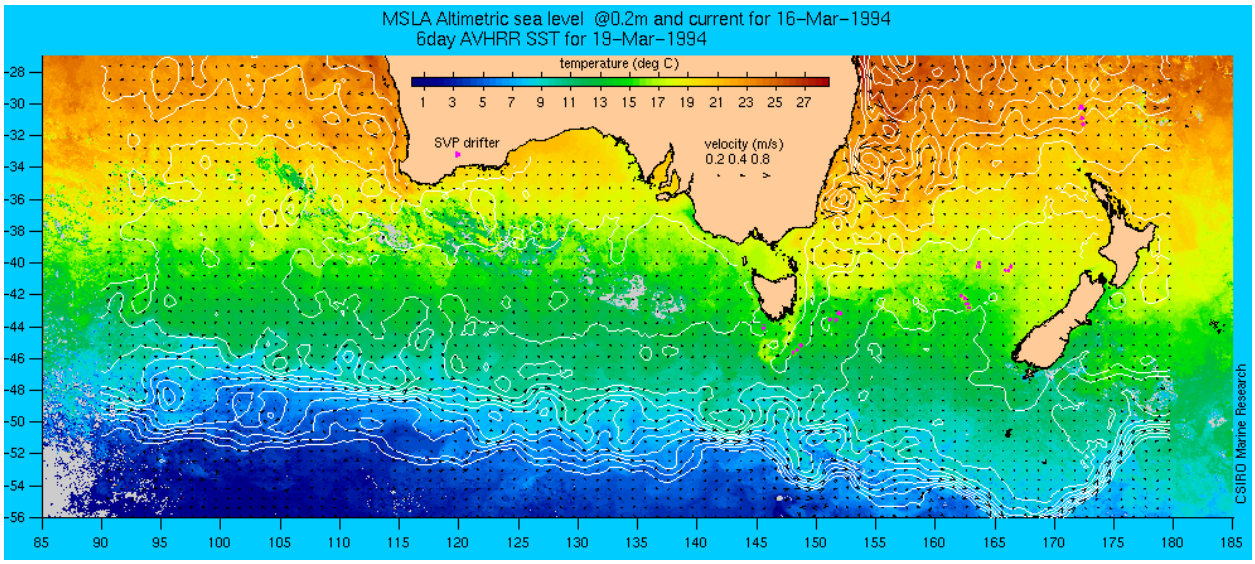
Додаток 23 7 квітня 1993



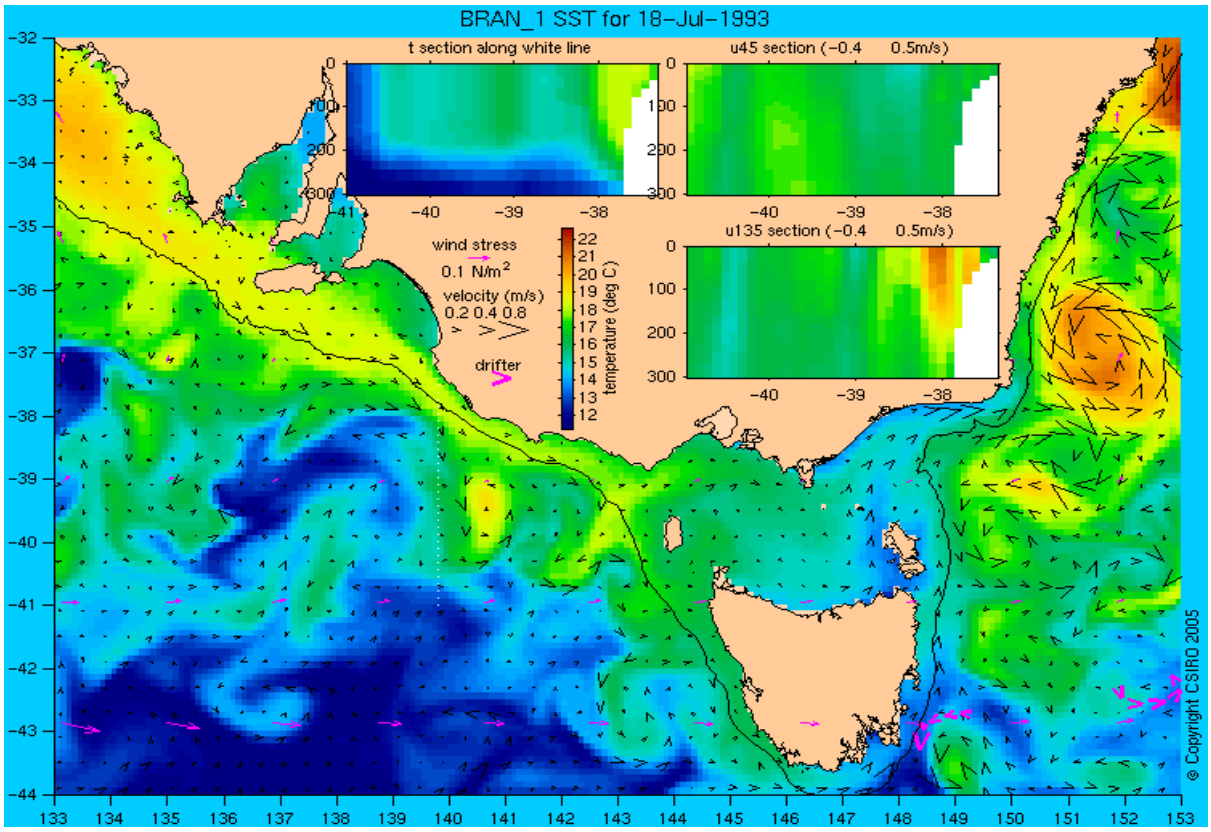
