

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA**

**A INFLUÊNCIA DAS ÁGUAS DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO  
ATLÂNTICO SUDOESTE NA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

**ANA CRISTINA NEVES DE FREITAS**

**Orientador: Dr. Leandro Calado**

Niterói

Junho de 2017

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA**

**A INFLUÊNCIA DAS ÁGUAS DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO  
ATLÂNTICO SUDOESTE NA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

**ANA CRISTINA NEVES DE FREITAS**

Tese apresentada ao Programa  
de Pós-graduação em Dinâmica dos  
Oceanos e da Terra como requisito  
parcial à obtenção do título de doutor.

**Orientador: Dr. Leandro Calado**

Niterói

Junho de 2017

F866

Freitas, Ana Cristina Neves de

A influência das águas da plataforma continental do Atlântico Sudoeste na confluência Brasil-Malvinas / Ana Cristina Neves de Freitas. – Niterói : [s.n.], 2017.

128 f.

Tese (Doutorado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) –  
Universidade Federal Fluminense, 2017.

1.Oceano Atlântico Sudoeste. 2.Confluência Brasil-Malvinas.  
3.Massas de água. I.Título.

CDD 551.4646



**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE**  
 Instituto de Geociências  
 Departamento de Geologia e Geofísica/LAGEMAR  
 Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra

**Ata de Defesa Tese de Doutorado**

Ao(s) 05 dia (s) do mês de Maio de 2017, às 13:30 horas, no Departamento de Geologia e Geofísica/LAGEMAR, da Universidade Federal Fluminense, reuniu-se a Banca Examinadora designada para arguir a Defesa da Tese de Doutorado do (a) aluno (a) **ANA CRISTINA NEVES DE FREITAS** sob o título:

**"A INFLUÊNCIA DAS ÁGUAS DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO ATLÂNTICO SUDOESTE NA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS"**

A banca constituída pelos professores:  
 Leandro Calado, Dr(a) (Orientador - UFF)  
 Alejandro Bianchi, Dr. (UBA)  
 Osmar Möller Jr., Dr. (FURG)  
 Alexandre Fernandes, Dr. (UERJ)  
 José Antonio Baptista Neto, Dr. (UFF)

deliberou pela aprovação do(a) candidato(a) de acordo com o seguinte parecer:

A banca reconhece o mérito científico da tese.  
A sendo aprovada sem restrição

05 de Maio de 2017

Orientador [Assinatura]  
 Arguidor A. Bianchi  
 Arguidor [Assinatura]  
 Arguidor [Assinatura]  
 Arguidor [Assinatura]  
 Candidato ANA CRISTINA NEVES DE FREITAS

**Ana Cristina Neves de Freitas**

**A INFLUÊNCIA DAS ÁGUAS DA PLATAFORMA CONTINENTAL DO  
ATLÂNTICO SUDOESTE NA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em  
Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense,  
como requisito parcial para obtenção do grau de doutor  
Área de Concentração: **Geologia e Geofísica**

Aprovada em 05/05/2017

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Leandro Calado, Dr (Orientador)  
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF

---

Prof. Alejandro Bianchi, Dr.  
Departamento Ciencias de la Atmósfera y el Océano-UBA

---

Prof. Osmar Möller Jr., Dr.  
Instituto de Oceanografia - FURG

---

Prof. Alexandre Fernandes, Dr.  
DOF-UERJ

---

Prof. José Antônio Baptista Neto, Dr.  
Deptº de Geologia/LAGEMAR-UFF

*“Ao longe ouve-se um farol  
Como um nome em pleno espaço  
Guardando o vento rouco e baço  
Solitário como um Sol*

*E todo o mar suspenso  
De um vazio imenso  
Refecte dum terraço a perfeição*

*Todo o silêncio  
Todo o traço  
Todo o esplendor em vão  
Tornam mais presente  
Toda a solidão”*

**"A lição do Vento", Maria Azenha.**

*Dedico este trabalho aos meus pais, Erny e Célia e ao meu amigo Vagner (in memoriam).*

## **Agradecimentos**

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Leandro Calado, por ter passado de amigo, da época do IO-USP, a meu orientador. Obrigada por toda hospitalidade e ajuda, inclusive nos momentos finais.

Ao amigo Alejandro Bianchi, por me receber tão bem em Buenos Aires. A ele e sua esposa Magali por toda sua amizade e bom humor, sempre me acolhendo em sua residência. “Mi casa, su casa”!!!

Ao Prof. Dr. Osmar Möller Jr., pelo apoio em todas as situações e também por todas as oportunidades oferecidas.

Ao Prof. Dr. Alberto Piola por colaborar com o trabalho, discutindo, sugerindo, ensinando, repassando seus papers e toda sua experiência. Por tantas discussões sobre a língua portuguesa e a língua espanhola.

A toda equipe do Laboratório de Dinâmica Oceânica do SHN, em Buenos Aires: *Muchasgracias, mis amigos!!*

Ao Dr. Elbio Palma por disponibilizar gentilmente as saídas do modelo, por toda ajuda com o Fortran e por ter me recebido em sua casa e na *Universidad Nacional del Sur* em Bahia Blanca.

A *rommate* Jaqueline Krueger, por ter me apresentado o DOT e o mundo da geofísica.

Aos membros da banca por terem doado seus tempos, avaliando e fazendo sugestões e críticas para este trabalho.

Ao SACC-IAI pela concessão de auxílio financeiro em alguns momentos.

Ao Comandante João Alvarenga, por ter me incentivado e dado apoio para realizar este trabalho, mesmo em horários de atividade laboral.

À Profa. Dra. Elisa e todos os demais do seu laboratório, por terem me acolhido nestes últimos meses de término da tese, especialmente à Tati, por dividir sala, angústias, idas ao CC e pela ajuda na impressão.

Ao Prof. Dr. Rodrigo Kerr pela amizade, ajudas com inglês e tantas outras discussões.

Ao amigo, Comandante, Dr. Márcio Borges, pelo acolhimento no CHM-11 durante os momentos finais de dissertação da tese.

Ao amigo João Rodolpho Cabral de Souza, por dividir momentos importantes!!

Às amigas Alice e “tia Bia” pelas incontáveis caronas de idas e vindas, pela divisão das refeições, viagens, espumantes, receitas e pela amizade...

E principalmente à minha família; minha Mãe Célia (*in memoriam*) e meu Pai Erny por terem me proporcionado a chance de continuar estudando por mais tempo que eles poderiam imaginar, por serem as pessoas mais importantes da minha vida e por me apoiarem em todas minhas decisões mesmo não sendo elas as melhores ☺.

## Índice

Lista de abreviaturas e símbolos.....	III
Lista de Figuras.....	V
Lista de tabelas.....	IX
Resumo.....	X
Abstract.....	XI
<b>Capítulo 1.....</b>	<b>1</b>
Introdução.....	1
Objetivos.....	7
Geral.....	7
Etapas para atingir o objetivo geral.....	7
<b>Capítulo 2.....</b>	<b>9</b>
Oceanografia Física do Atlântico Sudoeste.....	9
Localização.....	9
Caracterização geomorfológica.....	9
Circulação Geral.....	12
Corrente do Brasil.....	13
Corrente das Malvinas.....	15
Confluência Brasil-Malvinas.....	17
Descarga Fluvial.....	20
Salinidade e Massas de Água do Atlântico Sudoeste.....	25
Frentes Oceanográficas.....	30
<b>Capítulo 3.....</b>	<b>35</b>
Metodologia.....	35
Dados.....	35
Cruzeiro La Plata.....	35
Análise de massas de água.....	39
Diagramas TS estatístico-volumétricos.....	41
Dados Históricos.....	43
Cálculo da Velocidade Geostrófica.....	44
Método Dinâmico.....	45
Estimativa do transporte.....	49

Modelo hidrodinâmico ( <i>Princeton Ocean Model</i> ) .....	49
Configurações do modelo: Batimetria, resolução e forçantes.....	50
Análise.....	51
<b>Capítulo 4</b> .....	54
Resultados e discussão.....	54
Plataforma Continental do ASO.....	54
Distribuição horizontal.....	55
Distribuição vertical.....	62
Análise de massas de água.....	76
Percentual de mistura.....	76
Região oceânica do ASO.....	84
Hidrografia da CBM.....	84
Simulações numéricas.....	88
Médias mensais.....	88
Variabilidade sazonal (inverno e verão).....	95
Transporte do filamento de baixa salinidade.....	98
Variabilidade espacial interanual.....	106
<b>Capítulo 5</b> .....	114
Considerações finais.....	112
Conclusões.....	112
<b>Referências Bibliográficas</b> .....	117

## **Lista de abreviaturas e símbolos**

AC - Água Costeira

ACAS - Água Central do Atlântico Sul

APAN - Água Profunda do Atlântico Norte

APP – Água da Pluma do Prata

AIA - Água Intermediária Antártica

ASA - Água Subantártica

ASAP - Água Subantártica de Plataforma

ASO - Oceano Atlântico Sudoeste

AST - Água Subtropical

ASTP - Água Subtropical de Plataforma

AT - Água Tropical

AVHRR- *Advance Very HighResolution Radiometer*

BO - *Búque Oceanográfico*

BIP - *Búque de investigacion pesquera*

CB - Corrente do Brasil

CCA - Corrente Circumpolar Antártica

CBM - Confluência Brasil-Malvinas

CM - Corrente das Malvinas

CAS - Corrente do Atlântico Sul

CSE - Corrente Sul Equatorial

CSM - Cabo de Santa Marta

CTD - *Conductivity, Temperature and Depth*

FST - Frente Subtropical

FSTP - Frente Subtropical de plataforma

LP - Lagoa dos Patos

MODIS-AQUA - *Moderate resolution imaging spectroradiometer*

N.Oc. - Navio Oceanográfico

N - Norte

NW - Noroeste

NE - Nordeste

PC - Plataforma Continental

POCM-4 - *Parallel Ocean Climate Model*

POM - *Princeton Ocean Model*  
PRP - Pluma do Rio da Prata  
RdP - Rio da Prata  
ROMS - *Regional Ocean model System*  
S - Sul ou Salinidade  
Sv - Sverdrup  
SW – Sudoeste  
SeaWiFS - *Sea viewing Wide Field-of-view Sensor*  
T - Temperatura  
TS-V - Diagrama TS volumétrico  
U - Componente do vetor velocidade transversal à isóbata  
V - Componente do vetor velocidade paralelo à isóbata  
W - Oeste  
WOCE - *World Ocean Circulation Experiment*  
 $\delta$  - anomalia do volume específico  
 $\bar{\Phi}$  - altura geopotencial  
 $\alpha$  - volume específico  
 $\Omega$  - velocidade angular da terra  
 $f$  - parâmetro de Coriolis  
 $\rho$  - densidade

## Lista de figuras

Figura 1.1– Principais Correntes do Oceano Atlântico Sudoeste (linhas azuis com setas) baseada em Peterson e Stramma, 1991. A linha azul fina indica a isóbata de 200 m.....	4
Figura 1.2– Exemplo de filamento observado na região da CBM através de imagem de satélite (Modis-Aqua-espectro do visível. A linha vermelha tracejada mostra a posição aproximada dos filamentos.....	5
Figura 2. 1- Área de estudo, dividida em sub-regiões e batimetria (m). A linha azul indica a isóbata de 200 m.....	10
Figura 2. 2– Bacia hidrográfica do Rio da Prata e distribuição média superficial de salinidade do Atlântico Sudoeste. Cores azuis indicam águas de baixa salinidade. A linha preta indica salinidade de 33.5 (Piola et al., 2005).....	21
Figura 2. 3- Imagem <i>SeaWiFS</i> de concentração de <i>clorofila-a</i> próximo a desembocadura dos grandes rios no Atlântico Subtropical. Se observa, em cores mais quentes, a influência dos rios Orinoco, Amazonas e RdP (América do Sul), Congo e Níger (África), sobre as PC adjacentes (Adaptado de Romero, 2008).....	22
Figura 2. 4 Distribuição horizontal de salinidade superficial climatológica (Jardon, 2007).....	27
Figura 2.5– Localização das principais frentes do ASO, visualização a partir de sensores remotos e esquema da estrutura frontal verticalmente na coluna d’água. Os círculos com um ponto indicam fluxo em direção ao sul e os círculos com “x” indicam fluxos em direção ao norte. As linhas pretas marcam a posição da superfície de densidade. T e S indicam frentes governadas por temperatura ou salinidade, respectivamente. Adaptado de Bava, 2004 e Acha <i>et al.</i> , 2004. ....	32
Figura 3. 1 - Área de estudo com as posições dos cruzeiros oceanográficos do projeto <i>La Plata</i> inverno(a) de 2003 e verão (b) de 2004. O gradiente de cores representa a batimetria (m) da região e a linha azul a isóbata de 200 m. Os números menores (pretos) indicam as estações e os números maiores (vermelho) os perfis.....	38
Figura 3. 2- Diagrama TS espalhado da região de estudo e triângulo de mistura durante o cruzeiro de inverno (a) e durante o cruzeiro de verão(b). As curvas tracejadas indicam as isopicnais.....	40
Figura 3.3 – Representação esquemática das áreas calculadas, baseadas nas distâncias médias entre as estações, para posterior aplicação no método estatístico – volumétrico.....	43
Figura 3.4 – Posições das estações hidrográficas históricas. Os números pequenos indicam as estações e os grandes os perfis. A linha tracejada marca a isóbata de 200 m e o gradiente de cores a batimetria (m) da região de estudo.....	45
Figura 3.5 - a) Domínio geral e grade do modelo. b) Área de estudo com a batimetria (m) e o subdomínio do modelo. As linhas indicam os perfis escolhidos para análise e cálculo de transporte...52	52

Figura 4.1 – Distribuição horizontal de temperatura (a) e salinidade (b) a 5 m de profundidade durante o cruzeiro de inverno. A linha cinza tracejada delimita a isóbata de 200 m. A linha branca representa a isolinha de 33.5 e a linha preta tracejada a isolinha de 33.8. Os pontos indicam a posição das estações hidrográficas analisadas.....	57
Figura 4.2– Distribuição horizontal de temperatura (a) e salinidade (b) a 50 m de profundidade durante o cruzeiro de inverno. A linha cinza tracejada delimita a isóbata de 200 m. A linha branca representa a isolinha de 33.5 e a linha preta tracejada a isolinha de 33.8. Os pontos indicam a posição das estações hidrográficas analisadas.....	58
Figura 4.3 - Distribuição horizontal de temperatura (a) e salinidade (b) a 5 m de profundidade durante o cruzeiro de verão. A linha cinza tracejada delimita a isóbata de 200 m. A linha branca representa a isolinha de 33.5 e a linha preta tracejada a isolinha de 33.8. Os pontos indicam a posição das estações hidrográficas analisadas.....	60
Figura 4.4 - Distribuição horizontal de temperatura (a) e salinidade (b) a 50 m de profundidade durante o cruzeiro de verão. A linha cinza tracejada delimita a isóbata de 200 m. A linha branca representa a isolinha de 33.5 e a linha preta tracejada a isolinha de 33.8. Os pontos indicam a posição das estações hidrográficas analisadas.....	61
Figura 4.5 – Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f) para o perfil 1, localizado próximo a Mar del Plata durante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam a posição das estações.....	63
Figura 4.6 – Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f) para o perfil 3, localizado próximo ao Rio da Prata durante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam as posições das estações.....	65
Figura 4.7– Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f) para o perfil 5, localizado próximo a Punta del Diablo durante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam as posições das estações.....	67
Figura 4.8 – Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f) para o perfil 7, localizado próximo a Rio Grande durante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam as posições das estações.....	70
Figura 4.9 – Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f) para o perfil 9, localizado próximo a Torres durante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam as posições das estações.....	72
Figura 4.10 – Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f) para o perfil 11, localizado próximo a Bombinhas durante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam as posições das estações.....	75

Figura 4.11 - Percentual de mistura para inverno (esquerda) e verão (direita) na superfície (a, b) e 50m (c, d). A cor verde é utilizada para a APP (1), a vermelha para AT (2) e a azul para ASAP (3). O intervalo das isolinhas é de 10% com exceção do limite inferior que é de 35%.....	77
Figura 4.12– Diagrama TS-V para PC (a) durante o inverno e (b) durante o verão. As cores indicam os volumes (km <sup>3</sup> ) para cada classe de intervalo escolhida (T - 0.5° C e S - 0.2).....	83
Figura 4.13 – Esquema da distribuição do filamento de baixa salinidade (linha laranja) baseado nos dados hidrográficos na região da CBM (a), salinidade (b), velocidade geostrófica (c) diagrama TS (d). Os números 1,3,5 e 7 são relativos a cada radial analisada. A linha branca delimita salinidade inferiores a 33.8.....	87
Figura 4.14 – Médias mensais de velocidade e salinidade superficial durante janeiro (a), fevereiro (b), março (c), abril (d), maio (e) e junho (f). A linha preta contínua indica a posição da isóbata de 200 m e a linha branca indica a posição da isolinha de 33.8.....	90
Figura 4.15 – Médias mensais de velocidade e salinidade superficial durante julho (a), agosto(b), setembro (c), outubro (d), novembro (e) e dezembro (f). A linha preta contínua indica a posição da isóbata de 200 m e a linha branca indica a posição da isolinha de 33.8.....	93
Figura 4.16 – Comparação sazonal do campo de temperatura horizontal modelada (5m) durante o inverno (a), e (b) durante o verão. A linha preta contínua indica a posição da isóbata de 200 m.....	96
Figura 4.17 – Comparação sazonal do campo de salinidade horizontal modelada durante (5m) durante o inverno (a), e (b) durante o verão. A linha preta contínua indica a posição da isóbata de 200 m e a linha branca indica a posição da isolinha de 33.8.....	98
Figura 4.18- Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade (<33.8) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado no canto superior direito ilustra uma situação de inverno (21/06). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte. ....	99
Figura 4.19- Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade (<33.8) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado no canto superior direito ilustra uma situação de inverno (06/07). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte.....	100
Figura 4.20- Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade (<33.8) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado no canto superior direito ilustra uma situação de inverno (21/07). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte.....	101
Figura 4.21- Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade (<33.8) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado no canto superior direito	

ilustra uma situação de verão (28/01). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte.....102

Figura 4.22 - Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade (<33.8) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado no canto superior direito ilustra uma situação de verão (12/02). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte.....102

Figura 4.23 - Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade (<33.8) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado no canto superior direito ilustra uma situação de verão (27/02). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte. ....103

Figura 4.24 - Salinidade (a), velocidade (b), diagrama TS (c) e distribuição horizontal de salinidade (d), ampliada na região de interesse para o dia 27/02 para a radial 3. O círculo, com “X” no centro, representa um fluxo em direção ao norte e o círculo com um ponto no centro, representa fluxo em direção ao sul. A isolinha de 33.8 é indicada pela linha branca.....105

Figura 4.25- Diagrama espaço-temporal da componente meridional da velocidade (V) ao longo das radiais 1 (a), 3 (b) e 5 (c). A linha branca indica a isolinha de 33.8. As cores frias indicam velocidades em direção ao sul e as cores quentes, em direção ao norte.....110

Figura 4.26 - Diagrama espaço-temporal da componente zonal da velocidade (U) ao longo dos perfis longitudinais 1(a), e 2(b). A linha branca representa a isolinha de 33.8. As linhas pontilhadas indicam salinidade de 30, 31, 32, 33 e 34. As cores frias indicam velocidades em direção ao leste e as cores quentes, em direção ao oeste S-Sul e N-Norte.....111

## Lista de Tabelas

Tabela 2. 1 – Transporte da CB e da CM entre 33° e 46° S, adaptada de Maamaatuaiahutapu <i>et al.</i> , 1998).....	14
Tabela 3. 1– Índices termohalinos sazonais utilizados, para cada massa de água, no cálculo percentual de mistura.....	41
Tabela 3. 2- Intervalos termohalinos utilizados durante cada cruzeiro.....	42
Tabela 3. 3 – Número do perfil, período, cruzeiro, estações e embarcação utilizada para aquisição dos dados históricos. ....	44
Tabela 4.1 – Percentual de volume calculado através do diagrama TS-V para estações localizadas entre a isóbata de 200 m e a costa.....	82
Tabela 4.2 – Transporte estimado da camada de salinidade inferior a 33.8.....	85

## Resumo

O conhecimento da dinâmica da interação entre águas costeiras e a circulação oceânica representa um papel importante tanto no clima quanto em processos biológicos que ocorrem nestas regiões. Este trabalho tem a intenção de estudar a interação entre as águas de baixa salinidade da plataforma continental (PC) do Atlântico Sudoeste (ASO) e sua exportação em direção ao oceano aberto através da confluência Brasil-Malvinas (CBM). Para isso, as águas da PC foram caracterizadas e seus volumes determinados através de dados hidrográficos. Na região da CBM, foram realizados cálculos de velocidade e transporte, utilizando dados hidrográficos históricos. O cálculo de transporte das águas da PC na CBM também foi realizado a partir resultados de um modelo numérico (*Princeton Ocean Model* - POM) para região localizada entre 26° e 45° S e 42° e 62° W. Os transportes foram calculados para áreas cuja salinidade fosse inferior a 33.8. Esse valor representa o limite entre as águas da PC Argentina e a Corrente das Malvinas (CM). Os resultados alcançados por este trabalho nos fornecem o cenário da dinâmica das águas na interface entre a PC e o oceano profundo, na região da CBM. Sobre a PC são identificadas diversas massas de água que interagem entre si, sendo a Água Subantártica de Plataforma (ASAP) e a Água da Pluma do Prata (APP) as mais importantes nos processos estudados. A ASAP pelo seu volume (6.429 km<sup>3</sup>) e a APP pela sua variabilidade sazonal. A análise da distribuição de salinidade a partir dos dados hidrográficos comprova a presença de águas da PC na CBM. Em alguns casos, pode-se observar um filamento de baixa salinidade com mais de 140 m de profundidade e com uma largura de até 90 km. Os transportes geostroficados das camadas com salinidades inferiores a 33.8, variaram entre 0.15-1.2 Sv (10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>), em direção ao sul, de acordo com a hipótese de que as águas da PC são exportadas através da CBM, próximo ao jato de retorno entre a CM e a CB (Corrente do Brasil). A análise dos resultados obtidos através do POM, revelam que as águas com salinidades inferiores a 33.8 cruzam a isóbata de 200 m durante todo o período analisado (com um transporte de até 2.4 Sv), atingindo inclusive a isobata de 1000 m em quase todo o período (transporte máximo de 0.5 Sv), com exceção dos meses de inverno. Em média, durante o mês de fevereiro, o filamento de baixa salinidade atingiu as maiores distâncias em direção ao oceano (~270 km), com largura de ~90 km, próximo a PC, e ~25 km na porção mais distante. Regiões oceânicas, localizadas mais ao sul da área de estudo, apresentam, na maioria do período analisado, menor influência das águas da PC e, conseqüentemente, baixos valores de transporte (<-0.25 Sv). Regiões localizadas ao norte do domínio, apresentam transportes que podem chegar próximo a -1.2 Sv. O valor do transporte vai depender, além da velocidade, da forma com que o filamento chega à região oceânica. Determinadas radiais serão mais ou menos influenciadas pela presença desta estrutura. A variabilidade da CM pode modular a transferência das águas da PC em direção ao talude e oceano profundo.

## **Abstract**

The dynamics of the interaction between coastal waters and ocean circulation plays an important role both in climate and biological processes which occur in these areas. The aim of this study is to investigate the interaction between low salinity waters (<33.8) from Southwestern Atlantic (SWA) continental shelf (CS) and its offshore transport through the Brazil-Malvinas confluence (BMC). To reach that goal, CS waters were characterized and their volumes estimated based on hydrographic data. In the BMC region, velocity and transport calculations were based on historical hydrographic data. The calculation of CS transport in BMC was performed based on a numerical simulation using the Princeton Ocean Model (POM) for the area between 26-45° S and 42-62° W. Transports were calculated for the areas with salinity lower than 33.8, which limits waters from Argentinian CS and the Malvinas Current (MC). The results provide a scenario of the water dynamics in the interface between CS and deep sea in the BMC region. A number of water masses that interact with each other were identified over the CS, with Subantarctic Shelf Water (SASW) and Río de la Plata Plume Water (RPPW) as the most important to the studied processes, SASW due to its volume (6.429 km<sup>3</sup>) and RPPW for its seasonal variability. The salinity distribution analysis from hydrographic data indicates the presence of CS water in BMC. In some cases, a low-salinity thread with over 140 m depth and up to 90 km width was observed. Geostrophic transport of low salinity waters varied from 0.15-1.2 Sv (10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) southward, corroborating the hypothesis that CS waters are exported through the BMC, near the return jet between MC and BC (Brazil Current). POM results reveal that these low salinity waters cross the 200 m isobath during the whole period investigated (with a transport up to 2.4 Sv), reaching the 1000 m isobath throughout almost the entire period (maximum transport = 0.5 Sv), except for the winter months. On average, during February, the low salinity thread reached its maximum offshore distances (270 km) with a 90 km width near the CS and ca. 25 km in the most distant portion. Oceanic regions located in the South of the study area showed a minor influence of CS waters during most of the period, consequently, with lower transport values (<-0.25 Sv), while farther north the transport values reach up to -1.2 Sv. These variations depend not only on the velocity, but also on the way the thread reaches the oceanic region. Some transects will be more or less influenced by the presence of this structure. The variability of the MC can modulate the CS Waters exportation to offshore regions.

## Capítulo 1

### Introdução

---

O Oceano Atlântico Sudoeste (ASO) (Figura 1.1), o qual se estende da Terra do Fogo (55°S) - Argentina, até Cabo Frio (22°S) - Brasil, é caracterizado por ser uma das áreas mais energéticas e complexas dos oceanos (GORDON, 1981, PIOLA e MATANO, 2001), onde ocorrem intensos processos de mistura de massas de água, frentes, interações oceano-atmosfera e alta produtividade biológica.

A dinâmica da região oceânica é conhecida por sua alta variabilidade espaço-temporal. Essa região é dominada por duas correntes principais: a Corrente do Brasil (CB), que flui para sul transportando águas quentes e salinas, e pelo fluxo em direção ao equador da Corrente das Malvinas (CM), que transporta águas relativamente mais frias e menos salinas. Essas duas correntes se encontram próximo a 38°S, região conhecida como Confluência Brasil-Malvinas (CBM).

A CBM forma uma forte estrutura frontal com grande contraste termohalino e intensa atividade de mesoescala, com a presença de grandes vórtices, meandros e filamentos (LEGEKIS e GORDON, 1982). Tais processos são potencialmente importantes para induzir movimentos na direção transversal ao talude (HUTHNANCE, 1995), atuando como mecanismos de transferência de calor e outras propriedades nesta região. De acordo com Matano et al. (2014), a circulação através da CBM seria um importante mecanismo de transferência de águas relativamente doces e frias da PC para a região oceânica. Segundo estes autores, durante o verão, a pluma do RdP se

desloca em direção ao oceano diretamente pela CBM. A posição da frente da CBM não apresenta grandes excursões sazonais no eixo norte-sul, embora oscile ao redor de um ponto fixo, localizado aproximadamente em 39.5° S e 53.5° W, com sua orientação para N-S durante o inverno e NE-SW no verão (SARACENO et al., 2005). Na região da CBM as águas subtropicais têm salinidade entre 34.5 até 37.

Já a Plataforma Continental (PC) do ASO é dominada por aportes fluviais expressivos, tais como o do Rio da Prata (RdP) e do complexo Patos-Mirim que formam uma pluma de baixa salinidade (Pluma do Rio da Prata - PRP). A extensão meridional dessa pluma sobre a PC varia sazonalmente, podendo atingir centenas de quilômetros em direção ao norte durante os meses de inverno (PIOLA et al., 2000, MÖLLER et al., 2008). Estas extensões são impulsionadas pela dinâmica interna do fluxo e pela ação local dos ventos mesmo em situações de descargas pouco expressivas (PIOLA et al., 2005, SOARES et al., 2007b; PALMA et al., 2008; MATANO e PALMA, 2010a, 2010b, 2013).

Apesar da variação sazonal da descarga do rio, a dispersão da pluma do Prata sobre a PC é influenciada por mudanças sazonais no estresse do vento. Ventos de nordeste, predominantes durante o verão, retêm a pluma mais ao sul, mesmo que, em resposta às altas taxas de precipitação na bacia, as descargas sejam maiores. Por outro lado, ventos de sudoeste, predominantes durante o outono e inverno, dirigem a pluma em direção a baixas latitudes, independente da variação sazonal da descarga, gerando uma anomalia de salinidade superficial (MATANO et al., 2014). A variação sazonal do vento, mais do que o volume de água doce, parece ser o principal fator para tal comportamento (PIOLA et al., 2005).

Ao longo das costas norte Argentina, Uruguia e Sul Brasileira as águas da pluma se misturam com outras massas de água. A Água Subtropical de Plataforma (ASTP) é o resultado dessa mistura com a Água Tropical (AT), a qual é transportada pela CB. Esta pluma, durante os meses de verão, também interage com a Água Central do Atlântico Sul (ACAS) (MÖLLER et al., 2008).

A PC Argentina é dominada por águas com salinidades entre 33.4 e 33.8 (BIANCHI et al., 2005). Essa água é originada da diluição da Água Subantártica (ASA) devido ao excesso de precipitação no Pacífico Sudeste, e ao entrar na PC Argentina é modificada pela mistura com as águas de baixa salinidade (~32) oriundas do Estreito de Magalhães (LUSQUIÑOS e VALDÉZ, 1971) formando a Água Subantártica de Plataforma (ASAP). A ASAP é encontrada fluindo em direção ao norte entre a CM e a costa Argentina (BIANCHI et al., 1982) sendo transportada em direção NNE pela Corrente Patagônica (BRANDHORST e CASTELLO, 1971).

Em direção ao norte, próximo a 33° S, também se observa uma frente termohalina denominada de Frente Subtropical de Plataforma (FSTP). Essa frente forma uma forte zona de transição subsuperficial entre as águas da PC Brasileira (ASTP) e Argentina (ASAP), aparecendo como uma extensão da CBM (PIOLA et al., 2000). De acordo com esses autores essas águas, transportando águas de origem continental, podem ser exportadas para o oceano aberto através da FSTP e, conseqüentemente, da CBM.

A temperatura e a salinidade são responsáveis por variações na densidade da água do mar, podendo afetar a estratificação, mistura e formação de massas de água. Para maioria dos processos oceânicos a temperatura é o fator dominante. Entretanto a salinidade não deve ser negligenciada. Variações de densidade na superfície dos oceanos ou em outros níveis são responsáveis pelo estabelecimento de padrões geostróficos de circulação oceânica. Além disso, a salinidade é uma propriedade que não apresenta variações sazonais como ocorre com a temperatura. Por esse motivo, neste trabalho, salinidades inferiores a 33.8, foram escolhidas para caracterizar as águas de baixa salinidade da PC visto que essas são o limite entre as águas de origem subantártica localizadas sobre a plataforma e aquelas transportadas pela CM (BIANCHI et al., 2005).

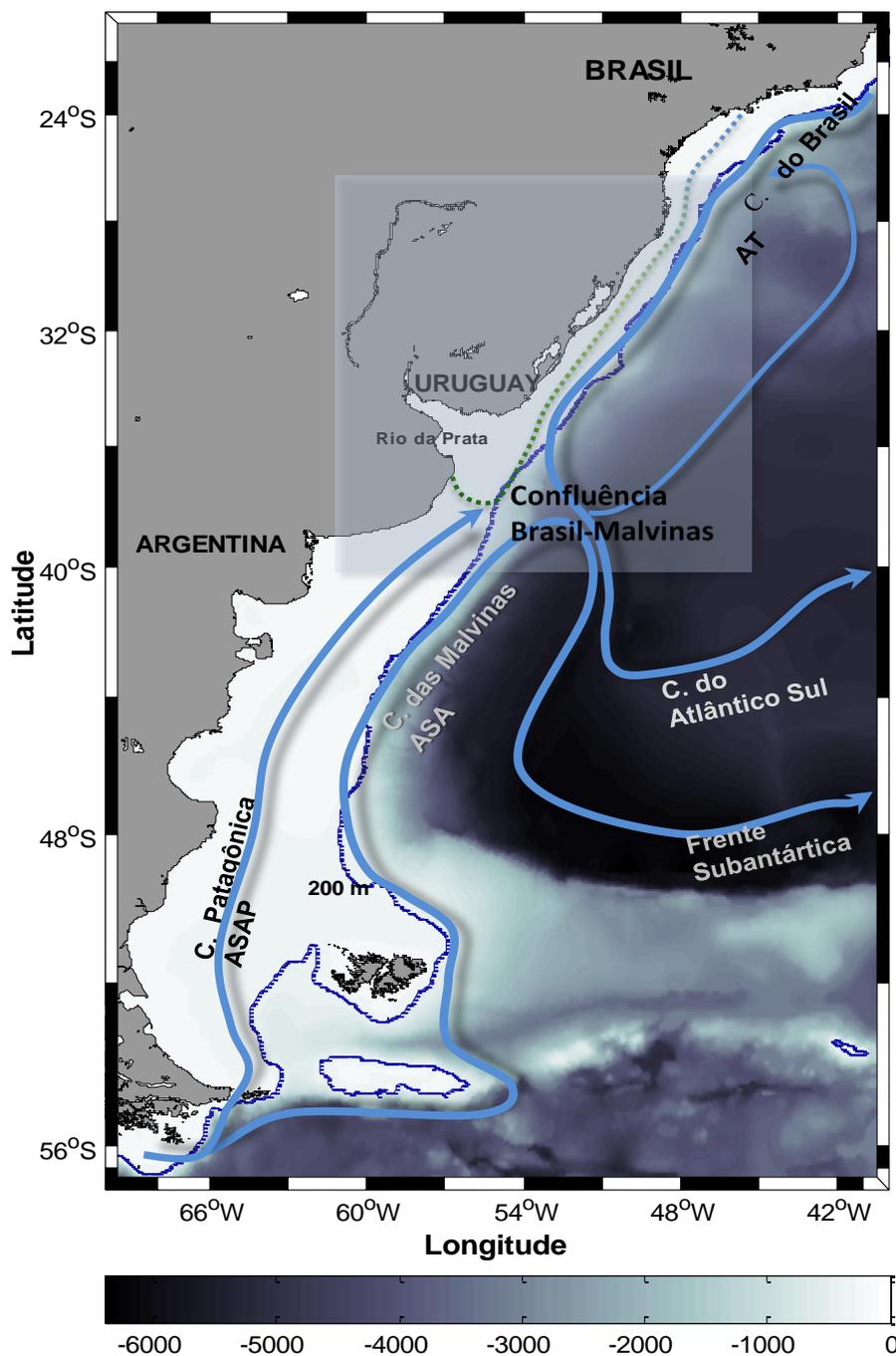
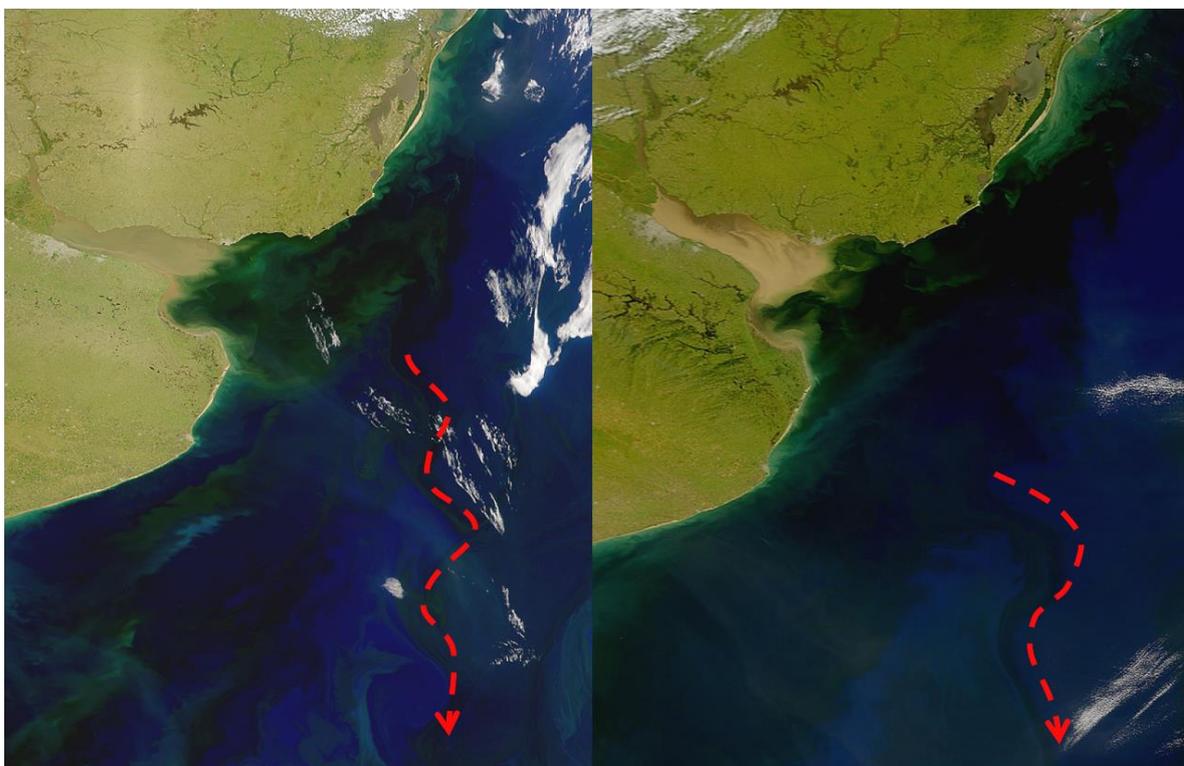


Figura 1.1– Principais Correntes do Oceano Atlântico Sudoeste (linhas azuis com setas) baseada em Peterson e Stramma, 1991. A linha azul fina indica a isóbata de 200 m e o pontilhado verde, a pluma do Rio da Prata.

Gordon (1989) observou a presença de águas de baixa salinidade na região da CBM e atribuiu a presença dessas águas à mistura das águas da PC, com influências subantárticas, com as águas do RdP. Esse autor também especulou sobre a possível influência de fortes precipitações regionais como fator responsável por provocar uma diminuição dos valores da

salinidade. [Provost et al. \(1996\)](#) observaram, para mesma região, valores de salinidade inferiores a 32 durante cruzeiros realizados no ano de 1990. Segundo [Piola \(2005\)](#), durante os períodos em que a pluma do RdP se estende em direção ao mar aberto, as águas da PC são, provavelmente, transferidas ao oceano adjacente na região da CBM. Mais recentemente, [Guerrero et al. \(2014\)](#), utilizou dados de salinidade do satélite Aquarius para caracterizar, pela primeira vez, a exportação das águas do RdP para a região oceânica. De acordo com [Matano et al. \(2014\)](#), a variabilidade da salinidade superficial na região pode ser explicada devido a variação sazonal da pluma RdP/LP sobre a PC, que é dependente tanto da descarga destes como da variação longitudinal do vento e, pelas trocas entre a PC e o oceano profundo.



**Figura 1.2 - Exemplo de filamento observado na região da CBM através de imagem de satélite (MODIS-Aqua-espectro do visível). A linha vermelha tracejada mostra a posição aproximada dos filamentos.**

Esses padrões também já foram observados e estudados em outras regiões oceânicas. Na Corrente do Golfo, localizada na borda oeste do Oceano Atlântico Norte, os filamentos estão associados aos vórtices no Embaiamento do Atlântico Sul ([LEE et al., 1981](#)). [Lutjeharms et al. \(1991\)](#) estimaram um transporte de 1.5 Sv ( $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) para um extenso filamento, associado a

ressurgência, localizado no sistema de Benguela (na borda leste do Atlântico Sul). Através de imagens de satélite, [VanCamp et al. \(1991\)](#) observaram um filamento ao redor de 20 – 24° N ao longo de todo ano variando sazonal e interanualmente alcançando um comprimento de aproximadamente 450 km. No Mediterrâneo, a nordeste da Espanha, [Wang et al. \(1988\)](#) estudaram um filamento de água de baixa salinidade originário da PC. Esses autores encontraram velocidades de  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  e escalas de 10 m de profundidade por 10 km de largura com um transporte de 0.02 Sv. Ao norte da Califórnia, [Brinkk \(1987\)](#) encontrou um filamento com 20-50 km de largura por 100-200 m de profundidade com velocidades de  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  em direção à região oceânica e um transporte de 2 Sv.

Apesar de alguns autores ([PROVOST et al., 1996](#); [GUERRERO et al., 2014](#); [MATANO et al., 2014](#)) terem observado e relatado a presença de filamentos de baixa salinidade na área de estudo (Figura 1.2), o cálculo da velocidade e transporte destas estruturas não havia sido realizado anteriormente, na região de estudo. Os resultados obtidos deverão contribuir para o conhecimento e quantificação da transferência de águas da PC para a região oceânica na CBM.

A PC atua como um receptor final de água e materiais provenientes do continente, os quais são transportados pela descarga dos rios e estuários. A importância de estudos que envolvem trocas de propriedades entre a PC e a região oceânica se deve a transferência de águas costeiras, ricas em nutrientes, para regiões pobres onde a concentração desses é baixa. Além disso, a PC é uma das áreas mais, biogeoquimicamente, ativas da biosfera devido ao aporte continental de vários elementos (principalmente Carbono, Nitrogênio e Fósforo), e ao intercâmbio de grandes quantidades destes com a atmosfera e o oceano profundo ([BIANCHI et al., 2009](#)). Interações entre a PC e o oceano adjacente podem levar à troca de massa, propriedades da água e *momentum* ([PIOLA et al., 2010](#)), podendo ser importantes nos fluxos de carbono para o oceano profundo.

A transferência de águas da PC para o talude e para a região oceânica também pode induzir ao aumento da estratificação vertical, favorecendo o desenvolvimento fitoplanctônico da região (JARDON, 2007). Essas transferências incluem ainda sedimentos orgânicos e inorgânicos, oriundos da Lagoa dos Patos, do RdP, elementos dissolvidos e ainda poluentes antropogênicos.

A hipótese deste trabalho é de que as águas de baixa salinidade da PC sul brasileira, uruguaia e norte argentina são exportadas em direção ao oceano aberto através de filamentos até a região da CBM, deixando em aberto as seguintes questões: Qual o volume exportado por esses filamentos? Qual a variabilidade desses filamentos na área de estudo?

## **Objetivos**

### ***Geral***

Este trabalho tem o objetivo de estudar a interação entre as águas da PC do ASO e sua exportação em direção ao oceano aberto através da CBM, no aspecto dinâmico.

