



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.11.20.49-TDI

**CICLOS BIOGEOQUÍMICOS E MODOS DE  
VARIABILIDADE CLIMÁTICA NA REGIÃO DA  
CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

Cristina Schultz

Dissertação de Mestrado do Curso  
de Pós-Graduação em Meteorolo-  
gia, orientada pelo Dr. Luciano  
Ponzi Pezzi, aprovada em 29 de  
março de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BGFBKH>>

INPE  
São José dos Campos  
2012

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**

### **Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **Membros:**

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.11.20.49-TDI

**CICLOS BIOGEOQUÍMICOS E MODOS DE  
VARIABILIDADE CLIMÁTICA NA REGIÃO DA  
CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

Cristina Schultz

Dissertação de Mestrado do Curso  
de Pós-Graduação em Meteorolo-  
gia, orientada pelo Dr. Luciano  
Ponzi Pezzi, aprovada em 29 de  
março de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BGFBKH>>

INPE  
São José dos Campos  
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Schultz, Cristina.

Sc82c      Ciclos biogeoquímicos e modos de variabilidade climática na região da confluência Brasil-Malvinas / Cristina Schultz. – São José dos Campos : INPE, 2012.

xxvi + 192 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.11.20.49-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientador : Dr. Luciano Ponzí Pezzi.

1. Atlântico Sul e sudoeste. 2. ciclos biogeoquímicos. 3. clorofila. 4. variabilidade climática. I.Título.

CDU 551.465.8

---

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Mestre em  
Meteorologia

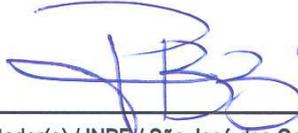
Dra. Karla Maria Longo de Freitas



---

Presidente / INPE / SJCampos - SP

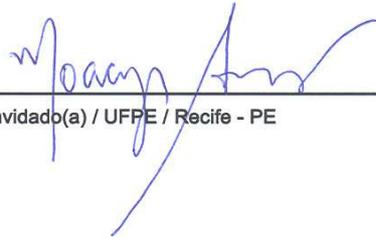
Dr. Luciano Ponzi Pezzi



---

Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Moacyr Cunha de Araujo Filho



---

Convidado(a) / UFPE / Recife - PE

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

unanimidade

Aluno (a): Cristina Schultz

São José dos Campos, 29 de março de 2012



*os gemidos da mão estremeçada  
Os brinquedos do tempo de criança  
O sorriso fugaz de uma esperança  
E a primeira paixão da nossa vida.  
O adeus que se dá por despedida  
E o desprezo que a gente não merece  
O delírio da lágrima que desce  
Um momento de angústia e de desgraça.  
Tudo passa, na vida tudo passa  
Mas nem tudo que passa a gente esquece.*

CHICO PEDROSA



*Aqueles que ainda vão ler esse trabalho.*



## **AGRADECIMENTOS**

À minha fantástica turma de mestrado (Rômulo, Madeleine, Thalyta, André, Bruna, Felipe, Bruno, Diego, Walid, Elder, Miguel e Flávio): CFF!

Ao meu orientador, pela paciência e confiança mesmo quando ainda estava longe a luz no fim do túnel;

À minha família: eu nunca vou te abandonar porque eu te amo;

À minha amiga Aline Anderson de Castro, pela noite virada lendo minha dissertação;

Ao meu querido Fernando Cavalcante dos Santos, por tudo;

Ao CNPq pela bolsa concedida.



## RESUMO

A região sudoeste do Oceano Atlântico é dominada principalmente pela Corrente do Brasil (CB) e a Corrente das Malvinas (CM), na região em que elas se encontram, conhecida como Confluência Brasil-Malvinas (CBM). A CBM é uma área de mistura intensa de águas subtropicais e subantárticas, com gradientes horizontais e verticais intensos de temperatura, salinidade e nutrientes, que levam a altos gradientes biológicos. A formação de uma camada de mistura profunda, associada com alta produtividade biológica, faz das regiões extra-tropicais dos oceanos do Hemisfério Sul importantes componentes do ciclo do carbono. Apesar de o Oceano Atlântico representar apenas 23% da área oceânica global, ele engloba 41% do fluxo anual global de carbono. Neste estudo, foi utilizado o modelo oceânico de circulação ROMS (*Regional Ocean Modelling System*), ativando o modo de biogeoquímica Fennel (Fennel *et al.*, 2006; Fennel *et al.*, 2008). O modelo biogeoquímico é baseado no ciclo do nitrogênio, que permite diferenciação entre produção primária nova e regenerada. Juntamente com o ciclo do nitrogênio, é resolvido o ciclo do carbono e calculada a troca de gás carbônico entre oceano e atmosfera. Na parte biológica do modelo, as concentrações de clorofila foram no geral bem representadas. No entanto, há um atraso nas florações de primavera na Plataforma Continental da Patagônia, que só surgem na estação do verão. Também, os valores de clorofila se estendem para profundidades maiores que as observadas em algumas regiões. Durante a primavera,  $\Delta p_{CO_2}$  alternou entre regiões de valores positivos e negativos. Na parte norte do domínio,  $\Delta p_{CO_2}$  positiva foi associada às águas quentes da região. Ambos fenômenos El Niño Oscilação-Sul (ENOS) e Modo Anular Antártico (SAM) apresentam impactos significativos nos valores de  $\Delta p_{CO_2}$ , devido a mudança de ventos e de padrões de ressurgência durante suas fases negativas e positivas.



# BIOGEOCHEMICAL CYCLES AND MODES OF CLIMATE VARIABILITY AT THE BRAZIL-MALVINAS CONFLUENCE REGION

## ABSTRACT

The Southwestern region of the Atlantic Ocean is dominated mainly by the Brazil Current (CB) and the Malvinas Current (CM), in the region they meet, known as the Brazil-Malvinas Confluence Region (CBM). The CBM is an area of intense mixing between subtropical and subantarctic waters, with high horizontal and vertical gradients of temperature, salinity and nutrients, which lead to high biological gradients. The formation of a deep mixed layer depth, associated with high biological production, makes the extra-tropical regions of the Southern Hemisphere Oceans important components of the carbon cycle. Although the Atlantic Ocean represents only 23% of the global oceanic area, it is responsible for 41% of the global annual carbon flux between ocean and atmosphere. In this study, a ocean circulation model was used (ROMS, Regional Ocean Modelling System), along with the Fennel biogeochemical mode (Fennel *et al.*, 2006; Fennel *et al.*, 2008). The biogeochemical model is based on the nitrogen cycle, which allows differentiation between new and regenerated production. Along with nitrogen cycle, the model also resolves the carbon cycle and the carbonic gas exchange between ocean and atmosphere is calculated. On the biological part of the model, chlorophyll concentration was in general well represented. There is, however, a delay in the spring bloom on the Patagonian Continental Shelf, that only appears in summer. Also, the chlorophyll values extend to higher depths compared to observed data in some regions. During the spring  $\Delta p_{CO_2}$  alternated between regions of negative and positive values. On the northern part of the domain, positive  $\Delta p_{CO_2}$  was associated with the warm waters. Both phenomena El Niño Southern Oscillation (ENSO) and Southern Annular Mode (SAM) presented significant impact on the values of  $\Delta p_{CO_2}$ , due to changes in winds and upwelling patterns during their negative and positive phases.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Fluxo anual médio de gás carbônico entre oceano e atmosfera, em $\text{gC/m}^2\cdot\text{ano}$ . FONTE: Takahashi <i>et al.</i> , 2009. . . . .	2
3.1 Representação dos reservatórios-fluxo do ciclo do carbono global pré-industrial. FONTE: Watson & Orr, 2003. . . . .	8
3.2 Correntes de superfície do Oceano Atlântico Sul. FONTE: Peterson & Stramma (1991). . . . .	9
3.3 Áreas Norte, Central e Sul definidas por Palma <i>et al.</i> , 2008 FONTE: Palma <i>et al.</i> (2008). . . . .	10
3.4 FONTE: <a href="http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/soi.shtml">http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensocycle/soi.shtml</a> , variação temporal do IOS. . . . .	25
3.5 Anomalias de altura geopotencial em 850hPa projetada na série temporal normalizada de SAM, em: <a href="http://jisao.washington.edu/data/aa/">http://jisao.washington.edu/data/aa/</a> . . . . .	29
4.1 Esquema adaptado de Fennel <i>et al.</i> (2006) retratando as trocas entre compartimentos do ciclo do nitrogênio no modelo biogeoquímico . . . . .	32
4.2 Esquema adaptado de Fennel <i>et al.</i> (2006) retratando as trocas entre compartimentos do ciclo do carbono no modelo biogeoquímico . . . . .	36
4.3 Representação das coordenadas verticais da grade utilizada para os experimentos (m) . . . . .	37
4.4 Batimetria da região de estudo utilizando o conjunto de dados SRTM30_PLUS, em m. . . . .	38
4.5 Localização das estações para coleta de dados de nitrato do WOD09 . . . . .	40
4.6 Localização das estações para coleta de dados de alcalinidade total do WOD09 . . . . .	40
4.7 Localização das estações para coleta de dados de CID do WOD09. . . . .	41
4.8 Concentração de nitrato em superfície para os dados interpolados do WOD09 nos meses de verão ( $\text{mg/m}^3$ ) . . . . .	41
4.9 Concentração de nitrato em superfície para os dados interpolados do WOD09 nos meses de outono ( $\text{mg/m}^3$ ) . . . . .	41
4.10 Concentração de nitrato em superfície para os dados interpolados do WOD09 nos meses de inverno ( $\text{mg/m}^3$ ) . . . . .	42
4.11 Concentração de nitrato em superfície para os dados interpolados do WOD09 nos meses de primavera ( $\text{mg/m}^3$ ) . . . . .	42

4.12	Média climatológica sazonal de Alcalinidade total em superfície, disponibilizado pelo CDIAC, em $\text{mg}/\text{m}^3$ . . . . .	43
4.13	Média climatológica sazonal de Carbono inorgânico dissolvido em superfície, disponibilizado pelo CDIAC, em $\text{mg}/\text{m}^3$ . . . . .	43
5.1	Batimetria do estuário do Rio da Prata conforme representado no experimento RIO1 (m) . . . . .	52
5.2	Salinidade no experimento RIO1 . . . . .	53
5.3	Salinidade no experimento RIO2 . . . . .	53
5.4	Batimetria do estuário do Rio da Prata conforme representado no experimento RIO3 (m) . . . . .	55
5.5	Salinidade no experimento RIO3 . . . . .	55
5.6	Salinidade no experimento RIO4 . . . . .	56
5.7	Batimetria do estuário do Rio da Prata conforme representado no experimento RIO5 (m) . . . . .	57
5.8	Diagrama Hovmoller de salinidade em $34,75^\circ\text{S}$ para o período entre Janeiro de 1987 e Dezembro de 1991 . . . . .	58
5.9	Localização dos perfil vertical analisado para o experimento RIO5. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s). . . . .	58
5.10	Perfil vertical médio do estuário do Rio da Prata durante o inverno. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s). . . . .	60
5.11	Perfil vertical médio do estuário do Rio da Prata durante o verão. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s). . . . .	61
5.12	Perfil vertical médio do estuário do Rio da Prata durante o outono. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s). . . . .	62
5.13	Perfil vertical médio do estuário do Rio da Prata durante a primavera. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s). . . . .	63
5.14	Perfil vertical médio do estuário do Rio da Prata durante o verão para o experimento FIS1. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s). . . . .	66
5.15	Diferença de temperatura ( $^\circ\text{C}$ ) e salinidade médias (ROMS-SODA) durante o outono para o experimento FIS1. . . . .	67
5.16	Diferença de temperatura ( $^\circ\text{C}$ ) e salinidade médias (ROMS-SODA) durante o inverno para o experimento FIS2 . . . . .	68
5.17	TSM ( $^\circ\text{C}$ ) e SSM médias para cada ponto no experimento FIS3 (eixo y) e nos dados do SODA (eixo x) para o período 1987-1996 . . . . .	69
5.18	Diferença de temperatura ( $^\circ\text{C}$ ) e salinidade médias (ROMS-SODA) durante o outono para o experimento FIS3 . . . . .	70
5.19	Diagrama Hovmoller de SSM para a latitude $45^\circ\text{S}$ , experimento FIS3 . . . . .	71

5.20	Diagrama Hovmoller de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) para a latitude $45^{\circ}\text{S}$ , experimento FIS3	71
5.21	Diagrama Hovmoller de SSM para a latitude $35^{\circ}\text{S}$ , experimento FIS3 . . .	72
5.22	Diagrama Hovmoller de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) para a latitude $35^{\circ}\text{S}$ , experimento FIS3	72
5.23	Diagrama Hovmoller de SSM para a latitude $30^{\circ}\text{S}$ , experimento FIS3 . . .	73
5.24	Diagrama Hovmoller de SSM para a latitude $28^{\circ}\text{S}$ , experimento FIS3 . . .	74
5.25	SSM e vento médio (m/s) para o período entre 1987-1996, experimento FIS3 . . . . .	74
5.26	TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e corrente (m/s) média para o período 1987-1996, verão, experimento FIS3 . . . . .	75
5.27	TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e corrente (m/s) média para o período 1987-1996, inverno, experimento FIS3 . . . . .	75
5.28	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e o outono para o experimento BIO1 (ROMS) . . . . .	77
5.29	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média do SeaWIFS durante verão e outono . . . . .	78
5.30	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média do SeaWIFS durante inverno e primavera . . . . .	79
5.31	Correlação mensal na estação da primavera entre concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) na superfície e concentração de nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), na superfície e concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) na superfície e radiação de onda curta ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) para o período entre 1987-1996 . . . . .	81
5.32	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO1 (ROMS) . . . . .	82
5.33	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e outono para o experimento BIO1.1 (ROMS) . . . . .	84
5.34	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO1.1 (ROMS) . . . . .	85
5.35	Comparação entre nitrato em superfície ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) climatológico obtido pelos dados WOD09 e os dados de médias mensais de nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) em superfície (1987-1996) do experimento BIO1.1, para os meses de primavera	86
5.36	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e outono para o experimento BIO1.2 (ROMS) . . . . .	88
5.37	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO1.2 (ROMS) . . . . .	89
5.38	Comparação entre nitrato em superfície ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) climatológico obtido pelos dados WOD09 e os dados de médias mensais de nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) em superfície (1987-1996) do experimento BIO1.2, para os meses de outono	90

5.39	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO1.3 (ROMS) . . . . .	93
5.40	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e outono para o experimento BIO2 (ROMS) . . . . .	94
5.41	Comparação entre nitrato em superfície ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) climatológico obtido pelos dados WOD09 e os dados de médias mensais de nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) em superfície (1987-1996) do experimento BIO2, para os meses de verão .	95
5.42	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO2 (ROMS) . . . . .	97
5.43	Comparação entre nitrato em superfície ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) climatológico obtido pelos dados WOD09 e os dados de médias mensais de nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) em superfície (1987-1996) do experimento BIO2, para os meses de inverno	98
5.44	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e outono para o experimento BIO3 (ROMS) . . . . .	100
5.45	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO3 (ROMS) . . . . .	102
5.46	Perfis verticais de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) médios em $45^{\circ}\text{S}$ durante verão e inverno para o experimento BIO3 (ROMS)	103
5.47	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e outono para o experimento BIO4 (ROMS) . . . . .	105
5.48	Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e a primavera para o experimento BIO4 (ROMS) . . . . .	106
5.49	Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico médios ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) em $24^{\circ}\text{S}$ , no outono, para o experimento BIO4 (ROMS) .	108
5.50	Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) médios em $24^{\circ}\text{S}$ , na primavera, para o experimento BIO4 (ROMS) . . . .	109
5.51	Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) médios em $35^{\circ}\text{S}$ , no verão, para o experimento BIO4 (ROMS) . . . . .	110
5.52	Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) médios em $35^{\circ}\text{S}$ , no outono, para o experimento BIO4 (ROMS) . . . . .	111
5.53	Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) médios em $35^{\circ}\text{S}$ , na primavera, para o experimento BIO4 (ROMS) . . . .	113

5.54	Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2\cdot\text{dia}$ ) médios em $45^{\circ}\text{S}$ , no verão, para o experimento BIO4 (ROMS) . . . . .	114
5.55	Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2\cdot\text{dia}$ ) médios em $45^{\circ}\text{S}$ , no outono, para o experimento BIO4 (ROMS) . . . . .	115
5.56	Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2\cdot\text{dia}$ ) médios em $45^{\circ}\text{S}$ , no inverno, para o experimento BIO4 (ROMS) . . . . .	116
5.57	Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2\cdot\text{dia}$ ) médios em $45^{\circ}\text{S}$ , na primavera, para o experimento BIO4 (ROMS) . . . . .	118
5.58	Diferença de $\text{Delta}p_{\text{CO}_2}$ médio durante verão e outono para o experimento BIO4 (ROMS). . . . .	119
5.59	Fluxo de $\text{CO}_2$ médio durante inverno e primavera para o experimento BIO4, em $\text{mMol}/\text{m}^2\cdot\text{dia}$ (ROMS) . . . . .	120
5.60	Correlação sazonal calculada entre os anos 1987-1996 entre clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de $\text{CO}_2$ ( $\text{mMol}/\text{m}^2\cdot\text{dia}$ , ROMS) . . . . .	121
5.61	Fluxo de $\text{CO}_2$ médio durante o verão e outono para o experimento BIO4, em $\text{mMol}/\text{m}^2\cdot\text{dia}$ (ROMS) . . . . .	123
5.62	Diferença de $\text{Delta}p_{\text{CO}_2}$ médio durante o inverno e primavera para o experimento BIO4 (ROMS). . . . .	124
5.63	Anomalias de TSM ( $^{\circ}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1988.	126
5.64	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1988. . . . .	127
5.65	Anomalias de corrente zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de corrente local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1988. . . . .	128
5.66	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\text{Delta}p_{\text{CO}_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1988. . . . .	129
5.67	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1988. . . . .	130
5.68	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1988. . . . .	131

5.69	Anomalias de corrente zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de corrente local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1988. . . . .	132
5.70	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{CO_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1988.	133
5.71	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1988. . . . .	134
5.72	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1988. . . . .	135
5.73	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{CO_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1988.	136
5.74	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1988. . . . .	137
5.75	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1988. . . . .	138
5.76	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{CO_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1988.	139
5.77	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1989.	141
5.78	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1989. . . . .	142
5.79	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{CO_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1989. . . . .	143
5.80	Anomalias de corrente zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de corrente local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1989. . . . .	144
5.81	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1989. . . . .	146
5.82	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1989. . . . .	147
5.83	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{CO_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1989.	148

5.84	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1989. . . . .	149
5.85	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1989. . . . .	150
5.86	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{\text{CO}_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1989.	151
5.87	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1989. . . . .	152
5.88	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1989. . . . .	153
5.89	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{\text{CO}_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1989.	154
5.90	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1992.	155
5.91	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1992. . . . .	156
5.92	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{\text{CO}_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1992. . . . .	157
5.93	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1992. . . . .	158
5.94	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1992. . . . .	159
5.95	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{\text{CO}_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1992.	160
5.96	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1992. . . . .	161
5.97	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1992. . . . .	162
5.98	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{\text{CO}_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de inverno de 1992.	163
5.99	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1992. . . . .	164

5.100	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1992. . . . .	165
5.101	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{CO_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1992.	166
5.102	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1995.	168
5.103	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1995. . . . .	169
5.104	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{CO_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1995. . . . .	170
5.105	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1995. . . . .	171
5.106	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento (m/s) local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1995. . . . .	172
5.107	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{CO_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1995.	173
5.108	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1995. . . . .	174
5.109	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1995. . . . .	175
5.110	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{CO_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1995.	176
5.111	Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses da primavera de 1995. . . . .	178
5.112	Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses da primavera de 1995. . . . .	179
5.113	Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e $\Delta p_{CO_2}$ em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses da primavera de 1995.	180

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACAS = Água Central do Atlântico Sul;  
AC = Água Costeira;  
AIA = Água Intermediária Antártica;  
AT = Água Tropical;  
C = Carbono;  
CaCO<sub>3</sub> = Carbonato de cálcio;  
CB = Corrente do Brasil;  
CBM = Confluência Brasil-Malvinas;  
CCA = Corrente Circumpolar Antártica;  
CDIAC = *Carbon Dioxide Information Analysis Center*;  
CID = Carbono inorgânico dissolvido;  
CM = Corrente das Malvinas;  
CO<sub>3</sub> = Carbonato;  
COD = Carbono orgânico dissolvido;  
COP = Carbono inorgânico particulado;  
ENOS = El Niño - Oscilação Sul;  
FOE = Funções Ortogonais Empíricas;  
FP = Frente Polar;  
FSA = Frente Subantártica;  
H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> = Ácido carbônico;  
HCO<sub>3</sub> = Bicarbonato;  
HNLC = *High Nutrient Low Chlorophyll*;  
IOA = Índice de Oscilação Antártica;  
N = Nitrogênio;  
NAO = Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation*);  
NCEP = *National Center for Atmospheric Research*;  
NH<sub>4</sub><sup>+</sup> = Amônio;  
NID = Nitrogênio inorgânico dissolvido;  
NOAA = *National Oceanographic and Atmospheric Administration*;  
NOD = Nitrogênio orgânico disponível;  
MO = Matéria orgânica;  
OS = Oscilação Sul;  
PAR = Radiação fotossinteticamente disponível (*Photosynthetically Available Radiation*);  
*p*CO<sub>2</sub> = pressão parcial do gás carbônico;  
ROMS = *Regional Ocean Modelling System*;  
SAM = Modo Anular Antártico (*Southern Annular Mode*);  
SCRUM = *S-coordinate Rutgers University Model*;  
SeaWIFS = *Sea viewing Wide-Field Sensor*  
SODA = *Simple Ocean Data Assimilation*;  
SSM = Salinidade de superfície do mar;

TSM = Temperatura de superfície do mar;  
WOD09 = *World Ocean Database 2009*;

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>1</b>
<b>2 OBJETIVOS</b> . . . . .	<b>5</b>
<b>3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> . . . . .	<b>7</b>
3.1 Características físicas e biogeoquímicas da área de estudo . . . . .	8
3.2 Rio da Prata . . . . .	14
3.3 Ciclo dos nutrientes . . . . .	16
3.3.1 Ciclo no oxigênio . . . . .	17
3.3.2 Ciclo do Nitrogênio . . . . .	17
3.3.3 Ciclo do carbono e alcalinidade . . . . .	19
3.3.4 Clorofila e o ciclo dos nutrientes . . . . .	21
3.4 Modos de variabilidade climática . . . . .	24
3.4.1 ENOS . . . . .	24
3.4.2 SAM . . . . .	28
<b>4 MÉTODOS</b> . . . . .	<b>31</b>
4.1 Descrição do ROMS . . . . .	31
4.1.1 Descrição da parte física . . . . .	31
4.1.2 Descrição da biogeoquímica . . . . .	32
4.2 Grade utilizada . . . . .	36
4.3 Dados utilizados . . . . .	38
4.3.1 Linha de costa e batimetria . . . . .	38
4.3.2 Dados Atmosféricos . . . . .	39
4.3.3 Dados oceânicos físicos . . . . .	39
4.3.4 Dados oceânicos químicos - nitrato . . . . .	39
4.3.5 Dados oceânicos químicos - Alcalinidade e CID . . . . .	42
4.3.6 Dados de Clorofila . . . . .	44
4.3.7 Dados do Rio da Prata . . . . .	44
4.4 Tratamento dos dados de entrada biogeoquímicos . . . . .	45
4.5 Tratamento dos dados de entrada do Rio da Prata . . . . .	47
4.6 Descrição dos experimentos . . . . .	48

<b>5</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>51</b>
5.1	Experimentos de ajuste do Rio da Prata	51
5.1.1	RIO1	51
5.1.2	RIO2	52
5.1.3	RIO3	54
5.1.4	RIO4	54
5.1.5	RIO5	56
5.2	Experimentos de ajuste da física	64
5.2.1	FIS1	64
5.2.2	FIS2	65
5.2.3	FIS3	65
5.3	Experimentos de ajuste da biogeoquímica	76
5.3.1	BIO1	76
5.3.2	BIO1.1	81
5.3.2.1	Síntese	87
5.3.3	BIO1.2	87
5.3.3.1	Síntese	91
5.3.4	BIO1.3	91
5.3.4.1	Síntese	92
5.3.5	BIO2	92
5.3.5.1	Síntese	96
5.3.6	BIO3	99
5.3.7	BIO4	101
5.4	Análise da biologia	104
5.5	Análise da química do sistema carbonato	117
5.6	Análise dos anos de ENOS e SAM positivo e negativos	122
5.6.1	1988 - La Niña	125
5.6.2	1989 - SAM positivo	129
5.6.3	1992 - El Niño	155
5.6.4	1995 - SAM negativo	166
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>181</b>
<b>7</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>185</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Desde o começo do período industrial, no final do século 18, a humanidade tem emitido grandes quantidades de gás carbônico para a atmosfera, em especial por conta da queima de combustíveis fósseis, mas também por práticas de uso da terras tais como desflorestamentos. Segundo IPCC (2000), é estimada para o ano de 2012 uma liberação de carbono para a atmosfera da ordem de 1,31 GtC somente devido a mudanças no uso do solo. Essas mudanças são constituídas primariamente, mas não exclusivamente, por agricultura e queima de madeira como combustível.