Додаток 24 14 липня 1993



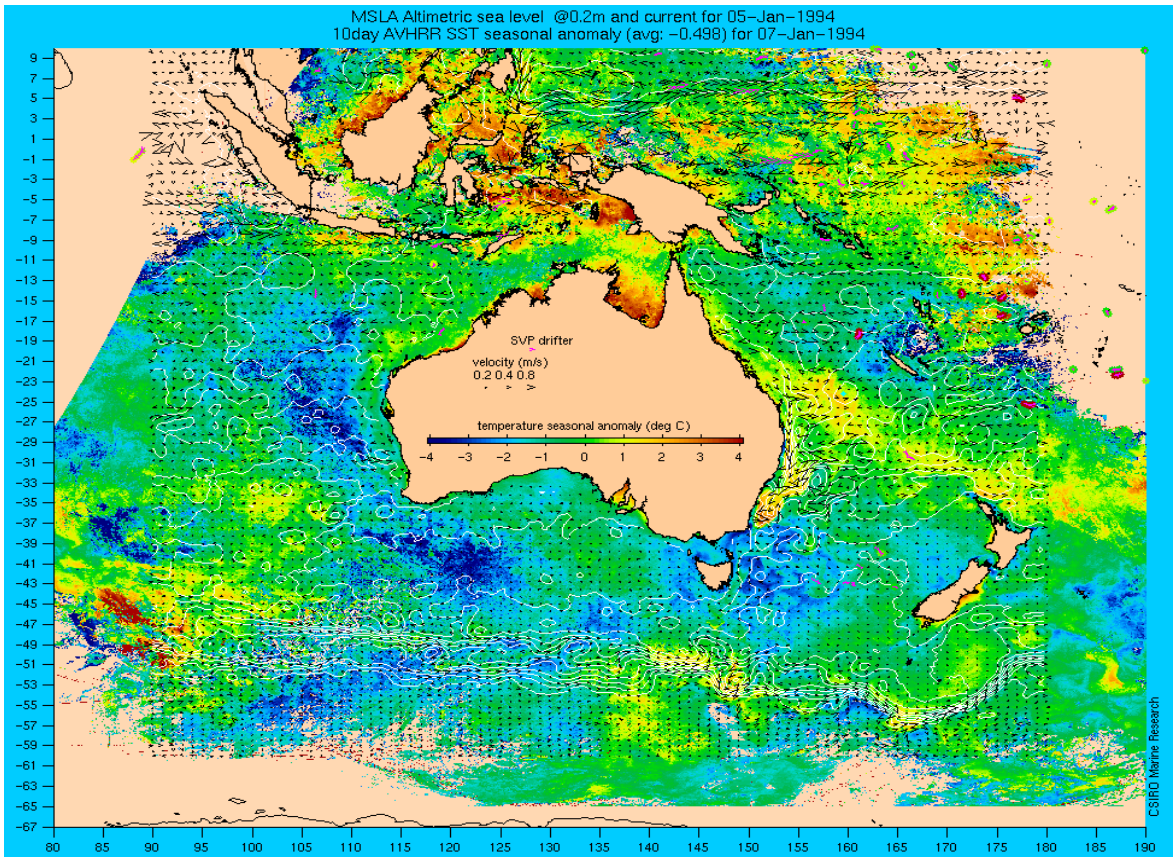
Додаток 25 22 вересня 1993