### ***Etapas para atingir o objetivo geral:***

- Analisar as distribuições horizontais e verticais de temperatura e salinidade das águas da PC Sul Brasileira, Uruguaia e Norte Argentina;
- Calcular o volume e o percentual de mistura entre as diferentes massas de água presentes na PC do Atlântico Sudoeste;
- Caracterizar e verificar a origem das águas encontradas na CBM;
- Estimar as velocidades e o transporte das intrusões das águas de baixa salinidade da PC na CBM;
- Verificar a variabilidade temporal dessas intrusões através do eixo da CBM baseado em simulações numéricas;

A abordagem dos objetivos será realizada utilizando, além de dados hidrográficos, também saídas de temperatura, salinidade e velocidades geradas pelo modelo numérico POM, motivados

por um cenário observacional para a região de interesse. Os resultados deste modelo, foram gentilmente cedidos pelo Dr. Elbio Palma da *Universidad del Sur* (Bahia Blanca, Argentina).

## Capítulo 2

### Oceanografia Física do Atlântico Sudoeste

---

#### Localização

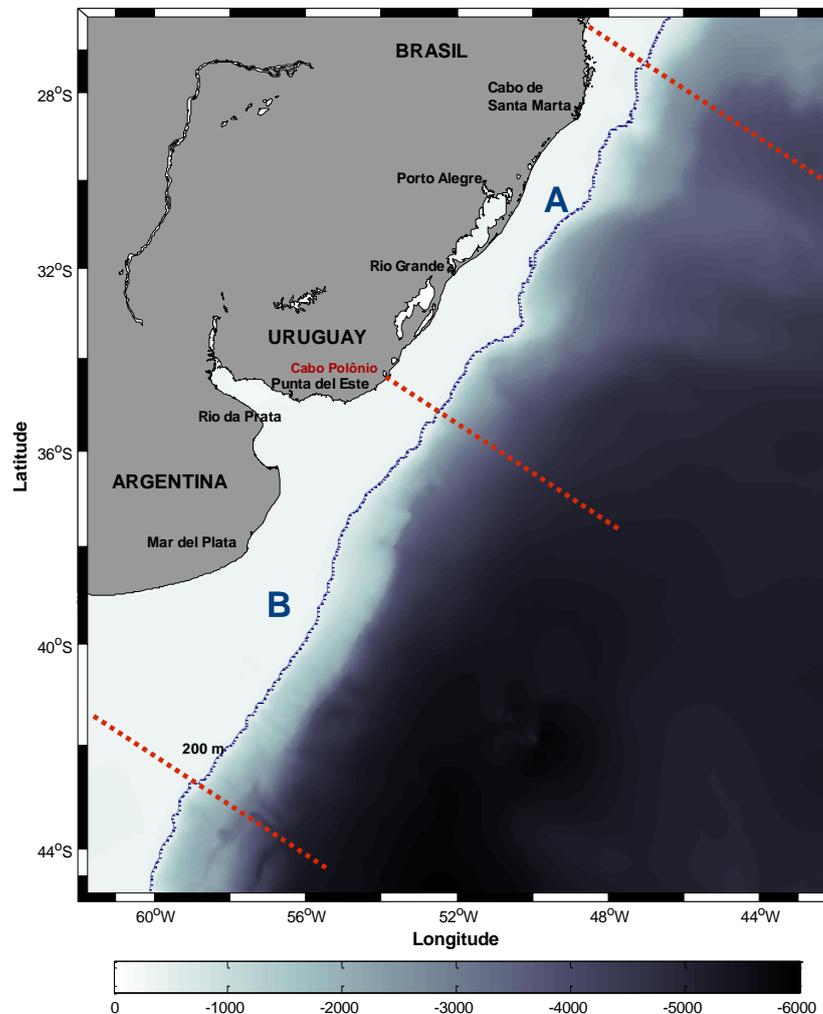
A área de estudo (Figura 2.1) compreende a Região Oceânica e a Plataforma Continental Sul Brasileira, Uruguaia e norte Argentina estando delimitada pelas coordenadas de 26° a 45° S e de 62° a 42° W, abrangendo uma ampla área com características bastante diferentes em relação à geomorfologia, correntes e massas de água.

#### Caracterização geomorfológica

Devido a sua grande extensão a área de estudo apresenta alta variabilidade fisiográfica, podendo ser dividida esquematicamente em duas sub-regiões de acordo com sua geomorfologia.

A sub-região “A” (Figura 2.1) corresponde a PC Gaúcha e Uruguaia (CASTRO e MIRANDA, 1998), delimitada pelo limite norte da região de estudo (26° S) e ao sul pelo Cabo Polônio no Uruguai (34° 20' S). Essa região apresenta um comprimento aproximado de cerca de 750 km com topografia suave e configuração da linha de costa praticamente retilínea com orientação NE-SW. Na porção norte dessa sub-região, próximo ao cabo de Santa Marta, a PC é estreita (110 km) alargando-se na porção central (198 km) e estreitando-se novamente (170 km) próximo ao Arroio Chuí (33° 48' S) (SOARES e MÖLLER, 2001). Ao longo da costa desta

região encontra-se a Lagoa dos Patos, importante fonte de água de origem costeira que chega a PC.



**Figura 2. 1- Área de estudo dividida em sub-regiões e batimetria (m). A linha azul indica a isóbata de 200 m.**

No talude continental e em parte da elevação oceânica fica localizado o Cone do Rio Grande. Os sedimentos encontrados nessa feição geomorfológica são oriundos de duas fontes principais: as terras altas do Rio Grande do Sul e o Rio da Prata.

A sub-região “B” (Figura 2.1), localizada entre 34° e 43° S, com extensão de aproximadamente 1200 km, envolve a PC sul Uruguia e Norte Argentina, sendo também chamada de região estuarina do Rio da Prata. Neste local a linha de costa muda de orientação

abruptamente tornando-se afunilada e com características geomorfológicas de um estuário clássico<sup>1</sup>. O estuário do Prata se estende por 320 km, aumentando sua largura de 2 km na cabeceira para 230 km na boca do estuário, entre Punta del Este (Uruguai) e Punta Rasa (Argentina). A profundidade no estuário varia entre 5 e 20 m próximo a desembocadura do estuário. Um melhor detalhamento sobre a geomorfologia deste estuário pode ser encontrado em [Framiñan, \(2005\)](#). A PC Argentina é extremamente larga, apresenta 170 km em 39°S, alargando-se para 850 km em 50°S ([PALMA et al., 2004a](#)). A PC interna é rasa e apresenta um número considerável de bancos devido à grande sedimentação proporcionada pelo deságue do Rio da Prata. De acordo com [Parker et al. \(1997\)](#) essa plataforma apresenta um declive suave com poucas feições topográficas. Três principais rios deságuam sobre a PC Argentina: Rio da Prata, Rio Negro e o Rio Colorado ([LUCAS et al., 2005](#)).

Essa região também é representada por um conjunto de antigos canais do Rio da Prata, cobertos por lama, os quais se estendem pela plataforma interna uruguaia e sul rio-grandense ([MARTINS et al., 2005](#)). O Paleocanal do Rio da Prata, tem origem próximo à Punta del Este no Uruguai, onde o Canal Oriental, com direção leste-oeste, muda de direção para nordeste e sofre um aumento brusco na profundidade, sendo preenchido por mais de 8 m de lama, e chamado de “Pozo de Fango” ([FRAMIÑAN, 2005](#)). De acordo com [Campos \(2007\)](#), a qual realizou uma análise de perfis batimétricos, o paleocanal é marcado por um aumento gradativo de até cerca de 30 m na profundidade local, relativamente aos trechos externos adjacentes. Essa depressão é observada próximo à isóbata de 40 m se estendendo até a latitude do Albardão (Brasil) e, possivelmente, mais ao norte, até a altura do Farol de Sarita (~32°40' S) ([FIGUEIREDO e MADUREIRA, 2004](#)).

1-Também chamados de estuários de planície costeira. É o tipo mais comum encontrado em costas com ampla planície litorânea e tem sua formação associada à inundação de um vale fluvial. Formam feições, com vales em "V" e largas áreas de inundação. A calha central do vale torna-se mais larga e profunda em direção à desembocadura, mas raramente ultrapassa os 20 m de profundidade ([KJERFVE et al., 1989](#))

## **Circulação Geral**

A circulação superficial de larga escala no oceano Atlântico Sul (Fig 1.1) é forçada basicamente pelo regime de ventos. O estresse gerado sobre a superfície oceânica e a sua variabilidade sazonal resultam em variações na intensidade do fluxo e na direção das correntes superficiais. O regime de ventos na região do ASO apresenta variações sazonais marcantes (LIMA et al., 1996). Durante os meses de verão (Janeiro a Março) a direção predominante dos ventos é do primeiro quadrante (E-N) com uma componente paralela à costa soprando de NE para SW. À medida que a latitude aumenta essa componente passa a soprar de oeste para leste. Já durante os meses de inverno (Julho a Setembro) a direção predominante é do terceiro quadrante (W-S), possuindo também uma componente paralela à costa, porém de SW para NE.

Na região Subtropical, observa-se a presença de um giro anticiclônico (Giro Subtropical do Atlântico Sul). Esse giro é limitado ao norte pela Corrente Sul Equatorial (CSE), a oeste pela Corrente do Brasil (CB), a qual flui para sul ao longo da costa brasileira até a região da CBM. Nessa área a CB se encontra com a Corrente das Malvinas (CM) separando-se da costa, formando no limite sul do giro a Corrente do Atlântico Sul (CAS). Finalmente, fechando o giro no limite leste e fluindo em direção ao norte, encontra-se a Corrente de Benguela. Além das correntes superficiais que compõem o giro, existem outras que o influenciam indiretamente, como a Corrente das Malvinas; a Corrente das Agulhas (na região sudoeste da África) e a Corrente Circumpolar Antártica (CCA), no Oceano Austral. Uma revisão mais detalhada pode ser encontrada em Peterson e Stramma (1991).

As principais correntes e os processos oceanográficos encontrados na região de estudo serão abordados a seguir.

### *Corrente do Brasil*

A CB, uma corrente superficial que transporta águas de origem tropicais e subtropicais (AT e ACAS), se origina a partir da bifurcação da Corrente Sul Equatorial (CSE), que ao encontrar o continente sul americano, em torno de 10° S, próximo ao Cabo de São Roque (Paraíba-Brasil) se divide em dois ramos, formando também a Corrente Norte do Brasil (PETERSON e STRAMMA, 1991; SILVEIRA et al., 2000).

Próximo a sua origem essa corrente apresenta um transporte de aproximadamente 4 Sv. À medida que se desloca para sul, margeando a costa sul-americana ao longo do talude, adjacente a plataforma continental brasileira, o transporte da CB tende a aumentar com uma taxa de 5% a cada 100 km. Ao sul de 30° S aparece uma intensificação associada à célula de recirculação da CB. Próximo de 33° S o transporte total (que inclui a célula de recirculação acima dos 1400 m) é aproximadamente de 18 Sv, e alcança valores entre 19 e 22 Sv próximo a 38° S, onde se encontra com a CM (PETERSON e STRAMMA,1991). Utilizando saídas de modelagem numérica Palma et al. (2008) estimaram o transporte da CB aumentando de 8.5 Sv~26° S para 33 Sv ~36°S.

Um resumo da estimativa de transportes, tanto para CB como para a CM, na região de estudo pode ser encontrada na tabela 2.1.

**Tabela 2. 1 – Transporte da CB e da CM entre 33° e 46° S, adaptada de Maamaatuaiahutapu et al., 1998)**

Latitude (°S)	Transporte(Sv)	Nível	Referência
<b>CB</b>			
33	17.5	1600	Stramma (1989)
34	15a, 17b	1700	Zemba (1991)
	42a, 27b	Fundo	Zemba (1991)
35.2	23	1000	Garzoli (1993)
36	13a, 37b	1400	Zemba (1991)
	112a, 60b	Fundo	Zemba (1991)
36.5	23	1000	Garzoli (1993)
38	19	1400	Gordon e Greengrove (1986)
38	18	800	Garzoli e Garraffo (1989)
38	70a, 28b	3000	Peterson (1992)
38	20	1000	Garzoli (1993)
<b>CM</b>			
38	> 5	1000	Garzoli (1993)
42	10	1400	Gordon e Greengrove (1986)
	75a, 60c	3000	Peterson (1992)
42-46	10-12	1000	Piola e Bianchi (1990)
45	60a, 50b	Fundo	Saunders e King (1995)
46	10	1400	Gordon e Greengrove (1986)
	88a, 70c	3000	Peterson (1992)

a-Transporte Total

b-Transporte para os primeiros 1000 m.

c-Transporte para os primeiros 2000 m.

A separação da CB dacosta ocorre na região da CBM (34 – 38° S, [OLSON et al., 1988](#)), onde se observa a formação de uma intensa frente devido ao encontro com as águasfrias da Corrente de Contorno Oeste de origem subpolar (CM). É talvez o caso mais evidente de convergência de duas correntes de contorno do oceano mundial. Depois da confluência com a

CM, a CB se separa em dois ramos. Um deles retorna para o norte formando uma célula de recirculação, enquanto o outro segue para o sul e retorna para o nordeste, em torno de 44° S, formando a Corrente do Atlântico Sul. Esse processo é comumente chamado de retroflexão da CB (PETERSON e STRAMMA, 1991).

Assim, a CB se origina e se desenvolve ao largo da costa brasileira, constituindo-se na feição oceânica mais importante da borda oeste do Oceano Atlântico Sul.

### *Corrente das Malvinas*

A CM se origina como um ramo norte da CCA proveniente do Estreito de Drake e continua sua trajetória em direção a baixas latitudes, acompanhando a quebra da PC argentina, transportando águas subantárticas pouco salinas e frias com temperatura superficial  $\leq 15^{\circ}\text{C}$  e salinidade  $\sim 34.2$  (PIOLA e MATANO, 2001).

O núcleo desta corrente se encontra nos primeiros 1000m da coluna d'água, e se estende desde a superfície até o fundo (PETERSON e STRAMMA, 1991) com uma largura aproximada de 100-150 km (LEGECKIS e GORDON, 1982 – Piola, 2013). Desde próximo a sua origem, apresenta dois jatos, relativamente estreitos ( $\sim 10\text{-}20$  km), associados a topografia do fundo (200 e 1400 m), os quais se unem próximo a  $40\text{-}48^{\circ}\text{S}$  devido a convergência das isóbatas. Ambos os jatos apresentam características contínuas que estendem mais de 900 quilômetros ao longo do talude argentino. A velocidade superficial, observada nestes jatos, é superior a  $0.5\text{ ms}^{-1}$  (PIOLA et al., 2013; FETTER e MATANO, 2008).

Durante seu percurso em direção ao norte a CM interage com águas da PC formando intensa região frontal chamada de Frente do Talude a qual é observada desde as proximidades das Ilhas Malvinas até o litoral Bonairense. A CM promove o transporte, em direção ao norte, de águas subpolares, ricas em nutrientes, criando uma região de alta atividade biológica e pescas significativas (ACHA et al., 2004).

Do ponto de vista dinâmico, a CM apresenta uma componente barotrópica importante (PETERSON, 1992). Próximo a 41°S, Vivier e Provost (1999), utilizando medidas diretas de correntes, determinaram que esta componente contribui com 50 % do transporte total. Gordon e Greengrove (1986) estimaram velocidades geostróficas superficiais 50% menores que as velocidades medidas por boias superficiais de deriva e concluíram que esta diferença está associada à forte componente barotrópica desta corrente. Estudos recentes sugerem que o transporte barotrópico da CM é três a quatro vezes maior do que o seu equivalente baroclínico (SPADONE e PROVOST, 2009). Lifschitz (2007) afirma que o transporte baroclínico médio aumenta em direção ao norte à medida que a CM se aproxima da CBM. Palma et al. (2008), analisando saídas de modelagem numérica encontraram valores de 67 Sv em 45° S e 43Sv em 41° S para o transporte da CM. Conforme mostra a tabela 2.1, as estimativas do transporte desta corrente variam principalmente, devido à escolha do nível de referência.

Medidas diretas de velocidade da CM indicam velocidades de  $0.4\text{m s}^{-1}$  (PETERSON, 1992). Garzoli (1993) encontrou valores de velocidade geostrófica de  $1.02\text{m s}^{-1}$  em 36.5°S e  $0.6\text{m s}^{-1}$  em 36.6°S associados ao fluxo em direção ao norte e ao fluxo de retorno da CM em direção ao sul, respectivamente.

Vivier e Provost (1999) analisaram a variabilidade do transporte da CM entre 40-41° S. Esses autores encontraram que o fluxo paralelo ao talude continental apresenta uma variabilidade anual, com um sinal semi-anual bem definido e picos de energia entre 50-80 dias. Por outro lado o fluxo perpendicular à costa revela claramente um ciclo anual associado com a posição da Frente Subantártica. Fetter e Matano (2008), utilizando os resultados de um modelo de circulação geral, descreveram um sinal de variabilidade nos transportes da CCA e CM, com período de 150 dias. Este sinal está associado a perturbações relacionadas ao cisalhamento do vento, originadas no Estreito de Drake. De acordo com esses autores, o estresse do vento no ASO não tem importância para a variabilidade do transporte CM. De acordo com Matano et al.

(2010), utilizando resultados de modelos matemáticos e observações, indicam que a CM não só controla a dinâmica da quebra de plataforma e os intercâmbios através da PC, mas também influencia a circulação da própria PC.

Depois da confluência com a CB, a CM descreve um círculo formando o fluxo de retorno das Malvinas, retorna em direção ao sul e para o leste em 49°S (SARACENO et al., 2005).

Para ambas as correntes (CB e CM), Olson et al., (1988) analisaram a latitude que estas se separam da PC e se dirigem em direção a região oceânica. Estes autores utilizaram mais 5 anos de imagens termais do sensor AVHRR (*AdvanceVeryHighResolutionRadiometer*) e determinaram uma latitude média de separação em torno de 35.8°S  $\pm$ 1.1° para a CB e de 38.6°  $\pm$ 0.9° para a CM.

### ***Confluência Brasil-Malvinas***

A CBM é formada pelo encontro da CB e da CM, sendo considerada a região mais energética do ASO. É caracterizada por apresentar um grande contraste termohalino e uma intensa atividade de mesoescala, com a presença de grandes vórtices, meandros e filamentos (LEGEKIS e GORDON, 1982, GORDON, 1989). Nessa região, também se observa alta variabilidade de concentração de clorofila-*a*, fitoplânctone energia cinética turbulenta (GONCALVEZ-ARAUJO et al., 2012, SARACENO et al., 2005). Estimativas baseadas em dados *in situ* indicam que a CBM forma uma região frontal que pode apresentar gradientes horizontais superiores a 1° C250 m<sup>-1</sup>(GARZOLI e GARRAFFO, 1989). A corrente que ocorre ao longo dessa frente, é extremamente rápida e velocidades maiores que 1.5 m s<sup>-1</sup> tem sido relatadas (VIGAN et al., 2000).

Processos biológicos importantes acontecem na região da CBM, onde a absorção fotossintética de carbono é favorecida pela água subantártica rica em nutrientes da CM, contribuindo com o balanço global de carbono (MOORE e ABBOTT, 2000). A posição e o

movimento das massas de água envolvidas, transportadas pela CB e pela CM, são fatores importantes na determinação das áreas de alta produção de fitoplâncton. (WILSON e REES, 2000). Na região, entre 30° e 62° S do ASO a dinâmica do ecossistema pelágico é governado, principalmente, pela interação da CB e da CM (BRANDINI et al., 2000), além de frentes e estruturas de mesoescala ao longo do eixo da CBM (CAMPAGNA et al., 2006). Romero, (2008) encontrou concentrações de clorofila satelital, entre dezembro de 2003 e março de 2004, relativamente altas ( $>1 \text{ mg m}^{-3}$ ) na zona da CBM.

Nas proximidades da CBM, entre as longitudes de 50° e 55° W, na maior parte do tempo, existe uma extensão de águas quentes em direção ao polo formada pelo meandro semi-estacionário da CB. Esta estrutura pode atingir latitudes entre 38° e 46°S, sendo que estas flutuações são acompanhadas pela formação intermitente de vórtices anticiclônicos quentes (LEGECKIS e GORDON, 1982; LENTINI et al., 2002; GARCIA et al., 2004). Nesta região, os vórtices são importantes para o intercâmbio de propriedades físicas, químicas e biológicas entre águas de origem subantártica e subtropical, exercendo ainda uma forte influência nos padrões climatológicos regionais. Os resultados descritos em Pezzi et al. (2005) sugerem que na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala, a frente oceânica que caracteriza a CBM irá modular a camada limite atmosférica.

Souza et al. (2005), os quais descreveram um vórtice que esteve presente na região da CBM durante 64 dias, entre setembro e dezembro de 2002, mostraram que este apresentava 150 m de profundidade em seu núcleo, sendo 5.5° C mais quente e 1 unidade de salinidade mais salgado que as águas adjacentes. Estes autores também demonstraram que seu conteúdo de calor foi de  $4.24 \times 10^{18} \text{ J}$ . Já Lentini et al. (2002), analisaram 6 anos de imagens de temperatura superficial do mar e observaram que os vórtices dessa região apresentam tempo de vida entre 11 e 95 dias, com velocidades que variam de 4.2 a 27.2 km/dia. Depois de sua formação estes possuem forma elíptica com o raio maior apresentando  $126 \pm 50 \text{ km}$  e o menor  $65 \pm 22 \text{ km}$ .

Em um estudo, usando imagens SeaWiFS (*Seaviewing Wide Field-of-view Sensor*) e de altimetria, [Garcia et al. \(2004\)](#) indicaram que os vórtices são frequentemente gerados pelos processos de retroflexão associado com reversões na corrente. A orientação da costa na América do Sul tem um importante papel na retroflexão e na produção de vórtices na região da CBM ([GARCIA et al., 2004](#); [SILVEIRA et al., 1999](#)).

Como consequência da hidrodinâmica dos fluxos opostos da CB e da CM, a posição da confluência é variável no tempo e no espaço. Flutuações espaciais da ordem de 1000 km e escalas temporais de aproximadamente dois meses são associadas a variações latitudinais da posição da frente ([LEGECKIS e GORDON, 1982](#); [GORDON, 1989](#)). Essas flutuações ocorrem desde escalas subsazonais, como a formação e liberação de vórtices de núcleo quente, até interanuais.

A localização e intensidade dessa frente tem sido historicamente estudada por [Olson et al. \(1988\)](#), [Garzoli e Garrafo \(1989\)](#) e [Garzoli \(1993\)](#). Estes autores observaram uma variabilidade anual significativa de posição associada a mudanças na latitude de separação da CB. [Goni e Wainer \(2001\)](#) usando uma combinação entre dados de altímetro e de dados da termoclina para o período entre 1993 e 1998 concluíram que a separação ocorre em média em  $38.5^{\circ} \pm 0.8^{\circ}$  S. Mais tarde [Saraceno et al. \(2005\)](#), analisando 9 anos de imagens termais (AVHRR) concluíram que a CBM não apresenta grandes excursões sazonais como descrito anteriormente na literatura, embora esta oscile ao redor de um ponto fixo localizado aproximadamente entre  $39.5^{\circ}$  S,  $53.5^{\circ}$  W, mudando sua orientação do N-S no inverno para NW-SE no verão.

As razões para essas oscilações sazonais da CBM ao longo do ano ainda não são bem compreendidas. [Garzoli e Giulivi \(1994\)](#) atribuem esta variabilidade ao ciclo sazonal do vento local. De acordo com [Peterson e Stramma \(1991\)](#), as causas incluem as relações entre o sistema atmosférico subtropical de pressão, a CSE e o cisalhamento do vento. Mudanças nos ventos equatoriais influenciariam a CSE, a qual alimenta a CB, enquanto a CM seria forçada por

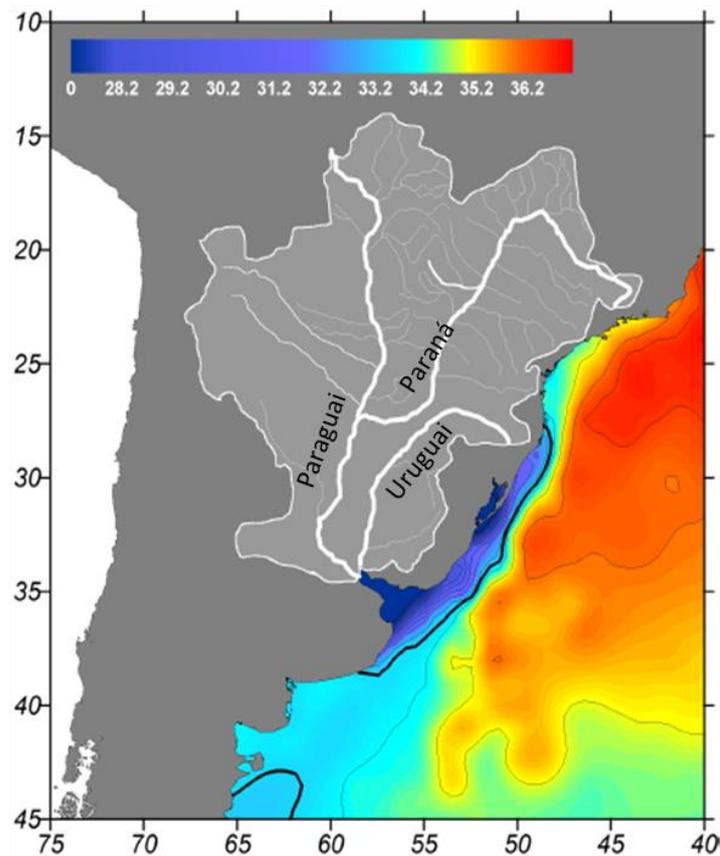
flutuações na CCA. Parte da variabilidade da CCA se propaga através da CM e pode influenciar a posição da CBM (PIOLA e MATANO, 2001).

Existe uma faixa de transição entre a latitude de separação da CB e da CM, em geral repleta de giros, denominada de Frente Subtropical (FST) (OLSON et al., 1988; GAYOSO e PODESTA, 1996). A Frente Subtropical de Plataforma (FSTP) é uma extensão, em subsuperfície, da FST e, conseqüentemente da CBM sobre a PC do ASO. Filamentos de baixa temperatura e salinidade evidentes ao longo da quebra de plataforma durante o inverno sugerem que vórtices aumentem a troca de propriedades através da quebra de plataforma. Essas observações feitas por Piola et al. (2008) indicam que, assim como em subsuperfície, as águas da PC convergem na FSTP e fluem em direção ao sul ao longo da frente e são exportadas em direção a região oceânica.

Outra corrente presente sobre a PC da área de estudo é a Corrente Patagônica, a qual apresenta características costeiras com salinidades menores de 33.2 e originada da mistura de águas subantárticas provenientes da CM diluídas por aportes continentais do estreito de Magalhães. Estas águas representam a denominada Corrente Patagônica, a qual flui em direção N-NE desde aproximadamente 52° S (BRANDHORST e CASTELLO, 1971).

### ***Descarga Fluvial***

A área de estudo apresenta importantes aportes fluviais, considerando que o Rio da Prata drena uma bacia hidrográfica de cerca de  $3 \times 10^6$  km<sup>2</sup> (Figura 2.2). Esta bacia está classificada como a quinta maior do mundo, menor apenas que as bacias do Amazonas (América do Sul), Congo (África), Mississippi (América do Norte), e Ob (Sibéria) (ROMERO, 2008). O Rio da Prata também é classificado como sexto em descarga de água doce depois do Amazonas, Congo, Orinoco (América do Sul), Ganges (Ásia), e Yangze (Ásia). A figura 2.3 identifica, através de imagens SeaWiFS, a influência dos grandes rios no Atlântico sul.



**Figura 2. 2– Bacia hidrográfica do Rio da Prata e distribuição média superficial de salinidade do Atlântico Sudoeste. Cores azuis indicam águas de baixa salinidade. A linha preta indica salinidade de 33.5 (Piola et al.,2005).**

Localizado entre 34° S e 36° 20' S (entre o sul do Uruguai e norte da Argentina), o Rio da Prata recebe uma descarga média da água doce de  $\sim 22000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (PIOLA et al., 2005) dos rios Paraná, Paraguai e Uruguai em um rio com largura de 50 quilômetros que desemboca em um estuário aberto, largo (230 km) e raso ( $\sim 17 \text{ m}$ ).

Esse rio apresenta um regime hidrológico que é resultante de diferenças entre suas sub-bacias. Ao norte, as sub-bacias dos rios Paraná e Paraguai têm máximos de vazão no verão (MECHOSO e PÉREZ-IRRIBAREN, 1992). Cerca de 75% da vazão do Prata provem do Rio Paraná (ZAVIALOV et al., 2003), que apresenta uma vazão anual de aproximadamente  $16000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Ao sul, a vazão dos rios Uruguai e Negro apresentam picos variados, com volumes mais elevados durante o inverno e a primavera (ROBERTSON e MECHOSO, 1998). O Rio Uruguai por sua vez apresenta uma média próximo a  $6000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . A respeito da sua sazonalidade, o Rio

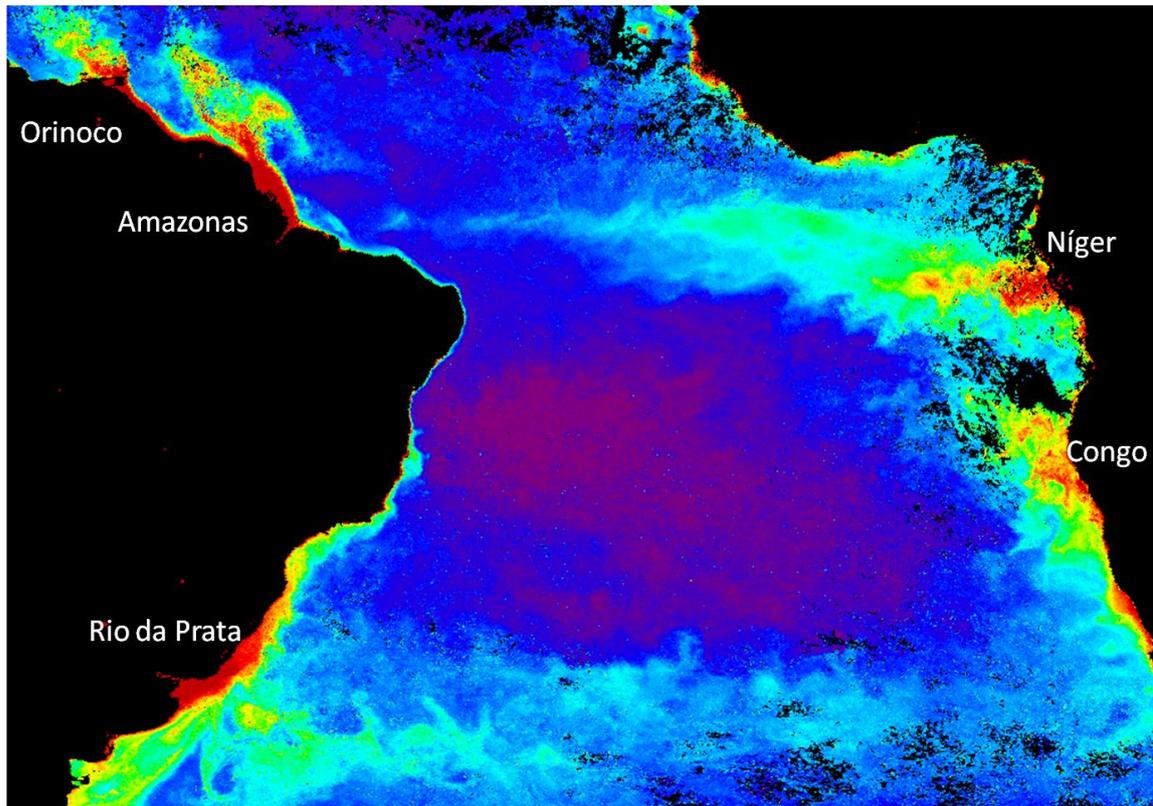


Figura 2. 3- Imagem *SeaWiFS* de concentração de *clorofila*-aproximo a desembocadura dos grandes rios no Atlântico Subtropical. Se observa, em cores mais quentes, a influência dos rios Orinoco, Amazonas e RdP (América do Sul), Congo e Níger(África), sobre as PC adjacentes(Adaptado de Romero, 2008)

da Prata apresenta uma alta variabilidade anual, chegando a valores de descarga extremos de  $54500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  conforme descrito para o mês junho de 1983 por Depetris (1996).

A formação e o desenvolvimento das plumas são controlados pela combinação de alguns processos, resultando na formação de uma pluma de rio, de uma frente de densidade, e de uma corrente costeira. A dependência de fatores como a intensidade da descarga fluvial e seus efeitos rotacionais aumentam o grau de complexidade no estudo destas plumas, que podem assumir várias formas sobre a PC.

O volume da descarga fluvial define o tamanho da pluma (DINNEL et al., 1990), determinando assim o quanto os efeitos de rotação da Terra contribuem sobre o seu comportamento. A inclinação do canal dos estuários (GARVINE, 1982) e a própria

variabilidade da descarga fluvial (GARVINE, 1991) também podem determinar a posição da pluma. Desta forma, uma mesma fonte de descarga fluvial pode forçar a expansão de plumas com estruturas diferentes, que podem ser influenciadas de maneira diferente pelos processos físicos.

Na PC as plumas respondem facilmente à ação do vento, das marés e à interação com as correntes costeiras e de contorno. As plumas são vulneráveis às perturbações causadas na camada de Ekman superficial pela alteração na direção preferencial do vento (KOURAFALOU et al., 1996; GHISOLFI, 2001; SOARES, 2003). Ventos favoráveis a ressurgência (no caso da área de estudo, ventos de NE) contribuem para a expansão da pluma em direção ao oceano, aumentando a estratificação da coluna de água e tornando as plumas mais finas (SOARES, 2003). Por outro lado, ventos desfavoráveis à ressurgência (ventos de SW) podem enfraquecer as correntes superficiais promovendo mistura, espalhando a pluma sobre a plataforma e formando um jato costeiro (KOURAFALOU, 1996; SOARES, 2003). A componente de alta frequência do vento controla a estrutura vertical das plumas, enquanto a componente de baixa frequência e as variações interanuais da descarga do rio, controla a estrutura horizontal (MATANO et al., 2014). Yankovsky e Chapman (1997) identificaram três situações possíveis de acordo com as condições sobre a PC: 1) plumas presas ao fundo, 2) plumas advectadas na superfície e 3) situações intermediárias entre os dois casos.

Apesar da variação sazonal da descarga do RdP, a dispersão da pluma do Prata sobre a PC é influenciada por mudanças sazonais no estresse do vento. Ventos de nordeste, predominantes durante o verão, retêm a pluma mais ao sul, mesmo que, em resposta as altas taxas de precipitação na bacia, as descargas sejam maiores. Por outro lado, ventos de sudoeste, predominantes durante o outono e inverno, dirigem a pluma em direção a baixas latitudes, independente da variação sazonal da descarga (PIOLA et al., 2005). Os resultados numéricos obtidos por Pimenta (2001) mostram que a intrusão das águas do Rio da Prata sobre a

plataforma continental é dependente da alta descarga fluvial e da ação contínua de ventos de sudoeste, os quais reduzem a expansão da pluma transversalmente à costa. [Soares \(2003\)](#) considerando condições realísticas de ventos, maré e correntes de contorno, mostrou que o transporte das águas do Rio da Prata e sua interação com as águas da Lagoa dos Patos são promovidos por ventos de SW, desfavoráveis a ressurgência. [Palma e Sitz \(2005\)](#) através de modelagem numérica, variando a descarga e o vento, concluíram que, mesmo com descargas da ordem de  $60000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , com ventos de NE, a extensão da pluma em direção às baixas latitudes permanecia reduzida em relação a anos com descarga normal.

Dados hidrográficos sugerem que a extensão meridional da PRP varia sobre a PC, podendo atingir centenas de quilômetros em direção ao norte ([PIOLA et al., 2000](#), [MÖLLER et al., 2008](#)). Durante o inverno austral (Junho-Setembro) a pluma alcança o norte do Cabo de Santa Marta ( $\sim 28^\circ \text{ S}$ ), enquanto no verão (Dezembro-Março) fica retraída, atingindo regiões próximas a  $32^\circ \text{ S}$ .

A pluma formada por esse rio afeta a variação vertical da temperatura, aumentando a estratificação e impedindo a mistura das águas superficiais com águas sub-superficiais ([ZAVIALOV et al., 2003](#)), modificando o campo vertical térmico provocando um comportamento conhecido como termoclina invertida ([CASTELLO e MÖLLER, 1977](#)). Lateralmente, essa pluma forma um gradiente de salinidade que induz a um fluxo residual para norte ([ZAVIALOV et al., 1998](#)). Uma intensa frente halina é formada devido à alta descarga de água doce na PC. Essa frente é importante por caracterizar uma área de alta produtividade e por modificar a circulação costeira, e os processos de mistura que ocorrem na região. De acordo com alguns autores ([CIOTTI et al, 1995](#); [GUERRERO et al., 1997](#) e [CASTELLO et al., 1990](#)) as águas do RdP conduzem a um enriquecimento de nutrientes em zonas costeiras aumentando a produtividade e influenciando a distribuição de espécies. A centenas de quilômetros de distância do estuário do Rio da Prata, a pluma de baixa salinidade apresenta altas concentrações

de nutrientes (BRAGA et al., 2008), sedimentos (Nagai et al., 2014), fitoplâncton (CIOTTI et al., 1995), foraminíferos (EICHLER et al., 2008) e espécies de peixes economicamente importantes (MUELBERT e SINQUE, 1996). A presença de espécies subantárticas próximo a latitude de 22° S (STEVENSON et al., 1998) mostra o alcance meridional desta pluma.

Ao norte do RdP, próximo a 32° S, outra importante fonte de água doce é formada pelo complexo Patos-Mirim, com descarga média de 2000 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> sendo esta lagoa responsável pelo enriquecimento de nutrientes de águas costeiras da região (NIENCHESKI e FILLMANN, 1997). Devido às altas descargas fluviais e sob a ação dos ventos de NE, a maré vazante transfere a região de mistura para a PC adjacente à Lagoa dos Patos, formando uma pluma de dimensões consideráveis (MÖLLER, 1996). De acordo com Odebrecht e Castello, (2001), essa pluma se estende cerca de 50 km em direção a região oceânica. Variações sazonais de descarga da lagoa seguem o ciclo de chuvas sobre sua bacia hidrológica resultando em um volume máximo em julho (~ 10000 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) e um mínimo em janeiro (~1000 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>) (MÖLLER et al., 1991).

### ***Salinidade e Massas de Água do Atlântico Sudoeste***

A PC do ASO apresenta uma ampla variação de salinidade (Figura 2.4). Em função da distribuição climatológica desta propriedade, é possível identificar duas áreas de baixa salinidade sobre a PC argentina (Guerrero e PIOLA, 1997). Uma delas se localiza na zona do Estreito de Magalhães (S<32.5), onde as águas são diluídas devido à mistura de degelos continentais e aos altos níveis de precipitação próximo à costa do Oceano Pacífico Sudeste (média anual de precipitação de 5000 mm, Sabatini et al., 2004). Este parâmetro cresce progressivamente em direção ao norte e em direção a região oceânica, alcançando 33.8 na região de quebra de plataforma, sugerindo um fluxo médio na direção norte acima da plataforma interna e média (ROMERO et al., 2006). Essas águas formam a conhecida Corrente Patagônica. Outra área de baixa salinidade ocorre ao norte de 38° S devido ao aporte do Rio da

Prata, onde se observa valores inferiores a 33.5 influenciando também a PC Uruguiaia e Sul Brasileira (MÖLLER et al., 2008). A plataforma interna argentina é dominada por águas de origem subantártica, diluída por descarga continental e modificada por trocas de massa e calor com a atmosfera (LUSQUIÑOS e VALDÉZ, 1971; GUERRERO e PIOLA, 1997). A Água Subantártica entra na PC, principalmente, entre as Ilhas Malvinas e a Terra do Fogo, sendo alterada pelo aporte de águas de baixa salinidade do Estreito de Magalhães (BRANDHORST E CASTELLO, 1971). Bianchi et al. (2005) identificaram que as águas da PC interna argentina apresenta valores entre 33.4 33.8, e as águas com influenciada CM apresentam valores superiores a 33.8. Na PC brasileira, ao norte de 30° S, ocorre um aumento de salinidade (>35) em decorrência da presença de águas de origem tropical formadas onde a evaporação excede a precipitação. A distribuição climatológica indica uma variação de salinidade entre 34 e 36.5 do sul para o norte, na região oceânica, indicando a influência da CB e da CM, que transportam águas de origem tropical e subantártica, respectivamente.

Bianchi et al. (1982), baseados na distribuição climatológica da salinidade, descrevem três massas de água ao sul de 45° S: Água das Malvinas ( $33.8 < S < 34.2$ ), Água da plataforma ( $33.2 < S < 33.8$ ), e Água Costeira ( $< 33.2$ ). Os autores destacam uma sazonalidade entre a Água de Plataforma e a Água das Malvinas, onde os volumes se compensam sugerindo a modificação de uma em outra. Os autores sugerem que não existe variação sazonal significativa da salinidade.

De acordo com Guerrero e Piola, (1997), as diferentes massas de água presentes na área de estudo devem ser analisadas a partir das águas que ingressam desde áreas adjacentes, das modificações que surgem devido ao intercambio de propriedades e de energia com a atmosfera; e da descarga continental. Soares e Möller (2001) indicam que a distribuição e mistura das massas de água na região de estudo são consequência da interação de ventos, da migração da

confluência Brasil-Malvinas, dos processos de mesoescala da CB (vórtices e meandros) e dos fluxos de água doce provenientes da Lagoa dos Patos e do Rio da Prata.