No entanto, menos da metade dessas emissões permanecem na atmosfera, sendo em sua maior parte absorvidas pelo oceano, pela biosfera terrestre ou por uma combinação de ambos (Sabine *et al*, 2004). Análises dos fluxos de gás carbônico indicam que o oceano é responsável por absorver uma parte considerável do excesso de gás carbônico (CO<sub>2</sub>), apresentando-se como o maior sumidouro de carbono do planeta, visto que contém de 15 a 20 vezes mais carbono que a atmosfera, a vegetação terrestre e o solo terrestre combinados.

Mudanças na concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico podem ter implicações climáticas profundas e foi sugerido, por exemplo, que podem ser a causa principal das flutuações climáticas associadas com as eras glaciais (Chester, 1990). Durante as eras glaciais houve diminuição da temperatura da atmosfera e do oceano, ocorrendo aumento na solubilidade do CO<sub>2</sub> no oceano glacial. No entanto, ainda que mais gás fosse dissolvido na água do mar, este aumento não é suficiente para explicar as variações interglaciais no CO<sub>2</sub> atmosférico. É, portanto, necessário invocar outras mudanças na química da água do mar, particularmente em respeito à atividade biológica, para explicar a notória quantidade de gás que foi transferido para o oceano (Chester, 1990).

Neste contexto, tornou-se de primordial importância entender o funcionamento dos ciclos biogeoquímicos dos oceanos. O termo “ciclos biogeoquímicos” se tornou familiar em meados dos anos 1980, quando houveram as primeiras tentativas de descrever para os tomadores de decisão os complexos processos interligados que envolviam as mudanças globais (Watsson & Orr, 2003). Até então as descrições eram inteiramente físicas e passaram, a partir de então, a ser considerados os ciclos biológicos, os nutrientes necessários para o desenvolvimento da biota e os ciclos geológicos envolvidos nestes processos.

A quantidade de CO<sub>2</sub> que é transferida entre o oceano e a atmosfera depende, em

primeira instância, da pressão parcial deste gás em cada reservatório ( $p_{CO_2}$ ), ou seja, da porcentagem da pressão total exercida pelos gases pela qual é responsável o  $CO_2$ . A taxa de transferência de um gás entre a atmosfera e o oceano é proporcional à sua pressão parcial nos dois reservatórios. No equilíbrio, quando a pressão parcial do gás é a mesma na água e no ar, as moléculas entram e saem de cada fase (gasosa e líquida) a uma mesma taxa. No entanto, quando a pressão parcial do gás em um reservatório é maior que no outro, haverá um fluxo difusivo em direção à menor pressão parcial como resposta ao gradiente de concentração na interface ar-mar.

Durante sua residência nos oceanos, alguns gases agem de maneira conservativa, enquanto outros tomam parte em processos químicos e biológicos. Gases dissolvidos são importantes por diversas razões, mas do ponto de vista da geoquímica marinha, as conseqüências mais importantes de sua presença na água do mar estão relacionadas ao papel que tem nos ciclos biogeoquímicos (Chester, 1990), sendo mais importantes, nesse contexto, o gás carbônico e o oxigênio, por serem os principais envolvidos nos processos de fotossíntese e respiração.

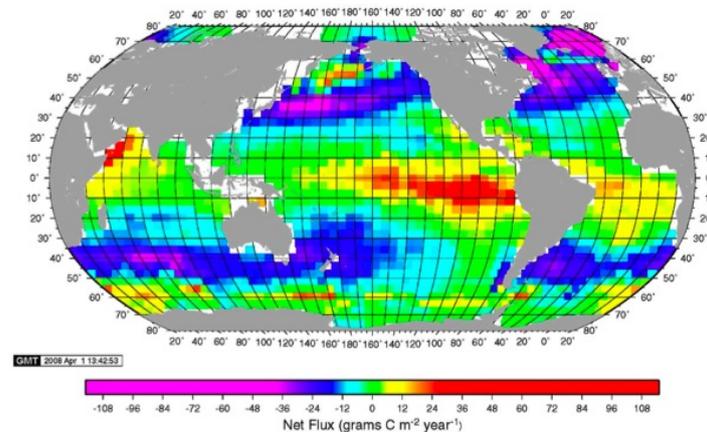


Figura 1.1 - Fluxo anual médio de gás carbônico entre oceano e atmosfera, em gC/m<sup>2</sup>.ano.  
FONTE: Takahashi *et al.*, 2009.

A distribuição de  $p_{CO_2}$  nos oceanos reage de uma maneira complexa a mudanças de temperatura sazonais, mistura de água e ciclos biológicos na camada superficial do mar. Perfis verticais do sistema do carbono no mar mostram grande quantidade de características distintas. A mais importante é a diferença entre a superfície e as águas profundas. De maneira geral, a forma dos perfis das águas profundas para os parâmetros do sistema do carbono dissolvido na água do mar dependem do fluxo de matéria orgânica das camadas superiores da coluna d'água e sua taxa de oxidação;

da taxa de dissolução do carbonato de cálcio; e das características e padrões de circulação das várias massas d'água que adentram o perfil vertical (Chester, 1990). As águas profundas contêm, de maneira geral, mais gases dissolvidos, por conta da baixa temperatura, que favorece a dissolução, e por estarem isoladas do contato com a atmosfera.

Os oceanos globais tropicais emitem para a atmosfera 0,69 PgC/ano. Há, no entanto, um cinturão de zonas sorvedouro de CO<sub>2</sub> localizado entre 20° e 50° de latitude em ambos os hemisférios. Isso é atribuído primariamente aos fortes ventos entre 40°-50°, e aos baixos valores de  $p_{CO_2}$  produzidos ao longo da zona de convergência subtropical, onde as águas geladas do giro subtropical se encontram com as águas subpolares com  $p_{CO_2}$  diminuído biologicamente. Enquanto o Atlântico tem apenas 23% da área oceânica global, ele absorve cerca de 41% do fluxo oceânico anual global de -1,42 PgC/ano, enquanto o Pacífico, que tem uma área maior que o dobro do Atlântico (47%), absorve apenas 33% do fluxo global (Takahashi, 2009).

Estudos numéricos sugerem, ainda, que as mudanças na quantidade de CO<sub>2</sub> oceânico resultam de variações nos níveis de nutrientes em águas de altas latitudes. Essas águas tem uma área relativamente pequena, mas são importantes no balanço atmosférico de CO<sub>2</sub>, pois lá ocorre troca rápida com grandes volumes do oceano profundo. Um exemplo disto é que cerca de 75% do volume oceânico interage com a atmosfera através de 4% da área superficial de altas latitudes (Chester, 1990).

Falkowski *et al.*(1998) afirma que os processos biológicos agem como uma bomba de CO<sub>2</sub> para maiores profundidades (bomba biológica), ao reter carbono nas águas superficiais por processos de fotossíntese. Posteriormente, esse carbono retido é transportado pelo afundamento de células fitoplanctônicas mortas e atividade de alimentação do zooplâncton. A produção primária (que representa a produção de matéria orgânica pelo fitoplâncton) nos ambientes marinhos é considerada limitada por nitrogênio, mas de maneira e grau não compreendidos (Metzler *et al.*, 1997). Para sua alimentação, o fitoplâncton pode usar diversas formas de nitrogênio simultaneamente, mas a preferência por amônio (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) é amplamente aceita. A distribuição e disponibilidade de diferentes formas de nitrogênio para a comunidade planctônica é relacionada com a dinâmica das massas d'água, sendo a produção primária favorecida por ressurgência de águas profundas, mais ricas em nutrientes.

Parâmetros físicos, tais como gradiente de temperatura entre o ar e o mar e ventos também alteram substancialmente as trocas de gases entre oceano e atmosfera, sendo este fluxo, portanto, regido também pela circulação atmosférica. Pelo fato deste

fluxo ser influenciado por fenômenos de escala global, muito se tem estudado sobre os efeitos de padrões de teleconexão sobre os ciclos biológicos marinhos e sobre os fluxos de gás carbônico. Padrões de teleconexão são descritos por anomalias em propriedades como temperatura ou pressão, na atmosfera ou oceano, que ocorrem em um determinado local e cujo efeito se estende para outras áreas, distantes em milhares de quilômetros, do globo.

Dentre os estudos que associam padrões de teleconexão a fluxos de gás carbônico ou a alterações biológicas que influenciam estes fluxos, constam: Di Lorenzo *et al.*(2008), que estuda a conexão entre os fluxos de gás carbônico no Oceano Atlântico Norte com a Oscilação do Giro do Pacífico Norte; Verdy *et al.*(2007) estuda a influência do Modo Anular Antártico (SAM) e El Niño - Oscilação Sul (ENOS) nas trocas de gás carbônico do Oceano Austral, Lovenduski & Gruber (2005) estudam, através de dados de satélite, a influência do SAM sobre a biologia do Oceano Austral; Yoder & Kennely (2003) avaliam a influência de ENOS sobre o fitoplâncton global; Lé Queré *et al.*(2003) associam a propagação de eventos climáticos sobre a estratificação oceânica, biologia marinha e CO<sub>2</sub> num período de 20 anos, com foco nos padrões Oscilação do Atlântico Norte (NAO), ENOS e Onda Circumpolar Antártica.

Apesar da região sudoeste do Oceano Atlântico ser uma área de mistura intensa de águas subtropicais e subantárticas, com padrão de gradientes intensos de diversas propriedades, estudos que associem estes padrões com a região são escassos. Os fluxos de CO<sub>2</sub> e suas relações com frentes são descritos por Bianchi *et al.*(2009), variações de clorofila são descritas por Garcia & Garcia (2008) e Giannini *et al.*(2009). Também a distribuição de nutrientes, sua associação com a descarga do Rio da Prata, bastante influente na região, e com massas d'água, são bem descritas em artigos como Ciotti *et al.*(1995) e Carreto *et al.*(1986).

Embora diversos artigos abordem os ciclos dos nutrientes e sua interação com a produção de clorofila na região do Oceano Atlântico Sudoeste, as escalas temporais e espaciais utilizadas são em geral pouco amplas, variando entre sinótica e interanual, e os estudos que abordam a produção primária em escalas interanuais são focados na interação entre a clorofila e fenômenos físicos. Dessa maneira, esse estudo constitui um esforço inicial de estudo desses parâmetros em escalas interanuais.

## 2 OBJETIVOS

Este projeto tem como objetivo principal, portanto, estudar através de modelagem numérica, o ciclo do nitrogênio e sua influência nos fluxos de gás carbônico na região sudoeste do Oceano Atlântico. Os fenômenos de interesse abrangem os impactos causados pela vazão do Rio da Prata e a Confluência Brasil-Malvinas, a serem simulados através de um modelo oceânico de circulação e biogeoquímica. Este trabalho conta com os seguintes objetivos específicos:

- Simulação e reprodução da circulação oceânica na região de estudo;
- Análise dos mecanismos de maior influência na circulação oceânica, de acordo com simulação numérica;
- Análise dos fluxos de CO<sub>2</sub> entre oceano e atmosfera calculados pelo modelo;
- Análise qualitativa dos dados de clorofila e comparação com medições de satélite;
- Análise da influência dos modos de variabilidade climática nas trocas de gás carbônico entre oceano e atmosfera.



### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Para entender o funcionamento do modelo que será utilizado, o modo Fennel de biogeoquímica do ROMS (Regional Ocean Modeling System), quais os elementos importantes para a biogeoquímica, suas fontes e sumidouros, como variam de acordo com a dinâmica oceânica, e como estes podem afetar diretamente o fluxo de  $\text{CO}_2$ , ou indiretamente através de sua influência na produção primária, foi feita uma revisão bibliográfica que busca ilustrar os ciclos dos nutrientes e sua relação com a concentração de clorofila.

Esta revisão inclui, ainda, esclarecimento sobre os modos de variabilidade que serão avaliados durante este estudo, SAM e ENOS, e os motivos pelos quais estes poderiam afetar a área de estudo. É importante destacar que a solubilidade de um gás na água do mar é um fator importante no controle de sua absorção pelo oceano. A solubilidade de um gás, por sua vez, é função de temperatura, salinidade e pressão.

A absorção de  $\text{CO}_2$  pelos oceanos, integrado por todos os oceanos e por períodos de décadas, é controlado principalmente pela taxa de mistura vertical e pela velocidade com que as águas superficiais penetram no interior do oceano. Em escalas de tempo e espaço menores surge um padrão mais complexo e, embora não esteja totalmente explicado, envolve forçantes termodinâmica, biológica e hidrodinâmica de  $p_{\text{CO}_2}$  na superfície (Watson & Orr, 2003). Doney *et al.* (2009) acrescenta ainda como determinantes, em escala regional, os fluxos de água doce e a velocidade de vento. O efeito termodinâmico é a influência da temperatura na solubilidade do  $\text{CO}_2$ , que altera sua distribuição entre carbonato, bicarbonato e gás dissolvido. Com os demais fatores permanecendo constantes, o aquecimento da água causa um aumento da  $p_{\text{CO}_2}$  de 4% por grau Celsius, e o resfriamento causa o oposto (Takahashi, 2009).

Para uma compreensão satisfatória das fontes e sumidouros de nutrientes em uma determinada região, utiliza-se a premissa de que, se o sistema analisado for ideal e fechado, os nutrientes deste sistema seriam reciclados indefinidamente através da teia trófica. No sistema oceânico real, no entanto, há uma perda de material orgânico da zona eufótica, camada que se estende da superfície até a profundidade onde a quantidade de luz se reduz a apenas 1% da que atinge a superfície, para a água profunda, pelo afundamento de pelotas fecais e “neve marinha” (composta por material orgânico). Esta perda é compensada pelo aporte de nutrientes para a zona eufótica (Chester, 1990).

O transporte de  $\text{CO}_2$  para profundidades maiores do oceano é feito pela chamada

bomba biológica, que consiste no ciclo completo do carbono no oceano, de maneira simples, a produção de compostos orgânicos por fotossíntese, exportados para grandes profundidades, sendo balanceada pelo transporte físico (Lé Queré & Metzl, 2003). A bomba biológica remove o dióxido de carbono da superfície oceânica, transformando-o em matéria viva, e o distribui para camadas de água mais profunda

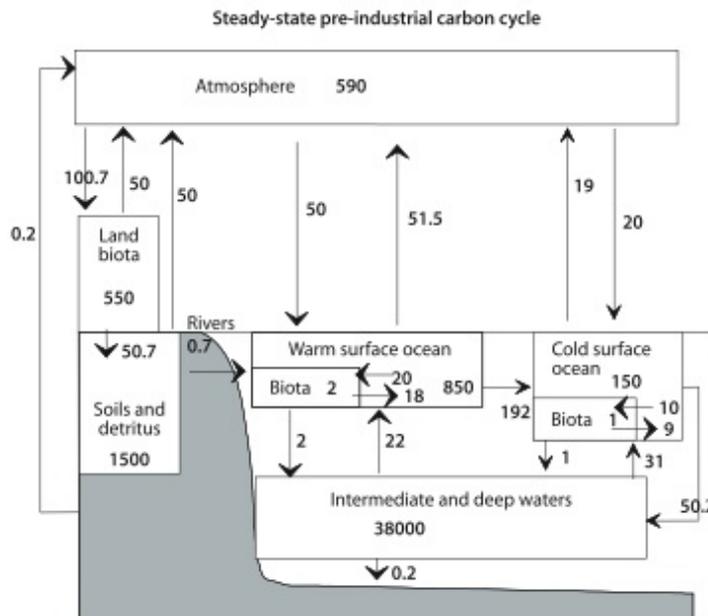


Figura 3.1 - Representação dos reservatórios-fluxo do ciclo do carbono global pré-industrial. FONTE: Watson & Orr, 2003.

### 3.1 Características físicas e biogeoquímicas da área de estudo

Uma análise dos campos de TSM no Atlântico Sudoeste feita por Teixeira *et al.* (2009) mostra que há um forte ciclo anual, que explica cerca de 85% da variância na maior parte da área estudada. Estes sinais são observados antes na Plataforma Continental do que no oceano aberto, refletindo uma resposta mais rápida à irradiância solar por conta da menor profundidade. Também as águas doces da descarga do Rio da Prata e de degelos ocorrentes no Estreito de Magalhães contribuem para este ciclo. O ciclo semi-anual da TSM, segundo estes autores, tem valores mais altos na região da CBM, devido às intensas atividades de mesoescala. Este ciclo pode também estar associado com SAM, visto que as correlações entre SAM e TSM são bastante altas. O ciclo interanual da TSM, no entanto, é menor, sendo mais significativo perto da CCA, e relacionado também com SAM. Este ciclo também é identificado como significativo próximo da CBM, visto que SAM leva a mudanças no cisalhamento do vento no

Atlântico Sudoeste e no transporte da CCA, podendo levar a alterações na CM e CB.

Duas importantes feições do Atlântico Sul que serão discutidas são a Frente Subantártica (FSA) e a Frente Polar (FP), definida por Olguin *et al.*(2006) como a localização onde as águas antárticas da CCA afundam sob as águas subantárticas, dando origem à Água Intermediária Antártica (AIA), que se move para norte até cerca de 20 a 25°S. A FP aparece em torno de 50 a 60°S, variando de acordo com a estação e a longitude. Estas frentes, bem como outras feições da circulação de larga escala do Oceano Atlântico Sul, podem ser observadas na Figura 3.2.

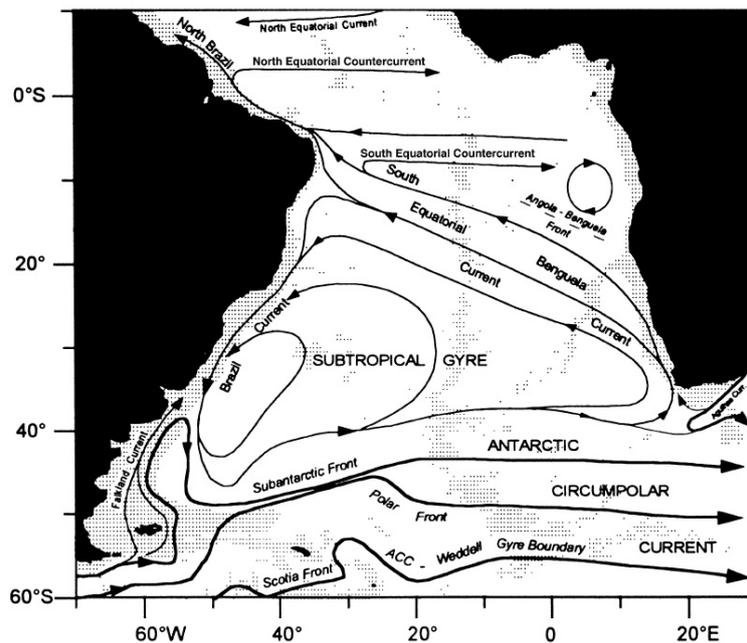


Figura 3.2 - Correntes de superfície do Oceano Atlântico Sul. FONTE: Peterson & Stramma (1991).

Pezzi *et al.*(2009) discutem que a camada limite atmosférica sobre o oceano é modulada pelos fortes gradientes de TSM na região de estudo, de maneira que na região da CBM os ventos de baixos níveis se ajustariam às modificações de TSM características de regiões frontais oceânicas. Nas áreas mais quentes, os ventos são mais fortes com camada de mistura instável. Nas áreas mais frias, no entanto, a camada limite é mais estável, o cisalhamento do vento é mais forte e os ventos superficiais são mais fracos. Palma *et al.*(2008) divide a plataforma continental oeste do Atlântico sul em três regiões que serão discutidas a seguir, região norte, de 20°S a 28°S, central, de 28°S a 43°S e sul, de 43°S a 55°S (Figura 3.3).

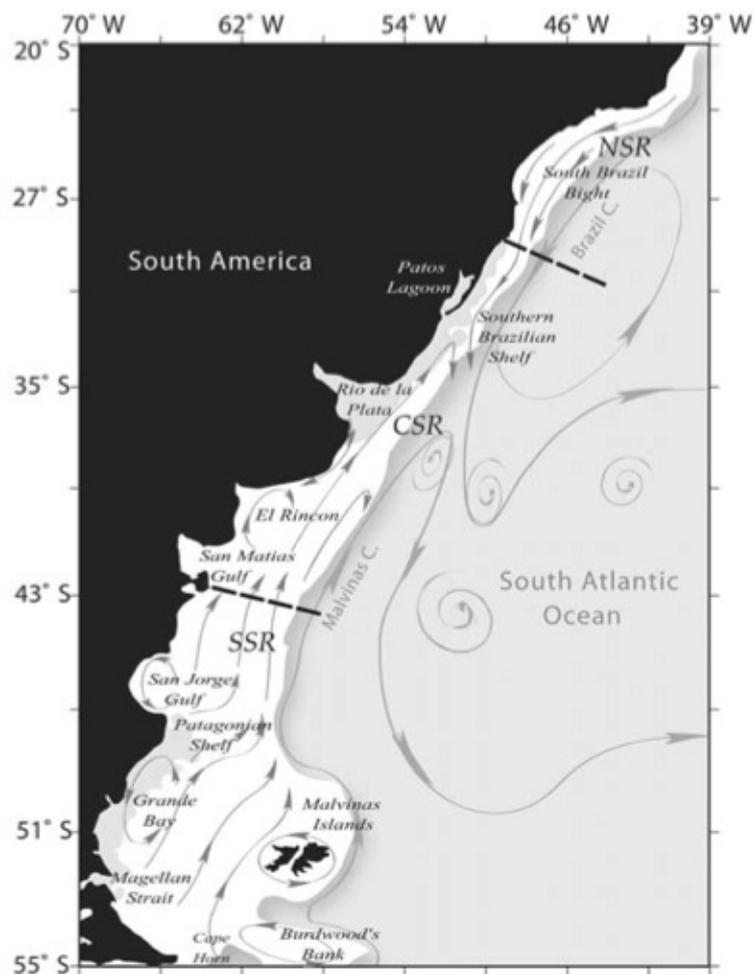


Figura 3.3 - Áreas Norte, Central e Sul definidas por Palma *et al.*, 2008 FONTE: Palma *et al.* (2008).

Na região norte descrita por Palma *et al.*(2008), a plataforma é mais estreita, há menor amplitude de maré, prevalecem ventos de noroeste ao longo da costa e pode-se notar mais influência da CB. Ainda sobre esta região, pode-se notar que nas regiões do Atlântico Sul onde a plataforma é mais estreita, há troca ativa entre a CB e as águas de plataforma, segundo Piola *et al.*(2010). De acordo com Acha *et al.*(2004), esta região norte engloba a chamada zona de ressurgência do Atlântico, que possui produção primária média, com florações de baixa intensidade e de curta duração. Esta zona, por sua vez, possui duas áreas de ressurgência importantes para a região, localizadas em Cabo Frio (cerca de 24°S), e no Cabo de Santa Marta (cerca de 28°S). A região de Cabo Frio conta com dois mecanismos de ressurgência: induzida por ventos, na costa, e por padrões de meandros e atividades turbulentas na quebra de plataforma (Acha *et al.*, 2004). Durante o verão ocorrem os dois mecanismos, trazendo as águas frias da ACAS vindas das regiões do talude continental para próximo

da costa. No inverno, no entanto, há diminuição da ressurgência costeira, e o aporte de nutrientes é feito apenas pelos padrões de meandros. A região adjacente ao Cabo de Santa Marta é caracterizada por eventos de ressurgência locais, principalmente durante a primavera e verão. As águas de plataforma são estratificadas, com prevalência de águas da CB na superfície, acima das águas mais frias e ricas em nutrientes da ACAS. A estação do verão apresenta os ventos de ressurgência, moderados e de nordeste.