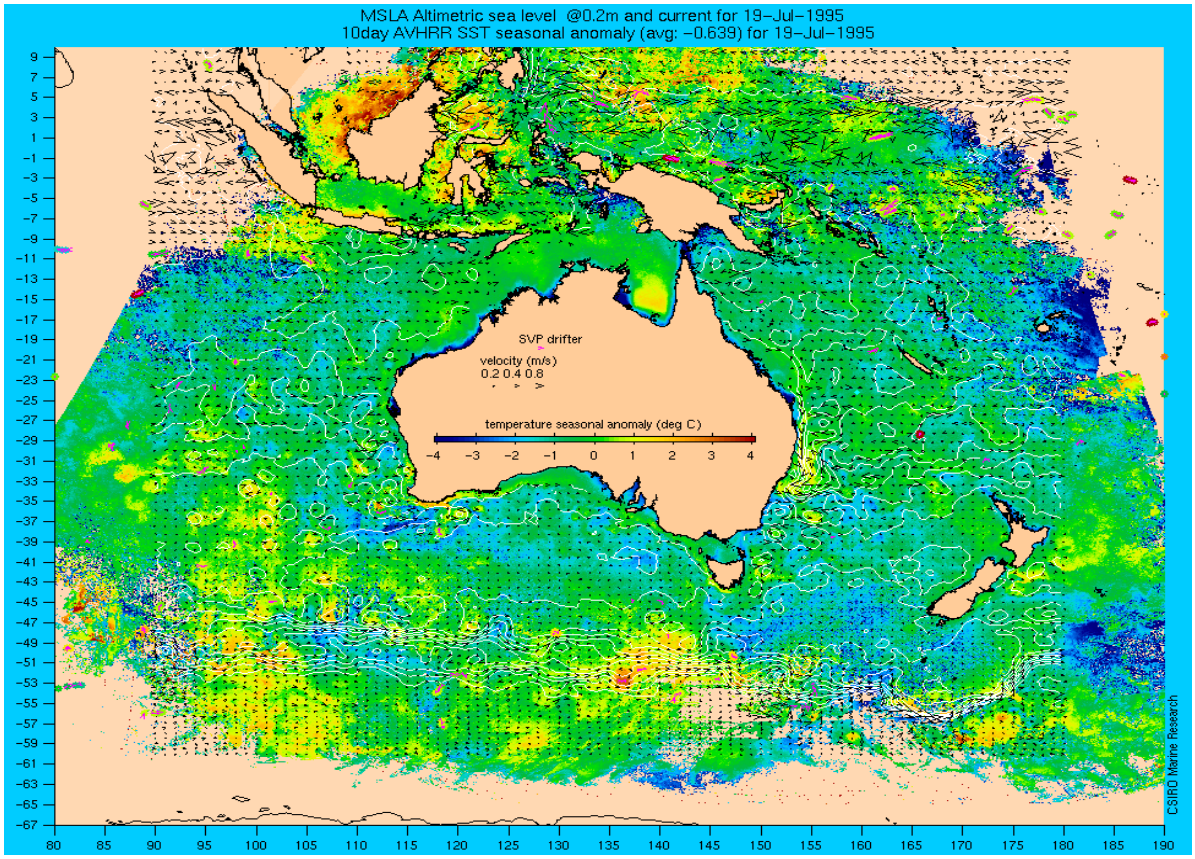
Додаток 26 16 березня 1994



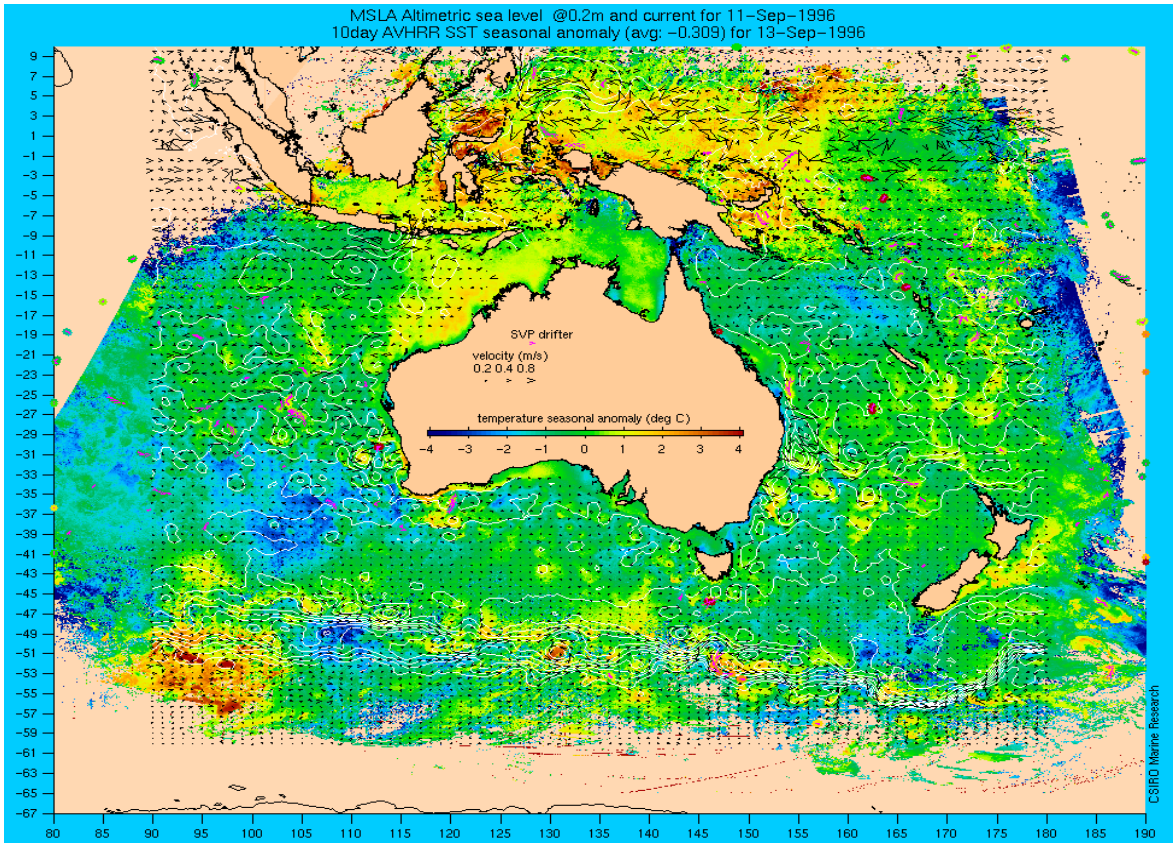
Додаток 27 18 липня 1993