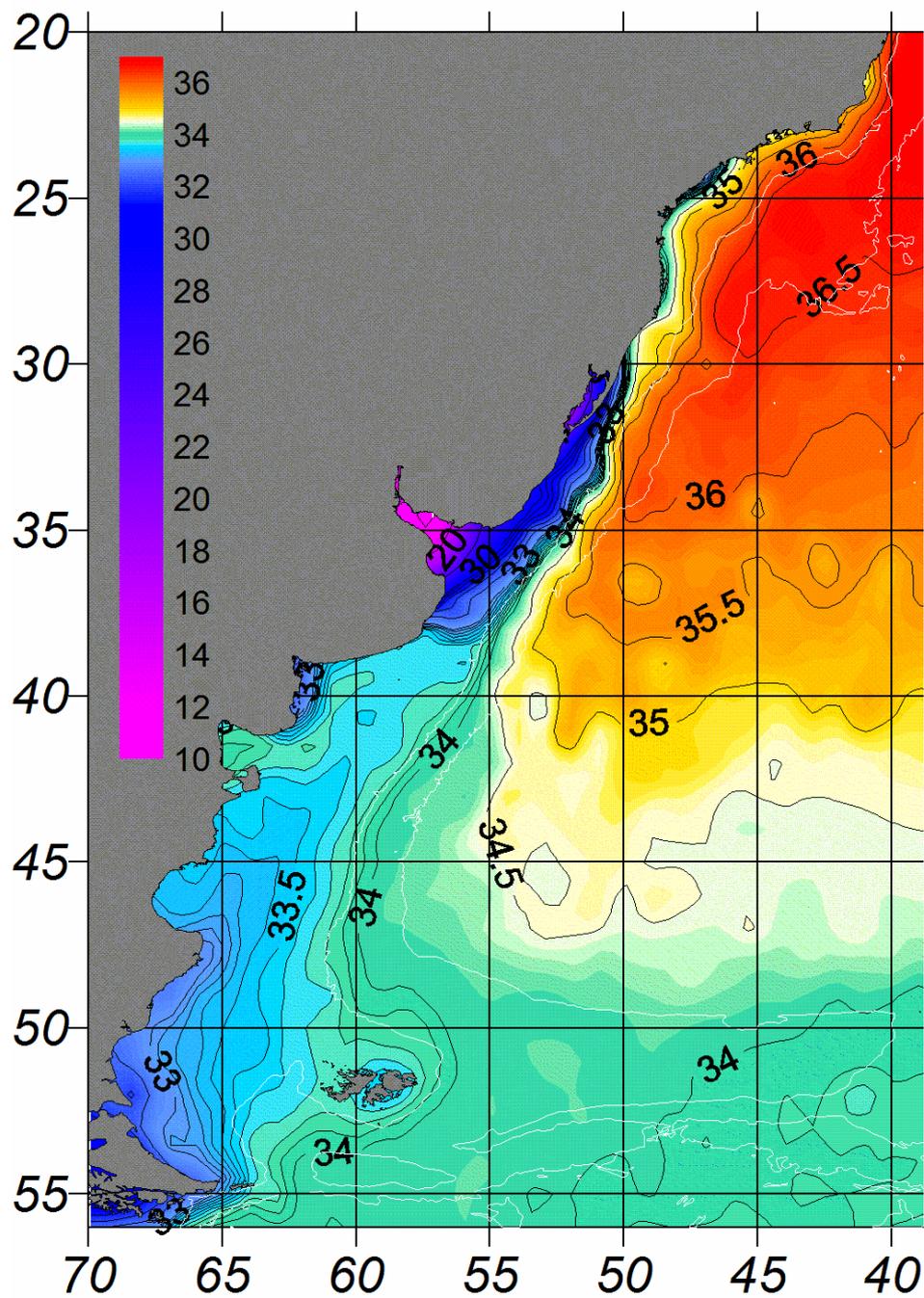


Figura 2. 4 - Distribuição horizontal de salinidade superficial climatológica (Jardon, 2007).

A região de estudo apresenta uma estrutura complexa em relação à distribuição de massas de água. Essas formam um mosaico com águas de diversas origens que interagem entre si. Conforme estabelecido por diversos autores (GUERRERO e PIOLA, 1997; MÖLLER et al., 2008; PIOLA et al., 2008; ORTEGA e MARTINEZ, 2007), as massas de água presentes na superfície do Oceano Atlântico Sudoeste, são em geral o resultado da mistura entre: Água Costeira (AC), a partir de agora chamada de Água da Pluma do Prata (APP); Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Subtropical de Plataforma (ASTP), e a Água Subantártica de Plataforma (ASAP). As características termohalinas, bem como a região de formação de cada massa de água serão relatadas a seguir.

**Água da Pluma do Prata (APP):** caracterizada principalmente por apresentar baixa salinidade ( $T > 10^{\circ} \text{C}$  e  $S < 33.5$ , MÖLLER et al., 2008), se origina da mistura entre águas provenientes do Rio da Prata e as águas da PC Argentina e Uruguiaia. Essa massa de água apresenta distribuição sazonal, se deslocando para o norte juntamente com a Pluma do Rio da Prata durante os meses de inverno, devido à ação de ventos de SO. No verão, ventos de NE forçam o recuo da pluma em direção ao sul, se espalhando sobre a PC, ocupando parte da zona costeira do RS do Uruguai e norte da Argentina (MÖLLER et al., 2008).

**Água Tropical (AT):** quente ( $T > 18.5^{\circ} \text{C}$ ) e salina ( $S > 36$ ) (MÖLLER et al., 2008) transportada para o Sul-Sudoeste na camada superficial (0 - 200 m) do Atlântico Sul pela CB, nas proximidades da quebra da PC. Forma-se em baixas latitudes sob condições de intensa radiação solar onde a evaporação excede a precipitação. Em seu trajeto, perde sal e calor à medida que se mistura com outras massas de água, tornando-se mais densa.

**Água Central do Atlântico Sul (ACAS):** também chamada de Água Subtropical, é bem definida no diagrama Temperatura –Salinidade (TS) por apresentar uma relação quase linear entre os pares TS ( $T \leq 18.5^{\circ} \text{C}$ ,  $S \geq 35.3$ , MÖLLER et al., 2008). É transportada também para o Sul-Sudoeste ao longo do talude continental logo abaixo da AT, na camada inferior da CB (200 - 500 m). Essa massa de água é encontrada fluindo na região da picnoclina, entretanto

atividades de mesoescala como meandros e vórtices da CB e também ressurgências podem induzir a presença desta na PC externa e média. Segundo [Silveira et al. \(2001\)](#), a ACAS entra como parte do Giro Subtropical, circula com as Correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atinge a costa da América do Sul, transportada pela Corrente Sul Equatorial, onde se bifurca próximo ao Cabo de São Tomé (22° S), parte fluindo para norte em direção ao equador, e outra para sul.

**Água Subtropical de Plataforma (ASTP):** identificada como uma mistura da ACAS, que penetra sobre a PC, da AT, e de águas de baixa salinidade da PC brasileira, sendo adicionalmente diluída pelo aporte continental do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos. Essa massa de água é relativamente salgada e quente (inverno –  $T > 12^{\circ}\text{C}$ ,  $S > 34.5$ , [PIOLA et al., 1999](#)), sendo encontrada ao norte de 33°S, fluindo na direção S-SO. Esta massa d'água pode ser encontrada dominando toda a coluna d'água em profundidades menores que 50 m e ao sul de 25°S ([PIOLA et al., 2000](#)). No verão a distribuição de densidade é controlada pela distribuição de temperatura. As linhas isopicnais permitem que ocorram intensas misturas na plataforma e duas variedades distintas de ASTP são formadas através da FSTP. Uma variedade quente, formada da mistura da PRP com águas do talude e uma variedade fria, resultado da mistura da ASAP com águas do talude ([PIOLA et al., 2008](#)).

**Água Subantártica de Plataforma (ASAP):** é originada da diluição da Água Subantártica devido ao excesso de precipitação no Pacífico Sudeste, e ao entrar na PC Argentina, devido ao aporte continental. Essa água é relativamente fria ( $T < 15$ ) e doce ( $S < 34.5$ ) ([PIOLA et al., 1999](#)), sendo observada ao sul de 33°S fluindo na direção N-NE transportada pela Corrente Patagônica. Sofre grandes variações na temperatura superficial, passando de aproximadamente 20°C no verão para menos de 10°C no inverno. Durante o verão e o outono a porção fria e densa de ASAP é encontrada no fundo da Plataforma Externa, e ao longo de toda coluna de água no inverno e primavera ([PIOLA et al., 2000](#)). De acordo com esses autores, a ASTP e a ASAP, ambas carregando águas de origens continentais, podem ser exportadas para o oceano aberto através da FSTP e conseqüentemente da CBM.

## **Frentes Oceanográficas**

Nos oceanos, as variáveis hidrográficas como temperatura, salinidade e densidade não apresentam variação gradual em grandes distâncias horizontais. Ao contrário, são encontradas amplas regiões onde as variações horizontais são pequenas limitadas por regiões estreitas onde os gradientes horizontais são grandes (MANN e LAZIER, 1991). Em geral, frentes podem ser definidas como o encontro de águas de diferentes características hidrográficas. Os mecanismos responsáveis pela formação dessas feições podem ser maré, vento, aquecimento solar, descarga de rios sobre a PC, convergência entre correntes e batimetria. Geralmente são regiões de convergência de águas na superfície ou na camada de fundo, inclinadas verticalmente, onde águas ricas em nutrientes são movidas para a superfície enriquecendo a zona eufótica e aumentando a produtividade primária (ACHA et al., 2004).

Devido a sua grande extensão, topografia irregular e distintas massas de água, o ASO apresenta uma grande variedade de frentes oceanográficas (GUERRERO e PIOLA, 1997; ACHA et al., 2004). Dentro da área de estudo identifica-se a frente do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos, a frente Subtropical e sua extensão sobre a PC, a frente Subtropical de Plataforma, a frente de quebra de plataforma argentina (ou frente do Talude), a frente de ressurgência do Cabo de Santa Marta, e ainda frentes causadas por feições de mesoescala como vórtices na região da CBM (Figura 2.5).

**Frente do Rio da Prata e Lagoa dos Patos:** são consideradas frentes halinas e se originam devido ao encontro de águas doces de origem continental com águas com maior salinidade da PC. A região frontal ocorre em temperaturas semelhantes e o gradiente físico se deve fundamentalmente a diferenças de salinidade. Uma frente de turbidez também é formada nessas duas regiões devido à grande quantidade de sedimentos e matéria particulada em suspensão de origem continental. A frente de turbidez se origina pela concentração de material em suspensão sobre a cunha salina e a ressuspensão de sedimentos gerada pela fricção das

correntes de maré sobre o fundo. Essa frente formada pode ser claramente identificada em imagens de satélite como uma mudança brusca na cor do oceano (FRAMIÑAN e BROWN, 1996).

**Frente Subtropical e Frente Subtropical de Plataforma:** São frentes que estão relacionadas ao encontro de sistemas de correntes importantes. Sua manifestação em superfície é sempre de caráter térmico e permanente (BAVA, 2004).

A Frente Subtropical (FST) é caracterizada pelo encontro das águas da CM com as águas tropicais da CB, formando uma das frentes térmicas mais intensas já observadas, onde se podem detectar gradientes maiores que  $0.35^{\circ} \text{ C km}^{-1}$  no verão (SARACENO et al., 2005) e maiores que  $0.45^{\circ} \text{ C km}^{-1}$  durante o inverno (BARRÉ et al., 2006).

A Frente Subtropical de Plataforma (FSTP) é uma extensão, em subsuperfície, da FST sobre a PC do ASO. Essa frente forma uma forte zona de transição subsuperficial entre as águas da PC Brasileira (ASTP) e Argentina (ASAP), aparecendo como uma extensão da CBM. Assim a posição desta frente pode estar relacionada com as migrações do ponto de separação da CBM. A FSTP se estende desde próximo a superfície, onde geralmente está coberta por água de baixa salinidade da PRP e da LP, até o fundo da PC (PIOLA et al., 2000). Essa frente termohalina se intensifica e se estende em direção ao sul a partir da costa, próximo a  $33^{\circ} \text{ S}$ , em direção a quebra de plataforma em  $36^{\circ} \text{ S}$  (PIOLA et al., 2008) seguindo a isóbata de 100-200 m (PIOLA et al., 2000).

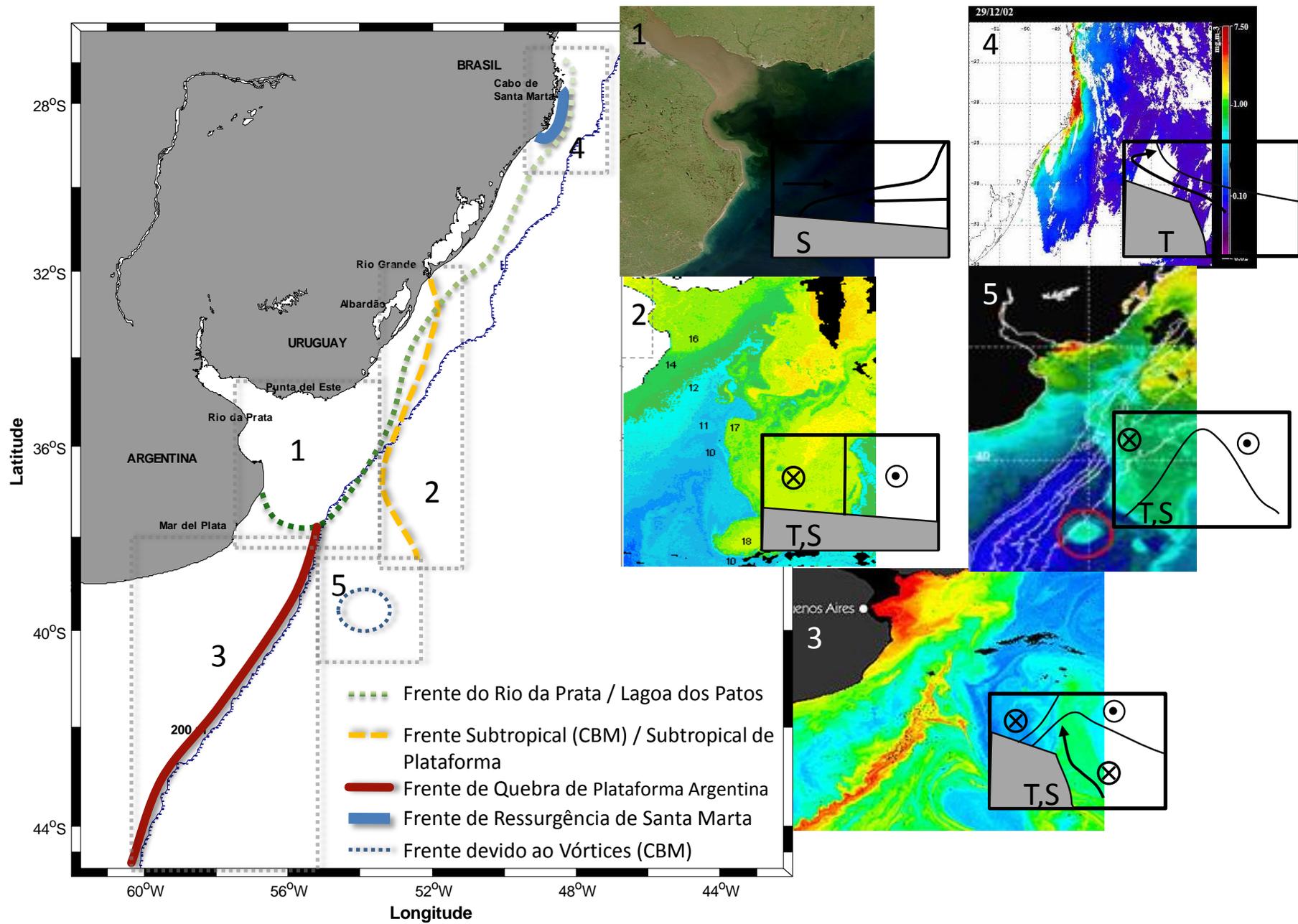


Figura 2.5– Localização das principais frentes do ASO, visualização a partir de sensores remotos e esquema da estrutura frontal verticalmente na coluna d'água. Os círculos com um ponto indicam fluxo em direção ao sul e os círculos com "x" indicam fluxos em direção ao norte. As linhas pretas marcam a posição da superfície de densidade. T e S indicam frentes governadas por temperatura ou salinidade, respectivamente. Adaptado de Bava, 2004 e Acha et al., 2004.

**Frente de Quebra de Plataforma argentina (Frente do Talude):** As frentes de quebra de plataforma resultam de diferenças nas propriedades hidrográficas entre águas costeiras e o oceano aberto, logo, estão localizadas entre águas homogêneas e estratificadas onde o balanço entre a estratificação e a mistura depende principalmente da intensidade das correntes de maré. Este tipo de frente é considerada uma feição permanente e se estende da superfície ao fundo sendo invariavelmente acompanhada por correntes ao longo da plataforma (MANN e LAZIER, 1991).

Ao sul da área de estudo, próximo da quebra de plataforma argentina as águas subantárticas de plataforma se encontram com águas mais frias e salinas da CM produzindo uma forte e extensa frente termohalina (com gradientes de temperatura de  $0.085^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ , e de salinidade entre 0.2 e  $0.4 \text{ km}^{-1}$ , MARTOS e PICCOLO, 1988) chamada de frente do Talude a qual é observada desde as proximidades das Ilhas Malvinas até o litoral Bonairense. Essa frente apresenta altas concentrações de clorofila superficial (SARACENO et al., 2005; ROMERO et al., 2006) sendo uma importante área de absorção de  $\text{CO}_2$  atmosférico entre a primavera e o outono austral (BIANCHI et al., 2005). Essa frente também abriga uma grande quantidade de espécies desde fitoplâncton até maiores predadores (ACHA et al., 2004), exercendo forte influência na biota marinha regional (CARRETO et al., 1995).

**Frente de ressurgência do Cabo de Santa Marta:** Frentes de ressurgência se formam na interface entre águas de PC e águas frias e ricas em nutriente trazidas para superfície durante ventos favoráveis. Se os ventos não forem constantes as frentes de ressurgência também são variáveis no tempo e no espaço (MANN e LAZIER, 1991).

Na costa brasileira, a região do Cabo de Santa Marta Grande ( $28^{\circ} \text{ S}$ ) é caracterizada por eventos de ressurgência principalmente durante a primavera e o verão quando os

ventos de nordeste se intensificam. As águas da PC dessa região são estratificadas, com águas quentes e halinas transportadas superficialmente pela CB sobre águas mais frias e menos halinas ricas em nutriente da ACAS. Esta área apresenta produção primária média, com florações de pequena duração e baixa intensidade, mas que são importantes em regiões oligotróficas (ACHA et al. 2004).

**Vórtices da CBM:** Na área de estudo, este tipo de estrutura se origina como consequência de processos derivados da interação entre dois sistemas de correntes com propriedades bastante distintas, constituindo feições de mesoescala com uma duração da ordem de alguns dias a várias semanas (BAVA, 2004). No ASO, essas feições são produzidas como resultado da interação entre as águas de origem subantárticas da CM e subtropicais da CB (GORDON, 1981), criando desta forma, um sistema de frente oceânica importante na complexidade da região da CBM. Esse tipo de frente é facilmente identificado através do uso de sensoriamento remoto (GARCIA et al., 2004).

## **Capítulo 3**

### **Metodologia**

---

#### **Dados**

Para atingir os objetivos propostos foram utilizados dois conjuntos diferentes de dados oceanográficos e as saídas do modelo numérico POM (*Princeton OceanModel*). Os dados oceanográficos correspondem às séries de perfis hidrográficos obtidos nos cruzeiros do Projeto La Plata e aqueles levantados na área da CBM nos projetos identificados na tabela 3.3.

#### **Cruzeiro La Plata**

Com o objetivo de “caracterizar as variações sazonais da pluma do Rio da Prata e da Frente Subtropical de Plataforma e seus impactos na circulação e nos processos químicos e biológicos na PC leste da América do Sul, entre 40° e 25° S”, foi criado o projeto La Plata. Esse projeto foi realizado em colaboração com pesquisadores de instituições do Brasil, Uruguai, Argentina e também dos Estados Unidos.

Para a caracterização oceanográfica da área sobre a PC foram utilizados os dados hidrográficos dos cruzeiros La Plata realizados a bordo dos navios A.R.A "Puerto Deseado" (Marinha Argentina, agosto-2003) e N.Oc. "Antares" (Marinha Brasileira, fevereiro-2004) ao longo de 11 radiais perpendiculares à linha de costa. A figura 3.1 apresenta os números dos perfis e seus respectivos nomes e a posição das estações,

totalizando 91 estações durante o cruzeiro de verão (Figura 3.1 a) e 83 durante o cruzeiro de inverno (Figura 3.2 b). As radiais foram numeradas do sul para o norte, dessa forma temos: Radial 1, Mar del Plata; Radial 2, Punta Médanos; Radial 3, Rio da Prata; Radial 4, Puntadel Este; Radial 5, Puntadel Diablo; Radial 6, Albardão; Radial 7, Rio Grande; Radial 8, Solidão; Radial 9, Torres; Radial 10, Cabo de Santa Marta e Radial 11, Bombinhas.

Os dados coletados nestes cruzeiros correspondem às primeiras observações sinópticas, e sem limitação de fronteiras políticas, realizadas nesta região. A limitação de fronteiras políticas entre Brasil, Uruguai e Argentina sempre foi um dos fatores que impossibilitavam que fossem realizados estudos de maneira integrada e abrangente. Cada país realizava campanhas hidrográficas de forma isolada e com finalidades regionais específicas sem uma visão geral dos fenômenos de maior escala que ocorrem sobre o mar territorial dos três países conjuntamente.

Em cada estação foram realizados perfis verticais de temperatura, condutividade e “profundidade” utilizando-se um CTD *Sea Bird 911 plus*. Com a finalidade de calibrar os sensores do equipamento foram coletadas amostras de água com um amostrador automático contendo 12 garrafas de Niskin (5 litros). Além disso, foram registrados valores superficiais de temperatura e da salinidade através de um termosalinógrafo (*Sea Bird Electronics Secat 21*) a cada 20 s no inverno e 10 s no verão.

Foram realizadas 11 radiais em seções transversais a PC numerados do sul para o norte. Os dados hidrográficos foram previamente tratados e calibrados, usando técnicas de filtragem, visando um controle de qualidade dos mesmos. Detalhes sobre o processamento dos dados podem ser encontrados nos relatórios produzidos para cada

cruzeiro (PIOLA et al., 2003; MÖLLER e PIOLA, 2004, disponível em [www.sacc.org.uy](http://www.sacc.org.uy)).

Após o processamento, foram elaborados, para este trabalho, radiais de temperatura, salinidade e densidade até a profundidade de 300 m além de perfis horizontais de temperatura e salinidade, os quais foram analisados nas profundidades de 5 e 50 m.

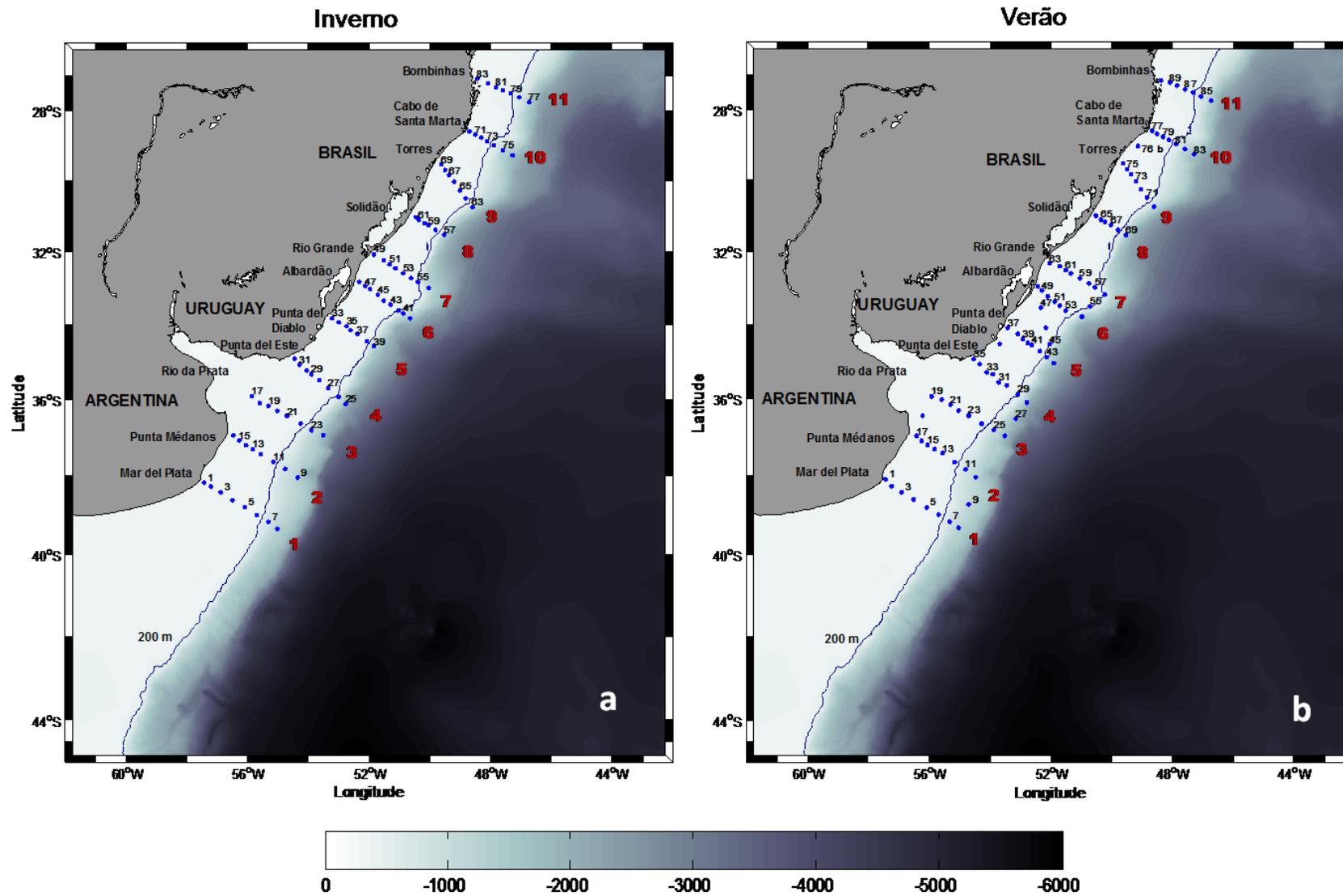


Figura 3. 1 - Área de estudo com as posições dos cruzeiros oceanográficos do projeto *La Plata* inverno(a) de 2003 e verão (b) de 2004. O gradiente de cores representa a batimetria (m) da região e a linha azul a isóbata de 200 m. Os números menores (pretos) indicam as estações e os números maiores (vermelho) as seções.

## Análise de massas de água

O método clássico de análise de diagramas de temperatura e salinidade (TS), adaptado para região de plataforma e talude por [Miller \(1950\)](#), foi utilizado para análise das massas de água. Esse método assume que, dentro de uma área limitada, os processos de mistura ocorrem mais rapidamente do que as influências dos processos de interação oceano-atmosfera, e que amostragens quase sinópticas minimizariam a variabilidade característica das massas de água dessa região.

A teoria analítica das curvas T-S ([MAMAYEV, 1975](#)), mostra que é possível encontrar a interface representada por 50% de mistura entre duas (ou três) massas de água. Isto pode ser feito através do traçado de uma reta de mistura (envolvendo duas massas de água) ou de um triângulo de mistura (envolvendo três massas de água).

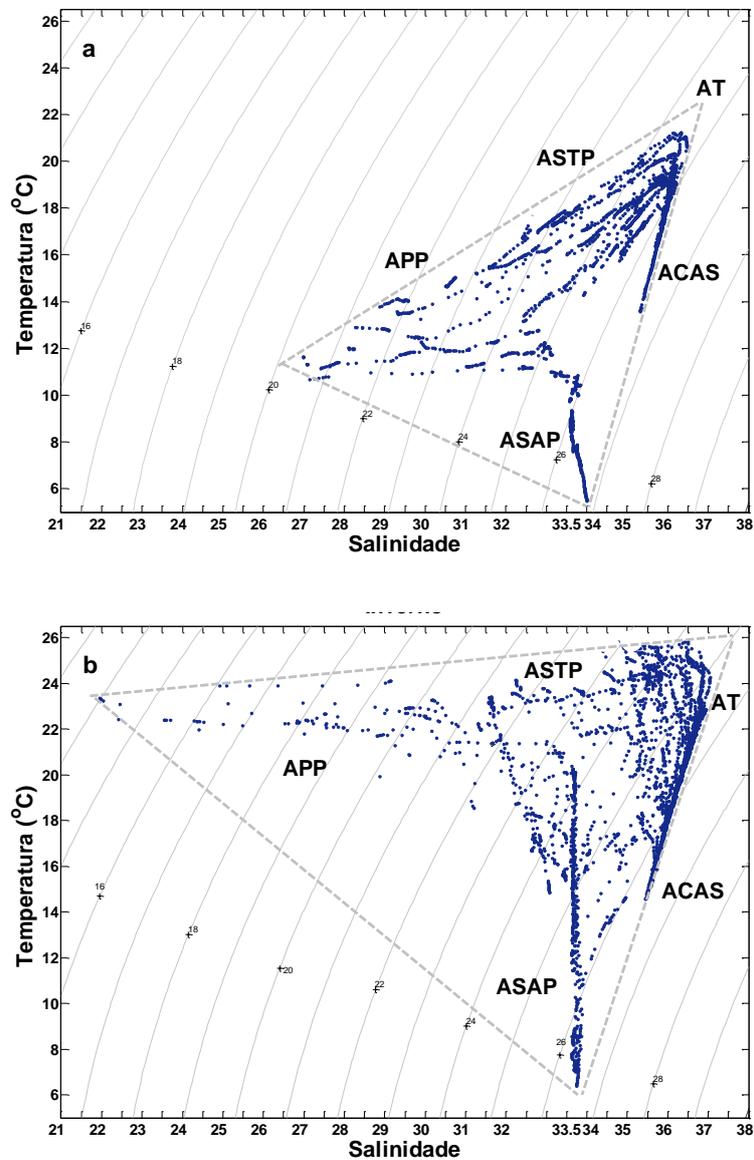
O cálculo dos percentuais de massa de água realizado neste trabalho foi baseado no método do triângulo de mistura de 3 massas de água proposto por [Mamayev \(1975\)](#), cujas as equações são:

$$\begin{aligned}m_1T_1 + m_2T_2 + m_3T_3 &= T \\m_1S_1 + m_2S_2 + m_3S_3 &= S \quad (3.1) \\m_1 + m_2 + m_3 &= 1,\end{aligned}$$

onde  $m_1$ ,  $m_2$  e  $m_3$  são as proporções das três massas de água consideradas (AT, ASAP e APP),  $T_1S_1$ ,  $T_2S_2$  e  $T_3S_3$  são os índices termohalinos das massas de água. T e S são, respectivamente, a temperatura e salinidade na profundidade analisada.

Essa análise foi realizada considerando-se em 3 massas de água principais: AT, ASAP e APP representando os vértices dos triângulos no espaço TS (Figura 3.2). Os índices utilizados foram os pontos extremos do diagrama TS do conjunto de dados

amostrados para cada estação do ano. Foram adotados índices diferentes para cada período, devido às diferentes características sazonais. Os índices termohalinos adotados para análise de massas de água são apresentados na tabela 3.1.



**Figura 3. 2- Diagrama TS espalhado da região de estudo e triângulo de mistura durante o cruzeiro de inverno (a) e durante o cruzeiro de verão(b). As curvas tracejadas indicam as isopícnais.**

**Tabela 3. 1– Índices termohalinos sazonais utilizados, para cada massa de água, no cálculo percentual de mistura.**

Massa de água	Inverno		Verão	
	T (°C)	S	T (°C)	S
<b>APP</b>	11.3	26.4	23.4	21.75
<b>AT</b>	22.7	36.76	26.2	37.30
<b>ASAP</b>	5.2	34	6.1	33.8

### Diagramas TS estatístico-volumétricos

Os diagramas TS estatístico-volumétricos fornecem a distribuição por frequência das características termohalinas das massas de água presentes na região de estudo, permitindo a determinação quantitativa dos volumes de cada massa de água oriunda de diferentes origens. Neste trabalho foi usado o método adotado por [Miranda e Castro Filho \(1979\)](#), que aplicaram esta metodologia à plataforma continental entre o Chuí (34°S) e Torres (29°S). Esses autores, entretanto, calcularam a área média para todo conjunto de estações, dividindo a área total pelo número de estações. Esse método pode superestimar ou subestimar determinadas massas de água, principalmente, quando as estações e os perfis não são regularmente espaçados. Então, neste trabalho, foi calculada a área representativa de cada estação hidrográfica de maneira individual. Essas foram calculadas baseadas nas distâncias médias entre as estações em cada seção e a distância média entre os perfis (Figura 3.3). O somatório das áreas parciais fornece a área total de cada cruzeiro que foi de 286.535 km<sup>2</sup> e 271.524 km<sup>2</sup> durante o inverno e verão, respectivamente. Esse método foi aplicado para regiões sobre a PC com profundidades menores que 200 m.

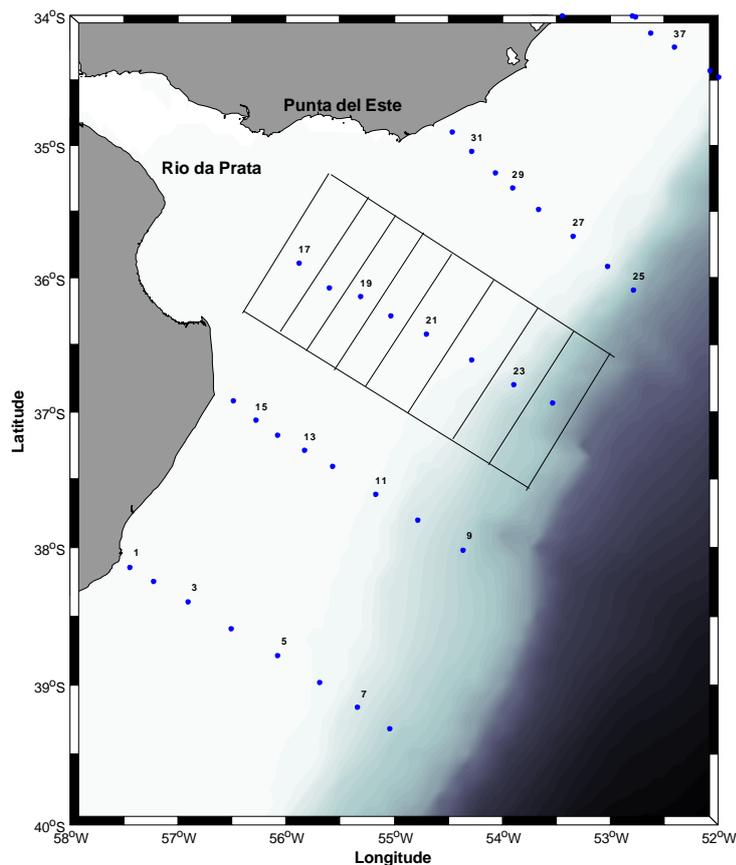
A amplitude de variação da temperatura e da salinidade foi dividida em classes, sendo os intervalos de cada classe 0.5° C e 0.2, respectivamente. O volume de cada classe TS (equação 3.2) foi determinado pelo produto entre o intervalo de profundidade medida ( $\Delta z = 1$  m) e a área de cada estação (A), ou seja:

$$V = \sum_{Classe} \Delta z . A \quad (3.2)$$

Os intervalos termohalinos para cada massa de água foram definidos de acordo com [Piola et al., \(2000\)](#) e são apresentados na tabela 3.2. Os volumes parciais serão mais representativos de suas classes de acordo com a resolução amostral ([MIRANDA E CASTRO FILHO, 1979](#)).

**Tabela 3. 2- Intervalos termohalinos utilizados durante cada cruzeiro.**

Massa de água	Inverno		Verão	
	T (°C)	S	T (°C)	S
<b>APP</b>	>10°	≤33.5	>10	≤33.5
<b>AT</b>	≥18.5	≥36	26.2	37.30
<b>ASTP</b>	>14	33.5<S<35.3	>18.5	35.3<S<36
	>18.5	35.3≤S<36	>21	33.5<S≤35.3
<b>ASAP</b>	≤14	33.5<S≤34.2	≤21	33.5<S≤34.2
<b>ACAS</b>	≤18.5	≥35.3	≤18.5	≥35.3



**Figura 3.3 – Representação esquemática das áreas calculadas, baseadas nas distâncias médias entre as estações, para posterior aplicação no método estatístico – volumétrico.**

### Dados Históricos

Para estudar a presença e exportação das águas de baixa salinidade pela região da CBM foram analisados dados hidrográficos históricos cedidos pelo *Servicio de Hidrografia Naval da Armada Argentina*. Esses dados foram coletados na região da CBM como parte de projetos de pesquisa entre a Marinha Argentina e órgãos de pesquisa internacionais. Tais projetos tinham como objetivo a obtenção de novos dados que permitissem o aumento dos estudos na zona da Confluência.

Os cruzeiros analisados, o número das estações e dos perfis, o período, bem como o nome dos respectivos navios que realizaram as coletas são apresentados na tabela

abaixo (Tabela 3.3). As posições das estações hidrográficas históricas podem ser visualizadas na figura 3.4.

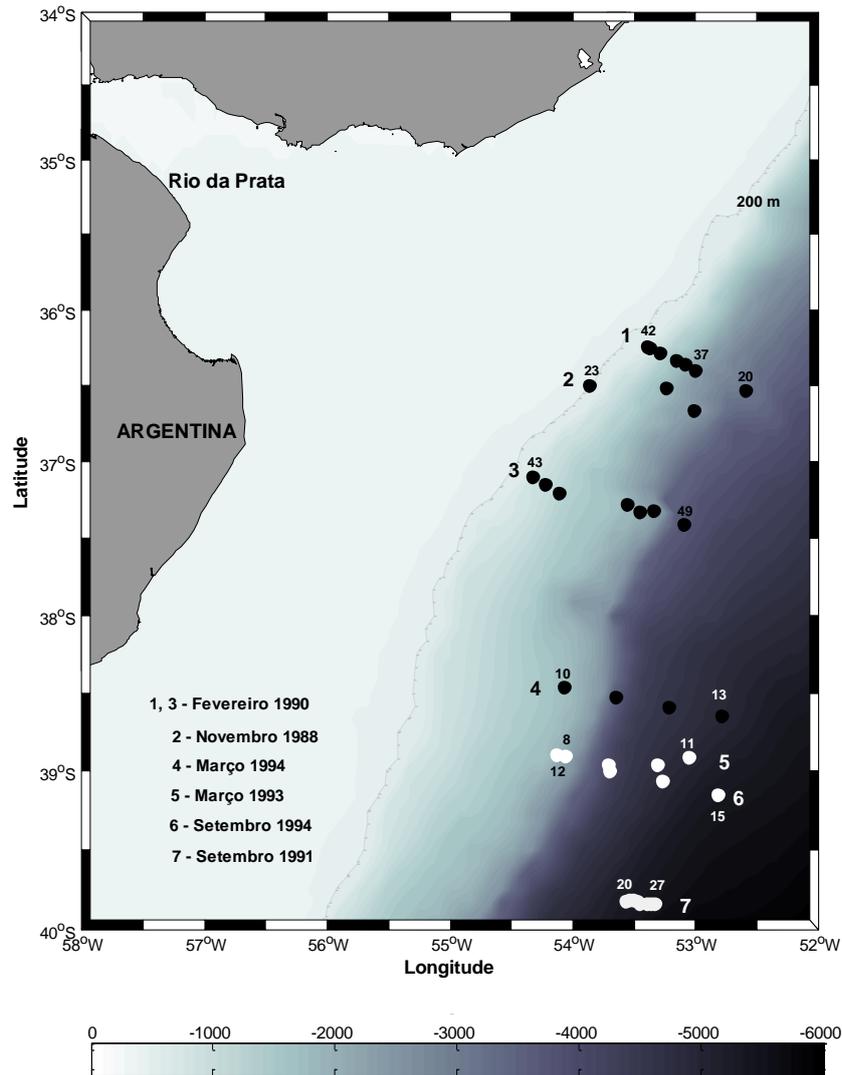
**Tabela 3. 3 – Número da seção, período, cruzeiro, estações e embarcação utilizada para aquisição dos dados históricos.**

	<b>Período</b>	<b>Cruzeiro</b>	<b>Estações</b>	<b>Navio</b>
1	21-22/Fev 1990	<i>Confluence</i>	37-42	<i>Le Suroit</i>
2	13-14/Nov 1988	<i>Confluence</i>	23-20	BO <i>Puerto Deseado</i>
3	22-23/Fev 1990	<i>Confluence</i>	43-49	<i>Le Suroit</i>
4	07/Mar 1994	WOCE	10-13	BIP <i>Oca Balda</i>
5	28-29/Mar 1993	WOCE	8-11	BIP <i>Oca Balda</i>
6	24-25/Set 1994	WOCE	12-15	BIP Dr. <i>Eduardo Holmberg</i>
7	13/Set 1991	WOCE	20-27	BIP <i>Oca Balda</i>

A partir deste conjunto de dados históricos foram realizados cálculos da velocidade geostrófica com a intenção de avaliar o volume de água de baixa salinidade proveniente das plataformas argentina e brasileira. Esses cálculos foram baseados no método dinâmico, o qual permite a determinação de velocidades normais a um par de estações oceanográficas em relação a um nível de referência.

### **Cálculo da Velocidade Geostrófica**

O movimento geostrófico é resultado do balanço entre a força de Coriolis e a força gradiente de pressão horizontal. Quando houver gradiente de pressão horizontal no oceano, em escala suficiente para que o movimento resultante seja influenciado pela rotação da Terra, haverá fluxo geostrófico.



**Figura 3.4 – Posições das estações hidrográficas históricas. Os números pequenos indicam as estações e os grandes os perfis. A linha tracejada marca a isóbata de 200 m e o gradiente de cores a batimetria (m) da região de estudo**

### **Método Dinâmico**

Grande parte das informações geradas até hoje sobre a estrutura de velocidade dos oceanos, em meso e larga escala, é resultado da aplicação do Método Dinâmico. Esse método, desenvolvido por [Sandström e Helland-Hansen \(1903\)](#), é uma forma indireta de estimar o escoamento geostrófico baroclínico a partir de gradientes horizontais de densidade (ou volume específico), que é observada a partir de dados hidrográficos de

temperatura, salinidade e pressão, os quais são facilmente medidos em cruzeiros oceanográficos. Por esse motivo, o método dinâmico tem sido amplamente usado durante várias décadas como forma de estimativa do fluxo nos oceanos.