Na parte central descrita por Palma *et al.*(2008), entre as latitudes 28-43°S, os ventos sazonais são mais fracos, há maior influência da CBM e das descargas de água doce do Rio da Prata e da Lagoa dos Patos, e são encontradas as águas subantártica e subtropical, vindas do domínio ao sul e ao norte, respectivamente. A descarga do Rio da Prata, juntamente com a descarga da Lagoa dos Patos e da Baía de El Rincón, formam três frentes estuarinas de alta produtividade biológica que compõem a chamada zona estuarina temperada (Acha *et al.*2004). Essa área engloba também a Península Valdés, que apresenta uma frente de mistura de maré, definida por uma frente termal de mesoescala observada na primavera e no verão. Essa frente define a borda entre as águas estratificadas de oceano aberto e as águas costeiras, verticalmente misturadas. O cisalhamento do vento na camada de superfície também contribui para a formação e manutenção da parte homogênea da frente, que é mantida da primavera até o outono, quando a estratificação das águas de plataforma decaem (Acha *et al.*2004).

Mais ao sul e localizada entre as áreas central e sul destacadas por Palma *et al.*(2008), está a Frente de Quebra de Plataforma Argentina, onde as águas de plataforma subantárticas encontram as águas da CM, caracterizando a frente termohalina. Trata-se de uma feição permanente, cuja borda interna encontra-se entre as isóbatas de 90 e 100 metros (Acha *et al.*, 2004). Os gradientes são mais fortes durante o outono e a localização geográfica pode variar de acordo com a dinâmica da CM. Entre as latitudes de 38-39°S a frente varia sazonalmente, se movendo em direção ao oceano aberto durante o verão e em direção à costa durante a primavera e outono. A maior produção primária nessa área ocorre no verão, com alta concentração de zooplâncton também no verão e início do outono. Há lacunas no entendimento físico dessa frente, no entanto a alta produtividade pode estar associada a mistura vertical ativa, responsável por produção de 350-450 gC/m<sup>2</sup>ano. Papparazzo *et al.*(2010) destaca que durante o outono a concentração de nutrientes na Plataforma Continental argentina é mais uniforme e, em geral, mais alta do que durante o verão, devido à interrupção da frente de maré.

Ainda segundo Paparazzo *et al.*(2010), as distribuições de TSM e nutrientes ao longo das frentes de maré podem ser explicadas pelo seguinte mecanismo: ocorre mistura vertical no lado mais raso da frente, trazendo nutrientes das camadas mais profundas, enquanto a TSM é reduzida por mistura com as águas mais frias. A instabilidade da coluna d'água não favorece a maioria dos produtores primários, que necessitam de uma camada superior estável para permanecer na zona eufótica, portanto redução ou ausência de consumo também permitiria concentrações de nutrientes elevadas. Foi observada, também, uma progressiva erosão da termoclina sazonal para norte durante o outono, tendo como consequência a interrupção da estratificação. Houve, também, uma redução de nitrato sul-norte ao longo da plataforma continental argentina, explicada pela origem dessas águas na região (Paparazzo *et al.*, 2010). Conforme as águas subantárticas ricas em nutrientes fluem para norte, os nutrientes são consumidos e misturados a outras massas d'água.

Já na região sul de Palma *et al.*(2008), que compreende a maior porção da plataforma, a amplitude de maré é maior, os ventos de oeste são mais fortes e persistentes, e há maior influência da CM. A região sul engloba também a Frente de maré da Patagônia, que se estende da costa ao norte da Península Valdés (42°S) à Ilha Staten (55°S) (Acha *et al.*, 2004). O enriquecimento de nutrientes é amplamente dependente de mistura vertical intensificada na parte homogênea da frente. Carreto *et al.*(1986) mostraram que essa frente é muito produtiva durante a primavera e verão, com diversas frações de tamanho do fitoplâncton em diversos setores da frente.

No Atlântico Sudoeste, a variabilidade da concentração de clorofila geralmente segue a distribuição espacial das massas d'água que dependem, por sua vez, da chuva e de condições meteorológicas locais (regime de luz e ventos), além do deslocamento sazonal da Convergência Subtropical (Ciotti *et al.*, 1995). As concentrações de clorofila do Atlântico Sul, de acordo com Olguin *et al.*(2006), apresentaram valores entre 0,14 e 3  $\mu\text{g/l}$ , com picos nos primeiros 25 metros (especialmente na CBM e FP). Eventos ENOS também tem efeitos sobre ventos e, conseqüentemente, sobre o transporte de Ekman. Os ventos são um fator importante para a distribuição de massas d'água e para a manutenção de clorofila-a na plataforma. Ciotti *et al.*(1995), num estudo feito para a plataforma sul do Brasil, identifica quatro principais massas d'água: Água Tropical (AT, temperatura  $\geq 20^\circ\text{C}$ , salinidade  $\geq 36$ ), *guaSubantrtica*( $4^\circ\text{C} \leq \text{temperatura} \leq 15^\circ\text{C}$ ,  $33,7 \leq \text{salinidade} \leq 34,15$ ), *guaSubtropical*( $10^\circ\text{C} \leq \text{temperatura} < 20^\circ\text{C}$ ,  $34,2 \leq \text{salinidade} \leq 36$ ) e *guaCosteira*(AC, *identificada em cada cruzeiro*).

A Plataforma interna, segundo os autores, é ocupada pela AC, que é uma mistura de diferentes águas de plataforma com o fluxo de água doce proveniente do Rio da Prata e da lagoa dos Patos, sendo a extensão desta ocupação dependente do fluxo de água doce. A AC tem concentrações de clorofila-a geralmente altas, e concentrações de nutrientes inorgânicos baixas, relacionadas com assimilação destes nutrientes pelo fitoplâncton. A quantidade de clorofila tende a ser mais alta quando há maior descarga de água doce, sugerindo grande importância da descarga terrestre para o suprimento de nitrato inorgânico (Ciotti *et al.*, 1995).

Emilsson (1961) identifica que nas camadas superficiais das plataformas média e externa há a ocupação pela AT e pela água Subantártica, originada do ramo costeiro da CM. A AT apresenta baixa concentração de nutrientes e baixa biomassa fitoplanctônica, e apesar de localizada até a isóbata de 200 metros, sua extensão pode atingir maiores profundidade devido à CB (Metzler *et al.*, 1997). A mistura da AT com a Água Subantártica resulta na Água Central do Atlântico Sul (ACAS), que flui para norte (Ciotti *et al.*, 1995). Esta mistura ocorre na Convergência Subtropical (aproximadamente 30°S), e a ACAS se localiza entre 200 e 600 metros de profundidade, e possui relação T-S linear entre 6°C, 34,4 e 18°C, 36 (Metzler *et al.*, 1997).

A influência da ACAS na plataforma é fortemente relacionada com a direção dos ventos predominantes, uma vez que o transporte de Ekman direcionado para oceano aberto favorece a intrusão de ACAS mais profunda na plataforma (Ciotti *et al.*, 1995). Esta influência é percebida a partir da alta biomassa fitoplanctônica, alta produtividade e alta concentração de nitrogênio (Metzler *et al.*, 1997). Durante eventos de ENOS quente, a importância da ACAS aumenta no sul do Brasil, já que o aumento na precipitação é relacionado com ventos de norte e nordeste (Ciotti *et al.*, 1995).

Durante o inverno, as águas da plataforma média são dominadas pela Água Subantártica devido à posição do ramo costeiro da CM nesta estação. O transporte de Ekman nesta situação é dirigido para a costa, resultando em manutenção da Água Subantártica sobre a plataforma, o que tem um forte impacto biológico pela quantidade de nutrientes trazidos (Ciotti *et al.*, 1995). A mistura de AC com a Água Subantártica forma uma água rica em nutrientes e também pouco densa, favorecendo a sua manutenção na zona eufótica. Quando a água Subtropical se desloca para o sul, ACAS se torna a fonte de nutrientes mais importante.

Yoder & Kennely (2003) analisaram os padrões de clorofila global a partir de fun-

ções ortogonais empíricas (FOE), utilizando dados do SeaWiFS (*Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor*) entre as latitudes de 50°N e 50°S. FOEs são definidas como os auto-vetores da matriz de covariância cruzada entre pontos de grade, sendo os auto-vetores combinações lineares de dados de estações individuais com pesos escolhidos de tal maneira que as somas sejam não-correlacionadas umas com as outras. Assim, a FOE principal traduz o padrão mais freqüente encontrado (North *et al.*, 1982). No estudo de Yoder & Kennely (2003), o primeiro modo foi responsável por 41% da variabilidade e associado com características sazonais dominantes, que se aproximam de uma senóide com picos em janeiro-fevereiro e baixas em agosto. As regiões neste estudo que mais contribuem para este modo são, justamente, as regiões de latitudes médias, entre 30° e 45°, nos dois hemisférios. Garcia & Garcia (2008) fazem uma análise mais localizada da variabilidade da concentração de clorofila-a para a plataforma continental próxima ao Rio da Prata. As análises de FOE mostraram que os dois primeiros modos explicam 77,5% da variabilidade, sendo o primeiro associado com anomalias no fluxo do Rio da Prata e o segundo associado com o cisalhamento do vento ao longo da costa. O ciclo anual, neste estudo, foi predominante na plataforma continental brasileira, ressaltando a importância do Rio da Prata. Na região da CBM, notou-se forte influência dos sinais anual e semi-anual, relacionados com ciclo de oscilação de frentes. Foi encontrado ainda um ciclo quadri-anual, restrito à área próxima à boca do Rio da Prata sobre a plataforma até próximo de 30°S, relacionado ao fenômeno ENOS. No estudo feito por Gayoso & Podestá (1996) no Atlântico SW, a maior variabilidade no que diz respeito a espécies de fitoplâncton, identificada na primeira componente principal, é associada a espécies típicas de floração. Essa floração é associada à circulação de mesoescala, com suprimento de nutrientes pelas águas da CM. As células planctônicas são encontradas em maiores quantidades associadas a eddies ciclônicos após a quebra de plataforma (Gayoso & Podestá, 1996).

### **3.2 Rio da Prata**

De acordo com Barbery & Barros (2001) a descarga média anual do Rio da Prata é de cerca de 21.000 m<sup>3</sup>/s, e a amplitude do ciclo anual é pequena, apesar de a descarga ser um pouco maior durante o verão. Os autores afirmam ainda que a razão para isso é que diferentes regimes de precipitação sobre diferentes locais contribuem para a descarga total do rio, com os principais tributários do Rio da Prata (Paraná, Uruguai e Paraguai) revelando, cada um, um ciclo anual bem definido. O Rio Uruguai tem sua maior descarga entre junho e novembro, e o Rio Paraguai é mais constante, apesar de um máximo durante o inverno austral. O ciclo anual mais ameno do Rio

Paraguai se deve à presença do pantanal, que naturalmente regula a descarga do rio. Neste caso, embora máximos de precipitação tendam a ocorrer durante o verão, o aumento da descarga do Rio da Prata ocorre com um atraso de meio ano (Berbery & Barros, 2001).

Robertson & Mechoso (1997) analisaram séries temporais de descarga dos rios Negro, Paraguai, Uruguai e Paraná para o período 1911-1993 e constataram três feições, sendo uma tendência não-linear, uma componente quase decenal e picos interanuais com escalas de tempo de ENOS. As primeiras duas feições (tendência não linear e componente quase decenal) são mais marcadas nos dois rios mais centrais (Paraná e Paraguai), com variabilidade em escala ENOS mais pronunciada nos rios Uruguai e a sudoeste.

A ligação entre ENOS e a descarga do Rio da Prata foi constatada por diversos autores. Robertson & Mechoso (1997) afirmam que há uma tendência clara em direção a uma vazão abaixo da média de julho a dezembro em anos de La Niña e uma leve tendência em direção a fluxos acima da média em anos de El Niño, de novembro a fevereiro. Já Diaz *et al.* (1998) constatam que a aparente anomalia de chuva está associada com anomalias de TSM na Zona de convergência do Atlântico Sul e na Zona de Convergência do Pacífico Sul.

As anomalias na vazão do Rio da Prata estão ainda associadas a anomalias de TSM. Soppa *et al.* (2010) avaliou que a correlação entre anomalias de TSM e o fenômeno ENOS no Oceano Atlântico Sudoeste comporta-se de maneira instável, obtendo tanto correlação positiva quanto negativa em uma mesma área e em diferentes eventos El Niño. Essa correlação, afirmam os autores, pode ocorrer a partir dos efeitos ENOS sobre os campos de TSM transportados pela CB, CM ou ainda através da corrente costeira, salientando-se que os efeitos ENOS do Atlântico sudoeste provavelmente são sentidos através de conexões atmosféricas.

O sistema estuarino do Rio da Prata tem cerca de 35.000 km<sup>2</sup>, e sua foz, próximo de 36°S tem apenas 5 a 15 metros de profundidade. Esta pouca profundidade faz com que os ventos da região tenham maior influência no fluxo da pluma de água doce (Guerrero *et al.* 1996). O estuário tem forma de funil, orientado no sentido NW-SW, com 320 km de comprimento e 230 km de largura na boca (Simionato, 2001). A distribuição de salinidade superficial na foz do Rio da Prata é controlada pelo balanço de ventos, pela descarga do rio e pela força de Coriolis. Durante o período de outono e inverno, os ventos em direção à costa e em direção ao oceano se compensam, e sem cisalhamento do vento a descarga continental é afetada apenas

por Coriolis, de maneira que o transporte preferencial é na direção norte-nordeste (Guerrero *et al.* 1996). Simionato (2001) realizou um trabalho de modelagem onde a influência de cada forçante (vento, maré e vazão) foi testada para uma simulação numérica do estuário. Neste estudo, durante o inverno, a combinação vazão e maré mostrou boa representação do comportamento da pluma do Rio da Prata, sendo vazão o principal fator. Transporte de Ekman teve uma influência positiva, mas pequena, e a vazão foi determinante na extensão da pluma para norte.

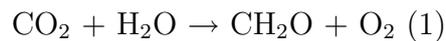
Já durante primavera-verão, os ventos em direção à costa se tornam dominantes, e há um mínimo de descarga do rio, resultando em um transporte de Ekman superficial que leva a água doce para o sul, de acordo com Guerrero *et al.* (1996). Nos experimentos de Simionato 2001, a pluma, nesta estação, só foi dirigida para sul após inclusão do vento. O último resultado (vazão, maré e vento) sugere que a influência de correntes externas a esse sistema não é relevante para a posição média da frente salina ao longo do ano. A única feição não explicada nas simulações é a presença de uma segunda pluma de água doce no norte da costa uruguaia, atribuída à Lagoa dos Patos. O campo de temperatura no estuário do Rio da Prata, controlado pelo ciclo atmosférico, apresenta estação fria e quente com diferenças de temperatura entre estes períodos de 10°C (Guerrero *et al.* 1996). Apesar da forte estratificação vertical e da densidade induzida por salinidade, a distribuição de temperatura no estuário permanece praticamente homogênea na vertical.

### 3.3 Ciclo dos nutrientes

Dada a importância que tem a produção primária e a bomba biológica no ciclo do carbono oceânico, e sabendo que o crescimento fitoplanctônico é dependente da concentração de nutrientes na água do mar, é importante que se conheça como funcionam estes ciclos biogeoquímicos e quais os fatores que podem alterá-los. Os ciclos de maior importância são relacionados ao oxigênio, nitrogênio e carbono. Outros nutrientes relevantes para a produção primária são silicato, fosfato e ferro. Na área de estudo, estes nutrientes não são limitantes. É importante notar que há três características principais na distribuição geral de nutrientes dos diversos ambientes marinhos: a concentração de nutrientes nas águas superficiais são maiores em áreas costeiras e regiões de ressurgência, concentrações de águas profundas são consideravelmente mais altas que aquelas de águas superficiais de oceano aberto, e concentrações de água profunda são maiores no Pacífico que no Atlântico (Chester, 1990).

### 3.3.1 Ciclo no oxigênio

O oxigênio na camada de mistura é derivado de trocas com a atmosfera de maneira que sua concentração é determinada pela sua solubilidade na água do mar e. Numa base global, a concentração de oxigênio dissolvido na água do mar é maior em águas frias de altas latitudes do que em águas tropicais quentes. Essa fonte atmosférica é suplementada pela liberação de oxigênio durante a fotossíntese, um processo representado por:



No entanto, a taxa de troca com a atmosfera é muito mais rápida do que a taxa na qual ocorrem os processos oceânicos internos. Como resultado, a fotossíntese geralmente não leva a excesso de oxigênio na superfície, todavia a superfície do oceano geralmente tem uma pequena supersaturação de oxigênio (~5%) que pode resultar do aprisionamento de bolhas de ar. Abaixo da zona na qual ocorre a fotossíntese, há um decréscimo no oxigênio dissolvido devido ao consumo, como resultado da respiração e do decaimento da matéria orgânica. A profundidade da zona de mínimo de oxigênio varia de um oceano a outro, sendo cerca de 300 m no Oceano Atlântico, 200 m no Oceano Pacífico e 800 m no Oceano Índico.

Todos os processos que ocorrem no oceano profundo levam a um decréscimo no oxigênio dissolvido, de tal maneira que um esgotamento do gás com a profundidade seja esperado. No entanto, relativamente pouca matéria orgânica atinge o fundo do oceano, e como resultado há pouco consumo de oxigênio. Na verdade, concentrações de oxigênio dissolvido geralmente mostram um aumento gradual da base da camada de mínimo até o fundo da coluna d'água. Algumas características oceânicas são facilmente identificadas nos perfis de oxigênio dissolvido. Por exemplo, a Água Intermediária Antártica (AIA) pode ser vista como uma intrusão de águas ricas em oxigênio em ambos oceanos Atlântico e Pacífico, se estendendo da superfície em cerca de 50°S a 800 m em cerca de 20°S (Chester, 1990).

### 3.3.2 Ciclo do Nitrogênio

Nitrogênio está presente na água do mar como nitrogênio molecular, sais inorgânicos fixados, uma série de compostos orgânicos nitrogenados associados com organismos (amino-ácidos e uréia) e nitrogênio particulado. De maneira a satisfazer suas necessidades de nitrogênio, a maior parte do fitoplâncton utiliza nitrogênio em formas assimiláveis, com preferência por nitrato, nitrito e amônio. Isso ocorre na

zona eufótica, onde alguns dos nutrientes nitrogenados são liberados em uma forma solúvel. O restante do nitrogênio é transportado via afundamento de particulados, e uma grande fração desse nitrogênio afundado é liberado novamente em solução nas profundidades maiores da coluna d'água por remineralização de material orgânico, principalmente mediado por bactérias, e com o produto final sendo nitrato (Chester, 1990). Esse processo é conhecido por fixação de nitrogênio de ser discutido adiante. A fonte de nutrientes nitrogenados requerida durante a produção primária pode ser relacionada a duas fontes distintas: uma fonte nova para a camada eufótica a partir da descarga de rios, deposição atmosférica, ressurgência de águas profundas e fixação de nitrogênio, principalmente na forma de nitrato; e fonte regenerada, a partir dos processos curtos de reciclagem na própria camada eufótica, principalmente na forma de amônio, ou seja, esse suprimento é originalmente derivado do fitoplâncton por meio da teia trófica (Chester, 1990).

De maneira geral, um máximo de nitrato é encontrado próximo da camada de mínimo de oxigênio no Oceano Atlântico, e a concentração é geralmente uniforme abaixo desta camada. No Atlântico Sul, onde esta característica é mais marcada, é encontrado ainda um máximo secundário em águas profundas (Chester, 1990).

A taxa de fixação de nitrogênio por bactérias é maior no Atlântico Norte do que no Atlântico Sul, apresentando-se positivamente correlacionada com o ferro dissolvido e negativamente correlacionada com a concentração de fósforo. A concentração de nitrogênio inorgânico dissolvido (NID) na superfície é baixa e similar nos giros dos oceanos Atlântico Norte e Sul. A concentração de fósforo, tanto orgânico quanto inorgânico, é maior no Hemisfério Sul, e a quantidade de nitrogênio orgânico dissolvido é também similar nos dois giros (Moore *et al.*, 2009). A alta concentração de fósforo no Atlântico Sul provavelmente resulta de trocas com uma termocline com razão N:P relativamente baixa e águas deficientes em nitrogênio do sistema de Correntes de Benguela.

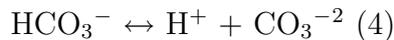
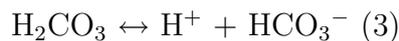
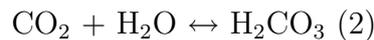
Na região adjacente ao Brasil, Metzler *et al.* (1997) encontraram, na área costeira, concentrações de clorofila entre 0,12-1,41 mg/l, e apesar de nitrato representar 32% do nitrogênio disponível, as formas reduzidas de nitrato representaram 96% da assimilação. Na região oceânica, as concentrações de clorofila foram menores que 0,3 mg/l, com nitrato representando 64-86% do nitrogênio disponível e as formas reduzidas conduzindo 74% da assimilação de nitrogênio.

Uréia contribuiu para 13,1% da assimilação nas áreas oceânicas e 18% nas costeiras. Esses números para amônio foram de 61,5% (oceano) e 78,1% (costa), e para nitrato

de 25,4% (oceano) e 6,8% (costa). Em nenhum local esses números foram proporcionais à disponibilidade, evidenciando a preferência por amônio (Metzler). Dortch *et al.* (1990) afirma que raramente a inibição na assimilação de nitrato na presença de amônio é severa, como previamente acreditado, e que embora haja preferência por amônio, a taxa de crescimento com nitrato é igual ou superior. Apesar de a razão C:N da matéria particulada ser coerente com a razão de Redfield nas adjacências do Brasil (nunca excede 9,1), a razão entre assimilação de C e assimilação de N apresenta grande variabilidade, sendo menor nas áreas costeiras.

### 3.3.3 Ciclo do carbono e alcalinidade

Fotossíntese e respiração de comunidades biológicas são dois processos que alteram a concentração de carbono inorgânico dissolvido (CID). Perfis típicos de dióxido de carbono na coluna d'água mostram esgotamento nas camadas superficiais e um aumento geral em direção à base da zona eufótica. Assim, o comportamento do dióxido de carbono e do oxigênio podem ser considerados imagens espelhadas uma da outra, ou seja, o máximo de CO<sub>2</sub> ocorre onde há maior oxidação da matéria orgânica, processo que consome oxigênio, levando ao seu mínimo. O dióxido de carbono é extremamente reativo com a água do mar, e essa reatividade tem efeitos profundos na química dos oceanos (Chester, 1990). O CO<sub>2</sub> na atmosfera se equilibra com a água do mar via trocas na interface ar-mar, posteriormente hidratando o CO<sub>2</sub> dissolvido de acordo com as reações:



Esse equilíbrio depende da temperatura e pressão, e as proporções relativas das espécies são dadas pelo pH do sistema. Transições entre as espécies se dão em uma direção em que se mantém o pH constante, isto é, o carbonato na água do mar atua como um sistema tampão (Chester, 1990). Em média, o carbono inorgânico dissolvido na água do mar é composto por 91% de bicarbonato, 8% de carbonato e apenas 1% de CO<sub>2</sub>, sendo esta a única espécie trocada com a atmosfera (Lê Quere & Metzl, 2004). A alcalinidade total (AT) é a capacidade tampão da água, e é igual às cargas de todos os íons fracos da solução. AT é uma propriedade físico-química importante da água do mar e tem um papel importante em diversos processos químicos e biológicos. Os íons carbonato e bicarbonato são os ânions mais abundantes de

ácidos fracos na água do mar, de maneira que mudanças nas cargas positivas totais, que resultam em alterações nas razões dos cátions possam ser acompanhadas por mudanças na AT. Na prática, pode-se utilizar o conceito simplificado de alcalinidade para propósitos práticos (AP), descrito por:

$$\begin{aligned}
 & [\text{Na}^+] + 2[\text{Mg}^{+2}] + 2[\text{Ca}^{+2}] + [\text{K}^+] + \dots - [\text{Cl}^-] - 2[\text{SO}_4^{-2}] - [\text{NO}_3^-] - \dots = \text{AP} \\
 & = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{-2}] + [\text{B}(\text{OH})_4^-] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] \quad (5)
 \end{aligned}$$

Dessa maneira, do lado esquerdo da equação alcalinidade é descrita em termos de íons conservativos e do lado direito da equação em termos de íons de ácidos fracos (Zeebe & Wolf-Gladrow, 2005). Se seguirmos a definição de alcalinidade por balanço de íons conservativos, temos que esta não se altera em função de alterações de temperatura e pressão. No entanto, se seguirmos a definição por íons de ácidos fracos, temos que a alcalinidade irá se alterar, visto que temperatura e pressão alteram o equilíbrio químico dos ácidos. Zeebe & Wolf-Gladrow (2005) afirmam, ainda, que durante a assimilação e liberação de  $\text{CO}_2$  as concentrações individuais dos íons de ácidos fracos podem variar dramaticamente por conta da variação na quantidade de  $\text{CO}_2$  e do pH. No entanto, AT é constante pois os íons conservativos não são afetados e portanto a alcalinidade se mantém constante.