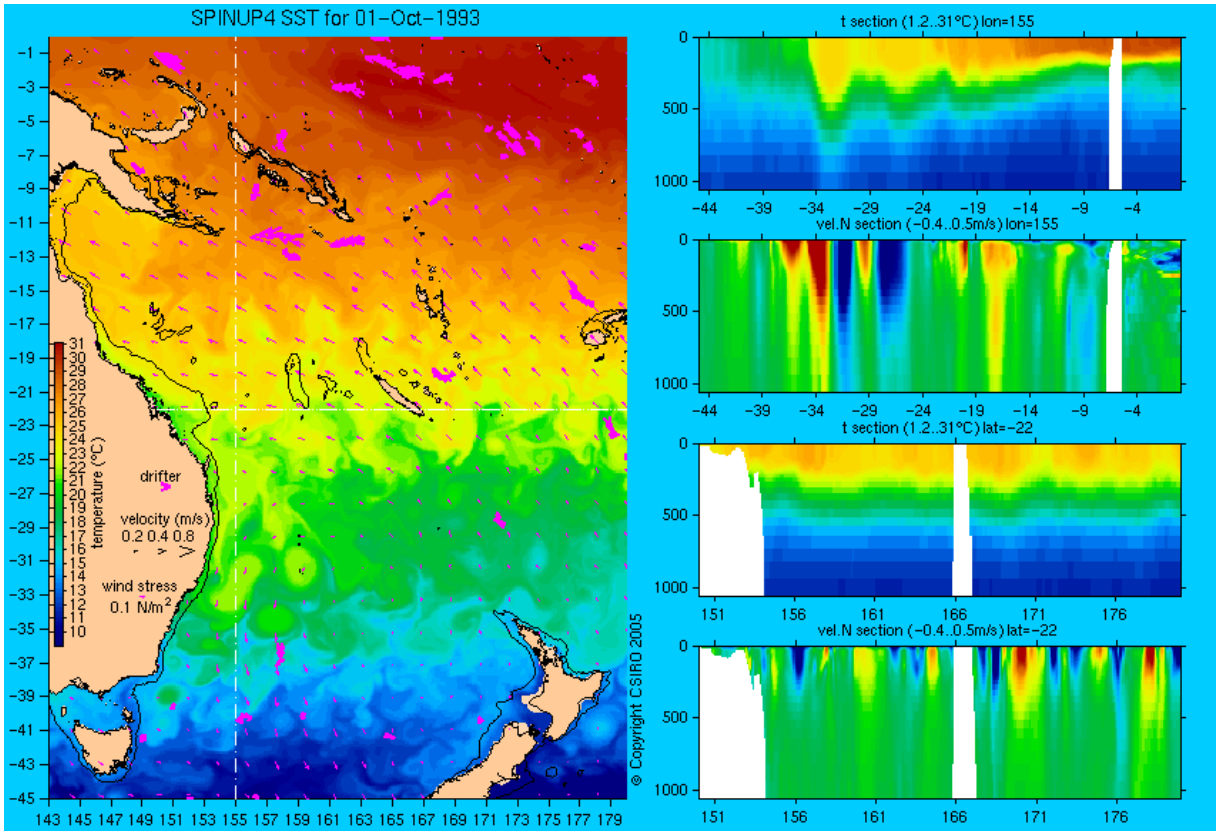
Додаток 28 7 січня 1994



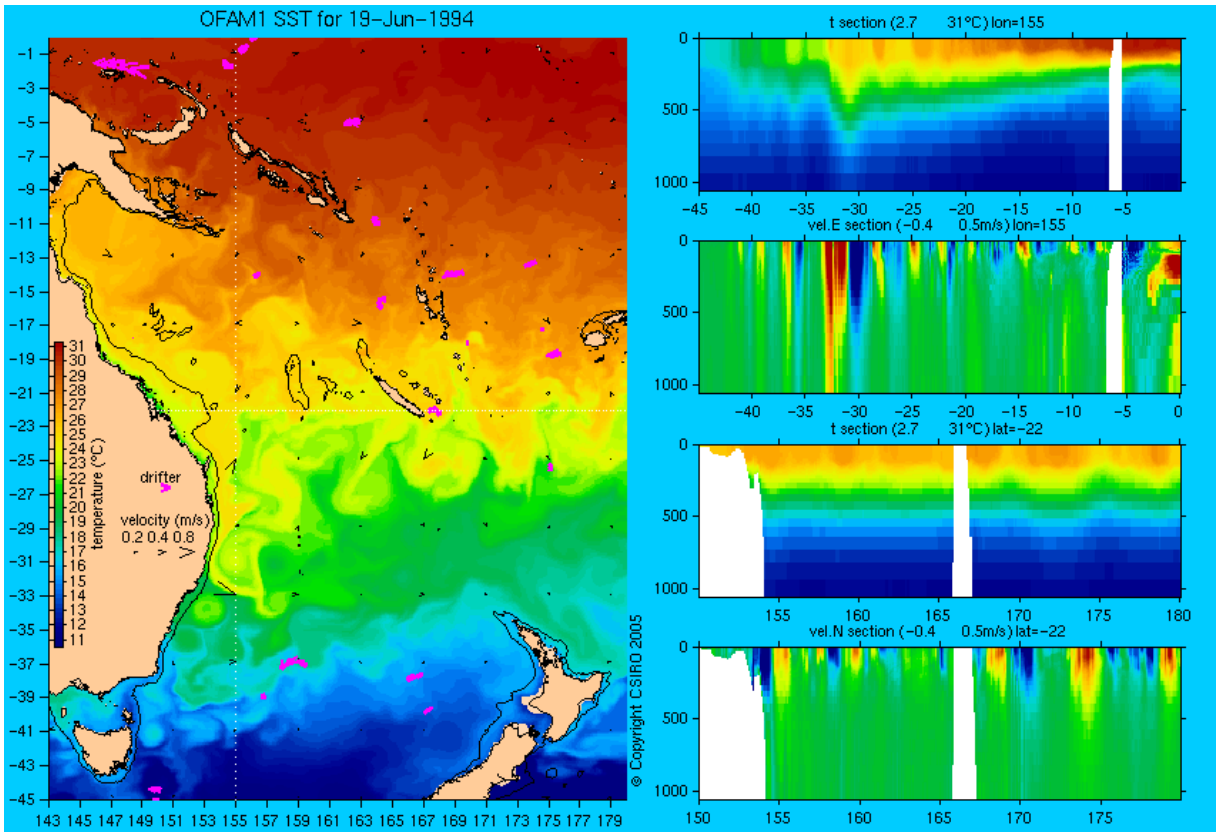
Додаток 29 19 липня 1995



Додаток 30 11 вересня 1996



Додаток 31 01 жовтня 1993



Додаток 32 19 червня 1994