Na aplicação do Método Dinâmico é necessário definir limites verticais de integração, de forma que a velocidade relativa se aproxime da velocidade absoluta. É comum a escolha do nível de referência onde às velocidades sejam pequenas ou próximas a zero, comparadas com as velocidades da superfície. Na região de estudo, alguns trabalhos utilizam a interface entre a APAN (Água Profunda do Atlântico Norte) e a AIA, como nível de referência. [Gordon e Greengrove, \(1986\)](#), [Gordon \(1989\)](#), [Garzoli e Garraffo \(1989\)](#), [Garzoli \(1993\)](#) fizeram uso, respectivamente, do nível de 1400 m, 1500 m, 800 m e 1000 m como profundidades de referência na região de estudo.

As equações 3.3 e 3.4 representam as componentes escalares da aproximação geostrófica, a qual nos fornece o balanço entre a componente horizontal da força do gradiente de pressão por unidade de massa e a aceleração de Coriolis:

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3.3)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (3.4)$$

As equações 3.5 e 3.6 representam a aproximação hidrostática e a equação da continuidade respectivamente.

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0, \text{ assumindo } \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.6)$$

Derivando a equação 3.4 em relação a  $z$  e combinando com a equação 3.5, temos a componente zonal:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{g}{\rho f} \frac{\partial \rho}{\partial y} \quad (3.7.a)$$

Da mesma forma, a componente meridional dessa equação é:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho f} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad (3.7.b)$$

Da definição da anomalia do volume específico temos:

$$\delta = \alpha(s, t, p) - \alpha(35, 0, p), \quad (3.8)$$

onde  $\delta$  é a anomalia do volume específico,  $\alpha(s, t, p)$  é o volume específico *in situ* e  $\alpha(35, 0, p)$  é o volume específico do oceano padrão.

O volume específico é dado por:

$$\alpha = \frac{1}{\rho} \quad (3.9)$$

Substituindo as equações 3.8 e 3.9 na equação 3.7.b e sabendo que  $\alpha(35, 0, p)$  é uma constante relativamente a uma mesma superfície isobárica, obtemos:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{\rho g}{f} \frac{\partial \delta}{\partial x} \quad (3.10)$$

Integrando a equação 3.10 de uma profundidade de referência ( $p_0$ ) até uma profundidade qualquer ( $p$ ) temos a equação do vento térmico:

$$v(p) - v(p_0) = -\frac{1}{f} \int_{p_0}^p \rho \frac{\partial \delta}{\partial x} dp \quad (3.11)$$

A velocidade relativa do nível  $p$  em relação ao nível  $p_0$  pode ser determinada a partir do conhecimento da distribuição das anomalias do volume específico, ou da densidade. Para determinarmos a velocidade na profundidade  $p$  devemos conhecer a velocidade na profundidade de referência  $p_0$ . Neste trabalho, esta profundidade foi de 1200 m, com exceção da seção de setembro de 1991 onde o nível de não movimento foi de 500 m.

O geopotencial relativo à superfície isobárica ( $p_0$ ) é dado por:

$$\Phi(x, y, p, p_0) = \int_{p_0}^p \delta \cdot dp \quad (3.12)$$

Substituindo a equação 3.8 na equação 3.12

$$\int_{p_0}^p \alpha(35,0,p) dp + \int_{p_0}^p \delta dp = \bar{\Phi} + \Delta\Phi \quad (3.13)$$

onde  $\bar{\Phi}$  é a altura geopotencial padrão com relação ao nível de referência ( $p_0$ ) e  $\Delta\Phi$  é a anomalia do geopotencial.

A partir da equação 3.13 temos a seguinte relação:

$$\int_{p_0}^p \delta A dp - \int_{p_0}^p \delta B dp = \Delta\Phi A - \Delta\Phi B \quad (3.14)$$

O Geopotencial foi calculado em relação à superfície livre de acordo com [Pond e Picard \(1983\)](#):

$$\Delta\Phi = \sum_i (\bar{\delta}_{i+1/2} \Delta p_i) \quad (3.15)$$

onde  $\bar{\delta}$  é a média da anomalia do volume específico entre duas superfícies isobáricas e  $\Delta p = 10^4 \Delta z$  (Pa), sendo  $\Delta z$  o intervalo de profundidade.

Na prática foram calculadas as diferenças entre a anomalia do geopotencial entre um par de estações oceanográficas AB, em relação a um nível de referência:

$$(3.16)$$

$$v(p) - v(p_0) = \frac{\Delta\Phi A - \Delta\Phi B}{f \Delta l}$$

onde  $\Delta l$  é a distância entre as estações em metros,  $f$  é o parâmetro de Coriolis ( $f = 2 \Omega \sin \theta$ , onde  $\Omega$  é a velocidade angular da terra ( $7,29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e  $\theta$  é a latitude).

Assumindo  $v(p_0) = 0$  temos:

$$v = -\frac{1}{f} \frac{\partial(\Delta\Phi)}{\partial x} \quad (3.17)$$

Analogamente

$$u = \frac{1}{f} \frac{\partial(\Delta\Phi)}{\partial y} \quad (3.18)$$

## **Estimativa do transporte**

Uma vez calculadas as velocidades geostróficas em uma seção de área conhecida, podemos calcular o quanto de volume passa perpendicularmente nesta área por unidade de tempo. O cálculo de transporte geostrófico relativo da camada de baixa salinidade foi feito através da escolha e integração de velocidades negativas das áreas cuja salinidade fosse inferior a 33.8. Esse valor representa o limite entre as águas da PC Argentina e a CM (BIANCHI et al., 2005).

## **Modelo hidrodinâmico (*Princeton OceanModel*)**

O uso de modelos numéricos de circulação em escalas regionais tornou-se nos últimos anos uma das ferramentas mais eficientes para a caracterização da hidrodinâmica de regiões estuarinas, costeiras e oceânicas. A evolução da tecnologia computacional fez com que simulações numéricas, que antes só eram realizadas em computadores de médio e grande porte, fossem perfeitamente executadas em computadores pessoais, a um custo operacional e financeiro bastante baixo.

A utilização de resultados de modelos numéricos de circulação é uma fonte alternativa de “dados” que pode ser utilizada para análise de processos de meso e larga escalas, quando não se tem disponível uma série longa de dados *in situ* que abranja a área de interesse. A quantidade de dados gerados por estes modelos é enorme e, normalmente, os grupos de modelagem numérica disponibilizam os códigos dos modelos, bem como os resultados das simulações, para que os mesmos sejam analisados e também calibrados em um contexto regional. No entanto, é muito importante ressaltar que os estudos de modelagem numérica caminhem lado a lado com a aquisição e análise de dados oceanográficos obtidos *in situ*. Além de servir como um instrumento de calibração e validação dos modelos hidrodinâmicos, os dados oceanográficos têm ainda o importante papel de mostrar os principais processos e feições que ocorrem na região de estudo.

Dessa forma, com a intenção de observar as intrusões das águas da PC na CBM, bem como de outros processos importantes que ocorrem na região, foram utilizadas saídas geradas pelo modelo POM adaptado para a região situada entre 21° a 55°S e 69° a 39°W (Figura 3.5 a). Esse modelo, nesta região, foi amplamente utilizado em uma série de estudos por [Palma et al., 2002](#); [Palma et al., 2004 a](#); [Palma et al., 2004 b](#); [Pimenta et al., 2005](#); [Palma et al., 2008](#); [Matano et al., 2010](#). As saídas geradas por esse modelo foram gentilmente cedidas pelo Dr. Elbio Palma da *Universidad del Sur* (Bahia Blanca, Argentina) e compreendem um domínio menor (Figura 3.5 b), selecionado de acordo com os objetivos propostos (de 26° a 45° S e 62° a 42° W). Os resultados destas simulações foram validados por [Palma et al., 2004 a](#).

### **Configurações do modelo: Batimetria, resolução e forçantes**

A grade horizontal do modelo é curvilínea e apresenta 250 pontos ao longo da PC e 150 em direção perpendicular à costa. Essa configuração permite uma resolução de 7.5 - 10 km e de 5 - 20 km, respectivamente. Verticalmente, foram adotados 24 níveis sigma, com menor espaçamento na superfície e fundo, permitindo assim uma maior resolução nessas camadas. A topografia utilizada inclui regiões profundas e é baseada nos dados topográficos de [Smith e Sandwell \(1997\)](#). A representação do relevo para profundidades inferiores a 250 m, foi detalhada a partir da digitalização de cartas náuticas fornecidas pela Marinha Argentina.

O modelo foi forçado com dados extraídos de modelos globais e bancos de dados. Nos três contornos abertos (Norte, Sul e Leste) é utilizada como forçante a saída do modelo de elevação da superfície do mar TPXO.5 da Universidade do Oregon (EUA). Esse modelo assimila dados de altimetria (TOPEX/POSEIDON) e contém as constituintes principais de maré. As Correntes de Contorno (Malvinas e Brasil) foram interpoladas a partir das médias mensais de 10 anos da saída do modelo oceânico global

POCM-4 (*Parallel Ocean Climate Model*). Na superfície foram utilizados como forçante valores de *stress* do vento, fornecidos pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecast*, compilados por [Trenberth et al. \(1990\)](#), enquanto que os fluxos de calor e de sal foram modificados de valores climatológicos de temperatura e de salinidade superficial. A descarga mensal média do Rio da Prata bem como da Lagoa dos Patos (vazão do Rio Guaíba) também foram considerados durante as simulações. O modelo foi inicializado com médias anuais climatológicas *Levitus* de temperatura e salinidade, estabilizando por um período de 3 anos. Posteriormente o modelo rodou por um período de mais 6 anos. As variáveis (temperatura, salinidade e velocidade (U e V)) utilizadas neste estudo foram geradas no último ano da simulação e correspondem a média para cada 3 dias ([PALMA et al., 2004a](#)).

## **Análise**

As variáveis de temperatura, salinidade e velocidade (U e V), resultantes da simulação numérica, passaram por uma série de manipulações para que pudessem ser lidas. Posteriormente, foram interpoladas verticalmente, passando de níveis sigma para níveis “Z” de profundidade. Os resultados foram interpolados para as profundidades de 1, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1100, 1200, 1300, 1400 e 1500 metros.

Em termos de resolução vertical, tanto em águas rasas quanto em profundas, o número de camadas interpoladas se faz importante na resolução da estrutura vertical da pluma de baixa salinidade. Isso é importante para resolução das camadas de Ekman de superfície.

Conforme mostra a figura 3.5 foram escolhidos, de acordo com a região de interesse, 6 perfis transversais a PC, numerados do sul para o norte, e 2 perfis

longitudinais para serem analisados e realizados os cálculos de transporte da camada de baixa salinidade na região da CBM.

Para calcular o transporte da camada de baixa salinidade, ortogonal as seções escolhidas, foi utilizada a componente V (para as seções perpendiculares a costa) e a componente U da velocidade (para as duas seções paralelas a costa). O cálculo do transporte foi feito através da escolha e integração de áreas cujas velocidades fossem negativas e as salinidades fossem inferiores a 33.8.

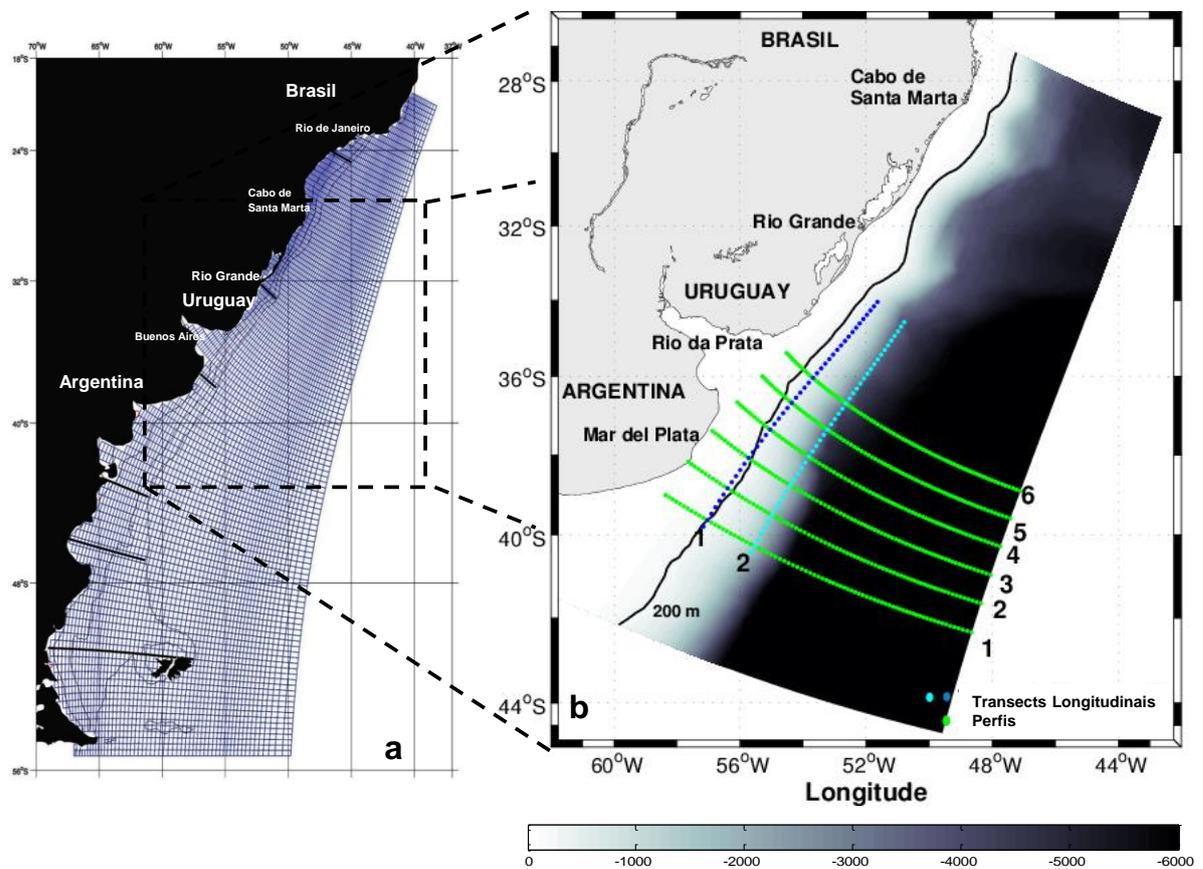


Figura 3.5 - a) Domínio geral e grade do modelo. b) Área de estudo com a batimetria (m) e o subdomínio do modelo. As linhas indicam os perfis escolhidos para análise e cálculo de transporte.

Posteriormente, para uma melhor análise espaço-temporal da exportação da pluma de baixa salinidade através da CBM, foram construídos diagramas de Hovmöller para cada radial e para os perfis longitudinais. Esses diagramas evidenciam padrões de

repetição de determinado evento, possibilitando, no caso deste trabalho, visualizar a evolução das águas com salinidade inferior a 33.8 ao longo de uma seção.

## **Capítulo 4**

### **Resultados e discussões**

---

Neste capítulo serão apresentados e discutidos os resultados alcançados a partir da metodologia proposta. Os resultados serão divididos em três partes: Caracterização das águas da PC do ASO, em termos de massas de água, as quais são exportadas pela CBM, de acordo com a hipótese deste trabalho; Caracterização da região da CBM e estimativa do transporte das intrusões das águas de baixa salinidade da PC nesta região e; integrando a PC com a região oceânica, através de resultados de simulações numéricas, é verificada a variabilidade temporal dessas intrusões através do eixo da CBM.

#### **Plataforma Continental do ASO**

Nesta secção serão mostrados e discutidos os resultados alcançados utilizando os dados hidrográficos do cruzeiro La Plata. Este cruzeiro cobriu a área ente Mar del Plata e Itajaí em 11 perfis perpendiculares a costa. As distribuições verticais de temperatura, salinidade e densidade são apresentadas, a seguir, em secções transversais a PC, distribuídas em 6 das 11 radiais amostradas (Mar del Plata, Rio da Prata, Punta del Diablo, Rio Grande, Torres e Bombinhas). Os perfis horizontais de temperatura e salinidade serão discutidos através da distribuição nas profundidades de 5 e 50 m durante os cruzeiros de inverno e verão, respectivamente. A profundidade de 50 m foi escolhida por ser suficientemente profunda para minimizar a variabilidade sazonal verificada nas camadas superiores, incluindo ainda uma ampla área da PC, conforme sugerido por [Piola et al. \(2000\)](#).

### ***Distribuição horizontal***

A distribuição da temperatura e salinidade superficial (5 m) para o cruzeiro de inverno é apresentada na figura 4.1. O intervalo de variação entre as isotermas é de 1° C e entre as isohalinas é de 0.5, com exceção da linha preta tracejada, que destaca a salinidade de 33.8, indicando o limite entre as águas da PC e as águas da região oceânica. A linha branca representa a salinidade de 33.5, limite influenciado pelas águas da PRP. A linha cinza tracejada representa a isóbata de 200 m e os pontos pretos indicam a posição das estações hidrográficas utilizadas.

A figura 4.1a mostra uma grande variação na distribuição da temperatura. No limite sul da área de estudo, são observados valores próximos a 7 °C, revelando parte da CM sobre a quebra da PC, transportando águas subantárticas relativamente frias e menos salinas (PIOLA e MATANO, 2001). Na região oceânica, próximo a 39°S, o sentido das isolinhas, perpendicular a isóbata de 200 m, sugere um fluxo em direção ao oceano aberto, marcando a posição da CBM na região amostrada. Águas com valores inferiores a 10° C, sobre a PC, indicam a presença da Corrente Patagônica (BRANDHORST e CASTELLO, 1971). A isolinha de 12° C marca a posição aproximada da FSTP, uma forte zona de transição entre a ASTP e a ASAP (PIOLA et al., 2000), observada desde aproximadamente 37° S até 32° S. Ao norte da FSTP (~32° S), ocorre um aumento gradual da temperatura em direção à região oceânica, até atingir valores máximos para esse período (~20° C), sugerindo a presença de águas de origem tropical.

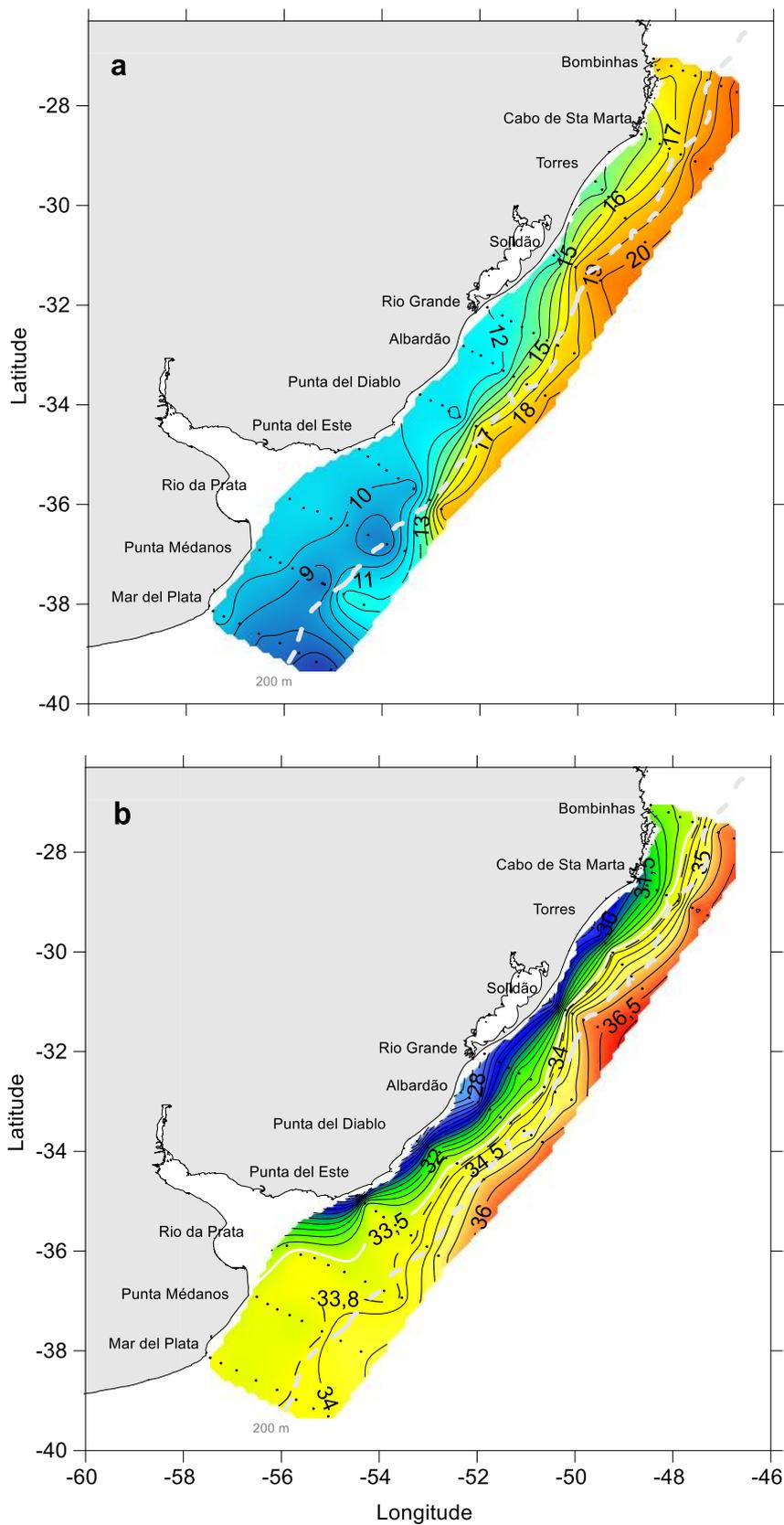
A distribuição de salinidade superficial (Figura 4.1 b) mostra uma grande área, entre Mar del Plata e Punta del Este, com salinidades relativamente homogêneas (33.5 - 34) indicando a presença da ASAP, a qual domina a PC interna Argentina (GUERRERO e PIOLA, 1997). Outra característica importante observada é a presença da PRP. Essa aparece como uma pluma costeira bem desenvolvida ( $S < 33.5$ ), com aproximadamente

1300 km de extensão e 100 km de largura, ultrapassando a localidade de Bombinhas (~27° S). Essa pluma pode alcançar centenas de quilômetros em direção ao norte, durante os meses de inverno (PIOLA et al., 2000, MÖLLER et al., 2008), devido a imposição do gradiente de pressão e a ação local dos ventos (PIOLA et al., 2005).

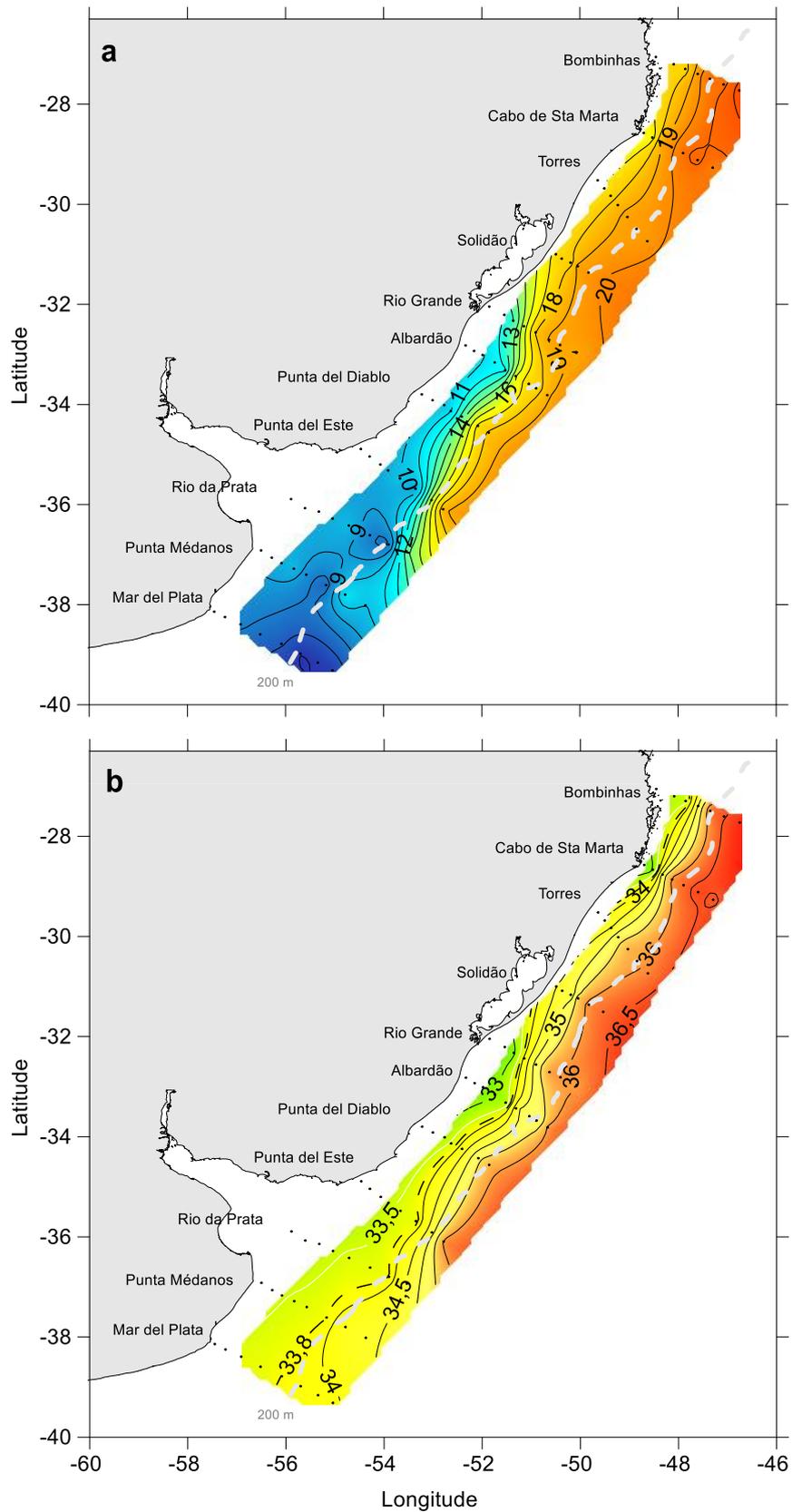
Um mínimo local (27-28), provavelmente resultado da descarga do complexo Patos-Mirim, é observado próximo a 32° S, formando uma pluma que se estende cerca de 40 km em direção a região oceânica (ODEBRECHT e CASTELLO, 2001). É interessante observar que nessa região ocorre a formação de uma pluma sobre outra nos meses de inverno, quando a pluma do RdP é dirigida em direção as baixas latitudes. Assim como na distribuição de temperatura, a distribuição de salinidade apresenta um gradiente crescente em direção a região oceânica, atingindo valores máximos próximos a 36.5.

Padrão semelhante ao superficial é observado a 50 metros de profundidade, principalmente na distribuição de temperatura. Entretanto a FSTP aparece um pouco mais intensa, com as isolinhas mais agrupadas e um gradiente térmico mais acentuado. Nessa profundidade a ASAP ocupa parte do fundo da PC, corroborando com resultados de Möller et al. (2008), que revelaram a presença significativa da ASAP sobre PC, com um volume superior a 5000 km<sup>3</sup>. Nesse nível a PRP, claramente observada em superfície (5 m), fica restrita a regiões próximas a costa, localizadas entre Punta Médanos e o norte de Rio grande, próximo ao fundo (S<33.5), demonstrando ser esta uma pluma intermediária (YANKOVSKY e CHAPMAN, 1997).

O cenário obtido para o cruzeiro de verão se difere significativamente do cruzeiro de inverno. Como mostra o campo horizontal de temperatura a 5 m (Fig. 4.3 a) é possível observar uma grande área com gradientes suaves de temperatura (22-26° C) com exceção da região ao sul do domínio e próximo ao Cabo de Santa Marta, onde os gradientes são mais intensos.



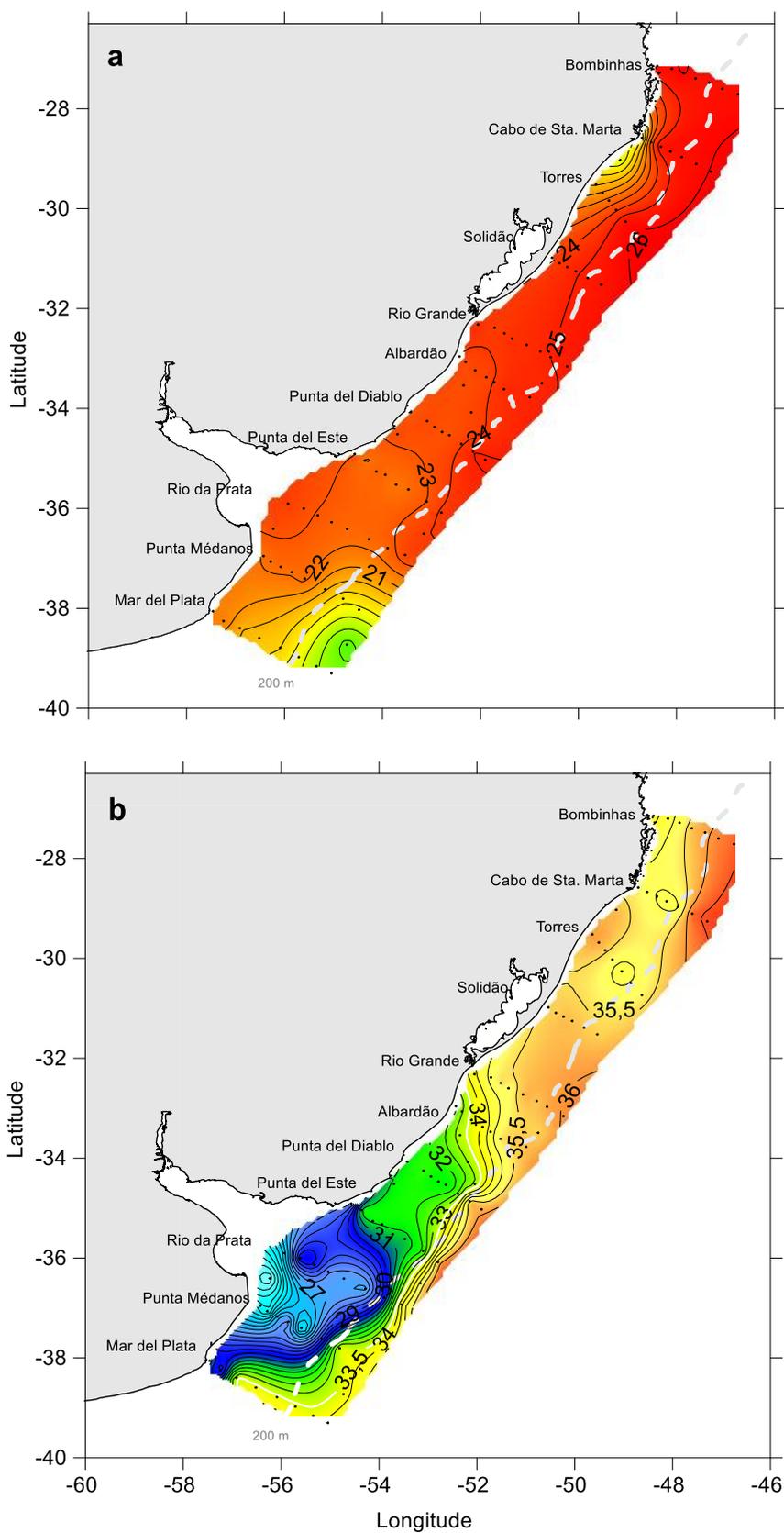
**Figura 4.1 – Distribuição horizontal de temperatura (a) e salinidade(b) a 5 m de profundidade durante o inverno. A linha cinza tracejada delimita a isóbata de 200 m. A linha branca representa a isolinha de salinidade 33.8 e a linha preta tracejada a isolinha de salinidade 33.8. Os pontos indicam a posição das estações hidrográficas analisadas:**



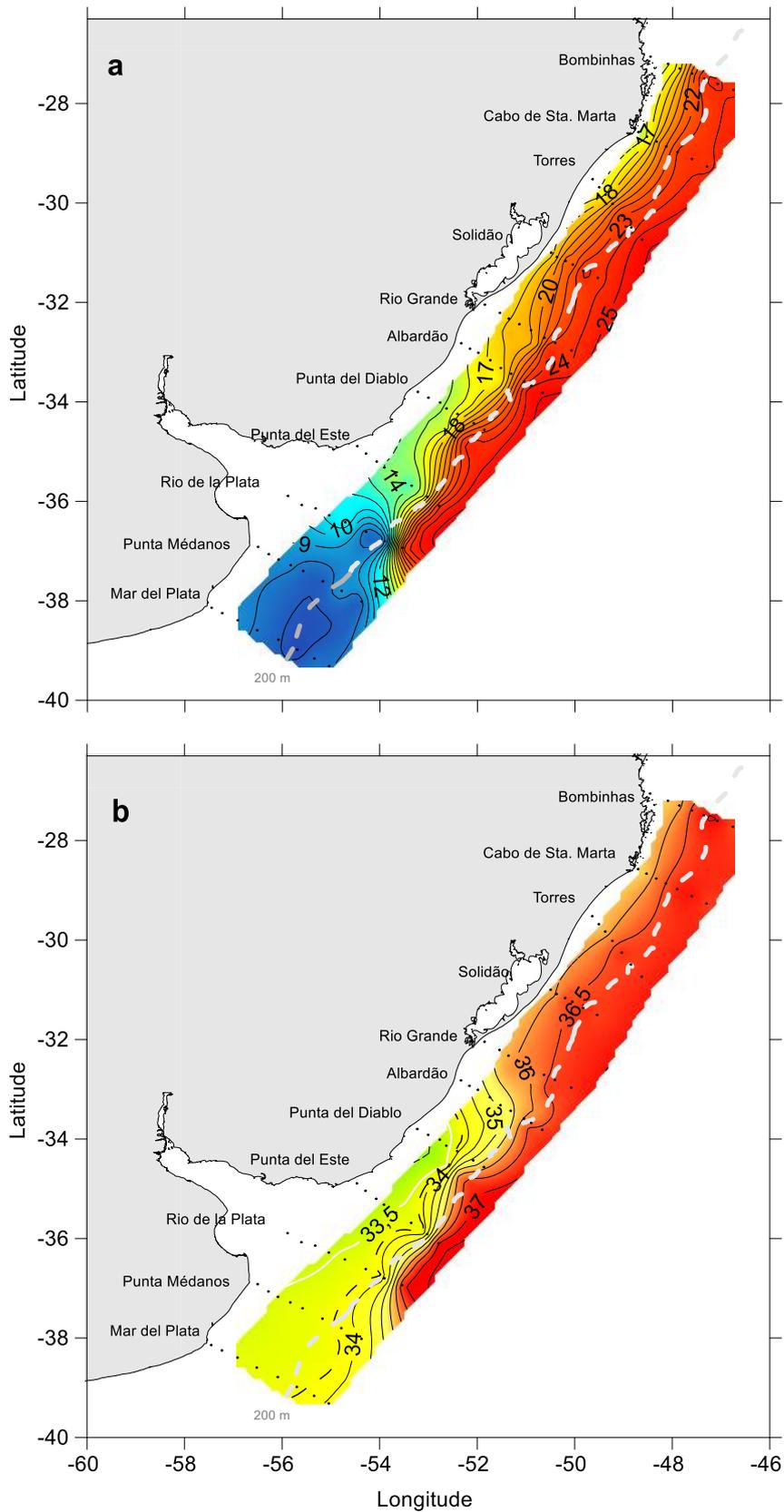
**Figura 4.2– Distribuição horizontal de temperatura (a) e salinidade (b) a 50 m de profundidade durante o cruzeiro de inverno. A linha cinza tracejada delimita a isóbata de 200 m. A linha branca representa a isolinha de 33.5 e a linha preta tracejada a isolinha de 33.8. Os pontos indicam a posição das estações hidrográficas analisadas.**

A frente térmica (FSTP), vista durante o inverno, não se repete em superfície durante este período. Ao sul, sobre a PC externa, a presença de águas com temperaturas inferiores a 21°C indicam a influência de águas de origem Subantártica e consequentemente de parte da CM. No entrono do Cabo de Santa Marta, se observa a ressurgência de águas frias, provenientes de regiões mais profundas, em resposta da ação dos ventos de NE que ocorrem durante este período. [Campos et al. \(2013\)](#) concluíram que os eventos de ressurgência observados nesta região ocorrem em pulsos, associados a alterações no campo eólico e a localização desses episódios é preferencialmente ao sul do cabo de Santa Marta. Visualizando o campo de salinidade (Figura 4.b) é possível notar que esses mesmos ventos de NE, devido do transporte de Ekman, também são responsáveis pelo deslocamento da pluma ( $S < 33.5$ ) em direção a região oceânica, ocupando toda extensão da PC, ficando esta restrita a área localizada entre Mar del Plata e Rio grande.

Em subsuperfície (50 m), o gradiente de temperatura (Figura 4.a) próximo a seção 3 (RdP) é mais intenso ( $\sim 0,40^\circ \text{ C km}^{-1}$ ) quando comparado ao cruzeiro anterior, marcando claramente a posição da FSTP. Esta, durante os meses de verão, fica localizada sob a pluma do RdP, representando a extensão da CBM, como encontrado por [Piola et al. \(2000\)](#). Ao sul da área de estudo, águas mais frias, de origem subantártica, tomam conta de grande parte da PC. A estrutura horizontal de salinidade a 50 m (Figura 4. b) abrange valores entre 33.5 – 37, estando os menores valores restritos às estações mais próximas à costa. Salinidades entre 33.5 e 34, ocupam os perfis localizados mais ao sul da área de estudo, indicando que o fundo da PC é preenchido pela ASAP, reforçando o que foi encontrado por [Guerrero e Piola \(1997\)](#).



**Figura 4.3 - Distribuição horizontal de temperatura (a) e salinidade (b) a 5 m de profundidade durante o cruzeiro de verão. A linha cinza tracejada delimita a isóbata de 200 m. A linha branca representa a isolinha de 33.5 e a linha preta tracejada a isolinha de 33.8. Os pontos indicam a posição das estações hidrográficas analisadas.**



**Figura 4.4 - Distribuição horizontal de temperatura (a) e salinidade (b) a 50 m de profundidade durante o cruzeiro de verão. A linha cinza tracejada delimita a isóbata de 200 m. A linha branca representa a isolinha de 33.5 e a linha preta tracejada a isolinha de 33.8. Os pontos indicam a posição das estações hidrográficas analisadas.**

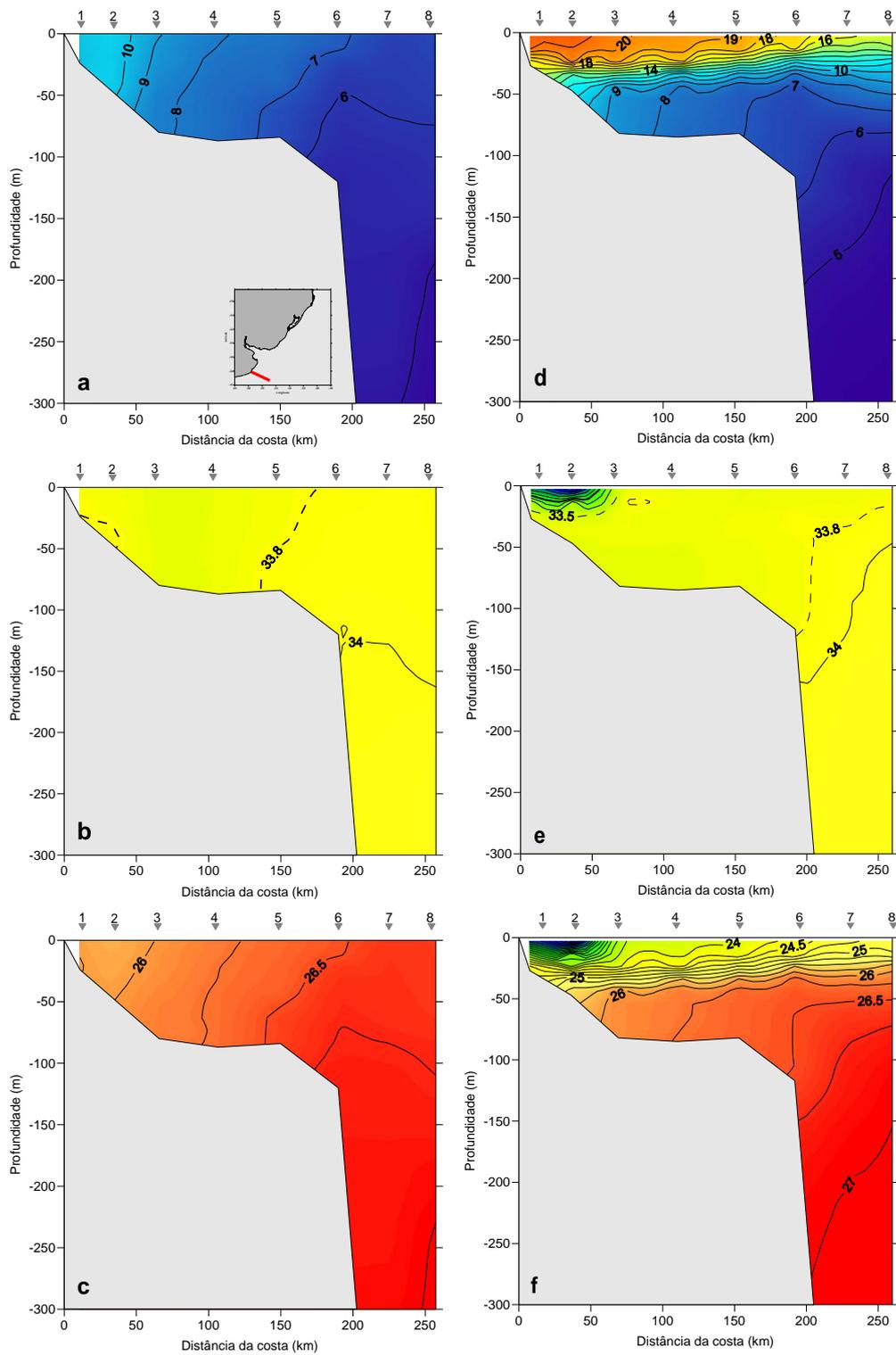
### ***Distribuição vertical***

As distribuições verticais de temperatura, salinidade e densidade ( $\sigma_T$ ) são apresentadas nas figuras 4.5 a 4.10. É feita uma comparação entre o período de inverno e o de verão, para 6 secções transversais a PC, nos primeiros 300 m da coluna d'água. É possível identificar diferenças na estrutura termohalina e na composição das massas d'água de acordo com a estação do ano

A seção vertical 1 está localizado na porção mais ao sul da área de estudo, próximo a Mar del Plata. Durante o inverno, sobre a PC, nota-se a presença de águas relativamente homogêneas, de origem Subantártica, com temperaturas variando entre  $\sim 7$  e  $10^\circ\text{C}$  (Figura 4.5 a) e baixas salinidades ( $<33.8$ ) (Figura 4.5b).