Uma terceira propriedade apresentada por estes autores é que a alcalinidade é conservada durante a mistura. Quando duas massas d'água com diferentes propriedades são misturadas, as quantidades de massa, sal, CID e AT são proporcionais à quantidade de cada massa d'água da mistura. No entanto, nenhum volume ou componente único de CID ou AT são conservados nesta situação. A propriedade de conservação de CID e AT é o motivo pelo qual são utilizadas em modelos oceânicos de ciclo do carbono como variáveis prognósticas.

A AT não se altera quando  $\text{CO}_2$  é trocado com a atmosfera ou é absorvido ou liberado pelo fitoplâncton. No entanto, a alcalinidade total muda com a salinidade (precipitação, evaporação), a dissolução de carbonato de cálcio, e com a assimilação e liberação de NID (Zeebe & Wolf-Gladrow, 2005).

No geral, há um aumento gradual da alcalinidade com a profundidade abaixo da camada de mistura. As duas características mais importantes na distribuição da alcalinidade nos oceanos são o aumento nas altas latitudes em comparação com as baixas latitudes e o aumento em profundidade em comparação com as águas superficiais. Em águas quentes de baixas latitudes, a baixa alcalinidade provavelmente se

deve ao rápido crescimento de organismos que secretam carbonato e à absorção de nutrientes associada durante a produção primária. Nas águas profundas, o aumento na alcalinidade reflete a presença do excesso de cálcio, que é resultado do aumento da dissolução de carbonato com a profundidade da coluna d'água (Chester, 1990).

Quando o fitoplâncton morre, ele permanece na água como carbono orgânico dissolvido (COD), que é transportado por correntes, ou se agrega como carbono orgânico particulado (COP), que afunda arrastando carbono. O carbono particulado e dissolvido é remineralizado novamente na forma de COD por organismos vivos ou por degradação ultra-violeta. O fluxo unidimensional em direção ao oceano profundo compõe a chamada produção exportada.

Quando as conchas de  $\text{CaCO}_3$  afundam para o oceano profundo, a concentração de carbonato na superfície diminui, levando a um desequilíbrio no sentido de formar mais carbonato a partir do bicarbonato, utilizando  $\text{CO}_2$ . Portanto tem o efeito inverso da bomba biológica (Lé Queré & Metzl, 2004). As amplas variações sazonais de  $p_{\text{CO}_2}$  são principalmente governadas por temperatura, nos subtropicais, mas por produção biológica e mistura durante o inverno nas altas latitudes, levando a sazonalidades opostas nestas duas regiões (Lé Queré & Metzl, 2004).

### 3.3.4 Clorofila e o ciclo dos nutrientes

A concentração de clorofila e a composição taxonômica das comunidades fitoplanctônicas são qualitativamente correlacionadas com a circulação oceânica e processos físicos de mesoescala, pois estes influenciam os fluxos de nutrientes que adentram à camada eufótica.

Dessa maneira, a estratificação oceânica pode afetar a produtividade marinha de três maneiras: ajustando a concentração de nutrientes na superfície ao controlar a mistura entre a superfície e águas profundas; afetando a duração da estação de máximo crescimento do fitoplâncton e determinando as condições ambientais gerais que por sua vez determinam a composição do ecossistema (Yoder & Kennely, 2003). Esses mecanismos podem opor-se uns aos outros, de maneira que a produtividade pode aumentar ou diminuir.

É importante, neste contexto, determinar a profundidade da camada de mistura. Nos subtropicais, o aprofundamento desta camada reabastece as águas de superfície pobres em nutrientes e pode aumentar sua biomassa em 20-100%. Nas altas latitudes, no entanto, a diminuição na profundidade da camada de mistura aumenta a estação

de crescimento (a quantidade de tempo em que a luz está disponível para crescimento fitoplanctônico) e pode aumentar a biomassa em 10-20%.

A razão entre carbono, nitrogênio e fósforo que é absorvida pelo fitoplâncton é praticamente a mesma por todos os oceanos, e é conhecida como razão de Redfield ou estequiometria de Redfield, dada por C:N:P = 106:16:1. Diversos estudos analisam a limitação de nutrientes não por seus valores de concentração absolutos, mas sim por quanto estes desviam da razão de Redfield.

Nos giros oceânicos centrais, fluxos de nutrientes vindos das águas profundas são relativamente pequenos, e a concentração de clorofila na parte superior da zona eufótica tem média de 0,2 mg/m<sup>3</sup>. Em regiões de ressurgência costeira, regiões sazonalmente misturadas de mares temperados e boreais, e giros divergentes subpolares ou eventos de mesoescala com bombeamento induzido por eddies, os fluxos verticais de nutrientes são suficientes para que haja concentrações de clorofila transientes de mais de 5 mg/m<sup>3</sup> (Falkowski *et al.* 1998). Mistura vertical profunda forte em latitudes altas reduzem a irradiância fotossintética média da camada de mistura para níveis abaixo dos ótimos para o crescimento fitoplanctônico. Em altas latitudes, aquecimento sazonal leva a uma coluna d'água estratificada que ajuda a reter o fitoplâncton em águas superficiais bem iluminadas e ricas em nutrientes, levando a picos sazonais de biomassa (Yoder & Kennely, 2003).

No estado básico, a produção de fitoplâncton é balanceada por mortalidade devido à pastagem, ataques virais, morte celular ou afundamento para o interior do oceano. A chamada alça microbiana, reciclagem de nutrientes por atividade microbiana, é extremamente eficiente e muito pouca matéria orgânica escapa da remineralização em zonas onde a concentração de nutrientes é baixa (Falkowski *et al.*, 1998).

Baseado na conservação de razões elementares, segue-se que, no estado básico, o fluxo de afundamento da matéria orgânica particulada da zona eufótica representa a perda estequiométrica (desvio da razão de Redfield) de nutrientes associados que devem ser repostos pela produção nova.

Algumas regiões do oceano apresentam alta concentração de nutrientes e baixa concentração de clorofila (HNLC), geralmente limitadas pela baixa concentração de ferro. Dentre essas regiões, o Oceano Austral tem o maior potencial de afetar os níveis de CO<sub>2</sub> atmosféricos. Apesar dos processos físicos que provêm concentrações extremamente altas de macronutrientes para a zona eufótica a partir do oceano profundo, as produções total e exportada estão muito aquém de seu potencial. Apro-

ximadamente metade do nitrogênio e fósforo da zona eufótica retorna inutilizado conforme a camada de superfície da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) afunda no seu ramo direcionado para o norte.

A produtividade na parte Atlântica do Oceano Austral é baixa, com atividade aumentada próximo a frentes (Froneman *et al.*, 2001). Essa produtividade é atribuída à estabilidade da coluna d'água, disponibilidade de metais traço e temperatura. Froneman *et al.* (2001) argumentam, ainda, que nessas áreas de produtividade aumentada há baixos níveis de pastagem pelo zooplâncton, representando menos de 8% da produção diária, de maneira que o afundamento é a rota primária de transferência de carbono para as maiores profundidades.

Altas concentrações de clorofila foram encontradas próximo da FP e da Convergência Subtropical (Froneman & Perissinoto, 1996). Ao sul da FP, as maiores concentrações foram encontradas próximo à superfície, enquanto ao norte desta frente, as concentrações foram maiores em subsuperfície. A alta produtividade nesta região é associada com uma camada de mistura rasa, de cerca de 20 metros. No entanto Froneman *et al.* (2001) observou camadas de mistura com profundidades superiores a 75 metros, que provavelmente se devem aos fortes ventos de oeste. Sob estas condições, o crescimento fitoplanctônico seria limitado por luz. Outro mecanismo tem sido proposto como responsável pela alta produtividade primária, associando temperatura como fator importante para o crescimento fitoplanctônico.

Na região costeira do Oceano Atlântico Sul, a zona eufótica é rasa, havendo pouca produtividade em profundidades maiores, onde a concentração de nutrientes é mais alta (Carreto *et al.* 1986). Há uma grande importância da descarga terrestre para o suprimento de nitrogênio inorgânico dissolvido (NID), que geralmente é o nutriente limitante nas águas costeiras (Ciotti *et al.*, 1995). A concentração de nitrato aumenta substancialmente após períodos marcados por alta taxa de precipitação. Durante a primavera, o consumo de nitrato nos estuários é grande, e a baixa concentração de nitrato, bem como a relativamente baixa razão N:P indicam que este nutriente é limitante para o crescimento fitoplanctônico. As principais fontes de nitrato são ligadas à ACAS e à Água Subantártica, sendo ACAS profunda a principal contribuição, com aportes de cerca de 23  $\mu\text{M}$  (Ciotti *et al.*, 1995).

Giannini *et al.* (2009), em um trabalho feito para a costa sudeste do Oceano Atlântico Sul, argumentam que o Rio da Prata é responsável pela maior variação na quantidade de clorofila-a, com aumento na concentração durante a primavera na Plataforma Argentina, ao sul de 36°S. Este aumento provavelmente é influenciado

pela estratificação das águas devido ao aumento de radiação solar nesta época do ano.

Teixeira *et al.* (1973) relacionam a alta produtividade primária na plataforma continental do Atlântico Sudoeste durante o inverno e primavera com o suprimento de nutrientes trazidos pela Água Subantártica, pela CM e pela descarga de água doce. Ciotti *et al.* (1995) relacionam ainda a produção primária com uma hidrografia complexa e com gradientes verticais e horizontais de densidade intensos causados, não só pela presença de água doce, como também pela proximidade da Convergência Subtropical. Em suma, os altos valores de clorofila-a são controlados pela mistura de massas d'água, e relacionados com AC, Água Subantártica e ACAS.

A concentração média de clorofila-a é, de tal maneira, diretamente proporcional à extensão da AC. A biologia da CBM pode ser descrita como uma zona de transição caracterizada por organismos subtropicais e subantárticos, de acordo com Boltovskoy (1986). A influência da CB na região da CBM é notada pela dominância de espécies de água quente e subtropicais. Por outro lado, pode-se encontrar também espécies subantárticas como dinoflagelados (Gayoso & Podestá, 1996).

### **3.4 Modos de variabilidade climática**

#### **3.4.1 ENOS**

Episódios El Niño refletem períodos de TSM excepcionalmente alta na parte leste do Oceano Pacífico tropical, sendo os episódios La Niña representados por anomalias de TSM frias nesta região (NOAA, 2008). Durante episódios intensos de El Niño, os desvios de TSM podem chegar a até 3,5°C acima da média entre a linha de data e a costa oeste da América do Sul, e geralmente duram cerca de 9-12 meses (NOAA, 2008). No geral, eventos El Niño se intensificam entre o fim do verão e começo do outono, com pico no inverno e se desintensificam a partir da primavera (Weng *et al.* 2007).

A flutuações na TSM durante episódios El Niño e La Niña são acompanhados por uma flutuação de escala ainda maior na pressão atmosférica, conhecida como Oscilação Sul (OS) (NOAA, 2008), cuja variação temporal é representada na Figura 3.4. A principal manifestação da OS é uma gangorra na pressão atmosférica ao nível do mar, entre a alta subtropical do Pacífico sudeste e a região de baixa pressão, se estendendo ao longo do Oceano Índico, da África ao norte da Austrália (Rasmusson & Wallace, 1981).

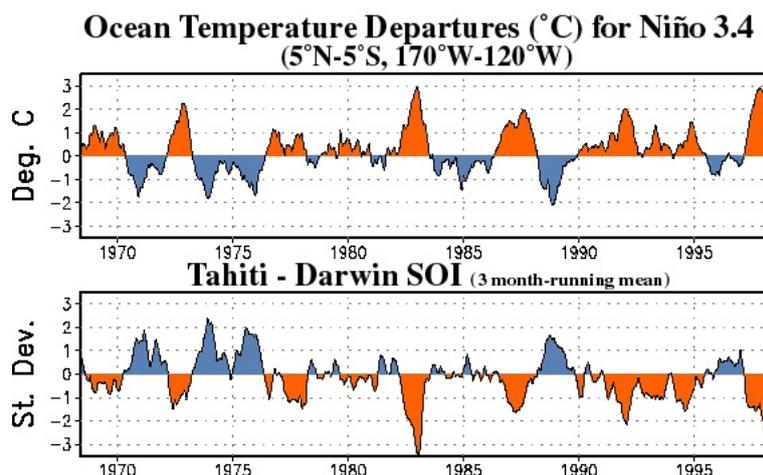


Figura 3.4 - FONTE: [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/encycle/soi.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/encycle/soi.shtml), variação temporal do IOS.

A fase negativa da OS ocorre durante episódios El Niño, e se refere a situações onde pressão anormalmente alta cobre a Indonésia e o Pacífico tropical oeste, havendo pressão mais baixa do que a usual na parte leste do Pacífico tropical (NOAA, 2008). Este índice é calculado baseado na diferença de pressão entre o Tahiti e Darwin, na Austrália. Embora se soubesse sobre a OS por mais de meio século, sua relação com o fenômeno El Niño não foi reconhecida até o fim da década de 1960 (Rasmusson & Wallace, 1981).

O gradiente de TSM na orientado na direção leste-oeste gerado durante eventos El Niño é associado a uma circulação atmosférica termal direta, com subsidência no leste do Pacífico, fluxo nos baixos níveis para oeste, ascensão e convecção de cumulus profunda no extremo oeste do Pacífico e na Indonésia e fluxo para leste no nível onde se encontram nuvens cirrus (Rasmusson & Wallace, 1981). Por conta da rotação da Terra, as mudanças na circulação tropical geram um padrão de ondas quasi-estacionárias de larga escala, bem definida na alta troposfera, que gera anomalias substanciais na circulação extratropical (Rasmusson & Wallace, 1981).

Muito tem sido estudado, nos últimos anos, sobre o chamado El Niño Modoki, quando a anomalia de água quente se encontra na região central do Oceano Pacífico, com anomalias frias a oeste e a leste. Este evento tem fases menos marcadas com as estações, e seu gradiente zonal de TSM no Pacífico equatorial leste é oposto se comparado ao El Niño, de maneira que a direção do vento zonal é oposta e o El Niño Modoki apresenta um padrão de duas células na circulação de Walker (Weng *et al.*, 2007).

As anomalias de precipitação associadas aos eventos ENOS resultam de mudanças em uma circulação já existente, e no geral as anomalias úmidas resultam do fortalecimento de características desta circulação que favorecem a precipitação (Grimm *et al.* 1999). Os fatores que propiciam as anomalias de precipitação, que são afetados pelas mudanças na circulação atmosférica, são alterações na disponibilidade de vapor d'água, na dinâmica do movimento vertical e na estabilidade vertical do ar, podendo haver combinação destes fatores (Grimm *et al.*, 1999).

As áreas mais extensas nas quais há precipitação associada a ENOS estão no Pacífico equatorial central e oeste, incluindo parte da Austrália, norte da América do Sul, África leste equatorial, sul da Índia, Sri Lanka e ilhas próximas (Ropelewski & Halpert, 1987). Nas altas latitudes essa relação foi encontrada em cada massa de terra do Hemisfério Sul: sudeste da África, Austrália e América do Sul (Ropelewski & Halpert, 1987).

A região norte da América do Sul, que engloba parte do Brasil, Guiana Francesa, Suriname, Guiana e Venezuela, sofre diminuição na precipitação entre julho e março, durante anos El Niño, provavelmente por conta do aumento de subsidência atmosférica sobre o norte da América do Sul, que está por sua vez associado a um deslocamento para oeste da circulação de Walker (Ropelewski & Halpert, 1987).

O sul da América do Sul, que compreende o sul do Brasil, Uruguai e nordeste da Argentina, é uma das regiões extratropicais mais afetadas (Grimm *et al.*, 1999). Dentre os fatores da circulação atmosférica que geram as anomalias de precipitação nesta área estão o meandramento e fortalecimento do jato subtropical de altos níveis, que ocorre devido à propagação de trens de ondas de Rossby a partir do Pacífico equatorial e, em baixos níveis, o fluxo aumentado vindo da bacia amazônica, que gera um acréscimo na disponibilidade de umidade ao sul de 20°S (Barreiro & Tippman, 2008). Grimm *et al.* (1999) destacam ainda a influência do estabelecimento de anomalias barotrópicas equivalentes sobre o Chile e regiões adjacentes, e mudanças na advecção de umidade vinda do Atlântico. Estes autores sugerem que a região sul do Brasil e Uruguai são afetados, principalmente, por mudanças no jato subtropical, sendo a região central da Argentina mais afetada por mudanças na advecção vinda do norte. Barreiro & Tippman (2008) destacam que a força do episódio El Niño tem influência na variabilidade da precipitação inter-eventos.

As anomalias descritas são mais intensas na região na primavera, desaparecendo ou mesmo mudando de sinal durante o mês de janeiro, e voltando a aparecer no mês de fevereiro (Grimm *et al.*, 1999). Ainda que o evento esteja mais maduro durante

o verão, a resposta no campo de precipitação não é pronunciada.

Eventos El Niño que coincidem com temperaturas mais quentes no Oceano Atlântico tropical tendem a induzir anomalias de precipitação menores sobre o sudeste da América do Sul do que aqueles eventos com anomalias de TSM negativas ou neutras no Atlântico (Barreiro & Tippman, 2008). Isto se dá, segundo os autores, pois temperaturas mais quentes no Atlântico tropical induzem ventos alísios mais fortes e, o mais importante, porque enfraquecem o jato de baixos níveis que transportam umidade da Amazônia para o sudeste da América do Sul.

Os anos com maior taxa de precipitação no sul da América do Sul coincidem com ciclos quentes de ENOS de intensidade moderada. Com alta precipitação, aumenta-se a descarga do Rio da Prata, e, conseqüentemente se altera também a distribuição das massas d'água. A Água Costeira (AC), que é suprida em água doce principalmente pelo Rio da Prata, pode se estender para oceano aberto por até 130 km, permanecendo próxima à costa (extensão de 20 a 30 km) quando há menos precipitação (Ciotti *et al.* 1995). O evento ENOS de 1982-83, considerado um evento forte, levou a um aumento de 50 a 70% na descarga do Rio da Prata. As concentrações de clorofila, por sua vez, são proporcionais à extensão da AC.

Eventos ENOS também têm efeito sobre os ventos e conseqüentemente sobre o transporte de Ekman (Ciotti *et al.*, 1995). Nas áreas de plataforma média, o transporte para oceano aberto após períodos de alta precipitação permitiram ressurgência de águas mais profundas, ricas em nutrientes, para a zona eufótica.

Yoder & Kennely (2003) fizeram EOFs globais de clorofila, e o terceiro e quinto modos estavam associados aos efeitos ENOS. Garcia & Garcia (2008) fazem EOF de clorofila para a plataforma da Patagônia, e encontram ciclos anuais, semi-anuais e quadri-anuais. A região da CBM é afetada pelos sinais anuais e semi-anuais, provavelmente relacionados com os ciclos de oscilação de frentes. O ciclo de 4 anos, restringido a uma área da boca do Rio da Prata até cerca de 30°S sobre a plataforma continental, é relacionado com a ocorrência de eventos ENOS.

Verdy *et al.* (2007) cita que é encontrada grande influência do ENOS no Oceano Austral, e que este fenômeno também é uma importante fonte de variabilidade de TSM na região da CCA. Dessa maneira, espera-se que pela influência que o fenômeno ENOS exerce sobre a descarga do Rio da Prata e sobre os ventos na região de estudo, que haja também influência sobre os fluxos de gás carbônico entre oceano e atmosfera.

### 3.4.2 SAM

O SAM é o modo dominante de variabilidade climática, em escalas de tempo de intrasazonal a interanual, sobre todo o Hemisfério Sul. É caracterizado por alternância de larga escala de massas atmosféricas entre latitudes médias e altas, formando um padrão zonalmente simétrico, com pressão média ao nível do mar oscilando entre a região compreendida na faixa de 40°S a 50°S e a Antártica e suas áreas adjacentes (Gong & Wang, 1998), representadas na Figura 3.5. Em anos de SAM positivo, os ventos de oeste se fortalecem e podem alterar a mistura da camada superficial do oceano e o transporte de Ekman oceânico, afetando a TSM e a temperatura do ar na superfície (Gong & Wang, 1998). Silvestri & Vera (2003) acrescentam que SAM é um padrão barotrópico que aparece o ano todo, embora seja mais ativo na primavera austral, quando se amplifica até a estratosfera. Na literatura, diversos autores preferem denominar o SAM como Oscilação Antártica, e o índice pelo qual este modo é medido de Índice de Oscilação Antártica (IOA), definido por Gong & Wang (1999) como:

$$\text{IOA} = P^*40^{\circ}\text{S} - P^*65^{\circ}\text{S} \quad (6)$$

Onde  $P^*40^{\circ}\text{S}$  e  $P^*65^{\circ}\text{S}$  são a pressão zonal média ao nível do mar normalizada nestas latitudes, para cada mês. A fase positiva do SAM é associada com anomalias de pressão negativas sobre a antártica, anomalias de pressão positivas sobre latitudes médias, e um fortalecimento do gradiente de pressão atmosférico zonal (Lovenduski & Gruber, 2005). O gradiente de pressão anormalmente forte durante as fases positivas do SAM age para fortalecer significativamente os ventos de oeste em cerca de 55°S e para enfraquecê-los em cerca de 35°S. SAM positivo também é associado com esfriamento sobre a Antártica e parte da Austrália, e aquecimento significativo sobre a Península Antártica, Argentina, Tasmânia e sul da Nova Zelândia (Gillet *et al.*, 2006). Nesta fase encontram-se condições anormalmente secas sobre o sul da América do Sul, Nova Zelândia e Tasmânia, devido ao deslocamento da storm track para o sul (Gillet *et al.*, 2006).

Segundo Reboita *et al.* (2009) em casos com SAM negativo, o jato subtropical, que funciona como guia de ondas, se move para norte e favorece a propagação de ciclones em direção ao sudeste da América do Sul e anomalias de precipitação positivas são vistas por toda a parte sul da América do Sul durante outono, mais concentradas no sul do Brasil e norte da Argentina durante o verão, contrastando com as anomalias negativas de precipitação que prevalecem na parte norte e sudeste do continente. Estes autores afirmam ainda que há mais frontogênese com SAM negativo no ou-

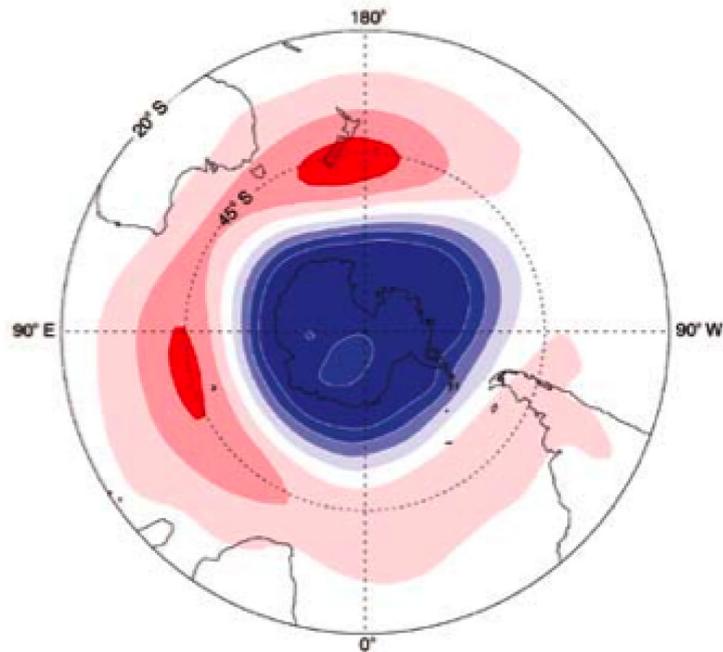


Figura 3.5 - Anomalias de altura geopotencial em 850hPa projetada na série temporal normalizada de SAM, em: <http://jisao.washington.edu/data/aa/>

tono e que a densidade de ciclones é mais espalhada e deslocada para norte quando comparada com fases positivas do SAM, que apresentam grande concentração de ciclones em torno do continente antártico. Marshall (2003) encontrou uma tendência no SAM em direção a fases positivas nas últimas décadas. Sobre a América do Sul, a influência de SAM é mais forte durante o inverno e no fim da primavera, embora com sinais opostos (Silvestri & Vera, 2003). Estes autores afirmam que durante a primavera, SAM positivo é associado com a intensificação de anomalias anticiclônicas de altos níveis, enfraquecimento da convergência de umidade e diminuição da precipitação sobre o sudeste da América do Sul.

Durante fases positivas de SAM, ocorrem casos extremos de precipitação na parte extratropical do Brasil, quando o jato é forte em altas latitudes, com ventos de oeste forçados por circulação ciclônica também nas altas latitudes e anticiclônica em latitudes médias (Vasconcellos & Cavalcanti, 2010). As autoras explicam, ainda, a correlação negativa entre SAM e precipitação no sudeste da América do Sul descrito em Silvestri & Vera (2003). Visto que há um deslocamento do jato para latitudes mais baixas durante a fase negativa do SAM, o início e a dissipação dos ciclones também são induzidos nas baixas latitudes.

As anomalias de vento na superfície geram anomalias no transporte de Ekman para o norte nas latitudes mais altas, até próximo de 55°S, levando a aumento da divergência e da ressurgência de águas mais profundas, acompanhadas de anomalias negativas de TSM. Anomalias de vento de superfície para leste produz anomalias do transporte de Ekman para sul na região mais ao norte da frente Subtropical (cerca de 40°S). Na região entre estas anomalias, portanto, há convergência, havendo afundamento da água de superfície para profundidade maiores e anomalias positivas de TSM. Assim, durante as fases positivas do SAM, suspeita-se que as ressurgências anômalas de águas ricas em oxigênio e CID nas latitudes mais altas aumente a  $p_{CO_2}$  nas águas de superfície. A degaseificação resultante pode, no entanto, ser mitigada pelo aumento da solubilidade do  $CO_2$  e da produtividade biológica nesta região.

Estudos mais recentes sugerem que o SAM é responsável por cerca de um terço do fluxo regional de  $CO_2$  na interface oceano-atmosfera em escalas de tempo interanual, principalmente devido a mudanças na circulação física (Verdy *et al.*2007).

## 4 MÉTODOS

### 4.1 Descrição do ROMS

#### 4.1.1 Descrição da parte física

No final da década de 1980 modelos de circulação globais foram combinados pela primeira vez com modelos oceânicos simples de carbono, capazes de diagnosticar o sumidouro de combustíveis fósseis. Uma geração mais recente de modelos possui circulação tridimensional derivada por diferenças finitas das equações de conservação de massa e momentum. As condições de contorno utilizadas para iniciar as equações que governam a circulação são tipicamente cisalhamento do vento na superfície do oceano, e fluxos de calor e água doce (Watson & Orr, 2003).

$$\delta u / \delta t + \nabla u - fv = \delta \Phi / \delta x - \delta / \delta z (\bar{v} \bar{w}' - v \delta u / \delta z) + F_u + D_u \quad (7)$$

$$\delta C / \delta t + \vec{v} \cdot \nabla C = \delta / \delta z (\bar{C}' \bar{w}' - v_0 \delta C / \delta z) + F_C + D_C \quad (8)$$

O ROMS é um modelo de superfície-livre, hidrostático, que utiliza equações primitivas, dentre as quais as equações 7, 8, 9 e 10. A equação 7 representa o balanço de momentum horizontal na sua extensão longitudinal, possuindo também uma componente na direção latitudinal. O termo  $fu$  representa a influência da Força de Coriolis,  $\delta \Phi / \delta x$  é o termo relativo à pressão dinâmica ( $P / \rho_0$ ), e  $F_u$  e  $D_u$  são as fontes e sumidouros (difusão horizontal), respectivamente.

A equação 8 representa a evolução temporal dos traçadores do modelo ( $C$ ), a equação 9 é a equação do momentum vertical e a equação 10 é a equação da continuidade.

$$\delta \Phi / \delta z = -\rho g / \rho_0 \quad (9)$$

$$\delta u / \delta x + \delta v / \delta y + \delta w / \delta z = 0 \quad (10)$$

Usa, também, coordenada curvilínea ortogonal na horizontal e coordenada vertical estirada que acompanha o terreno (coordenada-s) e apresenta uma vantagem por sua capacidade de definir melhor uma determinada camada do oceano onde se possa desejar uma melhor resolução (Fennel *et al.*, 2006). A grade utilizada é grade C de Arakawa. Inicialmente, foi baseado no *S-coordinate Rutgers University Model* (SCRUM) descrito em Song & Haidvogel (1994). O ROMS foi completamente reescrito para melhorar sua eficiência e sua parte numérica. Também foi expandido para incluir uma variedade de novas características como novos esquemas de advecção, algoritmos de gradiente de pressão mais acurados, diversas parametrizações de escala

de sub-grade, camadas limite atmosférica, oceânica e bêntica, módulos biológicos, condições de radiação nos contornos e assimilação de dados.

Vários trabalhos recentes comprovaram seu desempenho em diversas escalas espaço-temporais e na representação de diversos fenômenos (Haidvogel *et al.*, 2000; Marchesiello *et al.*, 2003; Peliz *et al.*, 2003; Di Lorenzo, 2003; Dinniman *et al.*, 2003; Budgell, 2005; Warner *et al.*, 2005, Wilkin *et al.*, 2005).

#### 4.1.2 Descrição da biogeoquímica

O módulo de biogeoquímica utilizado é descrito em Fennel *et al.*(2006) e aprimorado segundo descrição em Fennel *et al.*(2008). O esquema de trocas entre os compartimentos no modelo é ilustrado pela Figura 4.1. Este código foi inicialmente baseado no trabalho publicado por Fasham *et al.* (1990). O foco do modelo é no ciclo do nitrogênio, que geralmente é o nutriente limitante para a produção primária, considerando que o entendimento do ciclo deste nutriente é pré-requisito para que se entenda o ciclo do carbono. Além disso, a utilização do nitrogênio tem a vantagem adicional de dividir a produção primária em nova e regenerada. A rotina que computa o equilíbrio da  $p_{CO_2}$  na superfície do oceano foi baseada em Zeebe & Wolf-Gradrow (2005).

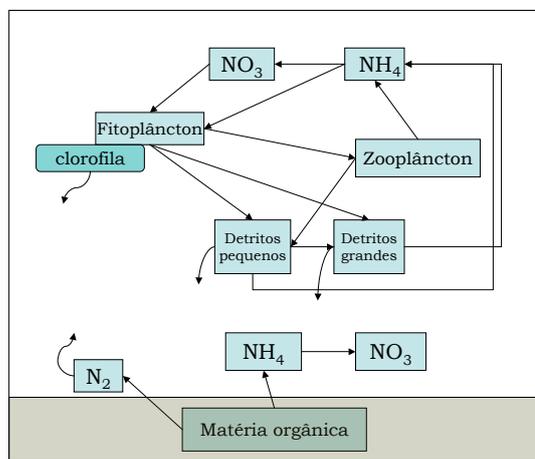


Figura 4.1 - Esquema adaptado de Fennel *et al.*(2006) retratando as trocas entre compartimentos do ciclo do nitrogênio no modelo biogeoquímico

No modelo formulado por Fasham *et al.* (1990), a sazonalidade dos ecossistemas é forçada por mudanças na radiação fotossinteticamente disponível (PAR) e na profundidade da camada de mistura. O modelo consiste em sete compartimentos: fi-

toplâncton, zooplâncton, bactérias, nitrato, amônia, nitrogênio orgânico disponível (NOD) e detritos. O afundamento de detritos é definido por uma taxa de afundamento simples e o fluxo resultante é considerado como exportado da camada de mistura.

Os termos considerados na equação que descreve a variação do fitoplâncton são a quantidade da produção primária exsudada como NOD, a taxa de crescimento específica média do fitoplâncton, a perda por pastagem zooplânctônica, a mortalidade natural e a profundidade da camada de mistura. A variação do zooplâncton é descrita pela pastagem (de fitoplâncton, bactéria e detritos), que por sua vez considera eficiência de assimilação e quantidade de pastagem. O zooplâncton varia ainda com a taxa de excreção específica, a mortalidade específica e profundidade da camada de mistura. O compartimento de detritos é descrito por uma equação com um termo para pelotas fecais, um termo para perda de detritos por pastagem direta pelo zooplâncton, um termo para a taxa específica de quebra em NOD, um termo que considera a adição de fitoplâncton morto à piscina de detritos e um termo para a taxa de afundamento na camada de mistura. Em condições quase estacionárias, a produção primária nova de nitrato é descrita como balanceada por mistura difusiva pela termocline. Caso não seja este o caso, no entanto, os fluxos de nitrato devido a mudanças na profundidade da camada de mistura excederão aqueles devidos a mistura difusiva (Fasham *et al.*, 1990).

As adaptações feitas por Fennel *et al.* (2006) no modelo, em suas adaptações para o ROMS, incluem permissão para que partículas de detrito pequenas e fitoplâncton se agreguem para formar partículas de detritos maiores, e a dinâmica da clorofila passa a ser derivada da equação do fitoplâncton por conversão em unidades de clorofila. A nitrificação é inibida por luz e o nível de inibição mínimo é atingido com intensidade de luz diferente de zero. Assume-se que a taxa de nitrificação é nula com intensidade de luz alta. As condições de contorno de fundo resultam em fonte adicional de amônio na camada de fundo.

Os processos que envolvem sedimentos passam a ser uma representação simples dos processos de remineralização bênticos nos sistemas costeiros e estuarinos, isto é, a remineralização de MO depositada na parte superior do sedimento é formulada como uma condição de contorno de fundo. Isso implica que o fluxo de MO que afunda além do grid mais profundo resulta imediatamente em um influxo correspondente de nutrientes inorgânicos na interface água-sedimento. Assume-se que o acoplamento nitrificação-denitrificação é o caminho dominante de mineralização aeróbica. Res-

piração aeróbica ocorre nos poucos milímetros superiores do sedimento, onde há oxigênio, seguido de denitrificação. De acordo com Fennel et al (2006), a equação do fitoplâncton passa a ser:

$$\delta\text{Phy}/\delta t = \mu \text{Phy} - g\text{Zoo} - m_p\text{Phy} - \tau(\text{SDet} + \text{Phy})\text{Phy} - w_p \delta\text{Phy}/\delta z \quad (11)$$

Onde  $\mu\text{Phy}$  é o termo associado ao crescimento do fitoplâncton,  $g\text{Zoo}$  é o termo de pastagem pelo zooplâncton,  $m\text{Phy}$  é o termo de mortalidade,  $\tau(\text{SDet} + \text{Phy})\text{Phy}$  é o termo associado à fração do fitoplâncton transformada em detrito e  $w_p \delta\text{Phy}/\delta z$  é o termo de afundamento do fitoplâncton. A taxa de crescimento do fitoplâncton ( $\mu$ ) depende de temperatura, que determina a taxa máxima de crescimento, da radiação disponível e das concentrações de nitrato e amônio. A radiação decresce exponencialmente com a profundidade, e PAR é calculada como 43% da radiação de onda curta incidente, mas modulada de acordo com latitude, longitude e dia do ano para fornecer um ciclo diário.

A taxa de pastagem do fitoplâncton,  $g$ , é representada por uma curva tipo III de Hollings, ou em forma de  $s$ , comumente usada em modelos e adaptada para dados experimentais (Hollings, 1973). Essa curva é conhecida por ser numericamente mais estável que as respostas lineares, que podem gerar ciclos com amplitudes muito grandes em seus limites. A resposta linear seria a função tipo I de Hollings, e assume que o tempo necessário para que o consumidor processe o alimento é negligenciável. A função tipo II de Hollings assume que processar alimento e procurar alimento são dois comportamentos mutuamente exclusivos, de maneira que há uma desaceleração na taxa de assimilação com o aumento da disponibilidade. A curva tipo III de Hollings é similar à curva tipo II sob altas concentrações de alimento. Sob baixa densidade de presas, no entanto, a curva apresenta uma aceleração (portanto não é linear), que representa o tempo de aprendizado (melhoramento natural de busca e ataque), mudança de presa (envolvendo duas ou mais espécies de presa), ou ambos.

A mortalidade é representada por uma taxa linear, e a taxa de afundamento é constante. A relação entre clorofila e fitoplâncton é não-linear, pois o conteúdo de clorofila é derivado da equação do fitoplâncton por conversão em unidades de clorofila, assumindo que apenas uma fração do crescimento fitoplanctônico é devotado à produção de clorofila. A fração de fitoplâncton não assimilada pelo zooplâncton é transferida para a piscina de detritos pequenos.

Termos de perda do zooplâncton são excreção e mortalidade. A excreção em amônio é compreendida pelo metabolismo basal a uma taxa linear, e depende da assimilação,

sendo proporcional ao fitoplâncton ingerido. Mortalidade é proporcional ao quadrado da biomassa do zooplâncton, e é transferido para a piscina de detritos pequenos.

Há também taxas de afundamento e remineralização de detritos pequenos e grandes. A remineralização de detritos também alimenta a piscina de amônio, e é posteriormente transformada em nitrato. A nitrificação é inibida por luz, e o nível de inibição mínimo ainda ocorre em intensidades de luz maiores que zero. Sob luz alta, assume-se que esse processo cessa.

A mortalidade é representada por uma taxa linear, a agregação é baseada no quadrado da abundância de partículas pequenas e a taxa de afundamento é constante. A relação entre clorofila e fitoplâncton é não-linear, pois o conteúdo de clorofila é derivado da equação do fitoplâncton por conversão em unidades de clorofila, assumindo que apenas uma fração do crescimento fitoplanctônico é devotado à produção de clorofila. A fração de fitoplâncton não assimilada pelo zooplâncton é transferida para a piscina de detritos pequenos.

Termos de perda do zooplâncton são excreção e mortalidade. A excreção em amônio é compreendida pelo metabolismo basal a uma taxa linear, e depende da assimilação, sendo proporcional ao fitoplâncton ingerido. Mortalidade é proporcional ao quadrado da biomassa do zooplâncton, e é transferido para a piscina de detritos pequenos.

Há também taxas de afundamento e remineralização de detritos pequenos e grandes. A remineralização de detritos também alimenta a piscina de amônio, e é posteriormente transformada em nitrato. A nitrificação é inibida por luz, e o nível de inibição mínimo ainda ocorre em intensidades de luz maiores que zero. Sob luz alta, assume-se que esse processo cessa.

O ciclo do carbono, calculado após os cálculos do ciclo do nitrogênio, é representado na figura 4.2. Os cálculos da concentração de cada espécie do sistema carbonato e de  $p_{CO_2}$  são realizados apenas na camada oceânica mais próxima da interface ar-mar, definidas apenas como CID nos demais níveis verticais.

Para esses cálculos, é primeiramente calculado o produto iônico da água do mar ( $k_w = [H^+][OH^-]$ ), sendo calculada a seguir a quantidade de  $CO_2$  total (equação 14) a partir das constantes de dissociação do ácido carbônico (equações 12 e 13).

$$K_1 = [H^+].[HCO_3^-]/[H_2CO_3] \text{ (Equação 12)}$$

$$K_2 = [H^+].[CO_3^{-2}]/[HCO_3^-] \text{ (Equação 13)}$$

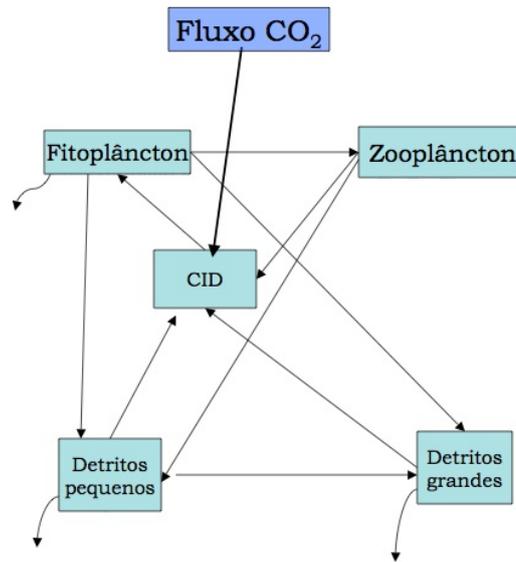


Figura 4.2 - Esquema adaptado de Fennel *et al.*(2006) retratando as trocas entre compartimentos do ciclo do carbono no modelo biogeoquímico

$$\text{CO}_2^* = \text{CID} \cdot [\text{H}^+]^2 / ([\text{H}^+]^2 + K_1 \cdot [\text{H}^+] + K_1 \cdot K_2) \text{ (Equação 14)}$$

Com esses valores em mãos, a  $p_{\text{CO}_2}$  é calculada de acordo com a equação 15, onde  $ff$  é uma constante de não-idealidade do sistema. O fluxo de gás carbônico entre o oceano e a atmosfera é por fim calculado utilizando a relação quadrática descrita por Wanninkhof (1992), onde  $Sc$  é a constante de Schmidt, específica para cada gás e  $u$  é a velocidade zonal do vento.

$$p_{\text{CO}_2} = \text{CO}_2^* \cdot 1000000 / ff \text{ (Equação 15)}$$

$$K = 0,31 \cdot u^2 (Sc/660)^2 \text{ (Equação 16)}$$

## 4.2 Grade utilizada

A grade utilizada está compreendida entre as latitudes entre 20°S e 50°S, e as longitudes entre 70°W e 30°W, com bordas abertas a norte, leste e sul. As latitudes foram escolhidas para representar os principais fenômenos oceânicos físicos do Atlântico Sudoeste, sendo estes a CBM, a retroflexão da CM e as ressurgências do Cabo Santa Marta e Cabo Frio. As bordas, no modelo, devem ser desconsideradas devido a necessidade de ajuste das variáveis biogeoquímicas à variabilidade dos traçadores físicos (Fennel *et al.*, 2006). Assim, as latitudes e longitudes escolhidas se estenderam

alguns graus além dos fenômenos analisados. A resolução horizontal utilizada foi de 1/12 grau de latitude e longitude, escolhida para uma boa representação dos vórtices da CBM e dos fenômenos ligados à biogeoquímica que ocorrem na pluma do Rio da Prata. As coordenadas verticais têm maior resolução em direção à superfície (visto que é necessário boa representação de processos que ocorrem na camada eufótica) e contam com 30 níveis, como pode ser percebido na Figura 4.3.

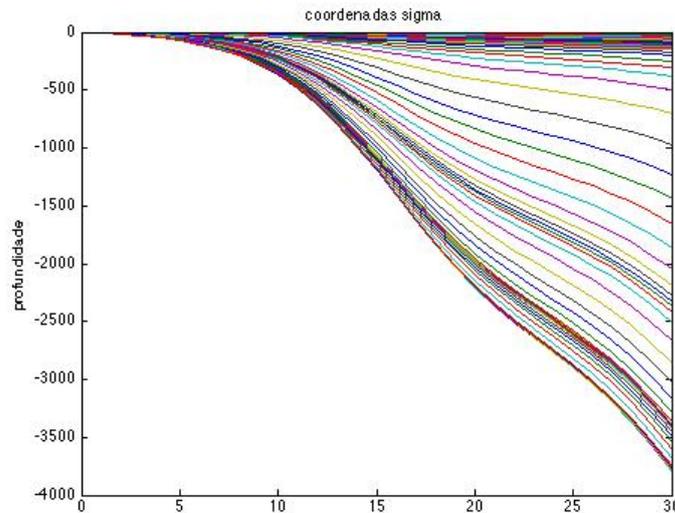


Figura 4.3 - Representação das coordenadas verticais da grade utilizada para os experimentos (m)

A não ser por alcalinidade, carbono inorgânico dissolvido e nitrato, os demais dados computados pelo modelo de biogeoquímica, clorofila e detritos, foram forçados, na condição inicial e nas bordas, com valores baixos de  $0,1 \text{ mg/m}^3$ . Esse é o método utilizado por Fennel *et al.*(2006), e parte do princípio de que os fluxos e valores destes parâmetros se ajustam rapidamente às condições químicas e físicas. De fato, um teste feito utilizando valores de clorofila do SeaWIFS na camada superficial obteve o mesmo resultado, não apresentando essa condição influência significativa. Por esse método, no entanto, ressalta-se novamente que devem ser desconsideradas as bordas da grade, que podem conter valores espúrios de clorofila.

### 4.3 Dados utilizados

#### 4.3.1 Linha de costa e batimetria

A linha de costa é obtida utilizando o Coastline Extractor, do NGDC/NOAA (*National Geophysical Data Center – National Oceanic and Atmospheric Administration*), que é encontrado no endereço (<http://rimmer.ngdc.noaa.gov/coast/>). Para domínios em escala de bacia o banco de dados *World Data Bank II*, de resolução 1:2.000.000 é suficiente.

A batimetria utilizada nos experimentos é a do conjunto SRTM30 PLUS, com resolução de 30 segundo de grau, encontrado no endereço ([http://topex.ucsd.edu/WWW\\_html/srtm30\\_plus.html](http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html)). A batimetria do oceano, neste conjunto de dados, provém de um modelo de satélite-gravidade, onde a taxa de gravidade para a topografia é calibrada utilizando 298 milhões de sondagens editadas. As referências para os dados de sondagem são encontradas em Becker *et al.* (2009) e para os dados de gravidade em Sandwell & Smith (2009). A batimetria deste conjunto de dados é representada, para a área de estudo, na Figura 4.4.

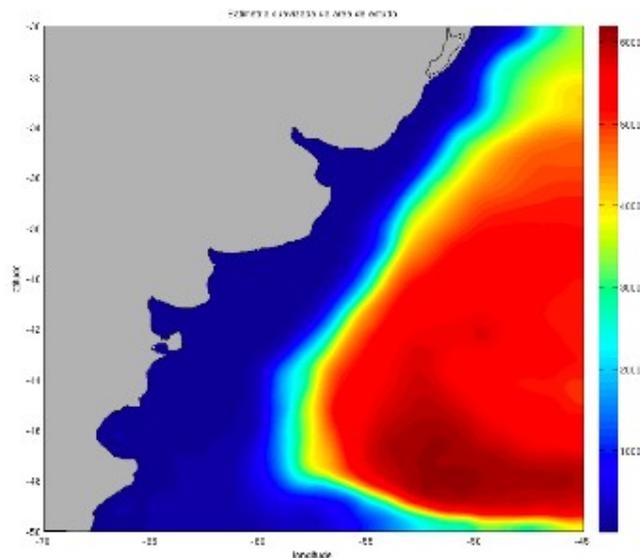


Figura 4.4 - Batimetria da região de estudo utilizando o conjunto de dados SRTM30\_PLUS, em m.

### 4.3.2 Dados Atmosféricos

Os dados atmosféricos utilizados provêm de reanálises feitas pelo NCEP (*National Center for Environmental Prediction*). Os dados baixados, no formato netCDF e com resolução espacial de aproximadamente 2° de latitude e longitude, são informações de fluxo incidente de onda longa em superfície, fluxo incidente de radiação solar em superfície, taxa de precipitação, pressão superficial, umidade específica a 2 metros, temperatura superficial, componente zonal da velocidade do vento a 10 metros e componente meridional da velocidade do vento a 10 metros. Estes dados são interpolados para criar arquivos compatíveis com a grade utilizada nas rodadas. Cada arquivo mensal é composto de valores de temperatura superficial do ar, umidade relativa, pressão atmosférica superficial, taxa de precipitação e fluxo líquido de radiação de onda curta.

### 4.3.3 Dados oceânicos físicos

Os dados oceânicos físicos utilizados são os dados de reanálise do SODA (*Simple Ocean Data Assimilation*) com resolução de 0,5° de latitude e longitude, disponíveis em (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.CARTON-GIESE/.SODA/.v2p0p2-4/>), e descritos em Carton & Giese (2008). Os arquivos de condição inicial são arquivos contendo as variáveis no momento de início do experimento, sendo algumas tridimensionais (temperatura, salinidade, componente zonal de velocidade, componente meridional de velocidade) e outras bidimensionais (altura do nível do mar, componente zonal da velocidade integrada na vertical, componente meridional da velocidade integrada na vertical). Também são utilizados arquivos de contorno lateral destas variáveis onde os contornos são abertos.

### 4.3.4 Dados oceânicos químicos - nitrato

Para o modo de biogeoquímica utilizado são necessários dados de nitrato, alcalinidade total, carbono inorgânico dissolvido e oxigênio dissolvido. Esses dados foram obtidos em formato texto contendo informações sobre estações oceanográficas para todas as variáveis através do *World Ocean Database 2009* (WOD09), descrito em Johnson *et al.* (2009). O WOD09 é uma base de dados científica, com controle de qualidade, de dados históricos selecionados de medidas oceânicas em superfície e sub-superfície coletadas *in situ*, produzida pelo *Ocean Climate Laboratory* (OCL) no *National Oceanographic Data Center* (NODC).

Os dados utilizados nos primeiros experimentos são dados obtidos através de amos-

tras coletadas por garrafas, cuja cobertura espacial é mostrada nas Figuras 4.5, 4.6 e 4.7.