Durante o cruzeiro de verão essas águas são superficialmente aquecidas devido ao aumento da radiação solar e tornam-se estratificadas surgindo uma termoclina sazonal (Fig 4.5 d). A porção fria e densa de ASAP é encontrada no fundo da Plataforma Externa. Uma estreita ( $\sim 50$  km) e fina ( $\sim 25$  m) camada de águas com salinidades inferiores a 33.5, localizadas perto da costa, indicam a presença de águas com influência do Rio da Prata (Figura 4.5 e). Próximo a quebra de plataforma se observa a transição entre as águas da plataforma (ASAP –  $S < 33.8$ ) e aquelas transportadas pela CM (ASA –  $S > 33.8$ ) como descrito no trabalho de [Piola et al. \(2000\)](#). A isolinha de 33.8 fica restrita a plataforma durante o inverno e se espalha em direção *offshore* no verão. A distribuição da densidade (Figura 4.5 c), durante o inverno é influenciada pela temperatura e durante o período do verão (Figura 4.5 f), tanto pelo campo de temperatura quanto o de salinidade.

A seção 3 (Rio da Prata) é mostrada na figura 4.6. Durante o inverno as águas da PC se mantiveram praticamente homogêneas, com temperaturas variando entre aproximadamente  $8$  (PC externa) e  $10^\circ\text{C}$  e salinidade constante de 33.8 (Figura 4.6a). Já



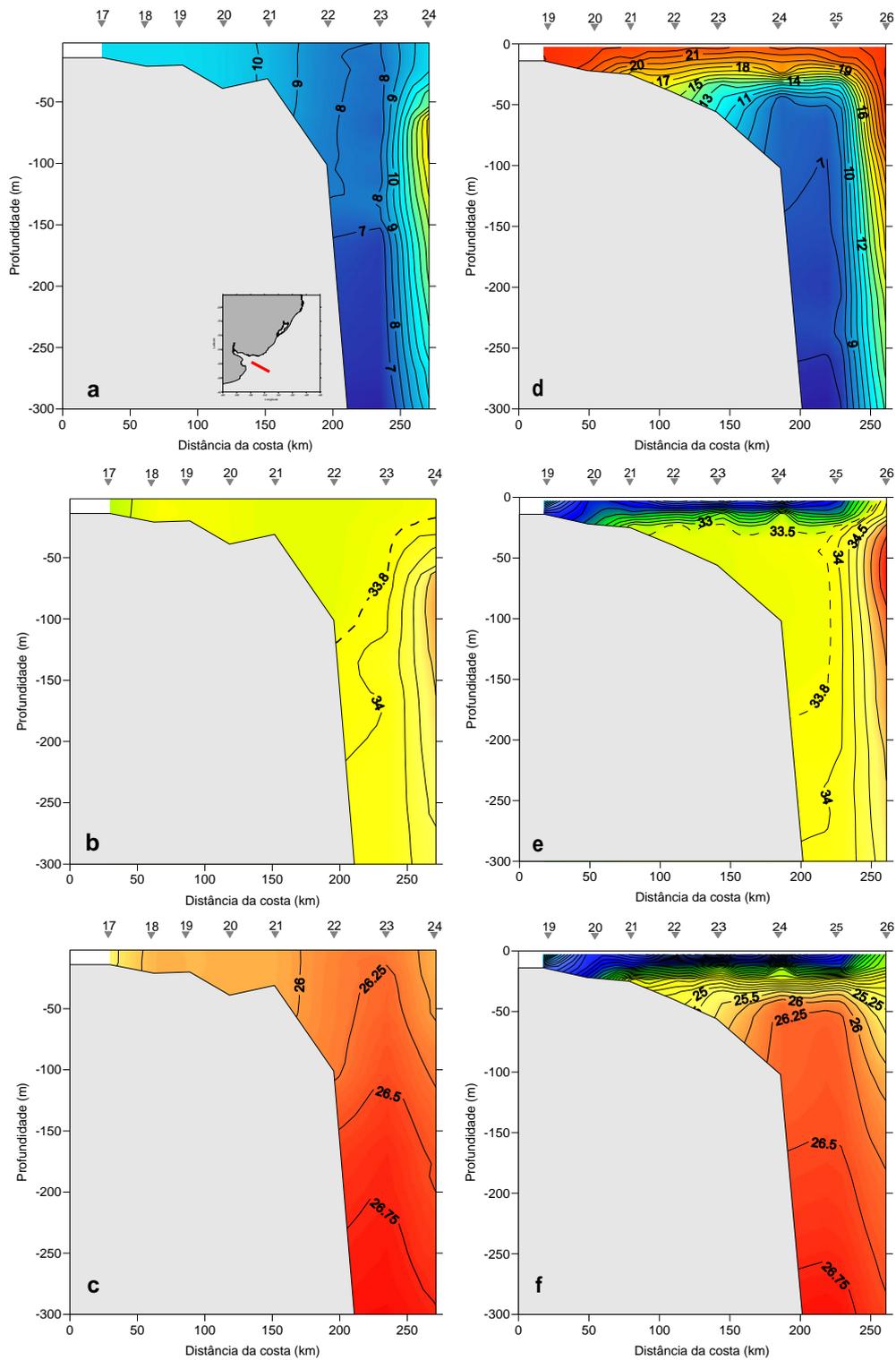
**Figura 4.5 – Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f) para a seção 1, localizado próximo a Mar del Plata durante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam a posição das estações.**

na região oceânica se observa uma estratificação lateral, resultado do encontro das águas de origem subantártica transportadas pela CM com aquelas de origem subtropical transportadas pela CB, formando uma intensa zona frontal, com forte contraste termohalino, mais próximo da posição da CBM.

No verão, a distribuição da temperatura (Figura 4. d) apresenta-se acentuadamente estratificada com fortes gradientes laterais e verticais, resultado tanto da estratificação devido a radiação solar quanto do encontro de águas com características termohalinas distintas. Nesta mesma situação, a pluma do RdP ( $26 < S < 33.5$ ) alcança uma distância próximo a 250 km em direção a região oceânica em resposta a ação do campo de ventos de NE e consequente efeito de Ekman (Figura 4.6e). Essa pluma se mantém próximo ao fundo da PC até aproximadamente 80 km de distância da costa, quando o ângulo entre a pluma e o fundo muda. Diferente da seção 1 (Figura 4.6e), as águas que ocupavam a PC ( $33.5 < S < 33.8$ ) agora se encontram isoladas sob a pluma.

A estrutura de densidade é determinada, em superfície, pela salinidade e em maiores profundidades, pela temperatura. Valores de densidade entre 16 e  $\sim 23 \text{ Kg m}^{-3}$  ocorrem devido a presença do RdP. Abaixo dos 30 m de profundidade, são observadas densidades maiores que  $25 \text{ Kg m}^{-3}$ .

A figura 4.7 a apresenta a distribuição vertical de temperatura, durante o cruzeiro de inverno, para a seção de PuntadelDiablo. Os valores medidos oscilam entre 11 e 18° C. Uma leve estratificação lateral e vertical ocorre, respectivamente, sobre a quebra de plataforma e a região oceânica, em profundidades superiores a 150 m. A influência das águas do RdP está associada a baixos valores de salinidade ( $< 33.5$ ) observados na figura 4.7 b, e atinge distâncias próximas a 100 km da costa, estando presente inclusive na parte proximal do paleocanal deste rio. Esta feição geológica é preenchida por águas com

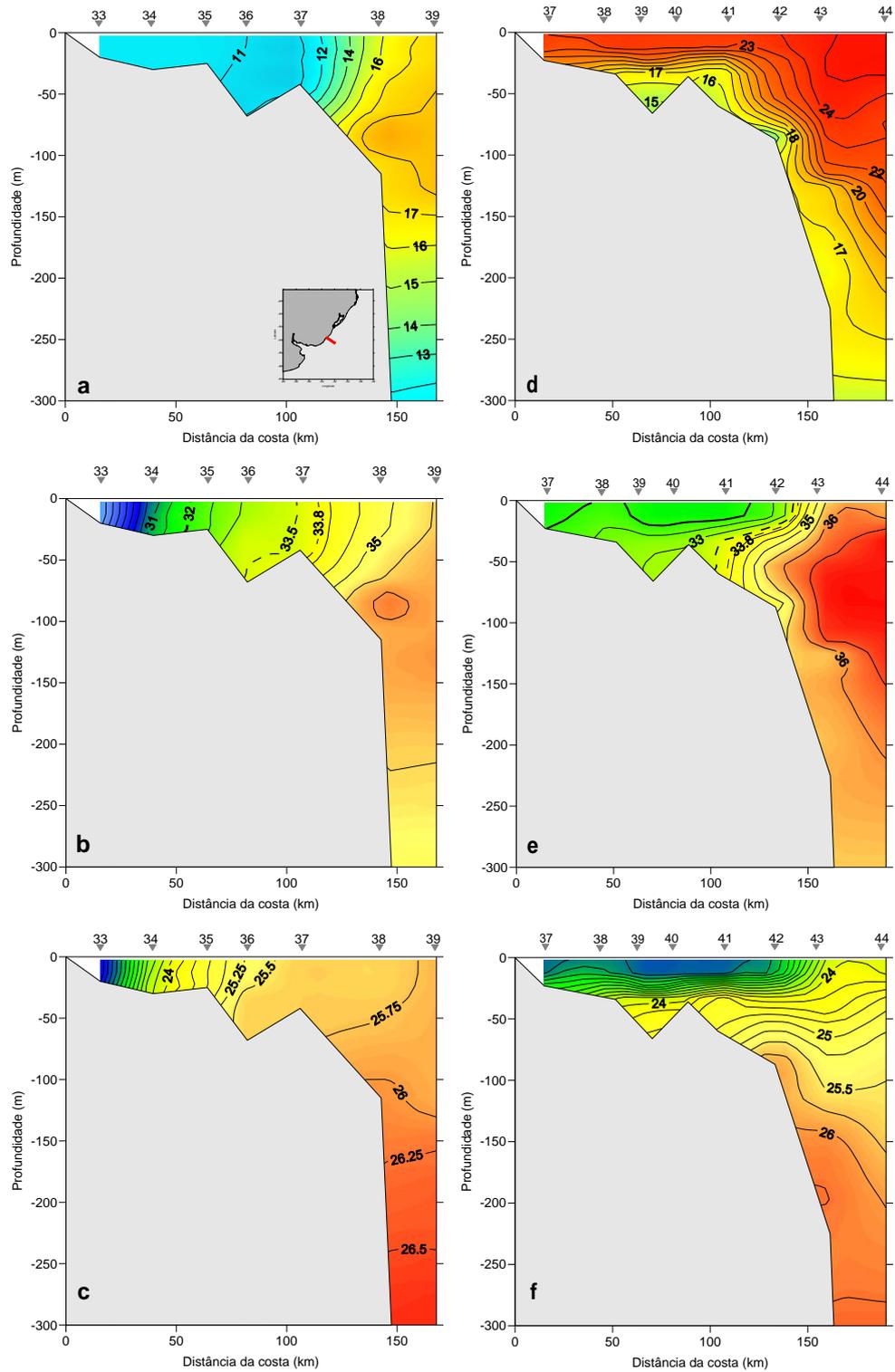


**Figura 4.6**–Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f) para a seção 3, localizado próximo ao Rio da Prata durante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam as posições das estações.

influências do Rdp, em superfície, e ASAP, próximo ao fundo. [Campos \(2007\)](#) encontrou uma situação distinta durante o inverno de 2005, quando observou a presença de águas mais quentes e salinas, típicas de ASTP. As maiores capturas de teleósteos demersais ocorrem na plataforma média próximo a essa região, associadas às menores temperaturas e maior produção primária ([MARTINS, 2000](#)).

Durante o período de verão, figura 4.7 d, o aquecimento da camada superficial gera gradientes verticais de temperatura, principalmente sobre a PC, que encontra-se estratificada. A isohalina de 32, observada na distribuição vertical de salinidade (figura 4.e), que durante o inverno estava localizada a uma distância de aproximadamente 50 km, encontra-se agora ocupando os primeiros 20 m da coluna d'água, espalhada até próximo a quebra de plataforma. Diferente da seção anterior, a presença da CB, transportando águas de origem tropical quente ( $T > 18.5^{\circ}\text{C}$ ) e salina ( $S > 36$ ) é evidente próximo a quebra de plataforma e talude, indicando o distanciamento das águas frias, presentes na Bacia Argentina. A ACAS também é encontrada, principalmente nas duas estações mais oceânicas desta seção.

A estrutura vertical termohalina para a seção localizada próxima a Rio Grande é mostrada na figura 4.8. A variação de temperatura no inverno (Fig. 4.8 a) é de  $7^{\circ}\text{C}$ , com temperatura mínima de  $12^{\circ}\text{C}$  e máxima de  $19^{\circ}\text{C}$ . Superficialmente, na região mais próxima à costa, são encontradas águas mais frias. A medida que aumenta a profundidade, ocorre um aumento de temperatura, desenvolvendo uma termoclina invertida, descrita também por [Castello e Möller \(1977\)](#) e [Zavialov et al. \(2000\)](#). Regiões mais afastadas da costa são ocupadas por águas quentes e salinas da CB. A ACAS ( $T \leq 18.5^{\circ}\text{C}$ ,  $S \geq 35.3$ , [MÖLLER et al., 2008](#)) é encontrada na região mais profunda sob a AT.



**Figura 4.7 –Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f)para a seção 5, localizado próximo a PuntadelDiablodurante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam as posições das estações.**

A distribuição de salinidade durante o inverno (Fig.4.8b) mostra valores próximos a 28 para a estação hidrográfica localizada mais perto da costa (estação #49). Este valor pode estar relacionado a aportes locais como os do complexo Patos-Mirim. As próximas estações, em direção a região oceânica, apresentam influência da PRP ( $S < 33.5$ ), a qual apresenta-se espalhada em superfície. Contíguo a esta pluma, a variedade de inverno da ASTP ( $T > 14^{\circ}\text{C}$  e  $33.5 < S < 35.3$ ,  $> 18$  e  $35.3 \leq S < 36$ , [MÖLLER et al., 2008](#)) é encontrada na área de transição entre águas continentais e a AT, presente na região mais distante da costa ( $S > 36$ ).

A estrutura vertical de densidade é apresentada na figura 4.8 c. Os extremos de variação sobre a plataforma continental foram: mínimo de  $21.5$  e máximo de  $25.50 \text{ kg m}^{-3}$ . As menores densidades observadas ( $< 23.75 \text{ kg m}^{-3}$ ) são devidos às águas de baixa salinidade influenciadas pelo aporte continental proveniente do RdP, que aparece na camada superficial de todas as radiais localizadas em direção ao norte, a partir de Puntadel Este (não mostrado neste trabalho) durante o período de inverno. As maiores densidades ( $> 26.25 \text{ kg m}^{-3}$ ), estão associadas as águas com baixa temperatura e salinidade relativamente elevada, localizadas na região oceânica.

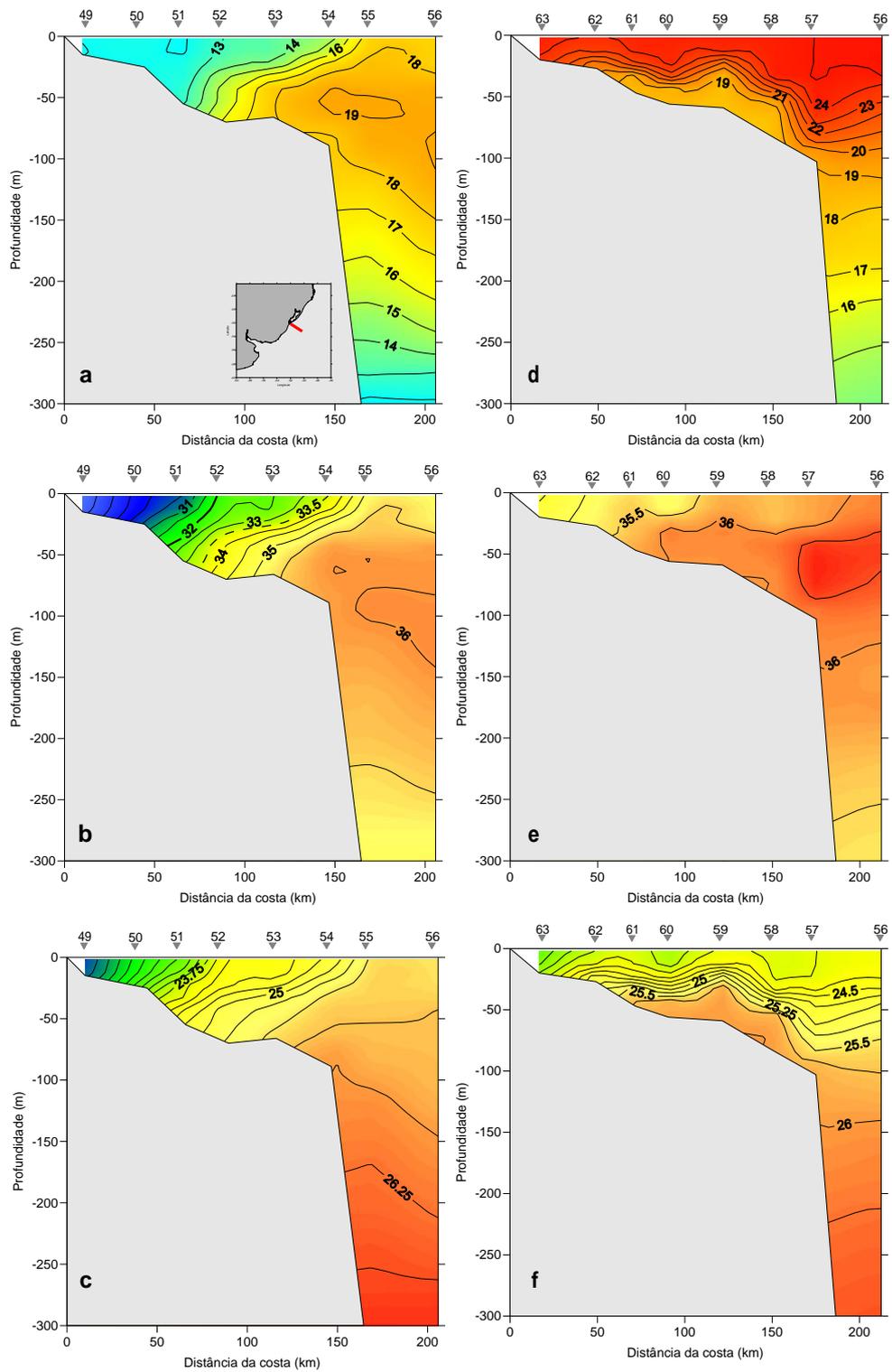
Durante o verão (Fig. 4.8 d) a distribuição vertical de temperatura se apresenta estratificada devido a radiação solar, conforme descrito anteriormente. Tanto a PC quanto a RO apresentam temperaturas relativamente altas ( $\geq 24^{\circ}\text{C}$ ) em superfície. A temperatura tende a diminuir com o aumento de profundidade, alcançando  $15^{\circ}\text{C}$ . Abaixo dos 150 m de profundidade com  $T \leq 18.5^{\circ}\text{C}$  e  $S \geq 35.3$  é observada a presença da ACAS. Ocupando grande parte da PC ocorre a variedade de verão da ASTP ( $> 18.5$   $35.3 < S < 36$  e  $> 21$   $33.5 < S \leq 35.3$  [MÖLLER et al., 2008](#)).

A seção de salinidade é apresentado na figura 4.8 e. Ao contrário do cenário de inverno, ocorre uma sutil estratificação lateral de salinidade sobre a PC, com valores variando de 34 – 36 e uma estratificação vertical, também sutil, na região oceânica. As águas de origem continental, não são observadas durante o verão a partir deste local, devido a ação do campo de ventos de NE e consequente efeito de Ekman, que faz com que a PRP fique espalhada em direção *offshore*.

A distribuição de densidade (Fig4.8 f) é determinada pela temperatura durante este período e varia entre 24 a 26 kg m<sup>-3</sup> em toda seção.

A seção 9, localizado próximo a Torres, é apresentado na figura 4.9. Esta região, localizada próximo ao Cabo de Santa Marta, apresenta uma PC relativamente íngreme e estreita (~100 Km), onde a isóbata de 50 m aproxima-se da costa, diferente dos perfis analisados anteriormente. Esta região é marcada pela mudança na orientação da linha de costa de norte-sul, para nordeste-sudoeste e está sujeita a intensas variações sazonais no campo de ventos, composição e circulação de massas de água (MÖLLER et al., 2008).

O intervalo de temperatura observado durante o inverno (Fig4.9 a) foi de 13° a 19° C. Temperaturas inferiores a 14° C ocorrem próximo à costa, devido a influência das águas frias, provenientes da região sul. Durante o inverno essas águas, em razão da predominância de ventos de SW, formam uma corrente costeira chamada de Corrente do Rio Grande (ZAVIALOV e MÖLLER, 1998) ou Corrente Costeira Brasileira (SOUZA e ROBINSON, 2004). Temperaturas inferiores a 14° C também são observadas abaixo dos 250 m de profundidade, ao largo do talude, devido a presença da ACAS. Em superfície a temperatura aumenta gradualmente a medida que aumenta a distância da costa onde atingem 19° C.



**Figura 4.8**–Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f)para a seção 7, localizado próximo a Rio Grande durante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam as posições das estações.

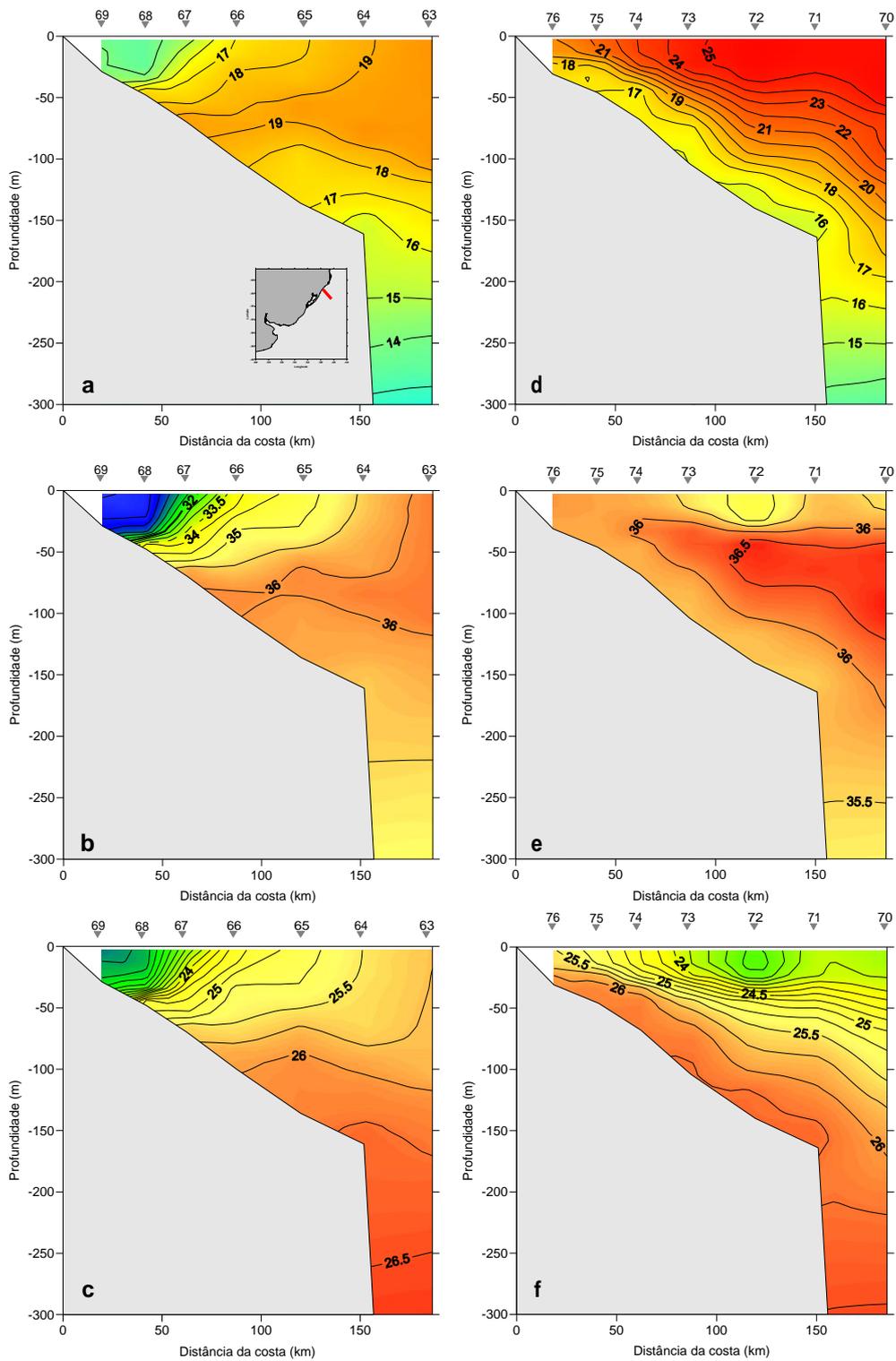
A distribuição da salinidade durante o inverno é exposta na figura 4.9 b. Águas com valores menores do que 32, provenientes do Rio da Prata, aparecem na porção interna da PC, ocupando uma faixa de aproximadamente 70 km de largura. Conforme comentado anteriormente, o vento tem um papel determinante na distribuição desta pluma sobre a PC. Em superfície, à medida que aumenta a distância da costa, as águas de baixa salinidade dão lugar à ASTP e à AT, respectivamente.

Valores de densidade oscilando entre 21.75 e 26.5 kg m<sup>-3</sup> são observados na figura 4.9 c. As menores densidades observadas são devido às águas de baixa salinidade localizadas próximo à costa.

A distribuição de temperatura durante o período do verão é apresentada na figura 4.9 d. A inclinação das isotermas indica uma possível ascensão de águas mais frias sobre a PC. Águas com temperaturas em torno de 18°C afloram na superfície, próximo à costa, gerando um forte gradiente térmico, com variação de 7° C, sugerindo a ocorrência de um processo de ressurgência costeira. Este resultado coincide com o de [Campos et al. \(2013\)](#) que concluíram que os eventos de ressurgência próximo ao Cabo de Santa Marta ocorrem em pulsos, associados a alterações no campo de ventos e a localização desses episódios é preferencialmente ao sul do cabo de Santa Marta. A ASTP aparece superficialmente como um pequeno núcleo na PC média (~100 km).

A distribuição de salinidade (Fig. 4.9 d) é mais homogênea do que a de temperatura, com valores variando entre 35.5 e 36.5. Nas regiões mais afastadas da costa a AT ocupa níveis subsuperficiais (20 m S> 36), dando lugar à ACAS em maiores profundidades (~150m).

A estrutura de densidade (Fig. 4.9 d) variou entre 22.75 e 26.25 5 kg m<sup>-3</sup>, sendo governada, em parte da superfície (~100km da costa), pela salinidade e nas demais áreas,



**Figura 4.9**–Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f) para a seção 9, localizado próximo a Torres durante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam as posições das estações.

pela temperatura. As maiores densidades ( $> 26,0 \text{ kg m}^{-3}$ ), estão associadas à penetração de águas oceânicas sobre o fundo da plataforma.

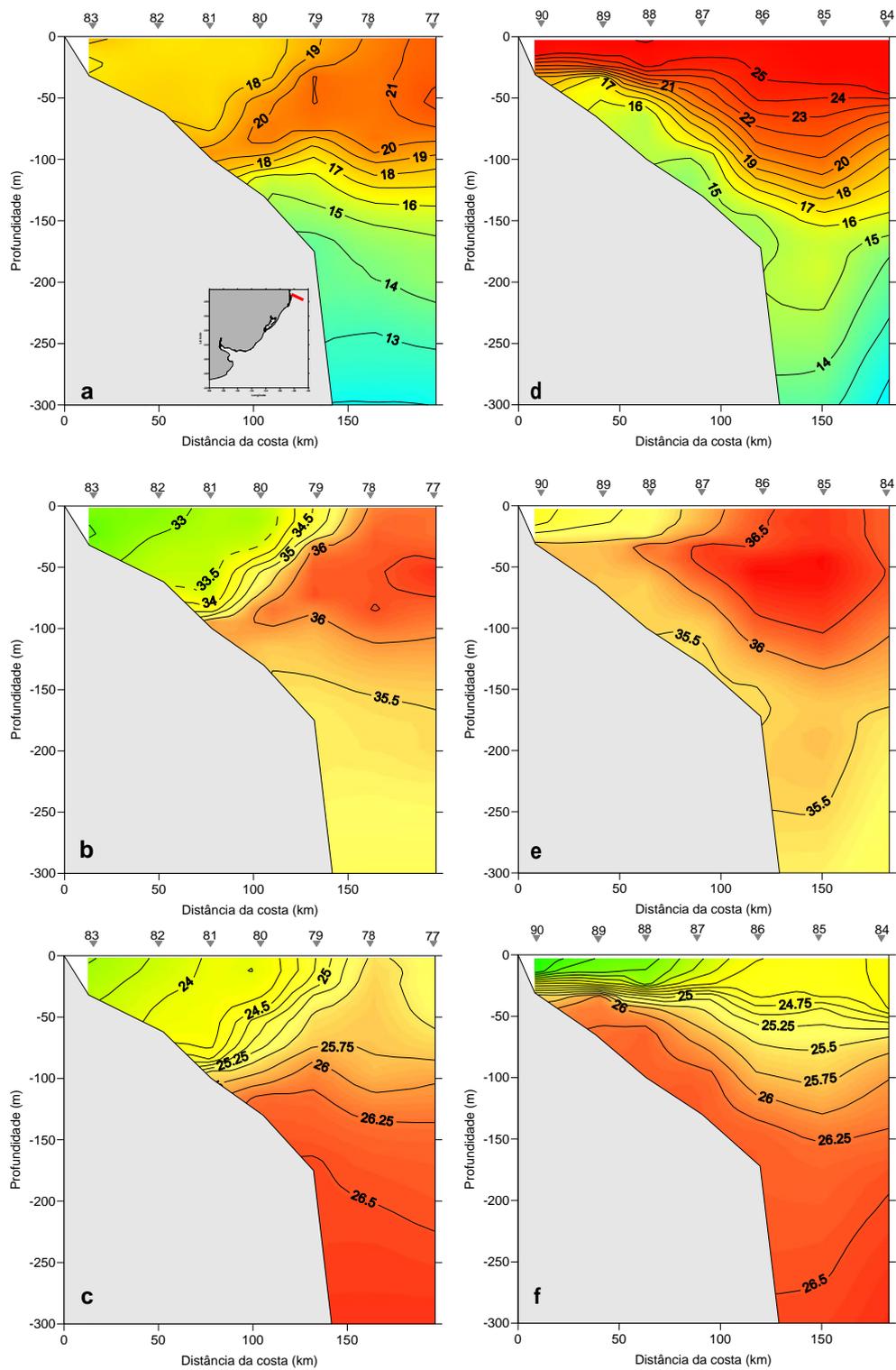
A seção 11 está localizado mais ao norte da área de estudo, próximo a Bombinhas-SC (Fig. 4.10). A distribuição vertical de temperatura durante o inverno (Fig. 4.10 a), apresentou-se homogênea ( $\sim 18^\circ \text{ C}$ ) na parte mais costeira da PC e levemente estratificada a medida que a distância da costa aumenta. Analisando a distribuição de salinidade (Fig. 4.10 b) conjuntamente é possível verificar que, apesar da distância da desembocadura do RdP, ainda ocorre influência de águas pouco salinas ( $< 33.5$ ) nesta seção. Estes resultados são semelhantes aos de [Möller et al. \(2008\)](#) que observaram misturas com cerca de 5% das águas do RdP a 1200 km do estuário ( $\approx 28^\circ \text{ S}$ ) no inverno. Adjacente a esta, resultado da mistura entre a PRP e a AT, está a ASTP, ocupando a camada superficial e mediana da PC.

As menores densidades ( $< 24.5 \text{ Kg m}^{-3}$ ) são observadas próximo à costa na figura 4.10 c, resultado da influência de águas de baixa salinidade, apesar da perda de calor do oceano para a atmosfera durante este período. As maiores densidades ( $> 26.25 \text{ kg/m}^3$ ), estão associadas as águas com baixa temperatura localizadas na região oceânica.

O cruzeiro de verão (Fig. 4.10 d) apresenta uma estratificação térmica mais acentuada do que o cruzeiro de inverno. Sobre a PC interna o gradiente chega a atingir o valor de  $0.29^\circ \text{ C m}^{-1}$ , tendendo a se atenuar em direção a região oceânica. Este forte gradiente está associado a diferença de temperatura entre as águas superficiais, aquecidas devido ao aumento da radiação solar e à penetração, sobre a PC, de águas oceânicas com temperaturas menores do que  $18^\circ \text{ C}$  e salinidade entre 35.5 e 36 típicas da ACAS.

A estrutura halina é apresentada na figura 4.10 e. A ASTP ( $S < 36$ ) está presente região mais costeira da PC, misturando-se com a ACAS, que é encontrada junto ao fundo da plataforma. Zonas com salinidades superiores a 36 são ocupadas pela AT, a qual é encontrada a partir de 70 km de distância da costa.

Valores de densidade inferiores a  $22.75 \text{ Kg m}^{-3}$  são observados na figura 4.10 f. Esses valores são o resultado da combinação entre o aquecimento das águas superficiais durante o verão, aliado as relativas baixas salinidades locais. De acordo com [Möller et al. \(2008\)](#) é difícil estabelecer qual a origem destas águas já que, a vazão dos rios presentes no entorno é muito baixa para reduzir a salinidade ( $100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ). É provável que sejam vestígios da água da PRP que ocupou a PC durante os períodos que antecederam a amostragem.



**Figura 4.10**—Distribuição vertical de temperatura (a,d), salinidade (b,e), e densidade (c,f) para a seção 11, localizado próximo a Bombinhas durante o inverno (painel esquerdo) e verão (painel direito). Os triângulos invertidos numerados indicam as posições das estações.

## **Análise de massas de água**

### ***Percentual de mistura***

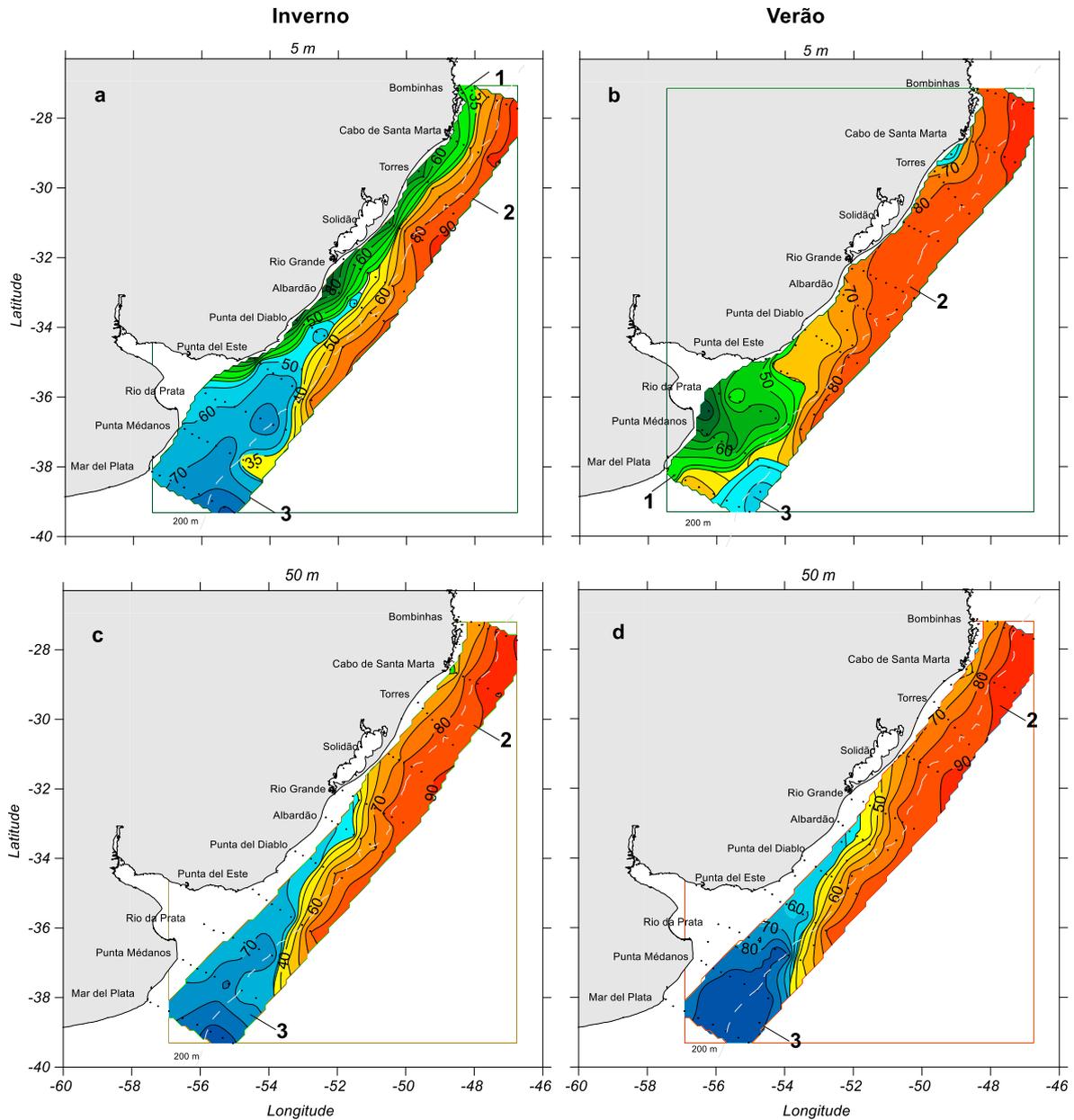
Como mencionado anteriormente, a análise de massas d'água aplicada a plataforma é baseada no triângulo de mistura das três principais massas de água presentes sobre a PC da área de estudo: APP, AT, ASAP. A estimativa dos índices termohalinos foi feita a partir da intersecção de retas traçadas aproximadamente tangentes aos trechos da curva TS.

A figura 4.11 apresenta a distribuição do percentual de mistura para 5 e 50m de profundidade, durante os cruzeiros de inverno (Fig. 4.11 a, c) e verão (Fig. 4.11 b, d). Valores próximos a 100 representam o limite superior do percentual, indicando a massa d'água no estado mais puro. Valores próximos a 35 significam que esta apresenta-se bem misturada.

Durante o cruzeiro de inverno (5 m - Fig. 4.11 a), a APP ocupa uma estreita faixa costeira que se estende desde a desembocadura do RdP até o limite norte da área de estudo, onde apresenta até 40% das suas características originais. Conforme discutido anteriormente, a PRP alcança regiões distantes do local de origem durante os meses de inverno devido à ação dos ventos de SW que fazem com que ela permaneça junto à costa e se desloque aproximadamente 1200 km (MÖLLER et al., 2008). Conforme Kourafalou (1996), ventos de SW podem enfraquecer as correntes superficiais promovendo mistura, espalhando a pluma sobre a PC e formando um jato costeiro no hemisfério sul.

A ASAP, oriunda da PC Argentina, está presente sobre uma grande parte da área de estudo. A partir da metade da desembocadura do RdP, até a altura próximo a localidade do Albardão, a ASAP separa a APP da AT e não ocorre mistura entre estas duas massas de água. A AT ocorre a partir da PC externa em quase todo domínio e, ao norte do Albardão, se mistura com a APP, formando a ASTP. Na região localizada mais ao sul, a

AT com percentuais de mistura próximos a 40%, interage diretamente com a ASAP, representando o sinal da FSTP em superfície (Fig. 4.11 a).



**Figura 4.11** - Percentual de mistura para inverno (esquerda) e verão (direita) na superfície (a, b) e 50m (c, d). A cor verde é utilizada para a APP (1), a vermelha para AT (2) e a azul para ASAP (3). O intervalo das isolinhas é de 10% com exceção do limite inferior que é de 35%.

Na distribuição de percentual a 50m de profundidade (Fig. 4.11 c) a APP não é detectada. Esta pluma atinge profundidades menores e próximas a costa durante este

período. A presença marcante da FSTP pode ser observada a partir da interface entre ASAP e a ASTP. O limite norte da FSTP está localizado em torno de latitude de Rio Grande. Na descrição da FSTP, [Piola et al. \(2000\)](#) constatam que não existem registros de ASAP e nem da ASTP ao norte e ao sul da frente, respectivamente. Tanto a ASAP quanto a AT apresentam percentuais próximos a 90% nos extremos sul e norte da área estudada.

Durante o cruzeiro de verão a maior diferença observada no percentual das massas d'água (Fig.4.11 b), em relação ao período de inverno, está relacionada a presença da APP sobre a PC sul do domínio. Conforme abordado anteriormente, o padrão de vento observado se caracteriza por uma grande variabilidade sazonal, sendo predominantemente do quadrante S-SE durante o verão, como descrito pelo estudo de [Strubb et al. \(2015\)](#), o que faz com a pluma se expandem direção ao oceano.

A AT, com um percentual alto (80%), ocupa regiões próximas a costa, que durante o inverno foram cobertas pela APP. A ASTP está presente em parte da PC, ao sul de 32° S, sendo misturada com a APP e com a pequena parcela da ASA (ou ASAP) situada ao redor da quebra de plataforma.

Outro ponto que chama atenção é um pequeno núcleo de ACAS, localizado junto a costa, entre Torres e o Cabo de Santa Marta. Como já discutido neste capítulo, a proximidade com o Cabo favorece a ocorrência de eventos de ressurgência que ocorrem associados a ventos de NE ([CAMPOS et al., 2013](#)).

Em 50m (Fig. 4.11 d), a semelhança na distribuição das massas d'água em relação ao inverno é evidente, com a posição da FSTP atingindo a latitude próximo ao Albardão, conforme sugerido por [Piola et al. \(2000\)](#). A ASAP, mais fria e conseqüentemente mais densa, se localiza abaixo da APP, como também observado por [Piola et al. \(2000\)](#). Estes autores revelam que a ASAP é encontrada no fundo da PC

externa durante o verão. O restante da PC é preenchido pela ASTP, resultado da mistura isopical com a ASAP e a AT ocorre a partir da PC externa.