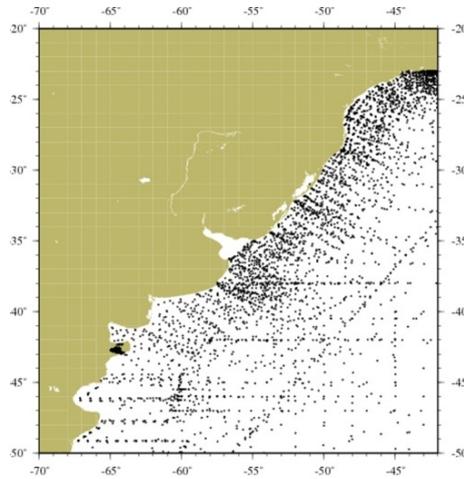


Figura 4.5 - Localização das estações para coleta de dados de nitrato do WOD09

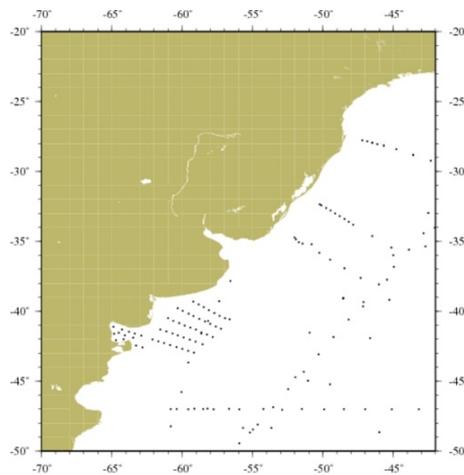


Figura 4.6 - Localização das estações para coleta de dados de alcalinidade total do WOD09

No entanto, para os experimentos descritos, já estavam disponíveis dados interpolados das variáveis de maneira que os dados de nitrato utilizados em sua forma final foram também disponibilizados pelo WOD09 já interpolados, com resolução vertical de 1° de latitude e longitude. Os dados de alcalinidade e CID finais são descritos abaixo. As Figuras 4.8, 4.9, 4.10 e 4.11 representam a concentração de nitrato em superfície que foi utilizada para os experimentos, disponíveis como médias climatológicas mensais.

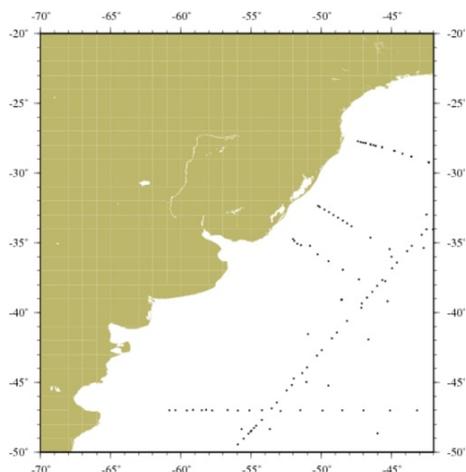


Figura 4.7 - Localização das estações para coleta de dados de CID do WOD09.

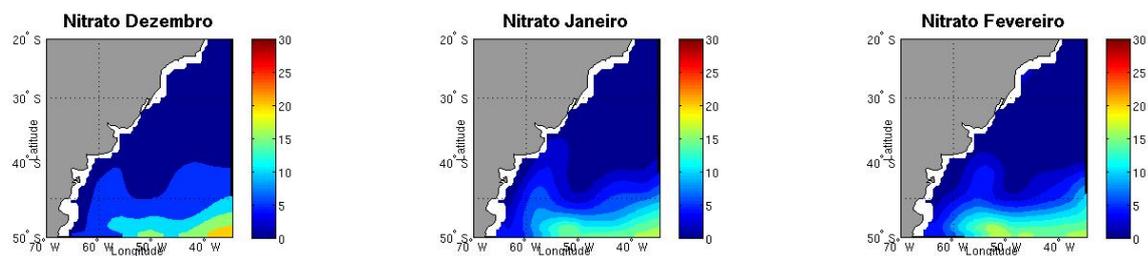


Figura 4.8 - Concentração de nitrato em superfície para os dados interpolados do WOD09 nos meses de verão ( $\text{mg}/\text{m}^3$ )

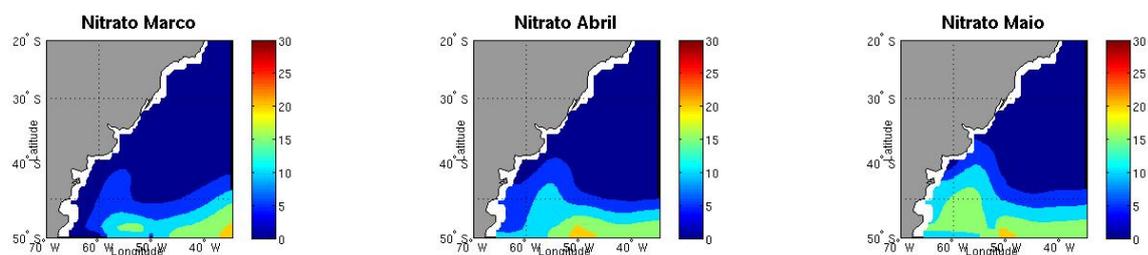


Figura 4.9 - Concentração de nitrato em superfície para os dados interpolados do WOD09 nos meses de outono ( $\text{mg}/\text{m}^3$ )

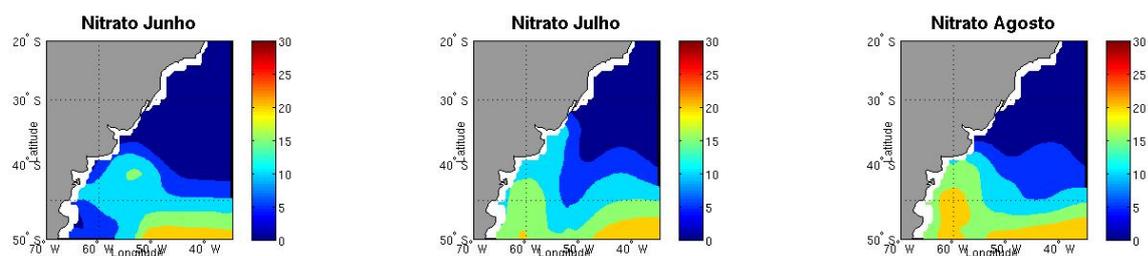


Figura 4.10 - Concentração de nitrato em superfície para os dados interpolados do WOD09 nos meses de inverno ( $\text{mg}/\text{m}^3$ )

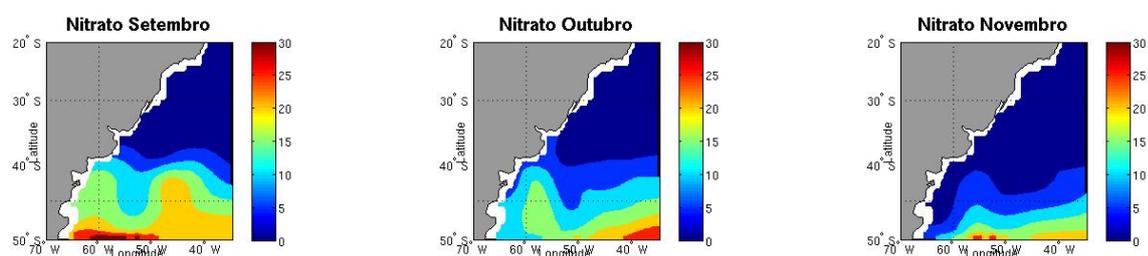


Figura 4.11 - Concentração de nitrato em superfície para os dados interpolados do WOD09 nos meses de primavera ( $\text{mg}/\text{m}^3$ )

#### 4.3.5 Dados oceânicos químicos - Alcalinidade e CID

Os dados de alcalinidade e CID finais foram disponibilizados pelo CDIAC (*Carbon Dioxide Information Analysis Center*). Os dados de alcalinidade são médias climatológicas sazonais obtidas utilizando a relação de Lee *et al.*(2006) entre salinidade e alcalinidade total. Os dados de salinidade utilizados para estimar a alcalinidade são também do WOD09 e o produto final, interpolado para a grade do modelo, é mostrado na Figura 4.12.

Os dados de CID também são sazonais, e calculados a partir de temperatura potencial, utilização de oxigênio salinidade. O produto final utilizado para forçar os experimentos é mostrado na Figura 4.13.

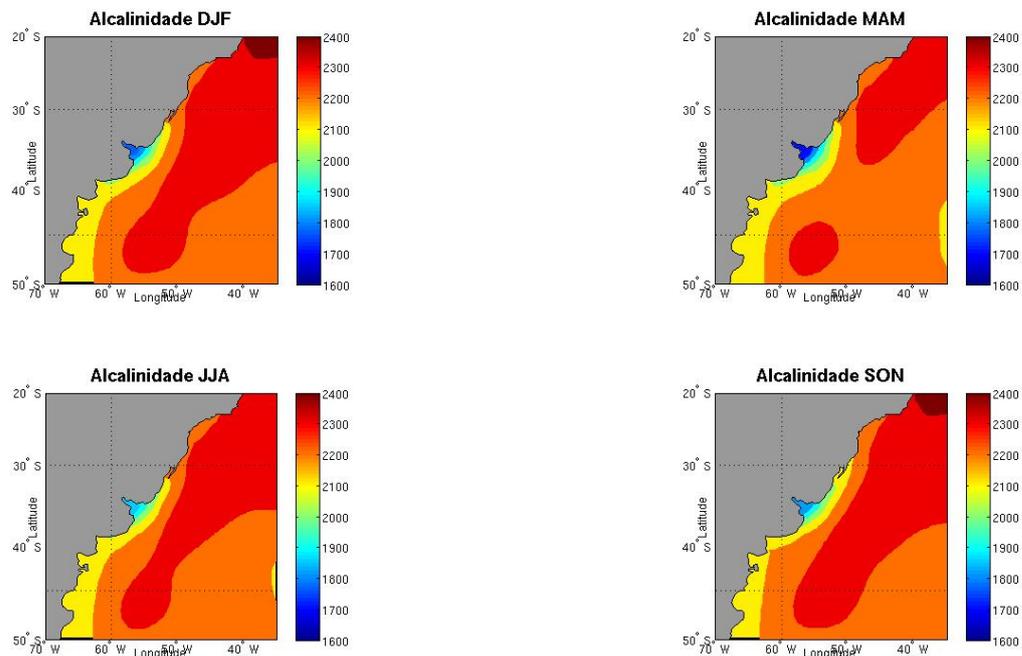


Figura 4.12 - Média climatológica sazonal de Alcalinidade total em superfície, disponibilizado pelo CDIAC, em  $\text{mg}/\text{m}^3$ .

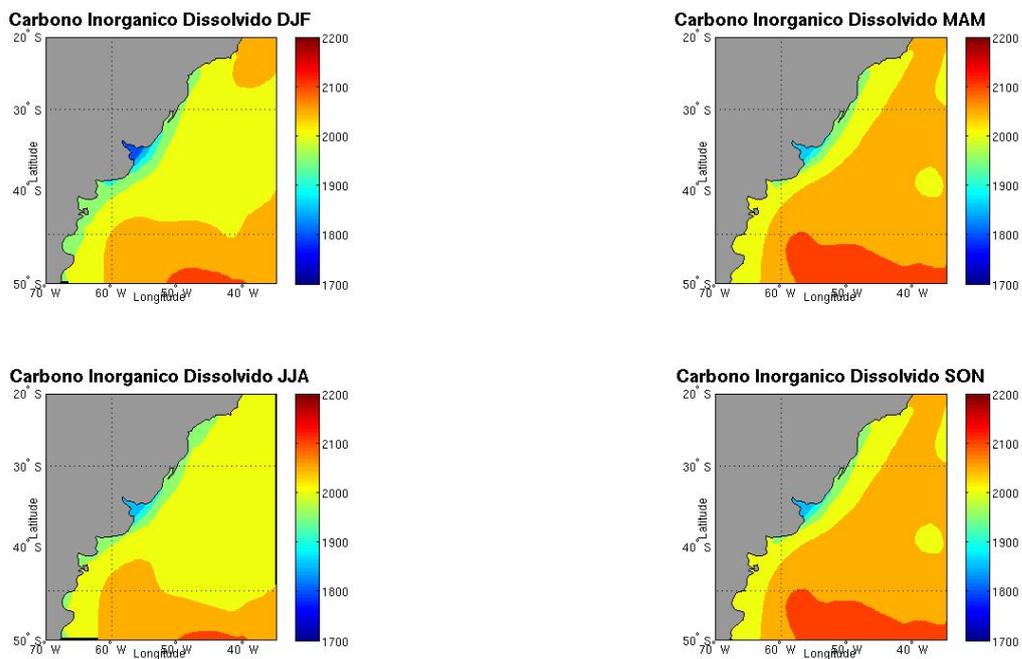


Figura 4.13 - Média climatológica sazonal de Carbono inorgânico dissolvido em superfície, disponibilizado pelo CDIAC, em  $\text{mg}/\text{m}^3$ .

#### 4.3.6 Dados de Clorofila

Apesar de clorofila ser forçada no ROMS com valores fixos de  $0,1 \text{ mg/m}^3$  nas bordas da grade, como descrito anteriormente, foram utilizados dados medidos de concentração de clorofila para validação do modelo. Os dados utilizados foram provenientes do satélite SeaWiFS (*Sea Viewing Wide-Field Sensor*), e contam com médias mensais de clorofila com resolução de 9 km. O seaWiFS foi lançado em 1997, e orbita a Terra de maneira a coletar dados de cor do oceano com resolução de 1 km. Os dados utilizados para fins de comparação foram médias mensais entre 1998 e 2007, e baixados pelo *software* Giovanni (*GES DISC Interactive Online Visualization and Analysis Infrastructure*), com informações disponíveis no site <http://reason.gsfc.nasa.gov/Giovanni/>.

#### 4.3.7 Dados do Rio da Prata

No ROMS, os rios são vistos como fontes pontuais de água com determinadas características, geralmente temperatura e salinidade, podendo ser adicionados traçadores bioquímicos. Assim, é necessário apenas um valor de descarga e dos traçadores que se deseje utilizar, para cada espaço de tempo.

Para as rodadas datadas, serão usados os dados de vazão do Rio da Prata fornecidos pela Subsecretaria de Recursos Hídricos da Argentina. Os dados disponibilizados constam de estações do Rio Paraná e do Rio Uruguai, que constituem os maiores afluentes do Rio da Prata. Assim, a vazão combinada destes rios pode ser considerada como a vazão total do Rio da Prata. Estes dados são diários, as estações tem anos iniciais distintos (1904, 1931, 1975) mas todas apresentam dados até agosto de 2005. Maiores informações sobre a fonte e tratamento destes dados são encontradas em Pimenta *et al.*, 2008.

Para as rodadas climatológicas, são utilizados dados de climatologias de vazão dos principais afluentes do Rio da Prata, fornecidos pelo *Global Runoff Data Center* (GRDC), calculados por composições, e disponíveis em (<http://www.grdc.sr.unh.edu/>).

Para os dados químicos do Rio da Prata necessários, serão utilizados os valores disponíveis nas estações mais próximas à foz, coletadas ainda dentro do estuário.

#### 4.4 Tratamento dos dados de entrada biogeoquímicos

Como já foi dito previamente, os dados biogeoquímicos disponíveis são bastante limitados, visto que dependem de medições *in situ* e, portanto, são provenientes de cruzeiros oceanográficos que se dispõem a fazê-las. As Figuras disponíveis na descrição dos dados, demonstram essa escassez, acentuada no Hemisfério Sul.

Também não há um pacote de pré-processamento que inclua as rotinas necessárias para incluir estes dados nas rodadas do modelo. Sendo assim, parte do trabalho constou do desenvolvimento de ferramentas para a utilização destes dados nas rodadas. Quando este trabalho se iniciou, não haviam dados previamente interpolados disponíveis para a área de estudo, de maneira que os primeiros testes contaram com dados de nitrato, alcalinidade, CID e oxigênio obtidos através observações de estações oceanográficas, todos provenientes do WOD-09. Posteriormente, foram utilizados os dados de nitrato, CID e alcalinidade descritos acima, sendo os de oxigênio ainda utilizados como descrito a seguir.

Para obtenção de uma grade regular a partir dos dados de estações oceanográficas, foram primeiramente selecionadas estações que contivessem dados também em maiores profundidades. Estes dados foram interpolados verticalmente para que tivessem as mesmas profundidades dos dados oceanográficos obtidos pelo SODA. Após este passo é que estes dados foram interpolados horizontalmente, levando em conta suas latitudes e longitudes originais e obtendo a mesma resolução dos dados do SODA. Este procedimento de interpolação horizontal foi repetido para cada nível vertical, e ao final desse processo fez-se um arquivo contendo os valores das variáveis biogeoquímicas. Por este processo o resultado é apenas uma média, ao longo do tempo, dos valores destas variáveis, não apresentando caráter sazonal, visto que caso houvesse seleção por estação do ano não haveria pontos suficientes para identificar as feições típicas da área de estudo para cada variável. Em outras palavras, os erros são maiores ao selecionar as variáveis sazonalmente do que ao interpolá-las todas juntas. Outro aspecto que contou para o sucesso dessa representação foi que o modelo não apresenta relaxamento newtoniano (técnica que aproxima os resultados do modelo das forçantes a cada espaço de tempo pré-determinado) para nenhuma variável no interior da grade, sendo necessário apenas forçar as bordas com valores próximos aos observados. Além disto os compartimentos biológicos devem ser descartados nas bordas, vistas como uma área de adaptação do modelo biológico, que gera dados espúrios. Sendo assim, ainda que os valores não sejam exatos nas bordas, há boa representação da influência dos fenômenos físicos nas variáveis biogeoquímicas, e seus

valores são compatíveis com os medidos no interior da grade. O processo descrito acima foi chamado de primeira fase de processamento dos dados biogeoquímicos.

Outro programa foi feito para juntar as variáveis do SODA com as variáveis biogeoquímicas interpoladas. Foram feitas também adaptações nas rotinas de pré-processamento das variáveis oceânicas físicas para que tratassem, também, das variáveis biogeoquímicas (segunda fase). Dessa maneira, os arquivos de entrada biogeoquímicos são acoplados com os arquivos de entrada do SODA. As rotinas de pré-processamento geram o arquivo de inicialização, que contém dados das variáveis interpolados para coordenadas sigma em toda a grade, juntamente com dados específicos da grade e o arquivo de borda, que contém informações apenas das bordas abertas do modelo (onde ele não é limitado pelo continente), também interpoladas para coordenadas sigma.

As rotinas escritas foram feitas de maneira a facilitar a interação com futuros usuários, havendo uma sessão onde é possível modificar parâmetros que possam ser diferentes para outras grades e definições temporais, como profundidades necessárias, número de linhas do arquivo a ser tratado e resolução horizontal. A seleção de quais estações oceanográficas devem ser utilizadas também está contida nestes arquivos, seguindo o critério de terem medidas até a profundidade mínima de 50 metros, para garantir medidas na camada de mistura. A partir destas rotinas, é esperado que futuros usuários do modelo possam partir de um ponto mais amigável para utilizar dados medidos para suas simulações. É esperado que essas rotinas possam auxiliar o pré-processamento de quaisquer rodadas cujos dados biogeoquímicos partam de dados medidos, facilitando, por exemplo, a simulação da situação de um cruzeiro específico.

Para os demais dados biogeoquímicos (clorofila, amônio, fitoplâncton, zooplâncton e detritos) foi feita uma grade com a mesma definição do SODA contendo apenas valores de  $0,1 \text{ mg/m}^3$ . Esses valores foram juntados aos dados do SODA utilizando as rotinas da segunda fase do pré-processamento. Caso haja valores dessas variáveis, pode-se facilmente adaptar as rotinas da primeira fase para incluí-los. Assim que foram obtidos os dados mensais de nitrato e os dados sazonais de CID e alcalinidade, foi necessário apenas interpola-los para que tivessem a mesma resolução espacial e fazer pequenos ajustes no arquivo que os junta aos dados do SODA.

#### 4.5 Tratamento dos dados de entrada do Rio da Prata

Como forçantes do Rio da Prata foram utilizados valores de vazão, temperatura, salinidade, nitrato, alcalinidade, CID, oxigênio e clorofila. Os dados de vazão são diários e já foram descritos previamente, no entanto são aumentados em 40% visto que há perdas por fricção no fundo. Para encontrar a representação do Rio da Prata mais adequada aos propósitos do trabalho, foram feitos diversos testes alterando o comprimento e a batimetria do canal do Rio da Prata, a quantidade de pontos de rio e a profundidade no qual são dispersadas as propriedades do rio. Dessa maneira, é explicado neste item apenas os procedimentos utilizados para obter os valores de cada propriedade nos pontos de rio, sendo as diferenças de número de arquivo a variáveis utilizadas nestes arquivos explicadas juntamente com os testes.

Os dados de vazão em cada ponto foram calculados para que sua soma fosse sempre 1,4 vezes o valor da vazão para cada data, metodologia utilizada por Warner *et al.*, (2005). Para os dados de temperatura, foram utilizados os valores dos pontos mais próximos à foz do Rio da Prata nos arquivos do SODA, sendo todos os valores de cada mês preenchidos com a média mensal (valor representado pelo SODA). Para que o rio represente uma fonte de água doce, uma vez que não é representado o rio propriamente dito, mas sim sua foz, não foram utilizados os valores de salinidade do SODA, que representam já uma mistura com água salobra. Os pontos de rio, representados na interface entre o continente e o oceano foram, portanto, forçados com salinidade zero por todo o tempo.

Alcalinidade é fornecida considerando a salinidade zero e utilizando a equação de Millero *et al.*(1998). CID é calculado sobre esse valor de alcalinidade utilizando uma rotina de Zeebe & Wolf-Gladrow (2005).

Os dados de nitrato no rio são bastante variáveis, sendo difícil encontrar um valor médio visto que há épocas em que as coletas são de difícil realização e as variações não são necessariamente associadas a alguma escala temporal fixa, dependendo de diversos fatores que ocorrem em diferentes escalas. Sendo assim, foram utilizados os dados de estações oceanográficas do WOD-09, sendo selecionados apenas os pontos localizados próximo à foz do Rio da Prata. Estes dados selecionados foram separados por estação do ano, e foi calculada a média para cada estação. Essa média foi, para cada dia, multiplicada pela razão entre a vazão do dia e a vazão média, para que houvesse uma adaptação da concentração de nitrato com a vazão. Assim, quanto maior a vazão, maior também a concentração, que pode ser aumentada por uma maior quantidade de nutrientes terrestres introduzidos no rio durante períodos de

chuva.

Dado que não há dados sazonais ou mensais de oxigênio, foi utilizado sempre o mesmo valor, considerado o ponto mais próximo da boca do Rio da Prata para a grade final já interpolada. Os dados de clorofila foram os pontos mais próximos da boca do Rio da Prata, também, para as médias mensais de todos os dados disponíveis, sendo todos os dias de cada mês completados com sua média.

#### 4.6 Descrição dos experimentos

Para ajuste das configurações físicas, do rio e da biogeoquímica foram feitos diversos testes que visam escolher as configurações que mais se assemelhem às observações. Nos testes de física, foram alteradas as opções de mistura de propriedades como temperatura e salinidade (vertical e horizontal) e de bordas, visando boa representação da circulação de modo geral, especificamente da localização da CBM e geração de vórtices.

Os testes relativos ao rio foram feitos para verificar as possíveis configurações que representassem satisfatoriamente a extensão da pluma do Rio da Prata e sua influência na plataforma continental. Quanto à foz do Rio da Prata, especificamente, buscou-se analisar a condição de cunha salina, visto que maiores detalhes não poderiam ser analisados dada a resolução da grade. Uma vez que a maior parte dos objetivos do trabalho concentram-se na influência da CBM e que as ferramentas para aninhamento de grades não se encontram suficientemente elaboradas para representar duas escalas bastante distintas, priorizou-se uma escala que representasse os fenômenos da circulação de mesoescala, de maneira que foram necessários ajustes na grade relativos à extensão do canal do Rio da Prata e à batimetria desse canal, e quanto ao número de pontos do rio. Warner *et al.* 2005, utilizando o ROMS para modelar o Rio Hudson, sugerem que a vazão seja aumentada em 40% para contabilizar a influência de tributários e fontes laterais de água para o rio. Ainda que não seja modelado, neste estudo, todo o Rio da Prata, o mesmo aumento na vazão foi utilizado no experimento final (RIO5) como ajuste para contabilizar, além de fontes potencialmente negligenciadas, perdas por fricção junto ao sedimento.

Quanto aos testes de biogeoquímica, uma primeira tentativa foi feita utilizando o modelo sem nenhuma alteração, com todos os parâmetros e trocas entre os compartimentos ajustados para o valor inicial do arquivo `bio_Fennel.in`, que contem as informações sobre os parâmetros utilizados. Como esse não diferenciou as feições que seriam analisadas dada a alta concentração de clorofila, outros testes foram feitos

alterando valores no arquivo bio\_Fennel.in que representassem taxas de transferência entre os compartimentos do modo de biogeoquímica. Depois de analisada cada taxa isoladamente, foram testadas combinações entre essas mudanças, constituindo um teste de sensibilidade que contou com mais de cem diferentes rodadas.

A melhor configuração encontrada para representar o ciclo do nitrogênio foi utilizada para análise dos fluxos de carbono, na média decenal e nos anos de eventos ENOS e SAM positivos e negativos. Os testes apresentados nos resultados não representam a totalidade dos testes feitos, e foram selecionados por adicionar à discussão. A apresentação também não segue uma ordem cronológica, visto que inicialmente a máquina Tupã, utilizada para rodar os experimentos decadais, não estava disponível, e o tempo gasto com uma rodada de um ano e meio era de uma semana. Sendo assim, os experimentos para ajuste do Rio da Prata e ajuste da física foram feitos concomitantemente. Todos os experimentos de rio e os de física até FIS2 foram feitos para um ano e meio de rodada, os demais puderam contar com 4 anos de *spin-up* mais dez anos de dados analisados, entre 1987 e 1996.



## 5 RESULTADOS

### 5.1 Experimentos de ajuste do Rio da Prata

A primeira tentativa para se ajustar o Rio da Prata à física do modelo contou com quatro pontos de rio e não houve, para essa rodada, qualquer alteração na batimetria do canal (após a suavização feita para toda a grade) ou alterações no limite da linha de costa obtida pelo *Coastline Extractor* para a boca do Rio da Prata.

Essa rodada não foi bem sucedida à medida em que o modelo estourou, produzindo salinidade acima de 100 no fundo do estuário. Esse erro ocorreu pois a condição de cunha salina não foi bem representada e houve um acúmulo de temperatura e salinidade nas camadas mais próximas ao fundo, devido ao aprisionamento de água nessa área. Para se resolver as peculiaridades do canal do Rio da Prata de maneira mais adequada, seria necessário um refinamento da grade, aumentando a resolução. No entanto, um refinamento da grade teria um custo computacional mais alto, o que levaria mais tempo para finalizar as rodadas e não traria qualquer melhora para os processos de mesoescala a serem analisados.

Assim, optou-se por fazer testes alterando a configuração da grade manualmente, para que se pudesse representar a distribuição da pluma do Rio da Prata na plataforma continental sem alterar as opções escolhidas para a representação física. Essas alterações foram feitas mudando o formato do estuário e a batimetria utilizada. Cabe salientar que os primeiros quatro experimentos feitos para ajuste do Rio da Prata (RIO1, RIO2, RIO3 e RIO4) foram feitos para o período entre janeiro de 1985 e julho de 1986, apenas para testar sua estabilidade numérica. Já o experimento RIO5 foi feito para o período total (14 anos, entre 1987 e 1996), sendo os quatro primeiros *spin-ip*, e portanto não analisados.

#### 5.1.1 RIO1

Nesse experimento, a extensão do canal do Rio da Prata foi encurtada, transformando para pontos de continente alguns pontos que anteriormente, sem maiores alterações nos dados de batimetria e costa utilizados, pertenciam ao oceano ( Figura 5.1). A batimetria da área, no entanto, não foi alterada. Com essa configuração, a boca do Rio da Prata ficou mais larga, contando com 6 pontos de rio, que foram devidamente ajustados para que a vazão total representasse a descarga medida do rio. Nesse experimento, avaliou-se se o impacto do aumento da largura do estuário e da maior distribuição horizontal da pluma do Rio da Prata.

Essa configuração estourou em um ano e cinco meses, e as águas de baixa salinidade não acompanharam a trajetória esperada da pluma. Apesar de atingir latitudes mais baixas (cerca de 33°S) entre o outono e o inverno, como visto na Figura 5.2, a pluma não teve o alcance esperado ao longo da plataforma continental, e ficou restrita aos pontos mais próximos à costa. Também, a pluma foi se restringindo cada vez mais próxima aos pontos de rio, devido à uma maior diluição das águas do rio dada sua distribuição horizontal. À medida em que o rio foi restringindo o alcance de suas propriedades, o modelo foi se tornando instável.

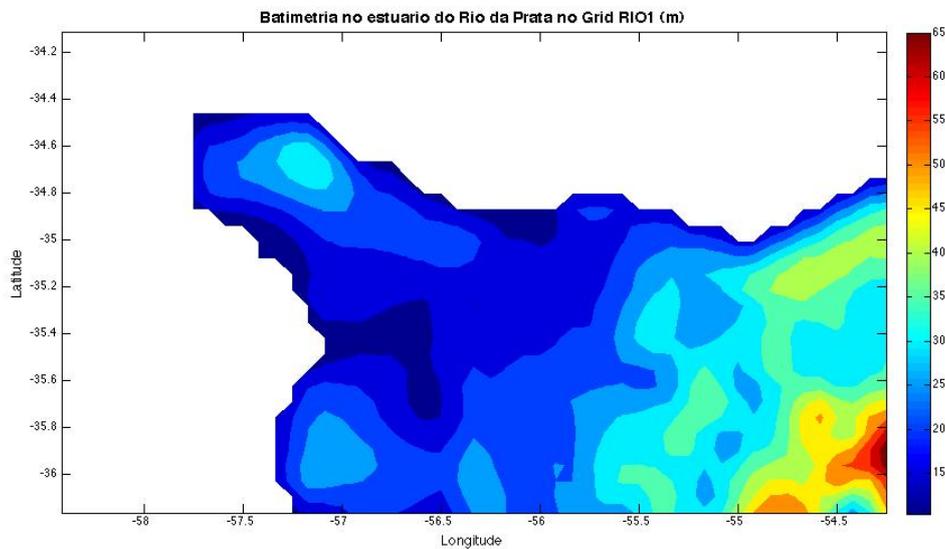


Figura 5.1 - Batimetria do estuário do Rio da Prata conforme representado no experimento RIO1 (m)

### 5.1.2 RIO2

Neste experimento, foi testado um canal ainda mais curto que o representado no experimento RIO1, contando com apenas dois pontos de rio. No entanto, a extensão do canal não pareceu influenciar a pluma do rio, visto que os resultados foram praticamente idênticos (Figura 5.3). A estabilidade do modelo foi melhorada, no entanto, e com menor número de pontos de rio o teste não estourou. Dadas estas conclusões, os testes seguintes visaram abordar a influência da batimetria na representação do Rio da Prata.

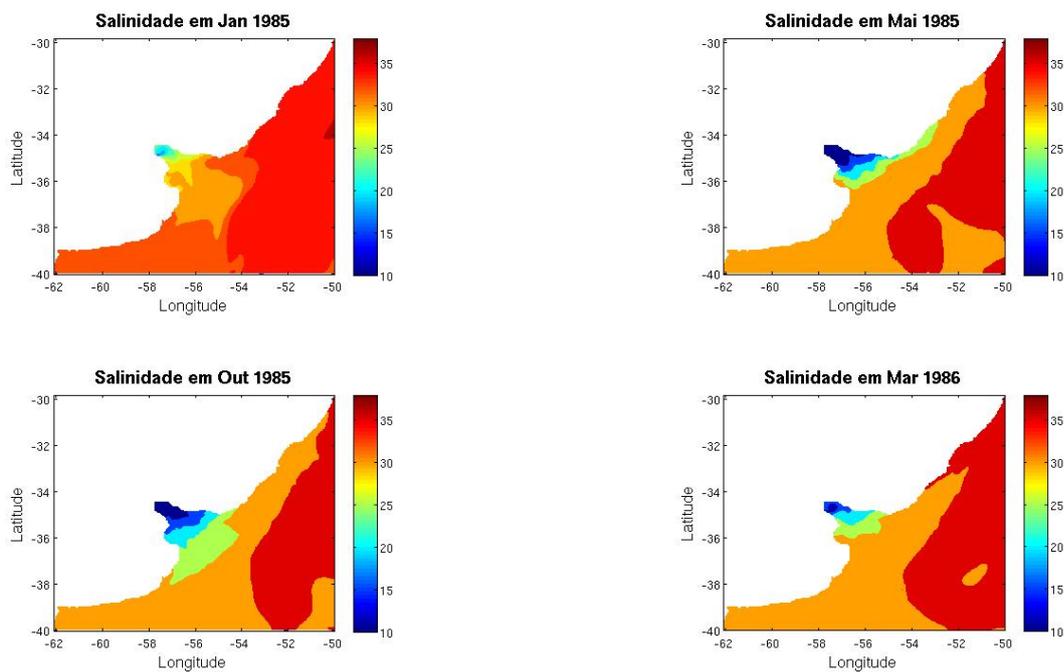


Figura 5.2 - Salinidade no experimento RIO1

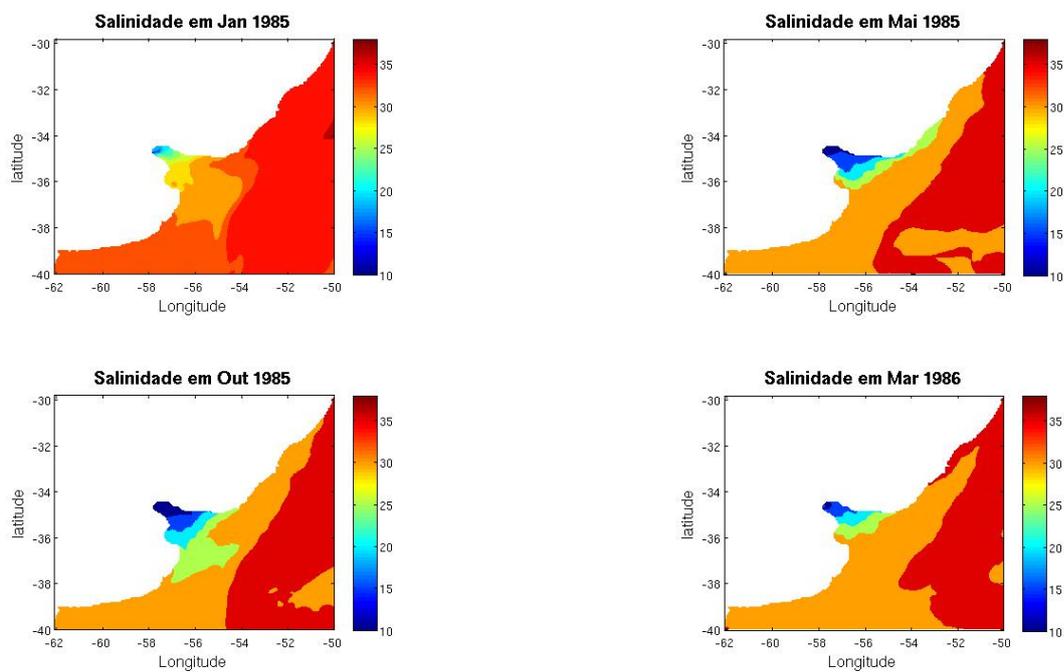


Figura 5.3 - Salinidade no experimento RIO2

### 5.1.3 RIO3

A grade utilizada neste experimento retomou a extensão do canal obtida pelos dados do *Coastline Extractor*, e em parte do canal a batimetria foi alterada para 10,1 m, sempre visando evitar o aprisionamento de água próximo aos pontos de rio. Com esta abordagem, o fluxo é constante pelo menos em seu início, o que evita que haja uma estratificação da coluna d'água forçada pela batimetria. Visto que a batimetria obtida pelo SRTM30 PLUS é suavizada para retirar pontos extremos que pudessem comprometer a circulação do modelo, ocorre interpolação dos valores do canal do rio com pontos da Plataforma continental que apresentam profundidades mais pronunciadas. Assim, algumas feições da batimetria do estuário do Rio da Prata não são bem representadas, havendo profundidades de até 30 metros no estuário.

Soma-se a esse problema o fato de que não é representado todo o canal do rio, apenas sua foz, de maneira que a transição entre os valores mínimos e máximos são mais abruptas. Os valores mínimos, de cerca de 5 metros, não aparecem na batimetria do canal, e nem poderiam. O motivo para tal é que, no arquivo de grade, a variável profundidade ( $h$ ) também engloba os dados terrestres, e deve ser atribuída a esses dados uma profundidade constante. Caso a profundidade dos dados terrestres seja demasiado baixa, há um gradiente maior entre terra e oceano, o que pode comprometer algumas aplicações. Na grade utilizada para esse estudo, a profundidade mínima é 10 metros, inviabilizando a existência de profundidades menores (Figura 5.4). Foram utilizados 4 pontos de rio para este teste.

Esse teste, no entanto, não permitiu que as águas do Rio da Prata fluíssem ao longo da plataforma, tornando-se cada vez mais restritas aos pontos de rio. As águas que predominaram em frente ao rio foram as águas menos salinas e mais frias vindas do sul (Figura 5.5).

### 5.1.4 RIO4

Os ajustes, neste teste, foram semelhantes aos do experimento RIO3, mas a batimetria foi alterada para que houvesse uma inclinação, facilitando a transição entre a profundidade mínima (10,1 m) e as profundidades maiores do estuário. Assim, onde a batimetria foi ajustada para 10,1 m no experimento anterior, neste experimento houve um aumento linear na profundidade, entre 10,1 e 13 m, mantendo os mesmos 4 pontos de rio. Neste teste, a influência do Rio da Prata foi sentida na plataforma, mas ainda foi bastante restrita à costa e houve pouco influência dessas águas para sul, permitindo a entrada de água salina para dentro do canal do rio nos primeiros

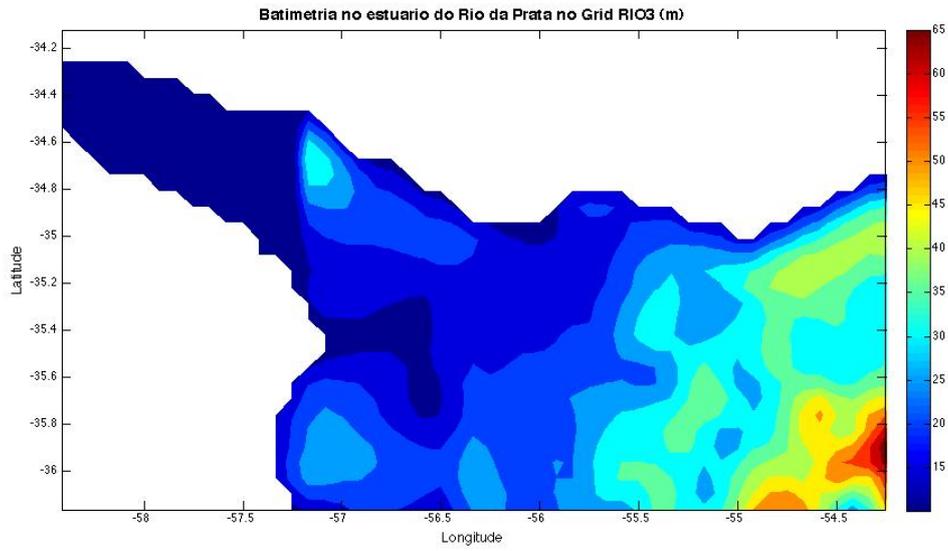


Figura 5.4 - Batimetria do estuário do Rio da Prata conforme representado no experimento RIO3 (m)

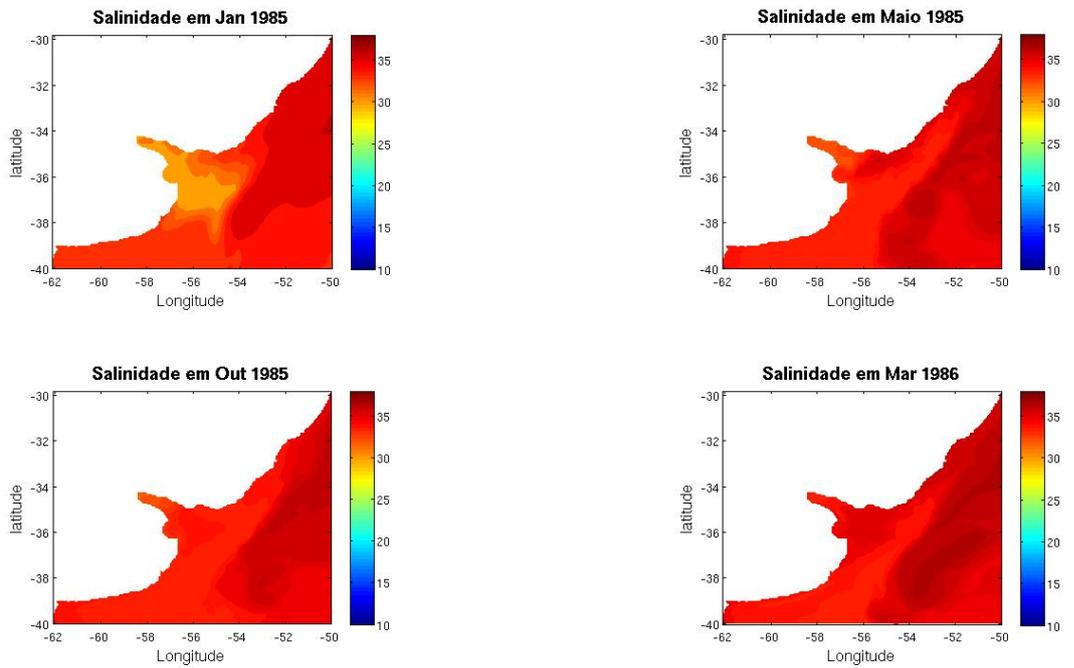


Figura 5.5 - Salinidade no experimento RIO3

6 meses (figure 5.6).

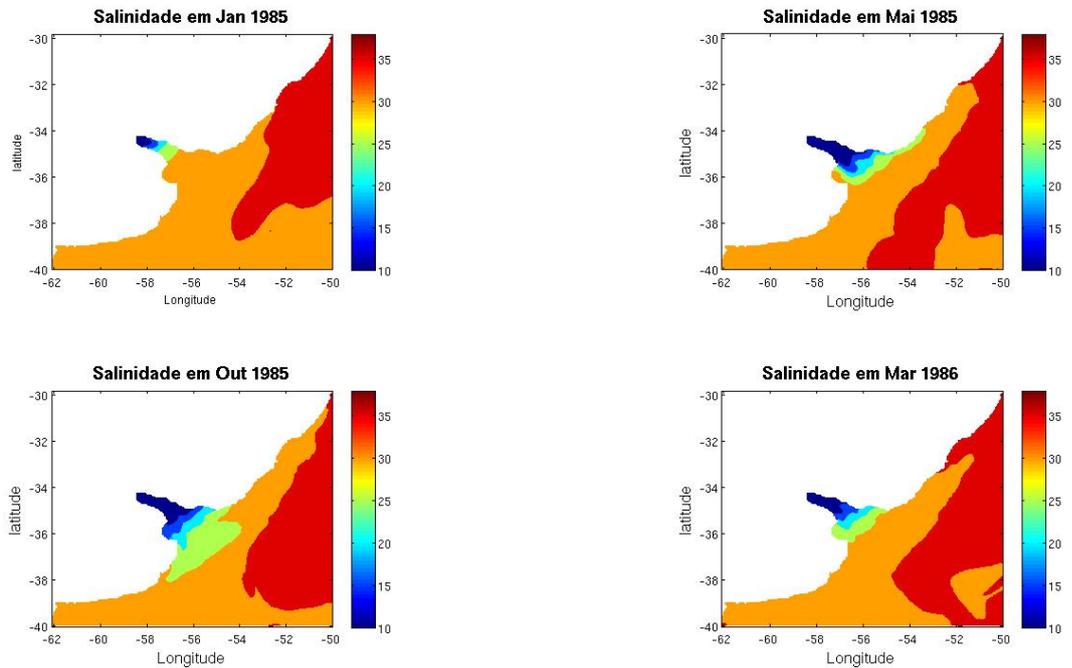


Figura 5.6 - Salinidade no experimento RIO4

### 5.1.5 RIO5

A configuração que apresentou a melhor representação do Rio da Prata foi a utilizada neste experimento e nos experimentos que se seguiram para ajustes físicos e de biogeoquímica. Esse teste utilizou as feições que pareceram ser mais adequadas nos testes anteriores, menor quantidade de pontos de rio e aumento linear da batimetria próximo à foz.

Houve, nesse teste, uma diminuição do comprimento do canal do Rio da Prata, um ajuste para apenas dois pontos de rio e os pontos adjacentes aos pontos de rio constituíram um plano inclinado, com profundidade entre 10 e 14 metros, variando meio metro entre cada ponto na longitude, como visto na Figura 5.7.

A seguir, essa configuração foi testada para três diferentes distribuições verticais do fluxo do Rio da Prata, sendo em um primeiro teste toda a vazão colocada no nível mais próximo à superfície, num segundo teste a vazão foi igualmente distribuída entre os 5 níveis verticais mais próximos à superfície e em um terceiro teste a vazão

foi igualmente distribuída entre os trinta níveis verticais. Há, no fórum do ROMS (feito pelos próprios usuários para discutir suas dúvidas), uma grande discussão acerca de qual a melhor maneira de se distribuir verticalmente os pontos de rio. É recomendado que se faça testes para saber qual a melhor configuração para cada caso. É argumentado que, caso o rio seja distribuído por toda a coluna d'água, o efeito pode ser o de uma represa, e o modelo deve tentar ajustar uma isopicna vertical a uma cunha salina horizontalmente estratificada por ondas internas. Efetivamente, a aproximação hidrostática é violada a cada tempo. Por outro lado, é argumentado que, caso o rio seja implementado apenas na superfície, a pluma pode se estender por diversos quilômetros sem que haja mistura vertical. No caso do Rio da Prata, dado que a vazão é bastante grande e o estuário é raso, a distribuição vertical do fluxo não teve qualquer influência, de maneira que será apresentado somente o resultado para o fluxo do Rio da Prata forçado apenas na camada mais superficial.

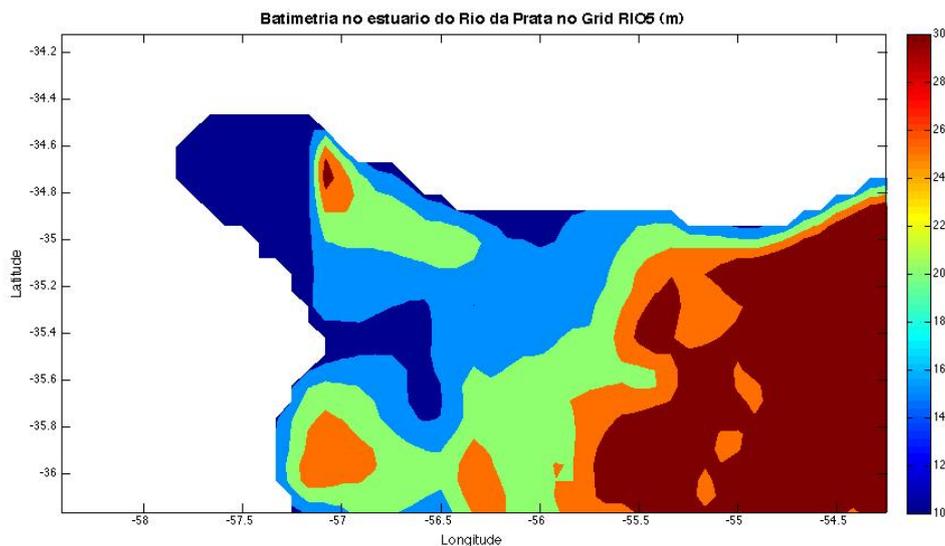


Figura 5.7 - Batimetria do estuário do Rio da Prata conforme representado no experimento RIO5 (m)

Neste teste a vazão total aumentada em 40%, integrando-o por catorze anos (1983-1996) sendo considerados os quatro primeiros anos como spin-up (1983-1986) e portanto descartando-os da análise. Neste experimento foi sentida a influência da pluma do Rio da Prata até as latitudes esperadas, quando comparadas aos dados observacionais. A extensão da pluma na plataforma não foi tão intensa quando comparada aos dados do SODA, mas apresentou extensão longitudinal compatível, chegando próximo de 47°W como evidenciado na Figura 5.8, e as variações temporais foram

também similares, com maior extensão da pluma em anos de maior pluviosidade como era de se esperar.