### ***Diagramas TS estatístico-volumétricos***

As análises TS-V foram realizadas para avaliar a contribuição relativa de cada massa de água sobre a PC, para cada estação analisada. A Figura 4. 12 mostra os diagramas TS-V com distribuição dos volumes parciais de cada uma das classes consideradas (T - 0.5° C e S - 0.2) para os cruzeiros de inverno e verão, respectivamente. Os histogramas de temperatura e salinidade indicam o somatório do volume de cada uma das classes escolhidas no seu respectivo eixo. A tabela 4.1 mostra a estimativa percentual da contribuição do volume individual de cada massa de água durante os cruzeiros de inverno e verão. Como mencionado no capítulo 3, o somatório das áreas parciais de cada cruzeiro foi de 286.535 km<sup>2</sup> durante o inverno e 271.524 km<sup>2</sup> e durante o verão, para regiões sobre a PC com profundidades menores que 200 m.

Para a estimativa dos volumes das massas de água e conseqüentemente para análise da importância relativa de cada uma delas, as massas de água foram divididas em: Água da Pluma do Prata (APP); Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Subtropical de Plataforma (ASTP), e a Água Subantártica de Plataforma (ASAP).

A figura 4.12a mostra o diagrama TS-V para o período de inverno onde destacam-se os volumes com predominância da influência de águas contrastantes, de origem subantártica (ASAP e também ASA) e tropical e subtropical (AT, ASTP e ACAS). Este fato é evidenciado pela aparência bimodal da distribuição de salinidade e temperatura. Este diagrama também nos fornece informações quantitativas em relação aos volumes de água com intervalos termohalinos definidos anteriormente. Assim, a maior parte do volume total,

cerca de  $6.429 \text{ km}^3$  é ocupado pela ASAP, que praticamente está presente em toda coluna d'água dos quatro perfis localizados mais ao sul da área de estudo.

Outra massa de água que contribuiu significativamente, formando boa parte das águas superficiais sobre a PC do ASO, foi a APP com um volume de  $4180 \text{ km}^3$ . Durante o período de inverno, quando a frequência de passagem de frentes meteorológicas é maior, aumenta a ocorrência dos ventos de SW (LIMA e CASTELLO, 1995; LIMA et al., 1996). Esses ventos forçam a propagação da PRP em direção ao norte, separando a ASTP, a ACAS, e a AT da costa e por este motivo, a porção ocupada por cada uma delas é menor. A ASTP apresentou um volume de  $3574 \text{ km}^3$ , a ACAS  $2617 \text{ km}^3$  e AT  $1387 \text{ km}^3$ . O retângulo 1 (Fig. 4.12a) representa a mistura da APP com a ASTP ( $\sim 1520 \text{ km}^3$ ) e o retângulo 2, as porções mais frias associadas às misturas entre a APP com ASAP ( $\sim 750 \text{ km}^3$ ).

A presença da FSTP é evidente no diagrama TS do inverno (Fig 4.12a). A grande diferença de temperatura entre a ASAP ( $T < 11 \text{ }^\circ\text{C}$ ) e a ASTP ( $T > 14 \text{ }^\circ\text{C}$ ) impede que ocorra mistura entre essas massas de água.

O diagrama TS-V para o cruzeiro de verão (Fig. 12b) apresenta diferenças significativas em relação ao inverno, principalmente no que diz respeito ao volume ocupado pela APP que foi de  $2114 \text{ km}^3$ , quase a metade daquele calculado para o inverno. Esta redução pode ser compensada pela exportação das águas de baixa salinidade para fora da região coberta pelo cruzeiro de verão ou pela mistura com águas de maior salinidade como a ASAP ou a ASTP.

Estes resultados estão de acordo com Piola et al. (2000), que calculou o volume para águas com salinidades inferiores a 33.65 e encontrou  $3890 \text{ km}^3$  no inverno e  $3240 \text{ km}^3$  no verão. A frequência de ventos de NE, predominantes durante o verão, contribui para a expansão de plumas de baixa salinidade em direção ao oceano (SOARES, 2003). Desta

forma, [Piola et al., \(2005\)](#) identificam o vento de NE como o fator mais importante na retenção da PRP próximo a sua desembocadura.

Outra diferença importante foi a contribuição da AT que, durante o verão, ocupa porções significativas na PC brasileira, apresentando mais do que o dobro do volume calculado para o inverno, passando de 1387 km<sup>3</sup> para 3466 km<sup>3</sup>.

A penetração da ACAS sobre a PC externa e média, devido a processos de mesoescala da CB e ressurgência durante os meses de verão, é refletida com um leve aumento no volume desta massa de água (3206 km<sup>3</sup>). A ACAS é observada preenchendo o fundo da PC na região em torno do Cabo de Santa Marta.

O volume ocupado pela ASAP não varia muito, passando de 6.429 km<sup>3</sup> para 5.112 km<sup>3</sup>. A característica mais notável é a grande mudança sazonal de temperatura, de aproximadamente 10°C no inverno para <20°C no verão. [Piola et al. \(2000\)](#) também indicam essa variação sazonal.

As águas associadas a mistura entre a PRP e a ASTP (retângulo 1, figura 4.12b) apresentam uma diminuição acentuada de volume (245 km<sup>3</sup>) As porções mais frias (retângulo 2), associadas às misturas da PRP com a ASAP, não se alteraram significativamente (890 km<sup>3</sup>).

Como visto na tabela 4.1, a soma total do percentual individual de cada massa de água durante o cruzeiro de verão, não alcança 100%. Alguns pontos observados no diagrama TS (Fig. 4.12b) estão localizados fora dos intervalos termohalinos, indicando mistura entre a ASAP e ASTP. Isso se deve à mistura isopicnal que ocorre durante os meses de verão, quando há estratificação e as isopicnais tornam-se paralelas. Durante o inverno as isolinhas de densidade são verticais não permitindo tal mistura ([PIOLA et al., 2008](#)). As estações que não alcançam 100% estão localizadas na seção Albardão (51, 52 e 53) e Punta del Diablo (42), localizadas justamente próximo a FSTP. A mistura entre a ASAP e a ACAS, que

somente pode ser vista no verão em profundidades menores de 200 m, também está localizada fora do limite dos intervalos adotados.

**Tabela 4.1 – Percentual de volume calculado através do diagrama TS-V para estações localizadas entre a isóbata de 200 m e a costa.**

<b>Massa de Água</b>	<b>Inverno</b>	<b>Verão</b>
	% do volume total (18.239 km <sup>3</sup> )	% do volume total (17.332 km <sup>3</sup> )
APP	22.92	12.20
AT	7.60	20
ASTP	19.60	17.80
ASAP	35.25	29.50
ACAS	14.35	18.50

A estrutura complexa da região de estudo estende-se desde a plataforma até a área da CBM. Para o profundo entendimento das conexões que ocorrem entre estas duas áreas, na próxima seção serão discutidos os dados hidrográficos históricos da região de estudo.

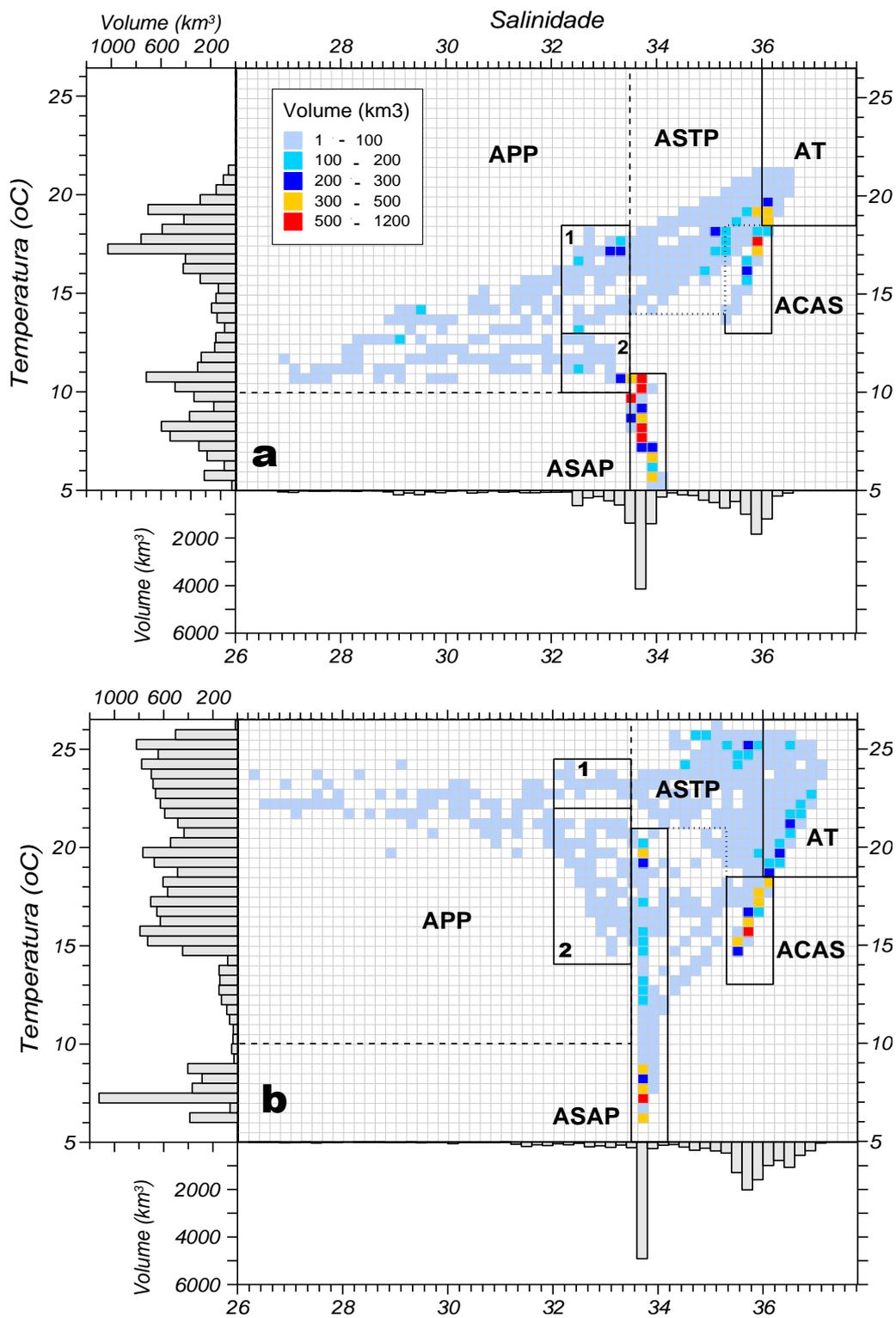


Figura 4.12– Diagrama TS-V para PC (a) durante o inverno e (b) durante o verão. As cores indicam os volumes ( $\text{km}^3$ ) para cada classe de intervalo escolhida ( $T - 0.5^\circ \text{C}$  e  $S - 0.2$ ). O retângulo 1 representa a mistura da APP com a ASTP e o retângulo 2, a mistura entre a APP e a ASAP.

## Região oceânica do ASO

### Hidrografia da CBM

Nesta seção serão mostrados e discutidos os resultados alcançados a partir de dados hidrográficos, utilizados para caracterizar a região da CBM, bem como para calcular a velocidade geostrófica e o transporte das águas de baixa salinidade pela região.

A figura 4.13, reúne as radiais 1,3, 6 e 7, realizadas ao longo da CBM (localizadas na figura 3.4 – capítulo 3). O painel “a” representa um cenário típico da exportação das águas de baixa salinidade, considerando os dados históricos na região da CBM (linha alaranjada) juntamente com a posição das radiais escolhidas. A profundidade máxima apresentada em cada radial é de 1200 m, coincidindo com o nível de referência escolhido para o cálculo das velocidades geostróficas (com exceção da radial 7, onde a profundidade máxima foi de 500 m). A primeira estação de cada radial é utilizada como referencial para o cálculo da distância total.

Em todas radiais, é observada uma camada superficial de águas de baixa salinidade (Fig 4.13 b,e,h,k). A linha branca delimita salinidades inferiores a 33.8. Esta camada varia entre 10 a 140 m de profundidade e entre 10 e 90 km de largura. Os diagramas TS (Fig. 4.13 d,g,j,m) identificam a presença de águas de diversas origens nesta região. Em alguns perfis, as águas da pluma do RdP interagem com a ASAP a qual também se mistura com a ACAS. A ASTP é o resultado da mistura da AT com as águas presentes na PC.

Os transportes geostróficos das camadas com salinidades inferiores a 33.8 variaram entre 0.15-1.2 Sv (Tab. 4.2) em direção ao sul, de acordo com a hipótese de que as águas da PC são exportadas pela CBM, retornando para o sul próximo ao jato entre o retorno da CM e a CB. O transporte total da PC patagônica foi estimado por [Forbes e Garraffo \(1988\)](#) e [Piola e Rivas \(1997\)](#), e variou entre 1-2 Sv. Estimativas mais recentes de [Palma et al. \(2008\)](#), baseadas em resultados numéricos, estão entre 0,65-0,78 Sv. [Matano et al. \(2014\)](#) encontrou,

através do modelo numérico ROMS (*Regional Ocean model System*), valores de 1.15 Sv para a PC Argentina, próximo a desembocadura do RdP. Este autor também estimou o transporte médio anual da PC em direção ao oceano e encontrou o valor de 1.21 Sv. Logo, os transportes calculados para as camadas de baixa salinidade são da mesma ordem de grandeza.

**Tabela 4.2 – Transporte estimado da camada de salinidade inferior a 33.8.**

Seção	Período	Transporte (Sv)**	Transporte total da seção (Sv)	Latitude média (°S)	Distância média entre estações (km)
1	Fev90-2	-1.20	-8.62	-36.3131	7.7281
2	Nov88	-1.20	-15.811	-36.5530	40.862
3	Fev90-3	-0.52	-17.48	-37.2553	19.396
4	Mar94	-0.15	-11.45	-38.5562	37.690
5	Mar93	-0.71	-22.93	-38.9432	29.851
6	Set94	-0.21	-16.60	-39.0183	39.257
7	*Set91	-0.37	-3.36	-39.8287	3.063

\*As estações desta seção não alcançaram profundidades superiores a 500 m e por isto esse foi considerado o nível de referência.

\*\* transporte do filamento de baixa salinidade, responsável pela exportação das águas da PC para a região oceânica.

Nas radiais 1 e 3, realizadas no mês de fevereiro, em uma situação típica de verão, é possível observar as maiores espessuras da camada de baixa salinidade. Na radial 1 posicionada ao norte da área de estudo, esta camada apresenta ~20 km de largura (Fig 4.13 b), situada mais próximo à quebra de plataforma. A velocidade geostrófica (Fig. 4.13 c), próximo à área onde se concentra a camada de baixa salinidade, varia entre -0.1 a -0.8 ms<sup>-1</sup> e o transporte calculado é de 1.2 Sv. Devido à relativa proximidade com a desembocadura do RdP, o diagrama TS (Fig. 4.13 d) indica a presença de águas com salinidades menores que 33.5 (APP). A ASAP, misturando-se com a APP também é encontrada nesta camada. A

radial 3, localizada na latitude média de 37.25° S, mostra a presença de espessa camada de salinidade inferior a 33.8 (Fig. 4.13 e), atingindo distâncias superiores a 80 km a partir da isóbata de 200 m. A velocidade geostrófica (Fig 4.13 f), calculada para esta camada, variou entre -0.1 e -0.5 ms<sup>-1</sup>. As massas de água encontradas nesta radial, são as mesmas encontradas na radial anterior (Fig 4.13 g). O transporte da camada de baixa salinidade, observado na radial 3 (-0.52 Sv – Tab. 4.2), correspondeu a menos da metade do transporte calculado na radial 1, para a mesma época do ano (Fevereiro – *Cruzeiro Confluence*). O decréscimo deste valor está relacionado com as baixas velocidades encontradas nesta camada, desta radial.

As radiais 6 e 7, ambas realizadas durante o período de primavera, estão localizadas na porção sul da área de estudo, como identificado na figura 4.13 a. Nestas radiais é possível observar o quão distante este filamento pode alcançar. Na radial 6 (setembro/94), a espessura da camada de baixa salinidade é inferior a 25 m (Fig 4.13 h). A velocidade calculada (Fig. 4.13 i) para esta região foi menor do que a calculada para as radiais anteriores (-0.2 e -0.3 ms<sup>-1</sup>) e o transporte, conseqüentemente, também (-0.21 Sv – Tab. 4.2). O diagrama TS (Fig 4.13 j) indica que as águas com S<33.8 são de origem subantártica. Na radial 7 (setembro/91), localizada mais ao sul da área de estudo, a espessura da camada (Fig 4.13 k) chega aos 40 m de profundidade, entretanto esta é bastante estreita, com apenas 9 Km de largura. A velocidade encontrada (Fig. 4.13 l) é de -0.8 ms<sup>-1</sup>, com transporte de -0.37 Sv (Tab 4.2) e, como na seção anterior, a massa de água que contribui com o filamento é a ASAP.

O cenário descrito acima, caracterizando o filamento de baixa salinidade, representa como se comporta a circulação local durante o verão e a primavera. Esta situação típica se mantém durante as duas estações, independente do ano analisado.

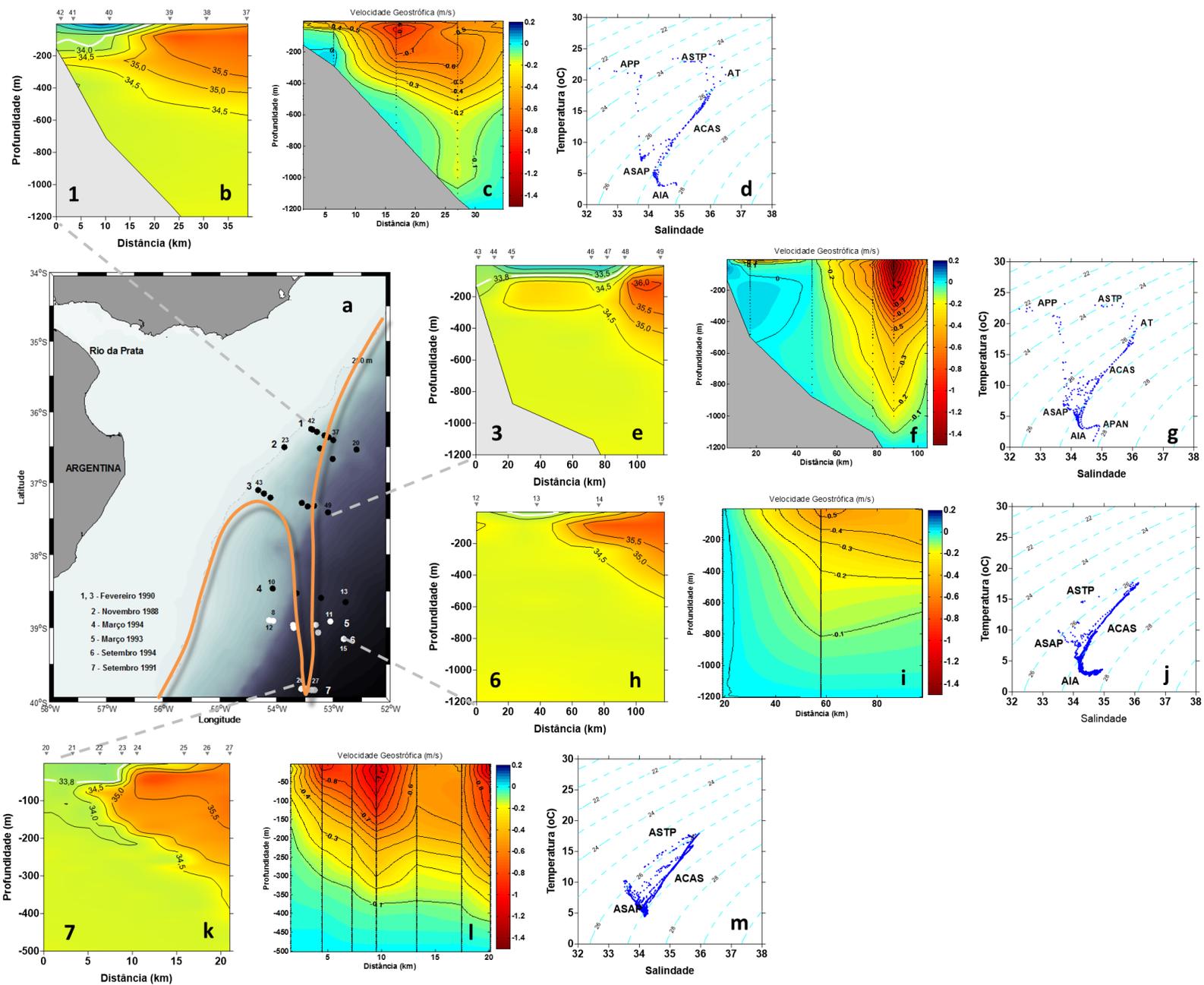


Figura 4.13 – Esquema da distribuição do filamento de baixa salinidade (linha laranja) baseado nos dados hidrográficos na região da CBM (a), salinidade (b), velocidade geostrófica (c) diagrama TS (d). Os números 1,3,5 e 7 são relativos a cada radial analisada. A linha branca, em cada radial, delimita salinidade inferiores a 33,8.

Os resultados observados estão de acordo com aqueles descritos por [Gordon \(1989\)](#) e [Provost et al. \(1996\)](#), os quais encontraram águas com baixa salinidade na região da CBM. O primeiro autor afirma que na região de retorno da CM, existem células alongadas com influência do RdP, entretanto estes autores não calcularam fluxos.

A contribuição da APP, no filamento de baixa salinidade, é relativamente pequena, ocorrendo nos meses de verão (março) e, coincidentemente, nas seções localizadas próximo a isóbata de 200 m e da desembocadura do RdP. Já as seções localizadas mais ao sul e mais distantes da costa, apresentam apenas a influência da ASAP.

A evolução espaço-temporal deste filamento será melhor compreendida na próxima seção, através dos resultados das simulações numéricas para o período de um ano.

### **Simulações numéricas**

Os resultados obtidos através das simulações do modelo numérico oceânico POM têm sido amplamente utilizados e avaliados de maneira satisfatória para o oceano ASO ([PALMA et al., 2002](#); [PALMA et al., 2004 a](#); [PALMA et al., 2004 b](#); [PIOLA et al., 2005](#); [PIMENTA, 2005](#); [PALMA et al., 2008](#); [PIMENTA e KIRWAN, 2014](#)). Neste trabalho, a utilização dos resultados gerados a partir de um ano de simulação deste modelo, destina-se a observar e quantificar as intrusões das águas da PC na CBM e descrever e analisar os processos oceânicos envolvidos, verificando a variabilidade destes na região de estudo.

De forma geral, os resultados do modelo representaram as principais feições da circulação do ASO, descritas tanto no capítulo 2, quanto nas seções anteriores deste capítulo.

### **Médias mensais**

A seguir serão apresentadas as médias mensais superficiais de salinidade e velocidade, obtidas a partir dos resultados do modelo. A figura 4.14 mostra os campos médios horizontais

mensais durante os seis primeiros meses do ano. A linha preta contínua indica a posição da isóbata de 200 m e a linha branca indica a posição da isolinha de 33.8, limite superior da salinidade das águas da PC Argentina e objeto deste estudo.

A distribuição da velocidade, representada em forma de vetores, e da salinidade média, durante o mês de janeiro é apresentada na figura 4.14 a. Durante este período, as velocidades da PC Uruguaia e Sul-Brasileira exibem, em média, direção SW e a PC Argentina, direção NE. O jato bem organizado da CB desloca-se para SW influenciando a PC externa, apresentando altos valores de salinidade ( $S > 36$ ) característicos da AT. O fluxo da CM, menos intenso, aparece fluindo para NE, sobre talude, com salinidades próximo a 34. Estes dois fluxos opostos se encontram próximo a  $38^\circ$  S formando a CBM, onde os maiores valores de velocidade são observados ( $\sim -0.8 \text{ m s}^{-1}$ ).

O campo de salinidade é homogêneo em grande parte do domínio, com exceção da região sob influência da PRP. Águas influenciadas por esta pluma ( $S < 33.5$ ) ficam restritas a regiões localizadas próximo a latitude de  $32^\circ$  S. A isohalina de 33.8 é paralela a isóbata de 200 m em quase todo domínio onde ela ocorre, com exceção da região próximo à desembocadura do RdP. Durante o mês de janeiro esta isohalina se projetou em direção ao oceano profundo, com uma largura de aproximadamente 200km. A velocidade média no interior desta feição variou bastante, com as maiores velocidades ( $\sim -0.6 \text{ m s}^{-1}$ ) localizadas próximo a CB.

Durante o mês de fevereiro (Fig. 4.14 b), o campo de velocidade permaneceu praticamente inalterado, quando comparado ao mês de janeiro. As águas de baixa salinidade, oriundas do aporte do PRP e da LP, foram observadas até a latitude de  $31^\circ$  S. Esta distância vai um pouco além da encontrada por [Möller et al. \(2008\)](#) ( $\sim 32^\circ$  S) a partir de observações hidrográficas durante o mês de fevereiro. O jato da CB, aparece mais organizado, principalmente na região de encontro com a CM ( $\sim 37^\circ$  S), onde ambas retrofletem, formado

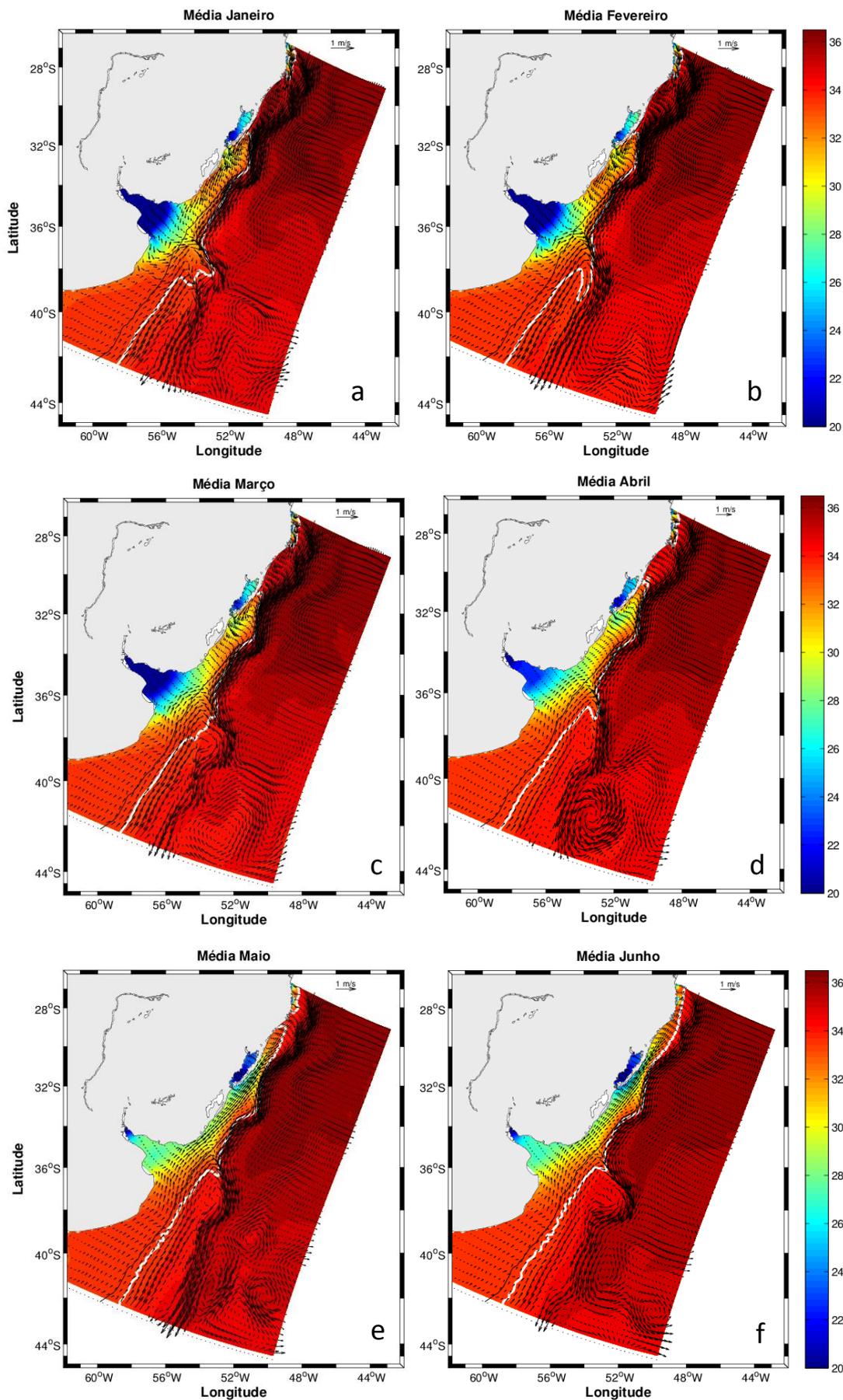


Figura 4.14 – Médias mensais de velocidade e salinidade superficial durante janeiro (a), fevereiro (b), março (c), abril (d), maio (e) e junho (f). A linha preta contínua indica a posição da isóbata de 200 m e a linha branca indica a posição da isolinha de 33.8.

um giro anticiclônico e ciclônico, respectivamente. De acordo com Olson et al. (1988) a CB retroflete em torno de 36°S-38°S e desenvolve ondas de 300-400 km de comprimento. A maior diferença observada, em relação ao mês de janeiro, está na forma afilada que a isohalina de 33.8 adquire próximo a desembocadura do RdP. Esta estrutura apresenta a forma típica de um filamento com ~270 km de comprimento e 90 km de largura, na porção mais próximo a PC, e ~25km na porção mais distante. Como observado em janeiro, a velocidade no interior deste filamento é da ordem de  $0.4 \text{ m s}^{-1}$  com a presença de uma forte componente perpendicular as isóbatas, denotando um fluxo de exportação de águas da PC em direção ao oceano.

Como observado na figura 4.14 c, a circulação média do ASO para o mês de março, representada pela distribuição vetorial da velocidade, não apresentou diferenças significativas em relação aos meses anteriores. A linha branca, que representa a salinidade de 33.8, aparece mais retraída, apresentando suave projeção em direção *offshore*.

Diferente dos meses anteriores, durante o mês de abril, ocorre uma estrutura persistente, em forma de vórtice anticiclônico, na região da CBM, possivelmente alterando os valores de velocidade da corrente do entorno. A isohalina de 33.8 apresenta uma leve projeção em direção ao oceano profundo.

No mês de maio (Fig 4.14 e) a circulação da PC Sul-brasileira e uruguaia é, em média, orientada para NE até a região próxima ao CSM. A inversão no sentido dos vetores no campo da velocidade coincide com a distância máxima que as águas com salinidades inferiores a 33.8 alcançam. A PC Argentina também apresenta velocidades em direção a NE. A projeção da linha de 33.8, em direção a região oceânica, se encontra alinhada com margem norte do RdP e a área ocupada por tal feição é relativamente pequena. Os valores de velocidades superficiais neste local são da ordem de  $-0.4$  a  $-0.5 \text{ m.s}^{-1}$ . Ao largo do talude Argentino uma corrente mais intensa flui em direção ao norte (CM). Esta corrente se encontra com a CB

(~36°S), a qual aparece como um fluxo intenso, próximo à quebra de plataforma, orientado em direção ao sul.

A figura 4.14 f ilustra o cenário durante o mês de junho, evidenciando que as águas com salinidades inferiores a 33.8, incluindo àquelas com influência do RdP e da LP (<33.5), percorrem aproximadamente 200 km, alcançando o domínio norte da região de estudo. De acordo com [Piola et al. \(2008\)](#), a velocidade de propagação da pluma do RdP em direção ao norte, estimada a partir de dados de Clorofila Satelital, varia entre 110 a 200 km/mês. A circulação média superficial sobre a PC Sul-Brasileira e Uruguaia e Argentina está orientada em direção a NE. Neste período, a projeção da isohalina de 33.8 em direção a região oceânica é semelhante ao mês de maio, sua posição se encontra alinhada com margem norte do RdP.

A figura 4.15 mostra o campo horizontal de salinidade e velocidade médio, de julho a dezembro. Durante o mês de julho (Fig 4.15 a), salinidades inferiores a 33.8 são observadas em toda PC interna da área de estudo, incluindo também águas com influência do RdP ( $S < 33.5$ ), localizadas ao norte da desembocadura deste rio. A isohalina de 33.8 apresenta um comportamento semelhante ao mês de junho, apresentando entretanto uma projeção em direção ao oceano profundo com maiores proporções ( $L \sim 200\text{km}$ ). As velocidades médias sobre a PC variaram bastante. Do sul do domínio até aproximadamente 31° S, o fluxo médio se propaga para NE e a partir desta latitude até o limite norte da área de estudo ocorre uma inversão do fluxo para SW.

Durante o mês de agosto (Fig. 4.15 b) as correntes da PC Argentina (para NE) e sul-brasileira e uruguaia (para SO) convergem para o ponto onde, justamente a linha de 33.8 se estende em direção ao oceano profundo. Este ponto fica localizado próximo a CBM, onde ocorrem persistentes giros, ciclônicos e anticiclônicos. [Garcia et al. \(2004\)](#) indicaram que os vórtices são frequentemente gerados pelos processos de retroflexão associado com reversões

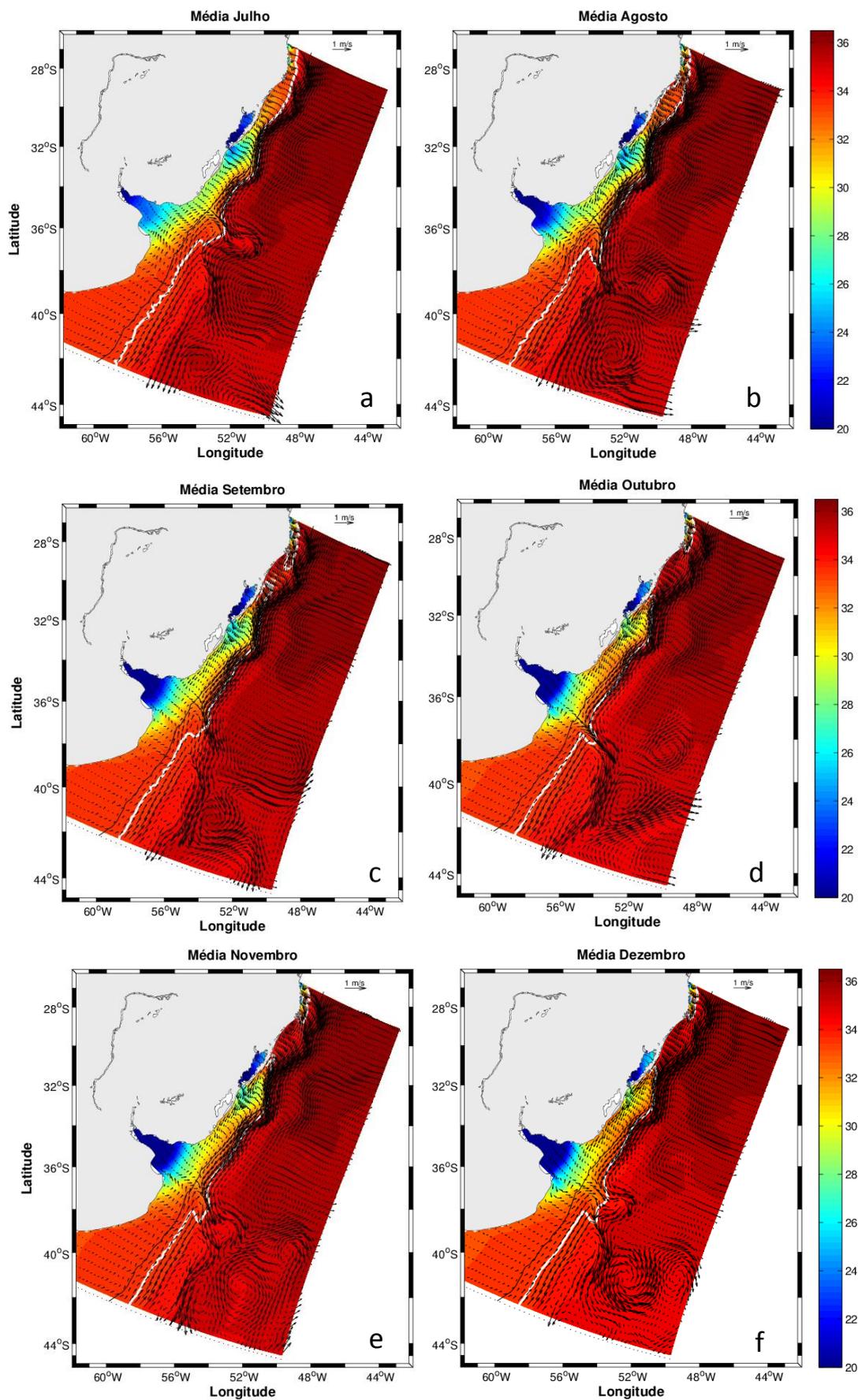


Figura 4.15 – Médias mensais de velocidade e salinidade superficial durante julho (a), agosto(b), setembro (c), outubro (d), novembro (e) e dezembro (f). A linha preta contínua indica a posição da isóbata de 200 m e a linha branca indica a posição da isolinha de 33.8.

na corrente. As águas de baixa salinidade ainda ocupam grande parte da PC ao norte do estuário do RdP.

Durante o mês de setembro (Fig. 4.15 c), a circulação média sobre a PC Sul-Brasileira e Uruguia flui em direção a SW e as águas com salinidades inferiores a 33.8 ficam restritas a sul de 30° S, próximo à localidade de Solidão (~31° S). Em relação ao mês anterior, as águas de baixa salinidade retraíram cerca de 260 km, em conformidade com [Piola et al. \(2008\)](#), que estimaram retração de 230 km mês<sup>-1</sup> das águas de baixa salinidade, utilizando dados de Clorofila-a.

Assim como nos períodos anteriores, a PC Argentina apresenta velocidades superficiais orientadas em direção ao NE, descrita na literatura como Corrente Patagônica ([BRANDHORST e CASTELLO 1971](#)). A linha de 33.8 apresenta uma proeminência em direção a região oceânica semelhante a do mês de julho e apresenta velocidades próximo a 0.5 m s<sup>-1</sup>.

A figura 4.15 d, apresenta o campo médio durante o mês de outubro. Neste mês, as águas de baixa salinidade encontram-se mais retraídas em direção ao sul, próximo a 31° S. A projeção da linha branca, que delimita as águas com salinidades inferiores a 33.8 em direção ao oceano, está ligeiramente deslocada para sul, em comparação com os meses anteriores. No interior desta estrutura foram observadas velocidades de até 1 m s<sup>-1</sup> em um fluxo quase perpendicular à plataforma.

O mês de novembro (Fig. 4.15 e) é caracterizado por apresentar o campo médio semelhante ao mês de outubro, com o fluxo para NE sobre a PC Argentina e para SW sobre as plataformas brasileira e uruguia. Próximo a CBM, é observada intensa atividade de mesoescala. A isohalina de 33.8 se expande em direção ao oceano profundo formando uma feição com aproximadamente 130km de largura e 100 km de comprimento.

A figura 4.15 f apresenta o campo médio para o mês de dezembro. Nela é possível notar um padrão geral de escoamento em superfície semelhante em quase todos meses analisados. A região ocupada pela CB apresenta um meandramento semi-permanente, associado a topografia. Há uma orientação da componente da velocidade perpendicular a isóbata, ao largo da saída do RdP, indicando uma exportação significativa das águas da PC, que apresenta continuidade para o mês de janeiro.

A presença do filamento de baixa salinidade, e conseqüentemente da exportação destas águas em direção ao oceano aberto, ocorre preferencialmente, nos meses de verão, principalmente fevereiro e março. Os meses de primavera e outono são meses transitórios, onde também ocorre exportação, principalmente, através a isóbata de 200 m.

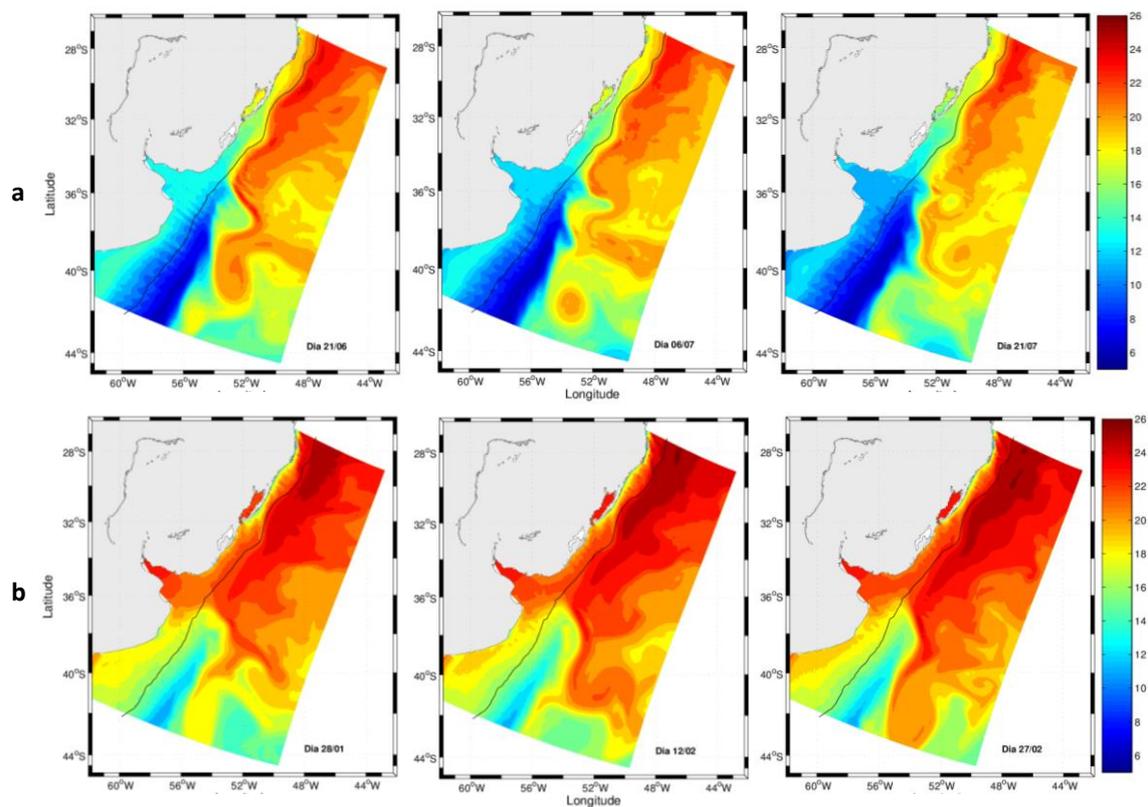
### **Variabilidade sazonal (inverno e verão)**

Nesta seção será feita uma comparação sazonal dos campos de temperatura e salinidade modeladas, durante o inverno e o verão. As diferenças mais evidentes ocorrem entre estes dois períodos. Os meses de primavera e outono não foram apresentados por serem meses de transição. Para as duas estações do ano foram selecionados três dias, com intervalo de 15 dias entre eles. As datas selecionadas foram 21/06, 06/07 e 21/07, para o inverno e 28/01, 12/02 e 27/02 para o verão.

As figuras 4.16 e 4.17 mostram a comparação entre os campos de temperatura e salinidade horizontal superficial modelada, durante o inverno (a) e verão (b).

Durante os meses de inverno (Fig 4.16 a) é marcante a presença da CM ( $6 < T < 15^{\circ}\text{C}$ ) próximo a quebra da plataforma e da Corrente Patagônica sobre a PC. A CB apresenta temperaturas menores ( $\sim 22^{\circ}\text{C}$ ) no restante do domínio. Na região da CBM observa-se intensa atividade de mesoescala evidenciada pelos contrastes dos gradientes térmicos entre a CB e CM.

Durante o período do verão (Fig 4.16 b), a PC argentina apresenta temperaturas variando entre 10 e 18°C, características da Corrente Patagônica, originada da mistura de águas subantárticas provenientes da CM, diluídas por aportes continentais do estreito de Magalhães como descrito em [Brandhorst e Castello 1971](#). Já sobre a quebra da PC, observa-se uma pequena contribuição da CM ( $T < 15^{\circ}\text{C}$ ) como também observado por [Piola e Matano, 2001](#). Ocupando grande parte do domínio do modelo, com temperaturas entre 20 e 25°C é possível verificar a presença da CB. Essa corrente, relativamente quente ( $T > 18.5^{\circ}\text{C}$ ), com seu núcleo atingindo temperaturas maiores que 25°C, flui para o S-SW na camada superficial do Atlântico Sul. No encontro com a CM, neste período, é possível também observar, como no período anterior, forte atividade de mesoescala, evidenciando o quanto energético é este sistema.



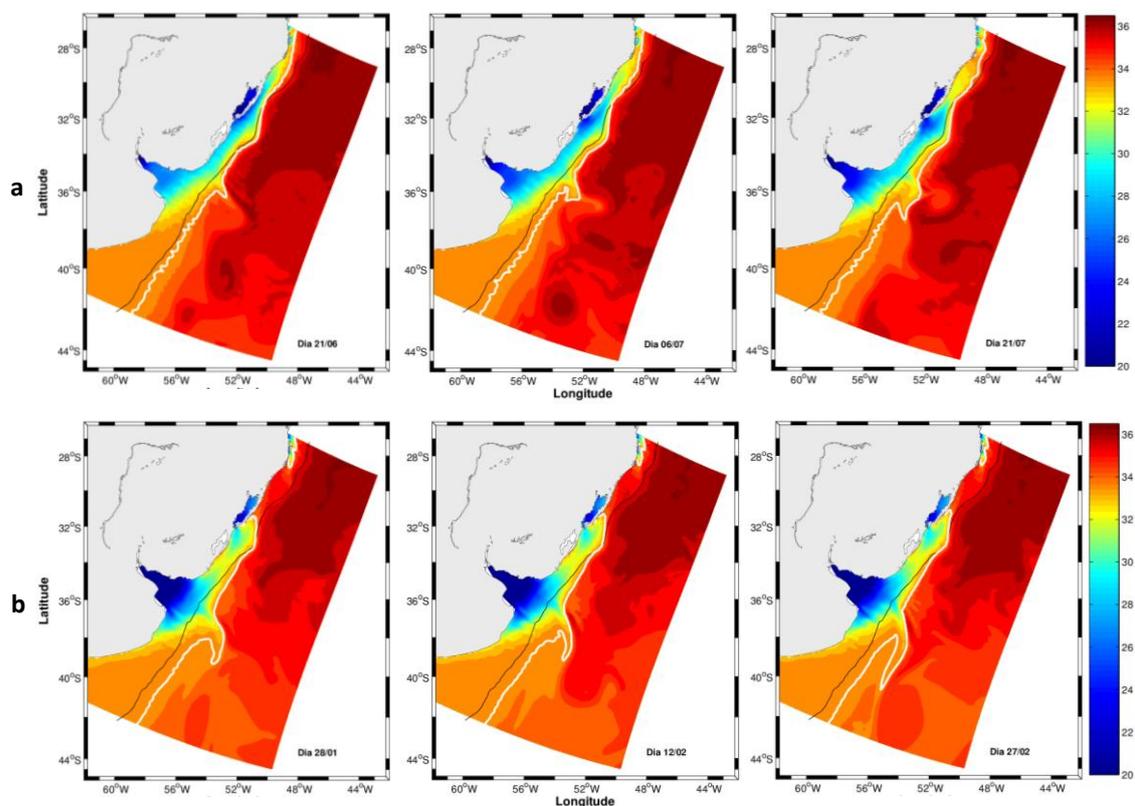
**Figura 4.16 – Comparação sazonal do campo de temperatura horizontal modelada (5m) durante o inverno (a), e (b) durante o verão. A linha preta contínua indica a posição da isóbata de 200 m.**

Inspecionando os campos de salinidade (Fig. 4.17 a) durante o inverno, é possível observar que a PRP ( $S < 33.5$ ) flui, sobre a PC, bordejando a costa em direção a NE. De acordo com [Matano et al. \(2014\)](#), durante o inverno os ventos de SW produzem correntes que advectam águas do RdP em direção a NE criando anomalias negativas de salinidade superficial nesta região. O tempo de defasagem entre o efeito do vento e o a anomalia da salinidade superficial é de 45 dias. Outra característica observada é o gradiente halino formado entre a CB ( $S > 35$ ) e as águas da PC. Uma grande área de salinidades praticamente homogêneas é observada na região oceânica.

Além disso é possível verificar que a exportação das águas da PC (delimitadas pela linha branca) fica restrita a região da quebra de plataforma, apresentando uma pequena projeção da isohalina de 33.8 em direção ao oceano, ao largo da margem norte do RdP. Estes resultados, corroboram com os de [Matano et al. \(2014\)](#) que, utilizando traçadores passivos, durante esta estação do ano, mostraram que as águas da PC são exportadas para o oceano profundo em regiões localizadas ao norte da CBM.

Diferente do período de inverno, a distribuição da salinidade durante o verão (Fig. 4.17 b), mostra que a região do estuário do RdP apresentou, valores de salinidade, inferiores a 26 próximo a sua desembocadura. O alcance da pluma desenvolvida por este rio ficou restrita a regiões ao sul de  $34^{\circ}$  S. De maneira semelhante ao inverno, uma área de salinidades homogêneas, possivelmente associada a CB, é encontrada na região oceânica. Os maiores valores de salinidade ficam restritos a regiões ao norte de  $36^{\circ}$  S. Outra característica importante é a presença e evolução do filamento de baixa salinidade, alcançando regiões além da quebra de plataforma, no interior da CBM. Este filamento evolui no período analisado e, no dia 27/02, cruza quase todas radiais estudadas, alcançando até mesmo a radial 1, localizada mais ao sul da região de estudo (ver posições na Fig 3.6). [Guerrero et al. \(2014\)](#), utilizando

imagens do sensor Aquarius, também mostram exportações de águas de baixa salinidade durante os meses de verão.



**Figura 4.17 – Comparação sazonal do campo de salinidade horizontal modelada durante (5m) durante o inverno (a), e (b) durante o verão. A linha preta contínua indica a posição da isóbata de 200 m e a linha branca indica a posição da isolinha de 33.8**

### **Transporte do filamento de baixa salinidade**

Como esclarecido anteriormente, para quantificar os filamentos de baixa salinidade, foram definidas 6 radiais perpendiculares a PC, próximo a CBM, numeradas do sul para o norte, e 2 perfis longitudinais, próximos as isóbatas de 200 e 1000 m, respectivamente.

O transporte das águas com salinidades inferiores a 33.8, calculado a partir dos resultados do modelo POM, para todo o período, é apresentado nas figuras 4.18 a 4.23. Nestas figuras são ilustradas duas situações distintas, durante o inverno e durante o verão, demonstrando a evolução do filamento de baixa salinidade na área de estudo. Os painéis localizados no lado direito ilustram a situação em que o transporte foi calculado, indicando de

que forma a isohalina de 33.8 chega à região. A linha preta vertical tracejada indica a data escolhida para cada situação.

Como mostra a figura 4.18, durante todo o período analisado houve fluxo das águas da PC ( $S < 33.8$ ) através da seção longitudinal 1 (L1), localizado próximo a isóbata de 200 m. O transporte calculado para esta seção é representado pela linha verde. O valor máximo calculado foi de  $\sim 2.3$  Sv durante o final do mês de março. Nesta situação as velocidades são relativamente altas e área cuja a salinidade é inferior a 33.8 ocupa uma grande região (não mostrado).

Entre a metade do mês de maio e o final de junho as águas com salinidades inferiores a 33.8 não foram observadas na seção longitudinal 2 (L2), localizado mais distante da costa, e em nenhuma das 6 radiais escolhidas. Neste período, marcado na figura 4.18 por um retângulo azul claro, uma parte substancial das águas da PC argentina e as águas RdP são transportadas para norte, como descrito em Piola et al. (2000) e Möller et al. (2008), reduzindo assim a influência destas águas em regiões localizadas mais distantes da costa. Durante este período a

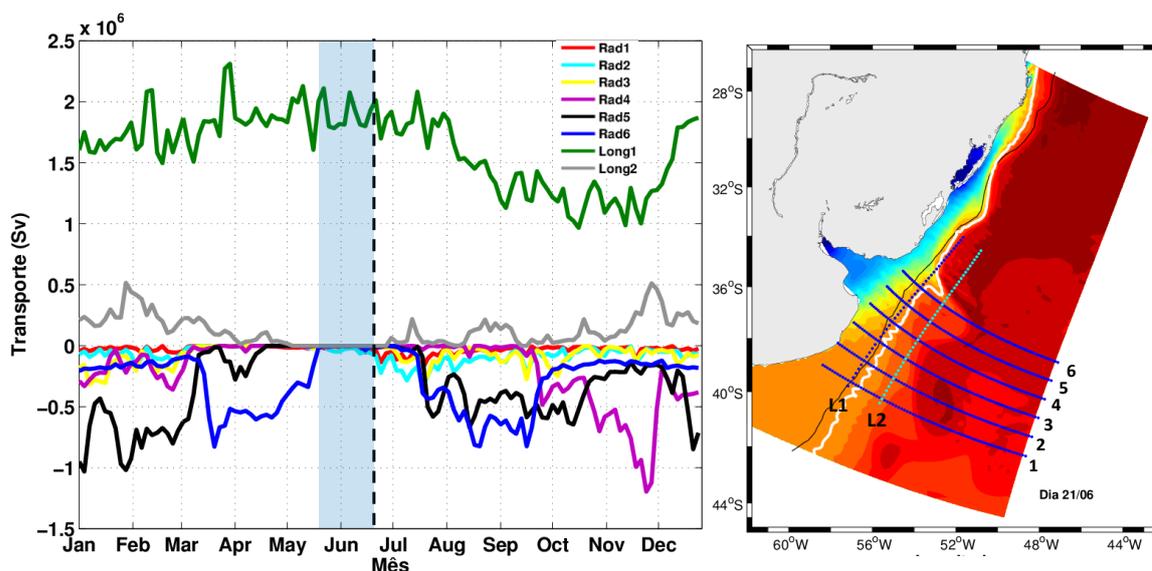
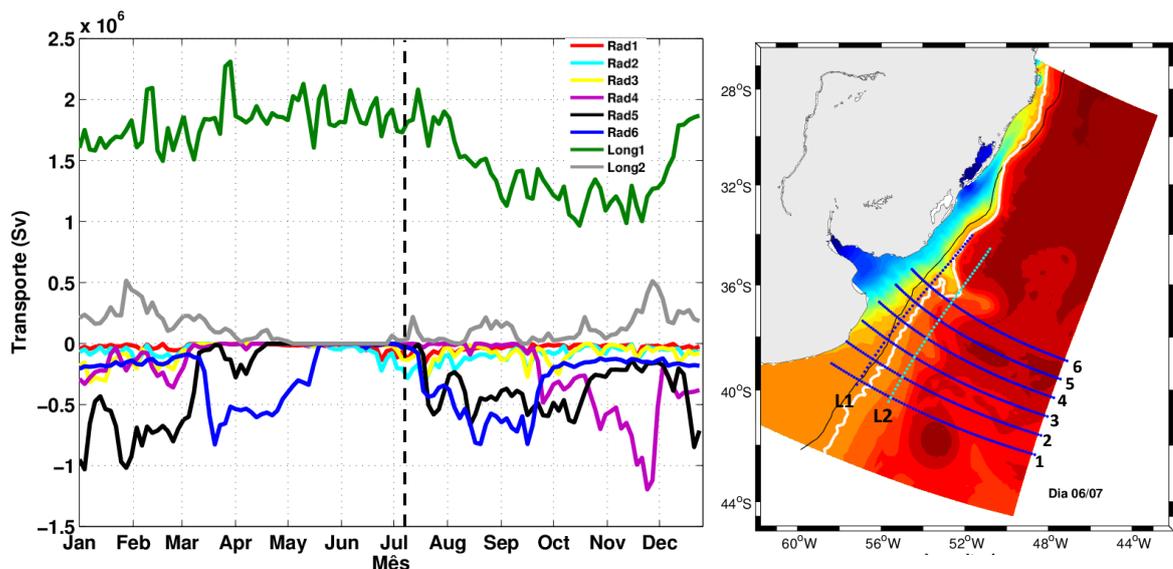


Figura 4.18- Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade ( $<33.8$ ) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado à direita ilustra uma situação de inverno (21/06). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte.

projeção da isohalina de 33.8 apresenta uma área relativamente pequena e está localizada ao norte dos perfis escolhidos, como ilustra a figura 4.18, que representa o dia 21 de junho.

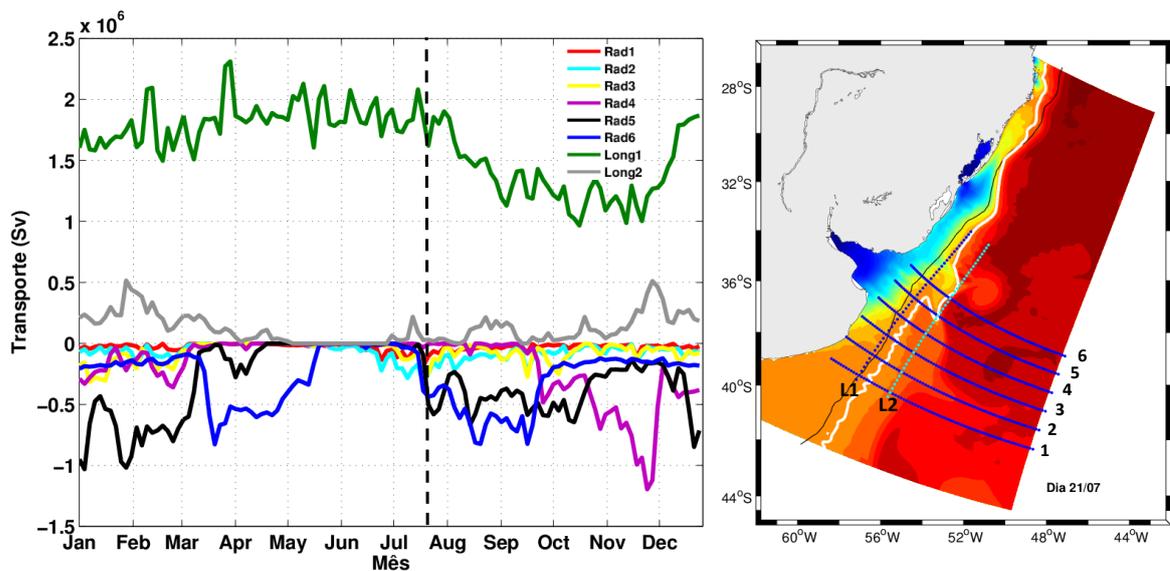
As radiais 1, 2 e 3 (linhas vermelha, ciano e amarela, respectivamente) estão localizadas mais ao sul da área de estudo. Estas radiais apresentam, na maioria do período analisado, menor influência das águas da PC e, conseqüentemente, valores de transporte baixos ( $< -0.25$  Sv). As radiais 4, 5 e 6 (linhas magenta, preta e azul, respectivamente) apresentam transportes que podem chegar próximo a  $-1.2$  Sv.

A figura 4.19 exemplifica outra situação de inverno, que ocorre quinze dias após o período marcado na figura anterior (dia 06 de julho). Nesta data a isohalina de 33.8 evolui, aumentando levemente sua área de abrangência. Os pequenos valores de transporte, observados em algumas radiais estão associados a pequenas inversões de fluxo sobre a PC e não estão associadas ao filamento de baixa salinidade. Esta pode ser uma limitação do método, que leva em consideração todas as áreas cujas salinidades sejam inferiores a 33.8 e as velocidades sejam negativas, para o cálculo do fluxo perpendicular as radiais, incluindo as áreas sobre a PC.



**Figura 4.19-** Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade ( $<33.8$ ) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado à direita ilustra uma situação de inverno (06/07). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte.

Na figura 4.20, representando o dia 21 de julho, e ainda durante o inverno, ocorre um aumento no tamanho do eixo do filamento, paralelo a isóbata de 200 m e o eixo perpendicular não alcança grandes distâncias em direção ao oceano profundo. Isso faz com que os transportes, na seção longitudinal 1 e nas radiais 5 e 6, sejam maiores. Neste período, o filamento de baixa salinidade tangencia a seção longitudinal 2, situado paralelamente a isóbata de 1000 m.



**Figura 4.20-** Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade (<33.8) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado à direita ilustra uma situação de inverno (21/07). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte.

Durante a situação de verão, observada no dia 28 de janeiro (Fig4.21), a isohalina de 33.8 se torna mais alongada, com uma forma típica de um filamento. Este cruza as duas seções longitudinais, e atinge as radiais 3, 4, 5 e 6. As seções longitudinais 1 e 2 apresentaram transporte de 1.8 e 0.5 Sv, respectivamente. Para a radial 4, localizada na porção média desta feição, o transporte calculado foi de -0.2 Sv. Por sua vez, a radial 5, apresenta um transporte de aproximadamente -1 Sv. Este valor é devido a grande área atingida pelo fluxo perpendicular a radial. Durante os meses de verão, devido aos ventos de nordeste, a pluma

fica retida mais ao sul (MÖLLER et al., 2008), e as águas com salinidades inferiores a 33.8 se espalham em direção ao oceano aberto, atingindo a região da CBM.

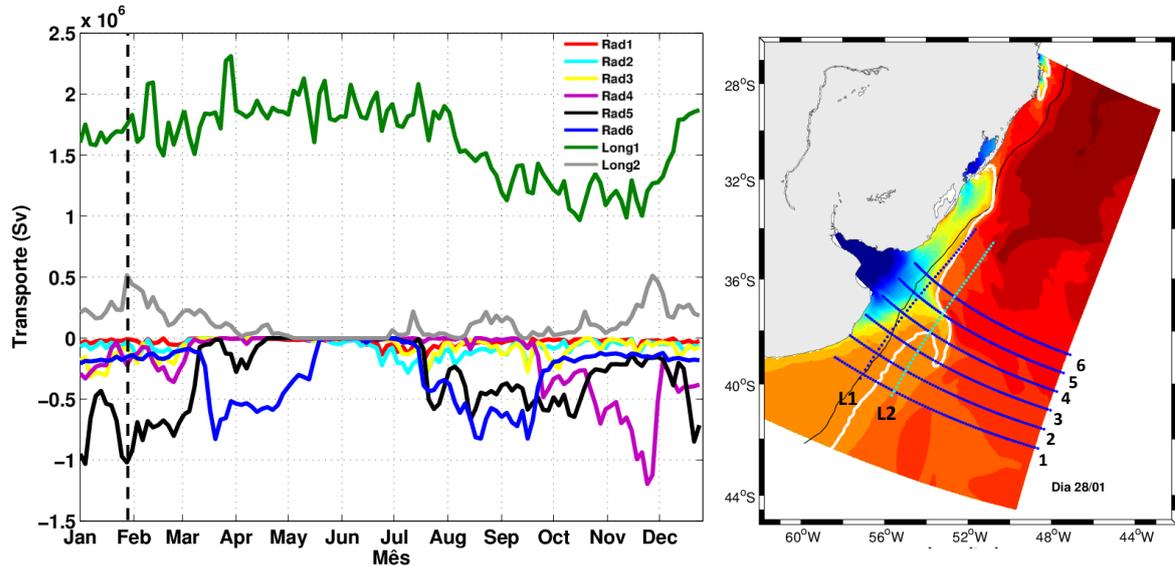


Figura 4.21- Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade (<33.8) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado à direita ilustra uma situação de verão (28/01). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte.

O transporte calculado para o dia 12 de fevereiro, apresentado na figura 4.22, foi maior do que 2 Sv para a seção longitudinal 1 (~ 200 m) e de 0.34 Sv para a seção longitudinal 2 (~1000m). As demais radiais apresentaram transportes de volume inferiores a - 0.2 Sv, com exceção da radial 5 que apresentou -0.73 Sv.

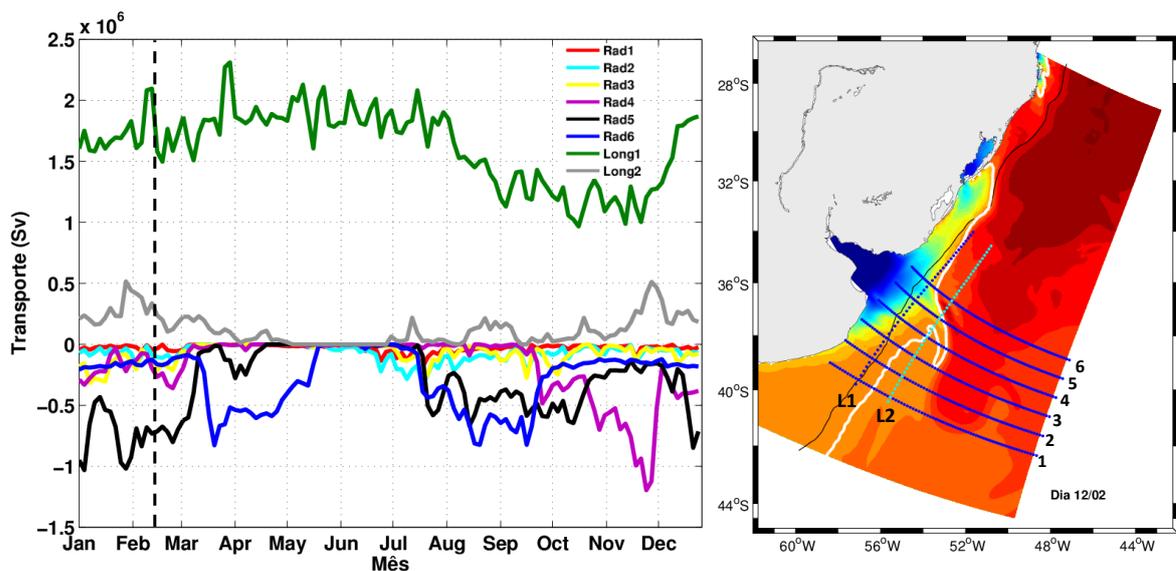
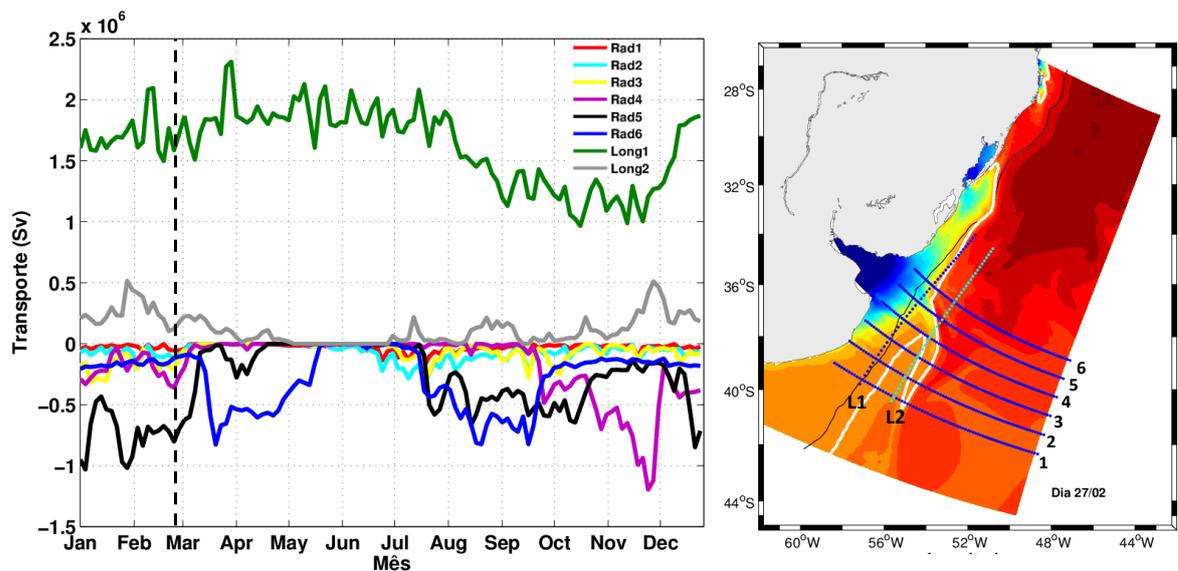


Figura 4.22 - Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade (<33.8) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado à direita ilustra uma situação de verão (12/02). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte.

A figura 4.23 mostra a condição em que o filamento se encontrava 15 dias após o período marcado na figura anterior, representando o dia 27/02. É possível observar que a isohalina de 33.8 se desenvolveu, tornando-se mais afilada, ultrapassando as duas transversais e alcançando as seis radiais escolhidas para análise. O transporte calculado, nesta data, para os perfis longitudinais 1 e 2 foi de 1.7 e 0.2 Sv, respectivamente. Para a radial 4, localizada na porção média desta feição, o transporte calculado foi de -0.25 Sv. As radiais 1, 2 e 3 apresentaram transportes inferiores a 0.1 Sv. Apesar da feição ter alcançado todas radiais, os transportes não se alteram em relação aos períodos anteriores. Isto ocorre devido a baixa espessura do filamento e as velocidades relativamente baixas que atingem a região.



**Figura 4.23 - Série temporal do volume transportado pelo filamento de baixa salinidade (<33.8) nas radiais perpendiculares e longitudinais a linha de costa. O painel localizado à direita ilustra uma situação de verão (27/02). L1 representa o perfil longitudinal 1 e L2 perfil longitudinal 2. Os números (1,2,3,4,5 e 6) representam as radiais, numeradas do sul para o norte.**

Devemos lembrar que o transporte depende basicamente de duas variáveis: velocidade e área, incluindo a espessura da camada de baixa salinidade, por onde transcorre o fluxo. Desta forma, o valor do transporte calculado vai depender, além da velocidade, da forma com que o filamento chega à região oceânica. Determinadas radiais serão mais ou menos influenciadas pela presença desta estrutura.

Para todo período, a longitudinal 1 apresenta um transporte elevado, indicando que há exportação próximo a quebra de plataforma. As radiais 4, 5 e 6 apresentam os maiores transportes entre a primavera e o verão, justamente quando as águas da PC encontram-se mais retraídas em direção ao sul devido a ação dos ventos de NE. Isto corrobora com o trabalho de [Matano et al. \(2014\)](#), que concluíram que a exportação ocorre durante a primavera e verão, podendo estar associado a dinâmica das Correntes de Contorno Oeste.

Os valores de transporte das águas de baixa salinidade, calculados a partir dos resultados do modelo numérico, para as parecem estar subestimados quando comparados aos valores calculados a partir de dados hidrográficos, como mostrado em seção anterior. Esta diferença pode estar relacionada a resolução vertical do modelo ou a interpolação vertical, realizada no momento em que se transforma coordenadas verticais sigma em z (m).

Para uma melhor compreensão de como se distribui, horizontal e verticalmente, de como varia o campo de velocidade vertical e qual a origem das águas encontradas na região do filamento de baixa salinidade, foi definida uma condição em que esta estrutura apresentasse um alcance considerável em direção ao oceano. Desta forma, o dia 27/02 foi escolhido, já que o filamento apresenta uma extensão superior a 300 Km. A radial 3 é apresentada na figura 4.24, e foi determinada por cruzar o filamento em sua região mediana, representado esta estrutura de forma satisfatória. A figura 4.24 mostra a distribuição vertical de salinidade (a), velocidade (b), diagrama TS (c) e distribuição horizontal de salinidade ampliada (d).

A uma distância de aproximadamente 350 Km da costa (Fig. 4.24 a), é observada uma fina ( $\sim 10$  m) e estreita camada com espessura de  $\sim 30$  Km, de águas com salinidades inferiores a 33,8, delimitada pela linha branca. A baixa espessura desta camada pode estar relacionada a resolução e interpolação vertical do modelo, já que a partir de dados observacionais, em algumas situações, esta ultrapassa os 140 m de profundidade. Nesta mesma região, as velocidades modeladas chegam a  $-1\text{ms}^{-1}$ , como indicado na figura 4.24 b. Adjacentemente, em direção a costa, velocidades próximo  $0.25\text{ ms}^{-1}$  marcam a posição da CM. Este valor é menor do que aquele descrito por Peterson (1992) e por Piola e Matano (2008) ( $0.40\text{ m s}^{-1}$  e  $>0.7\text{ m s}^{-1}$ , respectivamente). O diagrama TS (Fig. 4.24 c) mostra, realçado pelo retângulo

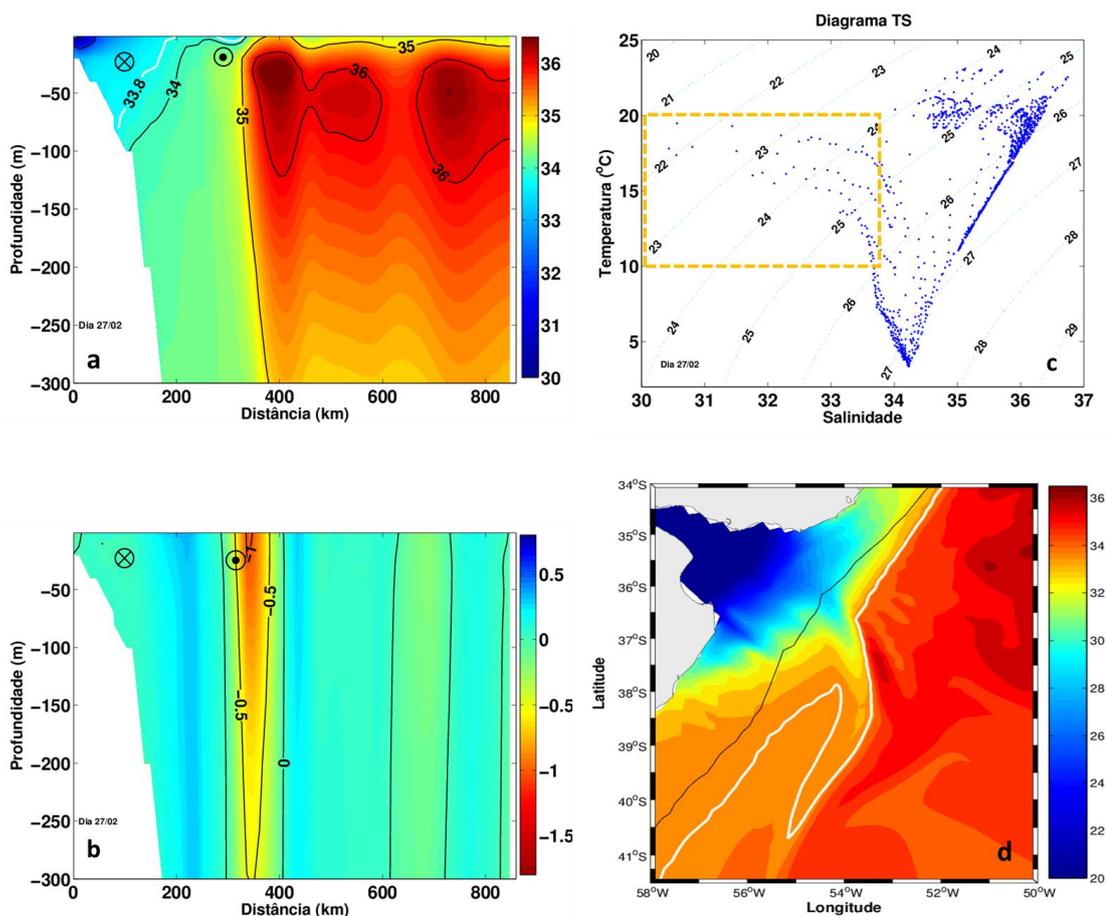


Figura 4.24 - Salinidade (a), velocidade (b), diagrama TS (c) e distribuição horizontal de salinidade (d), ampliada na região de interesse para o dia 27/02 para a radial 3. O círculo, com “X” no centro, representa um fluxo em direção ao norte e o círculo com um ponto no centro, representa fluxo em direção ao sul. A isolinha de 33.8 é indicada pela linha branca.

laranja tracejado, águas com salinidades inferiores a 33.8 e temperaturas variando entre 10 e 20° C, reforçando a origem das águas encontradas neste filamento: tanto subantártica, quanto APP.

### **Variabilidade espacial interanual**

Nesta seção serão apresentados os diagramas hovmöller, os quais fornecem informações da variação espaço-temporal da isohalina de 33.8 em três (1, 3 e 5) das seis radiais escolhidas, além das duas seções longitudinais, localizadas sobre a isóbata de 100 e 1000 m, respectivamente (indicados na figura 3.6 - capítulo 3).

Os diagramas foram obtidos a partir da componente meridional da velocidade e da salinidade, ao longo das radiais. Para as seções longitudinais foram utilizadas a componente zonal da velocidade, além da salinidade, para estabelecer uma relação entre as duas variáveis. Em ambos os casos os diagramas foram elaborados pelo período de um ano (janeiro a dezembro), correspondendo ao tempo total de simulação.

A figura 4.25 reúne os diagramas hovmöller para as radiais 1 3 e 5. Com a análise conjunta dos três painéis, que representam cada radial, é possível observar que a radial 1 e 3 apresentam um padrão ondulatório bem definido, diferente do que ocorre na radial 5. Na radial 1, (Fig. 4.25 a) a velocidade observada entre 57 e 55° W flui em direção ao norte, com intensidade moderada (0 a 0.4 m.s<sup>-1</sup>), representando a Corrente Patagônica, a qual transporta ASAP, sobre a PC, e a CM, além da isóbata de 200 m. É observado que a linha de 33.8 fica localizada um pouco além da isóbata de 200 m, com exceção do período compreendido entre fevereiro e março, quando o filamento atinge, regiões ao sul do domínio, de maneira pouco significativa.

Já na radial 3, principalmente no período de janeiro, fevereiro e março, há uma exportação das águas da PC (<33.8), associada a velocidades negativas, que chega a ultrapassar a longitude de 53° W.

Na radial 5, localizada próximo a desembocadura do RdP, as águas de 33.8 são exportadas em quase todo o período analisado, com exceção dos meses de inverno, quando ocupam a PC, se estendendo um pouco além da isóbata de 200 m. As velocidades em direção ao norte, observadas nas radiais anteriores, tanto sobre a PC, quanto na região da CM, diminuem, relativamente.

Muito possivelmente a atividade de mesoescala faz com que a posição do filamento, em relação as radiais, não seja previsível, ou seja, não existe uma região preferencial de ocorrência. A estrutura espacial deste filamento segue o contorno da CBM, sugerindo assim uma relação entre a exportação das águas da PC e a dinâmica das correntes de contorno oeste da região (CB e CM).

A figura 4.26 mostra os diagramas hovmöller para as seções longitudinais L1(a) e L2 (b). Como comentado anteriormente, este diagrama apresenta a variação da componente zonal da velocidade ( $U$ ), juntamente com a salinidade. No painel superior (Fig. 4.26 a), é possível observar que, de janeiro a julho, a isohalina de 33.8 fica localizada em torno da latitude de  $35^{\circ}$  S ( $\sim$ RdP), enquanto que de julho a novembro, a posição desta isolinha ultrapassa o limite norte da seção escolhida ( $\sim 34^{\circ}$  S).

Regiões localizadas mais ao sul desta seção apresentam velocidades moderadas em direção ao oeste, até o ponto em que atingem valores maiores que  $0.5 \text{ ms}^{-1}$ . Já na porção mais ao norte, a componente zonal da velocidade em direção a costa é baixa ( $\sim -0.3 \text{ ms}^{-1}$ ).

No caso da seção longitudinal 2 (Fig. 4.26 b), a baixa salinidade acompanha o jato determinado pelas velocidades zonais máximas ( $0.5 - 1 \text{ ms}^{-1}$ ). No mês de julho, ambos estão localizados mais ao norte da seção ( $\sim 36^{\circ}$  S) e durante o restante do período na posição média de  $37.8^{\circ}$  S. A área afetada pelo filamento de baixa salinidade durante os meses de janeiro, fevereiro e março é vasta, diminuindo com o decorrer do tempo. A posição tanto da isohalina

de 33.8 quanto da zona de altas velocidades, apresentam uma variabilidade sazonal, diretamente correlacionada com a variação da posição da CBM.

Observando a evolução temporal das correntes que atuam na região, notamos que existe uma barreira dinâmica que impede o desenvolvimento do filamento em direção ao interior do oceano, fazendo com que ele adquira a forma observada. Uma penetração da CM mais ao norte, durante os meses de inverno, pode estreitar a frente Brasil-Malvinas, podendo estar associada com uma diminuição do volume transportado pela camada de baixa salinidade. Durante o período analisado, quando a CM alcança regiões mais ao norte, não se observam águas de baixa salinidade na região oceânica (~1000 m). A variabilidade da CM pode modular a transferência das águas da PC em direção ao Talude e oceano profundo. Isto reforça os resultados encontrados por [Vivier e Provost \(1999\)](#) analisando a variabilidade do transporte da CM, observaram que o fluxo desta corrente, paralelo ao talude continental, apresenta uma variabilidade anual, com um claro sinal semianual. Por outro lado o fluxo perpendicular à costa revela claramente um ciclo anual, associado com a posição da Frente Subantártica. De acordo com esses autores, a variabilidade da CM pode estar relacionada com fatores locais e remotos. Localmente, os autores associaram a variabilidade ao estresse do vento, ao redor de 40°S, que modula as excursões da CBM afetando a retrofleção da CM. Remotamente estes autores associaram a aumentos no transporte da CCA. [Matano et al. \(2010\)](#), indicam que a CM não só controla a dinâmica da quebra de plataforma e os intercâmbios através da PC, mas também influencia a circulação da própria PC.

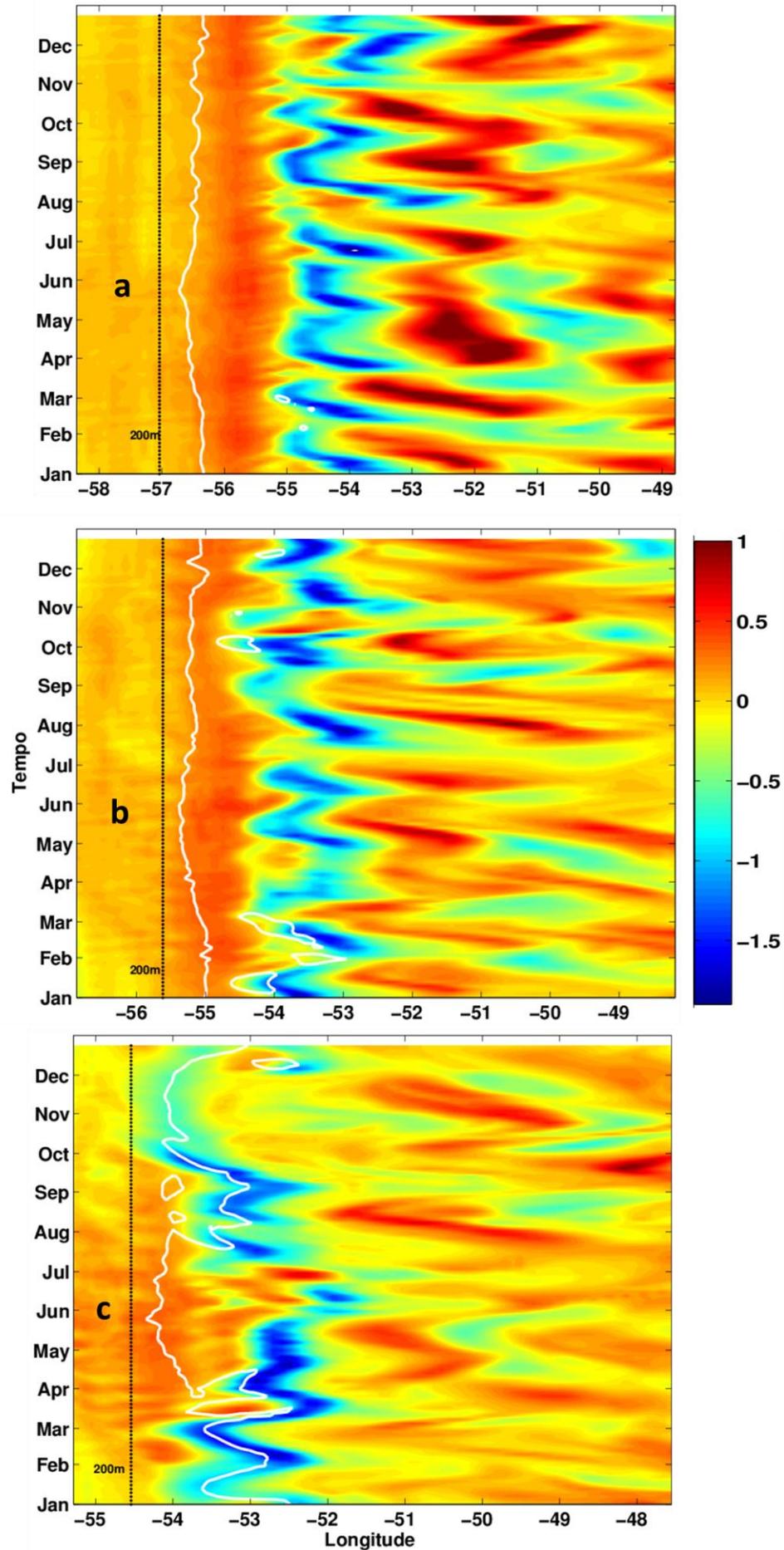


Figura 4.25- Diagrama espaço-temporal da componente meridional da velocidade (V) ao longo das radiais 1 (a), 3 (b) e 5 (c). A linha branca indica a isolinha de 33.8. As cores frias indicam velocidades em direção ao sul e as cores quentes, em direção ao norte.

De acordo com os diagramas espaço-temporais, é possível inferir que a linha de 33.8 acompanha na maior parte do tempo as altas velocidades, tanto zonais ( $1 \text{ ms}^{-1}$ ), quanto meridionais ( $\sim 1.5 \text{ ms}^{-1}$ ). Vigan et al. (2000) relatou que a corrente que ocorre ao longo da frente, formada pelo encontro da CB e CM, é extremamente rápida com velocidades maiores que  $1.5 \text{ m.s}^{-1}$ . A faixa de altas velocidades observadas, coincide com a posição da CBM descrita por diversos autores. Essa posição apresenta um ciclo sazonal bem definido, sendo deslocada para o norte durante o inverno e para o sul durante o verão (OLSON et al., 1988; MATANO et al., 1993; GONI e WAINER, 2001; COMBES e MATANO, 2014).

Nesta mesma região, Romero (2008) encontrou concentrações de clorofila-*a* relativamente altas ( $>1 \text{ mg.m}^{-3}$ ), na zona da CBM, entre dezembro de 2003 e março de 2004. A autora sugere que uma parte importante do máximo de clorofila superficial está associado com o fluxo de retorno da CM, e se deve a advecção da água da PC aprisionada na região frontal entre a CB e a CM.

Conforme a variabilidade identificada nos diagramas hovmöller, é possível verificar que a posição do filamento de baixa salinidade apresenta uma variabilidade com um sinal semianual bem definido, exportando águas de baixa salinidade durante todo o ano com exceção do período de outono e inverno.

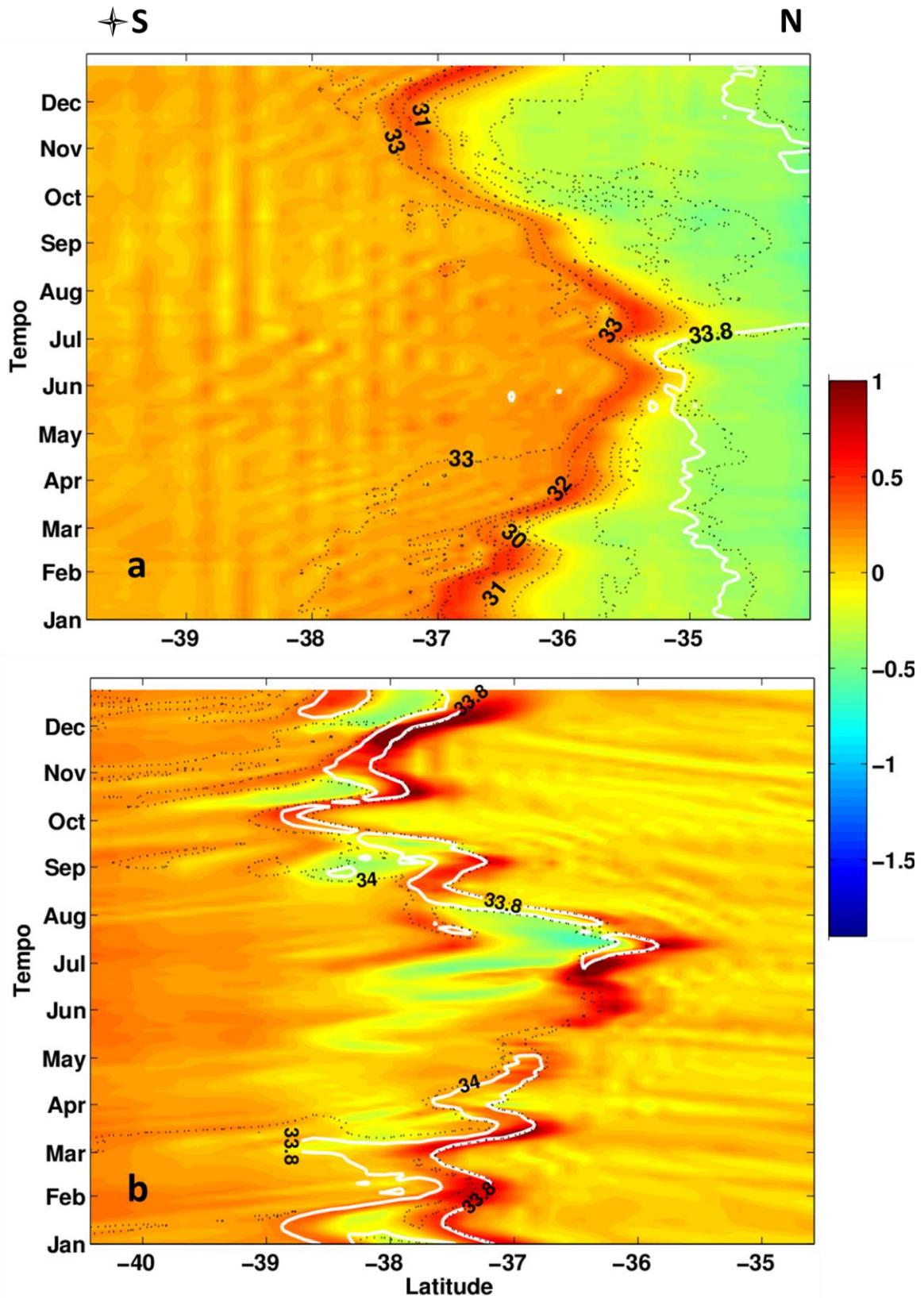


Figura 4.26 - Diagrama espaço-temporal da componente zonal da velocidade (U) ao longo dos perfis longitudinais 1(a), e 2(b). A linha branca representa a isolinha de 33.8. As linhas pontilhadas indicam salinidade de 30, 31, 32, 33 e 34. As cores frias indicam velocidades em direção ao leste e as cores quentes, em direção ao

## **Capítulo 5**

### **Considerações finais**

---

#### **Conclusões**

Os resultados alcançados por este trabalho se dividem basicamente em três partes, que conjuntamente nos fornecem o cenário da dinâmica das águas do oceano ASO, concordando, em alguns aspectos, com a literatura e inovando em outros, agregando conhecimento sobre a estrutura e a variabilidade espacial e interanual da exportação das águas da PC pela região da CBM.

O objetivo geral deste trabalho foi estudar a interação entre as águas da PC do ASO e sua exportação em direção ao oceano aberto através da CBM. Esse estudo foi realizado por meio da análise de resultados do modelo numérico POM e da análise de dados observacionais sobre a PC do ASO e na CBM.

Como mencionado na introdução, alguns autores observaram e relataram a presença de filamentos de baixa salinidade na região da CBM, entretanto a quantificação através do cálculo da velocidade e transporte destas estruturas nunca havia sido realizado. Os resultados obtidos, por este trabalho, contribuíram para o conhecimento e quantificação da transferência de águas da PC para a região oceânica pela região da CBM.

Através da distribuição dos campos superficiais termohalinos, foi possível observar, mais uma vez, as intensas variações sazonais que ocorrem sobre PC do ASO, principalmente devido às alterações no campo de ventos. A maior variação ocorre na distribuição da PRP. Durante os meses de inverno esta pluma alcança o norte do Cabo de Santa Marta (~28° S), enquanto no verão, fica restrita a área localizada entre Mar del Plata e Rio grande (~32°S). A FSTP é encontrada no inverno tanto em superfície (5 m) quanto em subsuperfície (50 m), onde aparece um pouco mais intensa. Durante os meses de verão, fica localizada sob a pluma do RdP.

Ainda, por meio da análise dos dados hidrográficos, foi possível identificar as massas de água que ocupam a PC do oceano ASO durante o inverno: ASAP, APP, ASTP, ACAS, AT e o verão, ASAP, AT, ACAS, ASTP e APP, em ordem volumétrica.

A maior parte do volume total, cerca de 6.429 km<sup>3</sup> é ocupado pela ASAP durante o inverno, e 5.112 km<sup>3</sup> durante o verão. Esta massa de água está presente em, praticamente, toda coluna d'água, dos quatro perfis localizados mais ao sul da área de estudo.

A contribuição da APP apresenta uma forte variação sazonal. Durante o inverno o volume calculado foi de 4180 km<sup>3</sup> e durante o verão foi de 2114 km<sup>3</sup>. Esta redução pode ser compensada pela exportação das águas de baixa salinidade para fora da região de estudo durante o verão ou pela mistura com águas de maior salinidade como a ASAP ou a ASTP.

Através dos dados observacionais, coletados na região da CBM, foi possível observar a presença de uma camada de baixa salinidade. Esta camada varia entre 10 a 140 m de profundidade e entre 10 e 90 km de largura. Os diagramas TS identificam a presença de águas de diversas origens nesta região. Em alguns perfis, as águas da pluma do RdP interagem com a ASAP a qual também se mistura com a ACAS. A origem das águas de baixa salinidade, presentes na região da CBM, provenientes da PC, é tanto subantártica quanto da fluvial. A

ASAP e a APP são as massas de água que apresentam maior contribuição na PC do ASO, sendo também encontradas no filamento de baixa salinidade.

Os transportes geostroficados, das camadas com salinidades inferiores a 33.8, variaram entre 0.15-1.2 Sv em direção ao sul, de acordo com a hipótese de que as águas da PC são exportadas através da CBM, próximo ao jato de retorno entre a CM e a CB. Este resultado revela o quão significativo é a transferência de águas costeiras para o oceano profundo.

Pode-se constatar que há uma boa concordância entre os resultados obtidos pelos resultados numéricos do POM e os dados observados, embora alguns aspectos das simulações sejam limitados pela resolução vertical do modelo. Por se tratar de uma região de transição, talvez os estudos que envolvam modelagem numérica do ASO, apresentem dificuldades de resolver as diferentes escalas espaciais e temporais associadas à circulação da PC e do oceano profundo, simultaneamente.

Através da análise dos resultados do modelo, a presença do filamento de baixa salinidade e, conseqüentemente, a exportação destas águas em direção ao oceano aberto ultrapassando a isóbata de 200 m, ocorre em todos os períodos do ano, em diferentes proporções. Entretanto, durante o mês de fevereiro, a distância alcançada por estas estruturas, é maior (~270 km) e a velocidade média no seu interior é da ordem de  $0.4 \text{ m s}^{-1}$ . Os meses de primavera e outono são meses transitórios e esta estrutura apresenta apenas algumas dezenas de quilômetros.

Os transportes calculados foram de até 2.4 Sv, na região da quebra de plataforma e de no máximo 0.5 Sv, próximo a isóbata de 1000 m.

De acordo com a análise das seções perpendiculares a costa, é possível identificar que a medida que o filamento se desloca para sul, quando exportado além da PC, sua estrutura vertical diminui e há um afinamento horizontal de sua estrutura. As radiais 1, 2 e 3, localizadas

mais ao sul da área de estudo, apresentaram, na maioria do período analisado, baixo transporte ( $< -0.25$  Sv). As radiais 4, 5 e 6 apresentam transportes que podem chegar próximo a  $-1.2$  Sv.

A camada de baixa salinidade foi observada em várias seções realizadas na região da CBM. Ao contrário do especulado por [Gordon \(1989\)](#), a redução de 0.4 de salinidade em uma camada com 100 m de espessura requereria um excesso de precipitação em uma região onde o balanço entre a precipitação e a evaporação é próximo de zero.

A diferença de salinidade causada por estes filamentos, representa uma importante troca entre a PC e o talude e região oceânica. Duas massas de água são observadas neste filamento de baixa salinidade: APP (presente apenas durante o verão) e a ASAP. Estudos anteriores mostram que a variação sazonal das águas envolvidas nestas trocas tem um impacto importante no ecossistema local ([AUAD e MARTOS, 2012](#)).

A estrutura espacial deste filamento, segue o contorno da CBM, sugerindo assim uma relação entre a exportação das águas da PC e a dinâmica das Correntes de Contorno Oeste da região. A linha de 33.8 acompanha na maior parte do tempo as altas velocidades, tanto zonais quanto meridionais.

Um avanço da CM mais ao norte, durante os meses de inverno, pode reduzir a frente Brasil-Malvinas, diminuindo o volume transportado pelo filamento de baixa salinidade. Durante o período analisado, quando a CM alcança regiões mais ao norte, não se observa águas de baixa salinidade na região oceânica. A variabilidade da CM pode modular a transferência das águas da PC em direção ao Talude e oceano profundo.

Este trabalho apresenta evidências que suportam a hipótese de que volumes substanciais de águas da PC são exportados em direção ao oceano profundo, podendo criar grandes variações de salinidade superficial na região da CBM. A frente Brasil-Malvinas é o principal caminho de exportação das águas costeira para o oceano profundo.

## **Sugestões para Trabalhos Futuros**

Apesar de um número relativamente grande de trabalhos na região da CBM, poucos relatam a presença de águas de baixa salinidade na região. Passadas quase três décadas desde que alguns autores descreveram a presença dessas águas na CBM, ainda existe uma grande lacuna em relação as informações referentes ao estudo dos filamentos e da consequente exportação de águas e outros materiais nesta região. É necessário que ocorram cruzeiros oceanográficos de alta resolução, especialmente desenhados para a escala desta feição.

Dessa forma, alguns pontos devem ser considerados para que se tenha um maior entendimento dos processos envolvidos.

- Avaliar qual a importância do papel da CM no processo de exportação das águas da PC;
- Calcular qual o volume de cada massa de água exportada, com a intenção de determinar qual a fonte da PC que mais contribui com a presença de águas de baixa salinidade na região.

## Referências Bibliográficas

- Acha, E. M., H. W. Mianzan, R. A. Guerrero, Favero M., and J. Bava. 2004. Marine fronts at the continental shelves of austral South America: Physical and ecological processes, *J. Mar. Syst.*, 44(1-2), 83–105.
- Auad, G., and P. Martos. 2012. Climate variability of the northern Argentinean shelf circulation: Impact on *Engraulis Anchoita*, *Int. J. Ocean Clim. Syst.*, 3, 17–43.
- Bava, J. 2004. Metodologías de procesamiento de imágenes NOAA-AVHRR y su utilización en aplicaciones oceanográficas y biológico-pesqueras en el atlántico sudoccidental. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Barré N., Provost C., Saraceno M. 2006. Spatial and temporal scales of the Brazil–Malvinas Current confluence documented by simultaneous MODIS Aqua 1.1-km resolution SST and color images. *Adv Space Res* 37:770–786.
- Bianchi, A.A., Massonneau M. y Olivera R.M. 1982. Análisis estadístico de las características T-S del sector austral de la plataforma continental argentina. *Acta Oceanographica Argentina*, 3 (1), 93-118.
- Bianchi, A. A., Bianucci L., Piola A. R., Pino D. R., I. Schloss, A. Poisson, and C. F. Balestrini, 2005. Vertical stratification and air-sea CO<sub>2</sub> fluxes in the Patagonian shelf, *J. Geophys. Res.*, 110
- Bianchi, A. A., D. R. Pino, H. G. I. Perlender, A. P. Osiroff, V. Segura, V. Lutz, M. L. Clara, C. F. Balestrini, and A. R. Piola. 2009. Annual balance and seasonal variability of sea-air CO<sub>2</sub> fluxes in the Patagonia Sea: Their relationship with fronts and chlorophyll distribution, *J. Geophys. Res.*, 114, C03018, doi:10.1029/2008JC004854.
- Biscaye, P.E., Flagg, C.N., Falkowski, P.G. 1994. The Shelf Edge Exchange Processes experiment, SEEP-II: and introduction to hypotheses, results and conclusions. *Deep-Sea Research Part II* 41, 231–252.
- Braga, E. S., Chiozzini, V. C., Berbel, G. B., Maluf, J. C., Aguiar, V. M., Charo, M., Molina, D., Romero, S. I., Eichler, B. B. 2008. Nutrient distributions over the Southwestern South Atlantic continental shelf from Mar del Plata (Argentina) to Itajaí (Brazil): Winter–summer aspects, *Continental Shelf Research*. 28, 1649-1661.
- Brandhorst, W., y Castello J. P. 1971. Evaluación de los recursos de anchoíta (*engraulis anchoita*) frente a la Argentina y Uruguay y las condiciones oceanográficas, sinopsis del conocimiento actual sobre la anchoíta y el plan para su evaluación, *Proy. Des. Pesq.* FAO, Publicación No29, 33.

- Brandini F. P., Boltowskoy D., Piola A., S. Kocmur, R. Röttgers, Abreu, P. C. & Lopes R. 2000. Multiannual trends in fronts and distribution of nutrients and chlorophyll in the Southwestern Atlantic (30° to 62° S). *Deep Sea Research Part I* 47: 1015-1033.
- Brinkk, .H. 1987. Coastal ocean physical processes. *Reviews of Geophysics*, 25,204-216.
- Campos P. C. 2007. Características acústicas, morfológicas e oceanográficas da área do “Paleocanal do Rio da Prata” (poço de lama). Monografia de conclusão do curso de oceanologia – FURG, 56 p.
- Campos P. C., Moller Jr. O. O., Piola A. R., and Palma E. D. 2013. Sazonal variability and coastal upwelling near Cape Santa Marta (Brazil) *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, doi:10.1002/jgrc.20131.
- Campagna, C., Piola, A. R., Marin, M. R., Lewis, M., & Fernández, T. 2006. Southern elephant seal trajectories, fronts and eddies in the Brazil/Malvinas Confluence. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(12), 1907-1924.
- Carreto, J.I., Lutz V.A, Carignan M.O., Colleoni A.D.C, y MarcosS.G.D. 1995. Hydrography and chlorophyll-a in a transect from the coast to the shelf-break in the Argentinean Sea, *Continental Shelf Research*, 15, 315– 336.
- Castello, J.P., Möller Jr, O.O., 1977. Sobre as condições oceanográficas no Rio Grande do Sul, Brasil. *Atlântica* 2, 25–110.
- Castro, B.M., Miranda, L.B. 1998. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S, coastal segment (4 W). *The Sea*, v. 11, p. 209-251
- Chen, C.T. A., Huang, T.-H., Chen, Y.-C., Bai, Y., He, X., and Kang, Y. 2013. Air–sea exchanges of CO<sub>2</sub> in the world’s coastal seas, *Biogeosciences*, 10, 6509–6544, doi:10.5194/bg-10-6509-2013.
- Ciotti, A.M., Odebrecht, C., Fillmann, G., Möller, O.O. 1995. Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Continental Shelf Research* 15, 1737–1756.
- Combes, V., and Matano R. P. 2014. A two-way nested simulation of the oceanic circulation in the Southwestern Atlantic, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, doi:10.1002/2013JC009498.
- Depetris, P. J., KempeS., LatifM., and Mook, W. G. 1996. ENSO controlled flooding in the Parana River (1904–1991), *Naturwissenschaften*, 83, 127–129.
- Dinnel, S. P., W. W. Schroeder, and Wiseman Jr. W. J. 1990. Estuarine-shelf exchange using Landsat images of discharge plumes. *Journal of Coastal Research* 6:789-799.

- Eichler, P. P. B., Sen Gupta, B. K., Eichler, B. B., Braga, E. S. & Campos, E. J., 2008. Benthic foraminiferal assemblages of the South Brazil: Relationship to water masses and nutrient distributions. *Continental Shelf Research* 28(13): 1674-1686.
- Fetter, A. F. H. and Matano R. P. 2008. On the origins of the variability of the Malvinas Current in a global, eddy permitting numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, 113, C11018, doi:10.1029/2008JC004875.
- Figueiredo JR, A.G., Madureira, L.S.P. 2004. Topografia, composição, refletividade do substrato marinho e identificação das províncias sedimentares na região Sudeste-Sul do Brasil. Série documentos REVIZEE Score Sul, 64p.
- Forbes, M.C. and Garrafo Z. 1988. A note on the mean seasonal transport on the Argentine Shelf. *J. Geophys. Res.*, 93, 2311-2319.
- Framiñan, M. B., and O. B. Brown. 1996. Study of the Río de la Plata turbidity front, Part I: Spatial and temporal distribution, *Cont. Shelf Res.*, 16, 1259– 1282.
- Framiñan M. 2005. On the physics, circulation and exchange processes of the Río de la Plata estuary and the adjacent shelf. PhD thesis, University of Miami. Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, Miami, Florida
- Garcia, C.A.E., Sarma, Y.V.B., Mata, M.M., Garcia, V.M.T. 2004. Chlorophyll variability and eddies in the Brazil- Malvinas Confluence region. *Deep-sea Research II* 51, 159–172.
- Garvine, R. W. 1982: A steady state model for buoyant surface plume hydrodynamics in coastal waters. *Tellus*. 34, 293-306.
- Garvine, R. W. 1991: Subtidal frequency estuary-shelf interaction: Observations near Delaware Bay. *Journal of Geophysical Research*. 96(C4), 7049-7066.
- Garzoli, S. L. and Garraffo Z.D. 1989. Transport, frontal motions and eddies at the Brazil-Malvinas currents confluence. *Deep Sea Research*, 36, 681-703.
- Garzoli, S.L. 1993. Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil-Malvinas confluence. *Deep Sea Research*, 40, 1379-1403.
- Garzoli, S.L., and Giulivi C.F. 1994 What forces the variability of the southwestern Atlantic boundary currents?, *Deep Sea Res.*, Part I, 41,1527-1550.
- Gayoso A M, &Podestá G P. 1996. Surface hydrography and phytoplankton of the Brazil-Malvinas currents confluence. *Journal of Plankton Research* 18: 941-951.

- Ghisolfi, R. 2001: Oceanic fronts off the Southern Brazilian coast. PhD thesis, University of New South Wales – School of Mathematics, New South Wales, Australia.
- Gonçalves-Araujo, R., De Souza, M. S., Mendes, C. R. B., Tavano V. 2012. Brazil-Malvinas confluence - effects of environmental variability on phytoplankton community structure. *Journal of Plankton Research* Volume 34 issue 5 2012 G.
- Goni, G.J. e Wainer, I. 2001. Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. *Journal of Geophysical Research* 106 (C12), 31117-31128.
- Gordon, A. L.1981: South-Atlantic Thermocline Ventilation. *Deep-Sea Research Part A-*
- Gordon A. L. 1989. Brazil-Malvinas Confluence-1984. *Deep-Sea Research*, 36:359-384.
- Gordon, A. L. and Greengrove C. L. 1986. Geostrophic Circulation of the Brazil-Falkland Confluence, C. L. *Deep-Sea Research Part a -Oceanographic Research Papers*, May, Volume 33, Issue 5, p.573-585.
- Guerrero, R.A., Acha, E.M., Framiñan, M.B., Lasta, C.A., 1997. Physical oceanography of the Rio de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research* 17, 727–742.
- Guerrero, R.A. and A.R. Piola .1997. Masas de agua en la plataforma continental, in *El Mar Argentino y sus recursos pesqueros. Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y las características ambientales. Vol.1*, edited by E.E. Boschi, Instituto Nacional de Investigación yDesarrollo Pesquero. Mar del Plata, Argentina. 107-118
- Guerrero, R. A., A. R. Piola, H. Fenco, R. Matano, V. Combes, P. T. Strub, E. D. Piola, Y. Chao, C. James, M. Saraceno. 2014. The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the southwestern Atlantic Ocean. Aquarius observations. , *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, doi:10.1002/ 2014JC010113.
- Huthnance, J.M. 1995. Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge. *Progress in Oceanography*, 35, 353–431.
- Jardon, F. 2007. Evidencia de un flujo transversal al talud continental de la plataforma patagónica. Tesis de Licenciatura en Oceanografía. DCAO, FCEyN, UBA.
- Kourafalou, V. H., Oey, L. Y., Wang, J. D., and Lee, T. N. 1996: The fate of river discharge on the continental shelf 1. Modeling the river plume and the inner shelf coastal current. *Journal of Geophysical Research*. 101(C2),3415-3434.

- Lee, T.N., Atkinson L.P. e Legeckis R. 1981. Observations of a Gulf Stream frontal eddy on the Georgia Continental shelf, April 1977. *Deep-Sea Research*, 28,347-378.
- Legeckis, R., e Gordon, A. L. 1982. Satellite observations of the Brazil and Falkland currents — 1975 to 1976 and 1978. *Deep-Sea Research*, 29, 375– 401.
- Lifschitz A. J. 2007. Sobre el transporte total de la Corriente de Malvinas. Tesis de licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Lentini, C., D. Olson, and Podesta G. 2002: Statistics of Brazil Current rings observed from AVHRR: 1993 to 1998. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1811.
- Levitus, S., R. Burgett, and T. P. Boyer. 1994. World Ocean Atlas 1994, vol. 3, Salinity, NOAA Atlas NESDIS, vol. 3, 111 pp., NOAA, Silver Spring, Md
- Lima, I. D., &Castello, J. P. (1995). Distribution and abundance of South- west Atlantic anchovy spawners (*Engraulis anchoita*) in relation to oceanographic processes in the southern Brazilian shelf. *Fisheries Oceanography*, 4(1), 1-16.
- Lima, I.D., Garcia, C.A.E. & Möller, O.O. 1996. Ocean surface processes on the southern Brazilian shelf: characterization and seasonal variability. *Continental Shelf Research* 16, pp. 1307–1317.
- Lusquiños A. y Valdés A. J. 1971. Aportes al conocimiento de las masas de agua del Atlántico Sudoccidental. Servicio de Hidrografía Naval (Buenos Aires), H659, 48 pp.
- Lutjeharms J. R. E., Shillington F. A., Duncombe Rae C. M. 1991. Observations of Extreme Upwelling Filaments in the Southeast Atlantic Ocean. *Science*, 253, 774-776.
- Lucas A.J., R.A. Guerrero, H.W. Mianzan, E.M. Acha, Lasta C.A. 2005. Coastal oceanographic regimes of the Northern Argentine Continental Shelf (34 e 43S) *Estuarine, Coastal and Shelf Science* (65) 405-420.
- Maamaatuaiahutapu, K., Garçon V., Provost C., and Mercier H. 1998. Transports of the Brazil and Malvinas currents at their confluence. *Journal of Marine Research*, 56, 417-438.
- Mamayev, O.I., 1975. Temperature–Salinity Analysis of World Ocean Waters. *Elsevier Oceanography Series* 11, Amsterdam, 374pp.
- Martins, L. R., Martins, I. L. da R., Martins, R. R. 2005. Utilização de Testemunhador Livre na Região dos Poços de Lama. *Gravel*(periódico em CD, CECO/UFRGS) 3, 1-8.
- Mann, K. H. and Lazier J. R. N. 1991. Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-Physical Interactions in the Ocean. Blackwell Scientific Publications, Cambridge. 466 p.

- Martins, A.G. 2000. As assembleias e as guildas tróficas de peixes ósseos e cefalópodes demersais da plataforma continental e talude superior do extremo sul do Brasil. Tese de doutorado. FURG. Rio Grande. 169p.
- Martos, P., and Piccolo M. C. 1988. Hydrography of the Argentine Continental shelf between 38\_ and 42\_S, *Cont. Shelf Res.*, 8, 1043– 1056.
- Matano, R. P., and PalmaE. D. 2010a. The upstream spreading of bottom-trapped plumes. *J. Phys. Oceanogr.* doi: 10.1175/2010JPO4351, 40, 1631-1650.
- Matano, R. P., and PalmaE. D. 2010b. The spin-down of bottom-trapped plumes. *J. Phys. Oceanogr.*doi: 10.1175/2010JPO4352.1. 40, 1651-1658
- Matano, R. P., Palma E. D., and PiolaA. R.2010. The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation. *Ocean Science* 6, no. 4: 983-995.
- Matano R. P. and Palma E. D. 2013.The Impact of Boundary Conditions on the Upstream Spreading of Bottom-Trapped Plumes.; *J. Phys. Oceanogr.* vol. 43 p. 1060 - 1069
- Matano, R. P., Combes,V., Piola, A. R., Guerrero,R., Palma,E. D., Strub,P. Ted, James, C.,Fenco,H., Chao,Y., andSaraceno,M.2014. The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the Southwestern Atlantic Ocean: Numerical simulations, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, doi:10.1002/2014JC010116.
- Mechoso, C.R. e Perez Iribarren, G. 1992. Streamflow in southeastern South America and the Southern Oscillation. *Journal of Climate* 5, 1535–1539.
- Miller, A. R. 1950. A study of mixing processes over the edge of the continental shelf. *J. Mar. Res.*, v. 9, n.2, p. 145-160.
- Miranda, L. B. e Castro, B. M. 1979. Aplicação do Diagrama T-S estatístico-volumétrico à análise das massas de água da plataforma continental do Rio Grande do Sul. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, São Paulo/SP, v. 28, n. 1, p. 185-200.
- Möller O.O. 1996. Hydrodynamique de la Lagune dos Patos. Mésures et modelisation. DSc Thesis, University of Bordeaux I, 204 pp
- Möller, O.O.J., Paim, P.S.G. and Soares, I.D. 1991. Facteurs et mecanismes de la circulation des eaux dans l'estuarie de la Lagune dos Patos (RS, Bresil). *Bull. Inst. Geol. Basin Aquitaine*, Bordeaux, 49, pp. 15–21.
- Möller., O.O., Piola, A.R., 2004. The Plata Summer Cruise 2004, Relatório Técnico, Instituto Interamericano de Investigações de Mudanças Globais (IAI).

- Möller Jr., O.O., Piola, A.R., Freitas, A.C., Campos, E.J.D. 2008. The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off Southeastern South America. *Continental Shelf Research* 28, 1607– 1624.
- Moore, J. K., and Abbott M. R. 2000. Phytoplankton chlorophyll distributions and primary production in the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*,105(C12),28709–28722, doi:10.1029/1999JC000043.
- Müelbert, J. H., Sinque, C. 1996. The distribution of bluefish larvae (*Pomatomussaltatrix*) in the continental shelf of southern Brazil, *Marine and Freshwater Research*, 47, 311-314.
- Nagai, R. H.; Ferreira, P. A. L.; Mulkherjee, S.; Martins, M. V.; Figueira, R. C. L.; Sousa, S. H. M.; Mahiques, M. M. 2014. Hydrodynamic controls on the distribution of surface sediments from the southeast South American continental shelf between 23°S and 38°S. *Continental Shelf Research*, Volume 89, p. 51-60.
- Niencheski, L. F., and G. Fillmann. 1997. Chemical characteristics, in *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*, *Ecol. Stud. Ser.*, vol. 144, edited by U. Seeliger and B. Kjerfve, pp. 96– 98
- Odebrecht, C., Castello, J.P. 2001. The convergence ecosystem in the Southwest Atlantic. In: Seeliger, U., Kjerfve, B. (Eds.), *Coastal Marine Ecosystems of Latin America*. Ecological Studies, vol. 144. Springer, Berlin, pp. 147–166.
- Olson, D. L., G. P. Podesta, Evans R. H., and Brown O. 1988. Temporal variations in the separation of Brazil and Malvinas currents, *Deep Sea Res., Part A*, 35, 1971–1990, doi:10.1016/0198-0149(88)90120-3.
- Ortega, L. &Martínez, A. 2007. Multiannual and seasonal variability of water masses and fronts over the Uuguayan shelf. *Journal of Coastal Research*, 23(3), 618-629.
- Palma, E. D., Matano R. P., e Piola A. R. 2002. Modeling the brazil-malvinas confluence: model configuration. *MecánicaComputacional* Vol. XXI pp. 443-461.
- Palma, E. D., Matano R. P., andPiola A. R. 2004a. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Barotropicresponce to tidal and wind forcing, *J. Geophys. Res.*, 109, C08,014.
- Palma, E. D., Matano R. P., and Piola A. R. 2004b. Three dimensional barotropic response of the southwestern Atlantic shelf circulation to tidal and wind forcing, *J. Geophys. Res.*, 09, C08014

- Palma, E.D. y Sitz L.E. 2005. Dinámica de gran escala de plumas poco densas, *Mecánica Computacional* 24, A. Larreteguy (Ed), *Asociación Argentina de Mecánica Computacional*, Buenos Aires, pp. 3303-3320.
- Palma, E. D., Matano R. P., and Piola A. R. 2008. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing, *J. Geophys. Res.*, 113, C11010.
- Parker, G., Paterlini M. C, e Violante R. A. 1997. El fondo marino, in *El Mar Argentino y sus Recursos Pesqueros, Antecedentes Históricos de las Exploraciones en el Mar y las Características Ambientales*, vol. 1, pp. 65–87, Inst. Nac. Invest. Desarrollo Pesquero, Mar del Plata, Argentina.
- Peterson R. & Stramma L. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progr. Oceanogr.*, 26(1): 1-73.
- Peterson, R.G. 1992. The boundary current in the western Argentine Basin. *DeepSea Res.*, 39, 623–644.
- Pezzi, L. P., Souza R. B., Dourado M. S., Garcia C. A. E., Mata M. M., and Silva-Dias M. A. F. 2005. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22603, doi:10.1029/2005GL023866.
- Pimenta, F. M. 2001. Estudo numérico da influência da descarga fluvial e dos ventos sobre a dinâmica da pluma do rio da Prata. Dissertação de mestrado – IOUSP - São Paulo, Brasil.
- Pimenta F. M., Campos, E. J. D., Miller, J., Piola, A. R. J. 2005. A numerical study of the Plata river plume along the Southeastern South American Continental Shelf. *Brazilian Journal of Oceanography* v. 53, p. 129-146.
- Pimenta, F.M., Kirwan Jr. A.D. 2014. The response of large outflows to wind forcing. *Continental Shelf Research* <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.006>.
- Piola, A. R., and Bianchi A. A. 1990. Geostrophic mass transport at the Brazil/Malvinas Confluence, *Eos Trans. AGU*, 71, 542,.
- Piola, A. R. and A. L. Rivas. 1997. Corrientes en la Plataforma Continental, in *El Mar Argentino y sus recursos pesqueros. Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y las características ambientales*. Vol.1., edited by E.E. Boschi, Instituto Nacional de Investigaciones y Desarrollo Pesquero. Mar del Plata, Argentina. 119-132.

- Piola, A.R., Campos, E.J.D., Möller Jr., O.O., Charo, M., Martinez, C. 1999. Continental shelfwatermasses off eastern South America—201Sto401S. Proceedings of the Tenth Symposium on Global Change Studies, Dallas, TX, USA, 10–15, pp. 9–12.
- Piola, A. R., Campos E. J. D., Möller Jr., O. O., Charo M., e Martinez C. 2000. The Subtropical Shelf Front off eastern South America, *J. Geophys. Res.*, 105, 6565–6578
- Piola, A. R., e Matano R. P. 2001. The South Atlantic Western Boundary Currents Brazil/Falkland (Malvinas) Currents. *Encyclopedia of Ocean Sciences*. J. M. Steele, S. A. Thorpe, and K. K. Turekian Eds. Academic Press. 1, 340-349.
- Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E., Möller, O.O., Campos, E.J.D. 2005. The influence of the Plata river discharge on the western South Atlantic Shelf. *Geophysical Research Letters* 32.
- Piola, A. R., Romero, S. I. &Zajaczkovski, U. 2008. Space-time variability of the Plata plume inferred from ocean color. *Continental Shelf Research* 28(13): 1556-1567
- Piola, A.R., Martínez AvellanedaN., GuerreroR. A., JardónF. P., PalmaE. D., and RomeroS. I. 2010. Malvinas-slope water intrusions on the northern Patagonia continental shelf, *Ocean Sci.*, 6, 345-359.
- Piola, A. R., Franco B. C., Palma E. D., Saraceno M. 2013. Multiple jets in the Malvinas Current, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 2107–2117, doi:10.1002/jgrc.20170.
- Pond & Pickard. 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*. Pergamon Press.
- Provost, C., Garçon V., e Falcon L. M. 1996. Hydrographic conditions in the surface layers over the slope-open ocean transition area near the Brazil-Malvinas Confluence during austral summer 1990, *Cont. Shelf Res.*, 16, 215– 235.
- Robertson, A. W., and C. R. Mechoso. 1998: Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. *J. Climate*, 11, 2570-2581
- Romero, S. I., Piola A. R., Charo M., and Garcia C. A. E. 2006. Chlorophyll-*a* variability off Patagonia based on *SeaWiFS* data, *J. Geophys. Res.*, 111, C05021, doi:10.1029/2005JC003244.
- Romero, S. I. 2008. Estimaciones satelitales de clorofila y los frentes oceánicos del Atlántico sudoccidental Romero. Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Sabatini, M., Reta, R. and Matano, R. 2004. Circulation and zoo-plankton biomass distribution over the southern Patagonian shelf during late summer. *Continental Shelf Research.*, 24, 1359–1373.

- Sandstrom, J.W. and Helland-Hansen, B. 1903. "Über die Berechnung" von Meeresströmungen (in German). " *Fiskeridir. Skr. Ser. Havunders.* 2(4), 1–43
- Saraceno, M., C. Provost, A. R. Piola, J. Bava, e A. Gagliardini. 2005. Brazil Malvinas Frontal System as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data, *J. Geophys. Res.*, 109, C05027.
- Saunders, P. M., and King B. B. 1995: Oceanic fluxes on the WOCE A11 Section. *J. Phys. Oceanogr.*, 25, 1942–1958.
- Silveira, I. C. A.; Flierl, G. R.; Brown, W. S. 1999. Dynamics of Separating Western Boundary Currents. *Journal of Physical Oceanography*, Estados Unidos, v. 29, n.2, p. 119-144,
- Silveira, I. C. A., Schmidt, A. C K., Campos, E. J. D., Godoi, S. S., Ikeda, Y. 2000. A Corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, v. 48, n. 2, p. 171-183.
- Smith, W. H.F. and Sandwell, D.T. 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277:195-196. [http://topex.ucsd.edu/marine\\_topo/mar\\_topo.html](http://topex.ucsd.edu/marine_topo/mar_topo.html).
- Soares, I. D., Möller, O. O. 2001. Low frequency currents and water mass spatial distribution on the southern Brazilian shelf. *Continental Shelf Research* , v. 21, p. 1785-1814.
- Soares, I. D. 2003. The Southern Brazilian Shelf Buoyancy-driven currents. PhD thesis, University of Miami, Florida, United States of America.
- Soares, I. D., Kourafalou, V., Lee, T. 2007. Circulation on the Western South Atlantic Continental Shelf: 2. Spring and Autumn Realistic Simulations. *Journal of Geophysical Research*, v. 112, p. 1-18.
- Souza, R.B., Robinson, I.S.. 2004. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current. *Continental Shelf Research* 24, 241–262.
- Souza, R.B., Mata, M. M.; Garcia, C. A. E., Kampel, M., Oliveira, E. N., Lorenzetti, J. A. 2006. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil-Malvinas Confluence region. *Remote Sens. Environ.*, v. 100, p. 52-66,
- Spadone, A. e Provost, C. 2009. Variations in the Malvinas Current volume transport since 1992, *J. Geophys. Res.*, 114, C02002, doi:10.1029/2008JC004882.
- Stevenson, M. R., Dias-Brito, D., Stech, J. L., Kampel, M., 1998. How do cold water biota arrive in a tropical bay near Rio de Janeiro, Brazil? *Continental Shelf Research* 18(13), 1595-1612.

- Stramma, L. 1989. The Brazil Current transport south of 639-646. 23° S. *Deep-Sea Res.*, 36:
- Strub, P. T., James C., Combes V., Matano R. P, Piola A. R., Palma E. D., Saraceno M., Guerrero R. A., Fenco H., and Etcheverry A. R. L. 2015. Altimeter-derived seasonal circulation on the southwest Atlantic shelf: 27°–43°S, *J. Geophys. Res.*
- Trenberth, K. E., W. G. Large, e J. G. Olson. 1990. The mean annual cycle in global wind stress, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 1742 – 1760
- Van camp, L., Nykjer L., Mittelstaedt E., Schlittenhardt E. 1991. Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. *Progress in Oceanography*, 26, 357-402.
- Vigan, X., Provost, C., Bleck, R. and Courtier, P. 2000. Sea surface velocities from sea surface temperature image sequences. 1. Method and validation using primitive equation model output. *Journal of Geophysical Research*, 105: 19499-19514.
- Vivier, F., and C. Provost. 1999. Volume transport of the Malvinas Current: Can the flow be monitored by TOPEX/Poseidon? *J. Geophys. Res.*, 104, 21,105–21,122, doi:10.1029/1999JC900056.
- Wang, Vieira, Salat, Tiintoré and La Violeite. 1988. A shelf/slope frontal filament off the northeast Spanish coast. *Journal of Marine Research*, 46, 321-332.
- Willson, H.R. and Rees, N.W. 2000. Classification of mesoscale features in the Brazil–Falkland current confluence zone. *Progress in Oceanography* 45, pp. 415–426
- Yankovsky, A. E., and Chapman D. C. 1997: A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 1386–1401
- Zavialov, P. O., Ghisolfi, R. D., and Garcia, C. A. E. 1998. An inverse model for seasonal circulation over the southern Brazilian shelf: Near-surface velocity from the heat budget. *J. Physical Oceanogr.* 28(N4):545–562.
- Zavialov, P., Möller, O.O. 1998. Modeling and observations of currents off southern Brazil and Uruguay: the Rio Grande Current. In: Proceedings of Oceanic Fronts and Related Problems: KostantinFedorov International Memorial Symposium, Saint Petersburg, Russia, IOC Workshop Report 159, pp. 612–617
- Zavialov, P. O., Ganesella-Galvao S. M. F. Pimenta, F. M., Castelão G. P, And Abdoullaev S. M. 2000. Diurnal variability on the continental shelf of Southern Brazil, *Continental Shelf Research*, 20 (1) 15–35.

Zavialov, P. O., A. G. Kostianoy, and O. O. Moller Jr. 2003, SAFARI cruise: Mapping river discharge effects on southern Brazilian shelf, *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2126, doi:10.1029/2003GL018265.

Zemba, J.C. 1991. The structure and transport of the Brazil Current between 27°S and 36°S. Tese de doutoramento, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts, WHOI-91-37, 160pp.