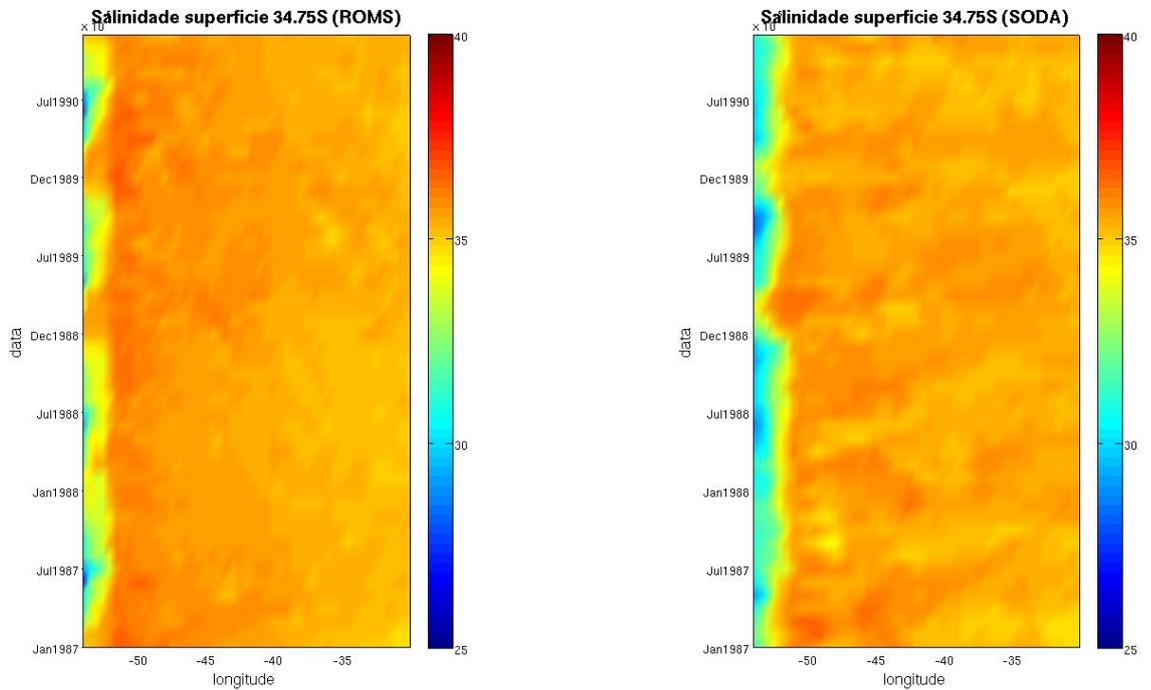


Figura 5.8 - Diagrama Hovmoller de salinidade em 34,75°S para o período entre Janeiro de 1987 e Dezembro de 1991

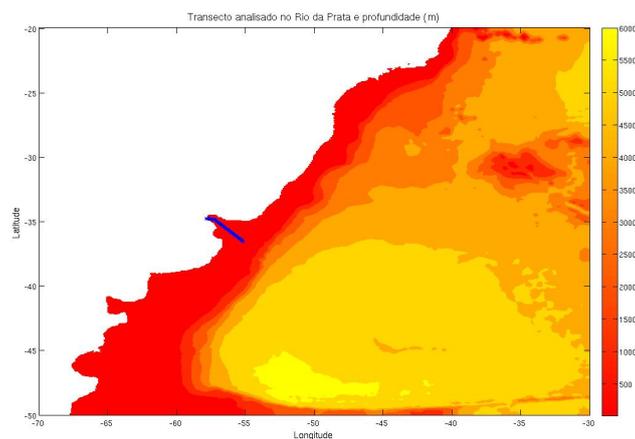


Figura 5.9 - Localização dos perfil vertical analisado para o experimento RIO5. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s).

Após constatada extensão satisfatória da pluma do Rio da Prata na plataforma continental, foram analisados o perfil vertical da descarga do Rio da Prata, bem como sua relação com a circulação do estuário. Para tanto, foi selecionado um perfil vertical paralelo à descarga do rio (Figura 5.9), e analisada a distribuição de salinidade e as velocidades de corrente, zonal e meridional neste perfil. A condição de cunha salina foi bem representada, sendo nítida a entrada da água mais salgada da plataforma no estuário pelo fundo, sob a água doce do rio. Esta feição é mais acentuada durante o outono e inverno, visto que durante o verão e primavera as águas atingem menor extensão horizontal, ficando aprisionadas próximo ao estuário (Figuras 5.11 e 5.13).

A velocidade zonal é positiva apenas próximo aos pontos de rio, mais especificamente próximo à superfície. No fundo, é negativa indicando a entrada de água mais salina para dentro do estuário. A velocidade meridional, por sua vez, tende a ser negativa próximo aos pontos de rio, compondo uma descarga para sudeste. Nas adjacências dos pontos de rio, a velocidade meridional é positiva, evidenciando o fluxo para norte da pluma, mais acentuado durante o outono e inverno pela ação dos ventos (Figuras 5.12 e 5.10). Nas estações de outono e inverno, também, pode-se notar nos perfis verticais que a velocidade meridional mais afastada da boca do Rio da Prata tende a ter valores maiores e positivos, evidenciando a influência da CM.

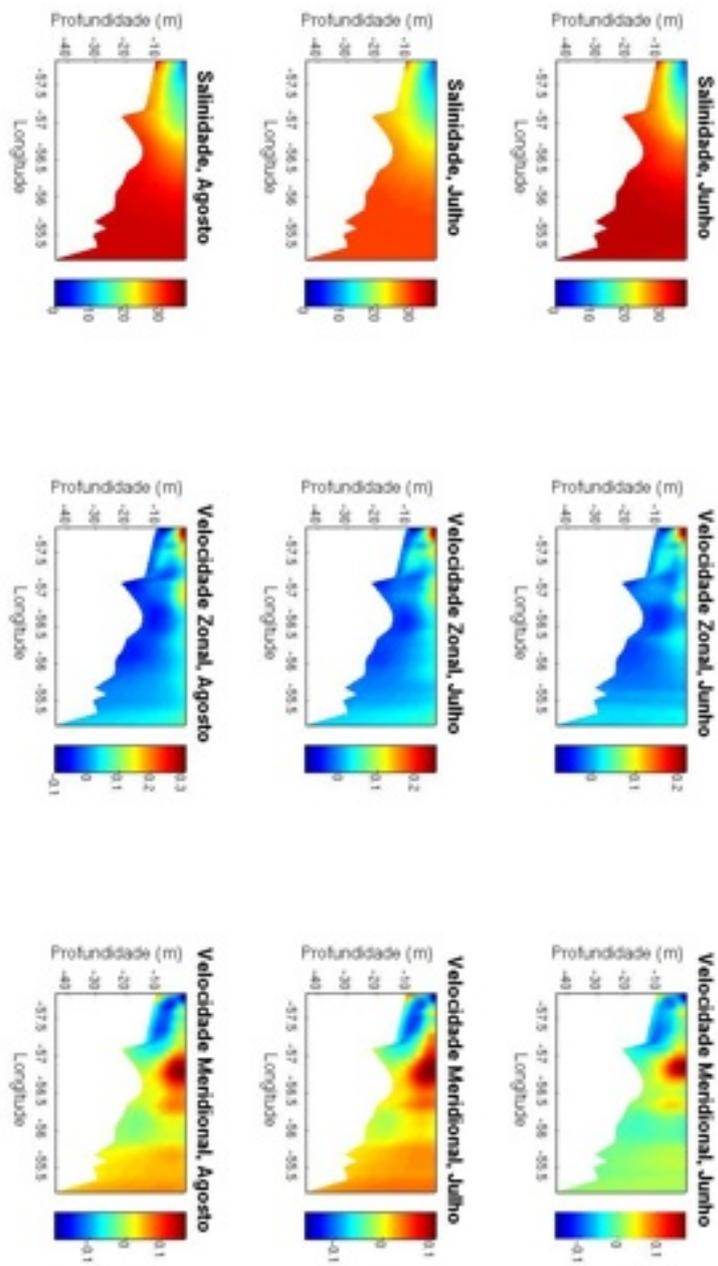


Figura 5.10 - Perfil vertical médio do estuário do Rio da Prata durante o inverno. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s).

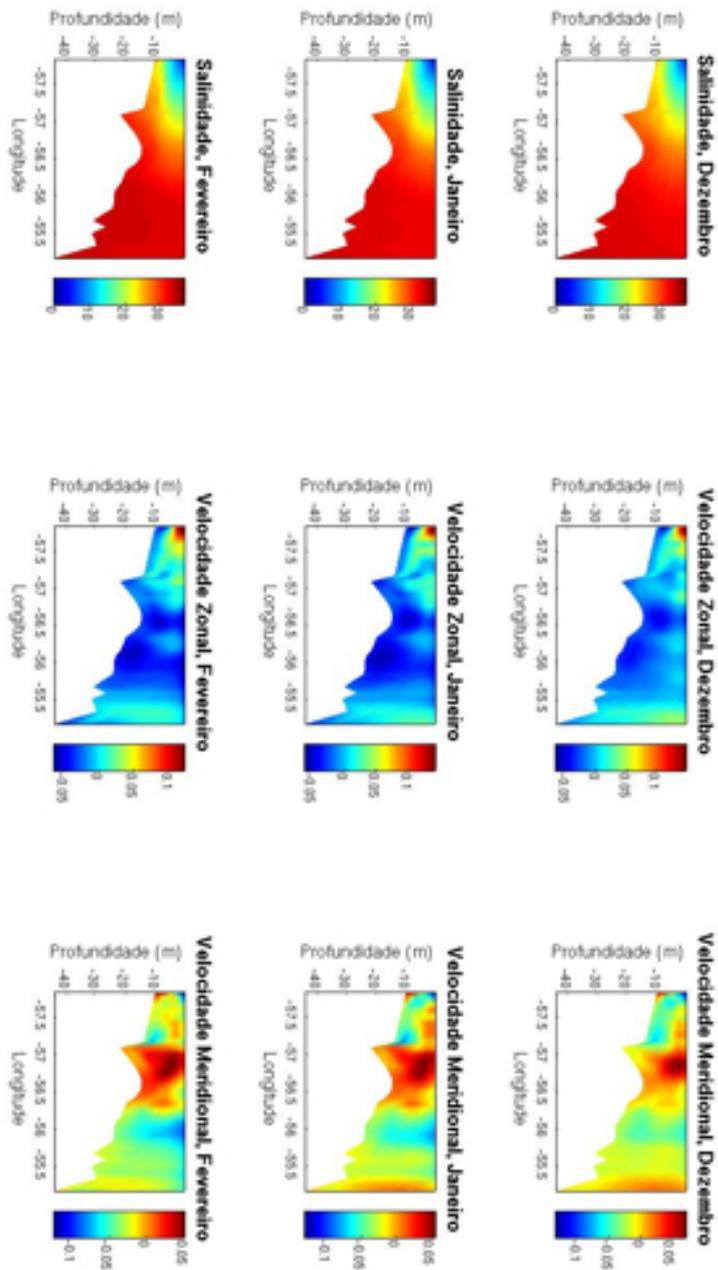


Figura 5.11 - Perfil vertical médio do estuário do Rio da Prata durante o verão. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s).

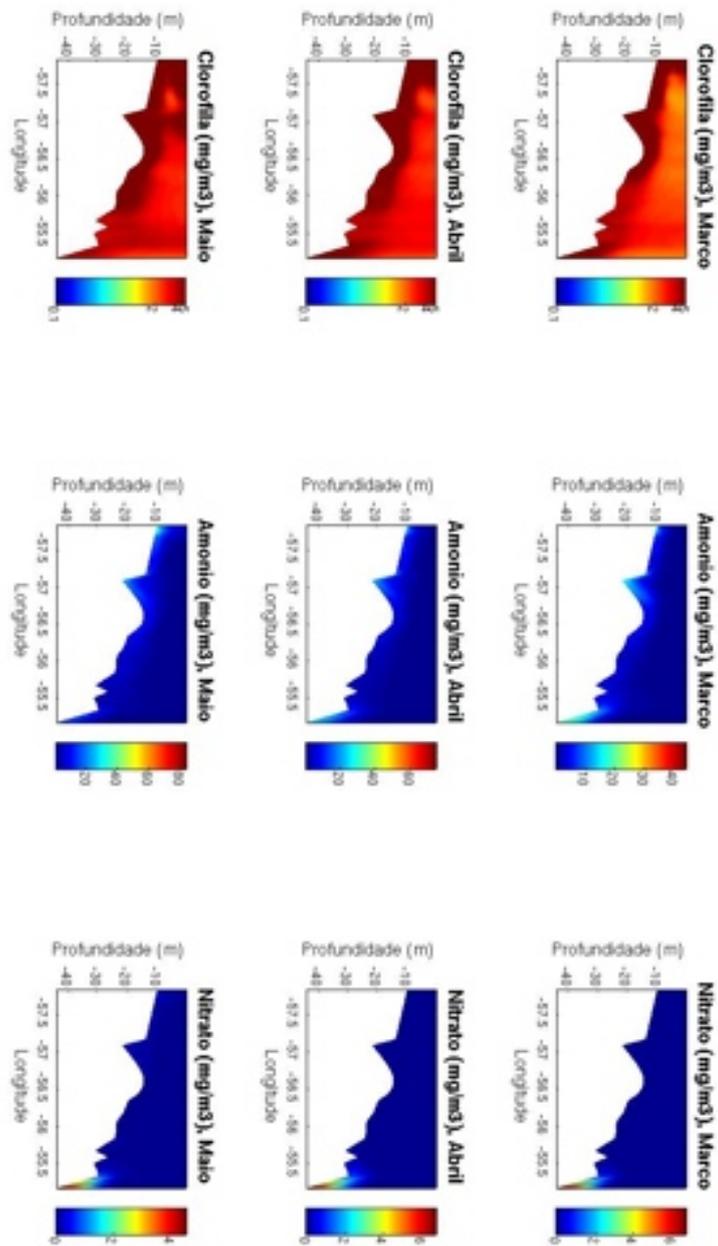


Figura 5.12 - Perfil vertical médio do estuário do Rio da Prata durante o outono. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s).

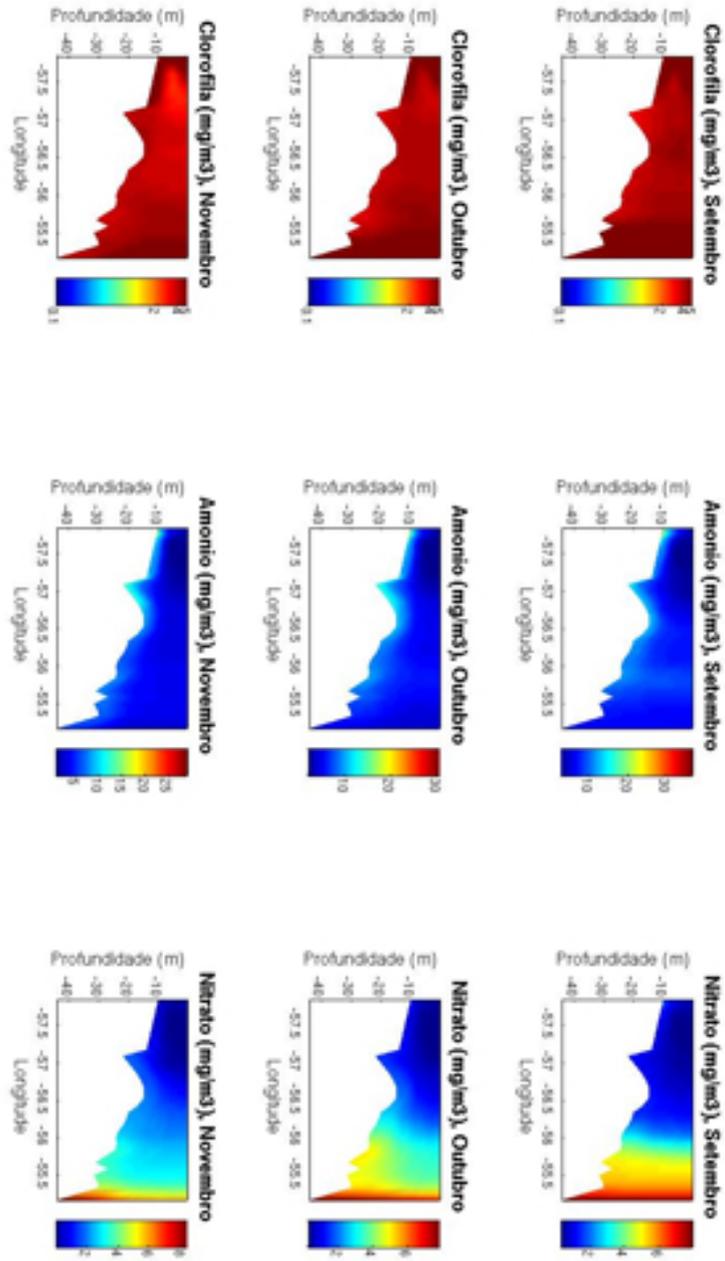


Figura 5.13 - Perfil vertical médio do estuário do Rio da Prata durante a primavera. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s).

## 5.2 Experimentos de ajuste da física

Marchesiello (2001) faz uma revisão das opções de borda utilizadas no ROMS, descrevendo os métodos Radiação, Flather e Chapman, e propondo um novo método. Representar satisfatoriamente as bordas de uma simulação numérica é sempre um grande desafio, pois há o risco de se transmitir para o interior do domínio um excesso ou falta de informação sobre determinada feição da circulação, o que faz com que o fenômeno em questão não tenha o peso certo na influência sobre os processos analisados no domínio (Marchesiello, 2001). O método Radiação, proposto por Orlandi, calcula a velocidade normal à borda e as propriedades são radiadas para fora com essa velocidade, sendo considerado um método bom para representar bordas abertas passivas. Pelo método proposto por Flather (1995), é calculada a velocidade barotrópica normal à borda, e as perturbações imediatamente exteriores à grade são radiadas com velocidade igual a das ondas de gravidade. Os valores externos, por este método, provêm os contornos de maré. Adicionalmente ao método Flather, pode-se utilizar a opção de física reduzida, que calcula a velocidade externa ao domínio a partir dos dados de elevação, dispensando os dados de velocidade. Já a condição Chapman assume que todos os sinais saindo do domínio tem velocidades de onda, utilizando a aproximação de água rasa (Marchesiello, 2001). O esquema proposto por Marchesiello (2001) parte do princípio de que o método radiação, sem nenhum tipo de relaxamento com as condições externas à grade, é insuficiente para manter a estabilidade, pois pode ocorrer divergências. Assim, utiliza-se o método radiação, para as propriedades radiando para fora do domínio, e relaxamento com os valores externos à borda para as propriedades radiando para dentro do domínio. Dessa maneira, mantém-se a estabilidade numérica da simulação. No ROMS, deve-se escolher opções para traçadores (temperatura, salinidade, velocidade de corrente), momentum bidimensional, momentum tridimensional e para superfície livre. Para comparação dos resultados das simulações numéricas com os dados de reanálise do SODA, os dados do ROMS foram interpolados para uma grade com resolução de meio grau de latitude e longitude. Foram abordados, nestes testes diferentes opções para bordas abertas e também diferentes opções de advecção do traçadores.

### 5.2.1 FIS1

Neste teste utilizou-se a opção Flather para superfície livre, utilizando também a opção de física reduzida. A utilização de física reduzida pode ser uma abordagem para a configuração de maré no experimentos. Essa abordagem, no entanto, não conseguiu simular de maneira satisfatória as velocidades dentro do domínio. A análise

das médias de TSM para todo o período mostraram-se coerentes com os dados do SODA, no entanto a análise sazonal dos dados mostrou uma incoerência entre os dados do ROMS e os dados de reanálise. As estações frias (outono e inverno) mostraram desvios positivos de TSM, excedendo  $5^{\circ}\text{C}$  na Plataforma Patagônica. Outra deficiência desta rodada foi o fato de que a extensão da pluma do Rio da Prata foi bastante restrita (Figura 5.14). Uma análise das velocidades de corrente no canal do Rio da Prata mostra que a velocidade meridional positiva foi superestimada em relação ao teste RIO5.

A variação sazonal na posição da CBM não foi bem representada, o que é visto pela presença de águas mais quentes onde deveria predominar a presença das águas frias da CM, o que é mostrado com anomalias em relação aos dados do SODA, para o mesmo período, maiores que  $5^{\circ}\text{C}$  na Figura 5.15. A dinâmica da região não permite que a velocidade dentro do domínio seja calculada através da altura de superfície do mar. A maré calculada pela opção de física reduzida acabou por aprisionar o Rio da Prata e impediu o avanço da CBM para menores latitudes durante o inverno.

### 5.2.2 FIS2

Uma segunda tentativa de se abordar essa mesma configuração de bordas foi utilizar um esquema de advecção diferente. O esquema utilizado, TS\_MPDATA, é descrito como advecção tridimensional recursiva. Na prática, é utilizada para conter ruídos e preservar o sinal das propriedades, visando não tornar um traçador negativo. Essa opção pode, no entanto, criar um valor extremo ou amplificar um valor extremo nas proximidades de uma feição com transições bastante abruptas. No caso deste teste, os desvios de TSM foram parcialmente contidos, restando ainda alguns valores maiores que  $5^{\circ}\text{C}$  próximo à plataforma da região da Patagônia. O erro no posicionamento da CBM se torna visível pela proximidade dos desvios positivos e negativos próximo de  $40^{\circ}\text{S}$ . Apesar de controlar alguns problemas, a utilização de advecção recursiva fez com que o modelo se tornasse numericamente instável em 16 meses, estourando.

### 5.2.3 FIS3

A melhor representação da circulação encontrada foi utilizar condição Chapman para superfície livre, utilizando aproximação de água rasa. Para momentum bidimensional foi utilizada a opção Flather e para momentum tridimensional e traçadores foi utilizado o esquema de Marchesiello (2001). Reduzir a altura de superfície do mar de maneira mais simples, portanto, apresentou melhor resultado, e não foram considerados na análise os processos de maré. Novamente, uma melhor resolução próximo

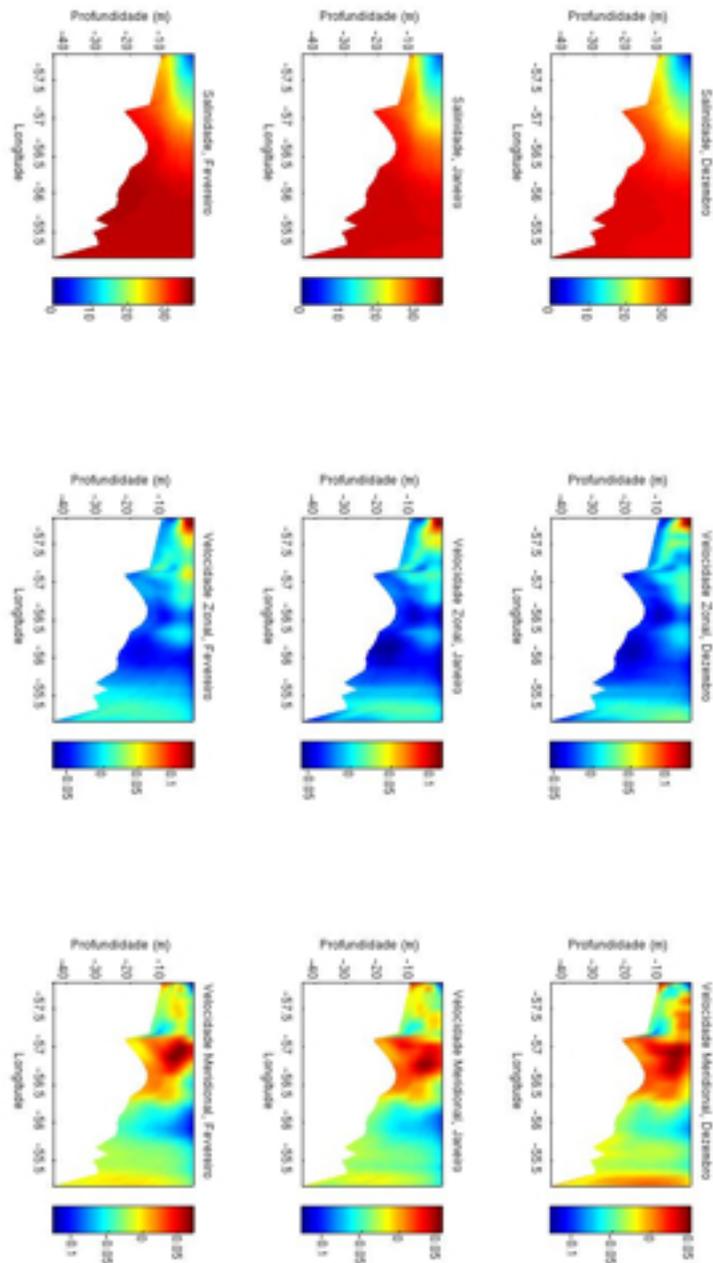


Figura 5.14 - Perfil vertical médio do estuário do Rio da Prata durante o verão para o experimento FIS1. Salinidade, velocidade meridional (m/s) e velocidade zonal (m/s).

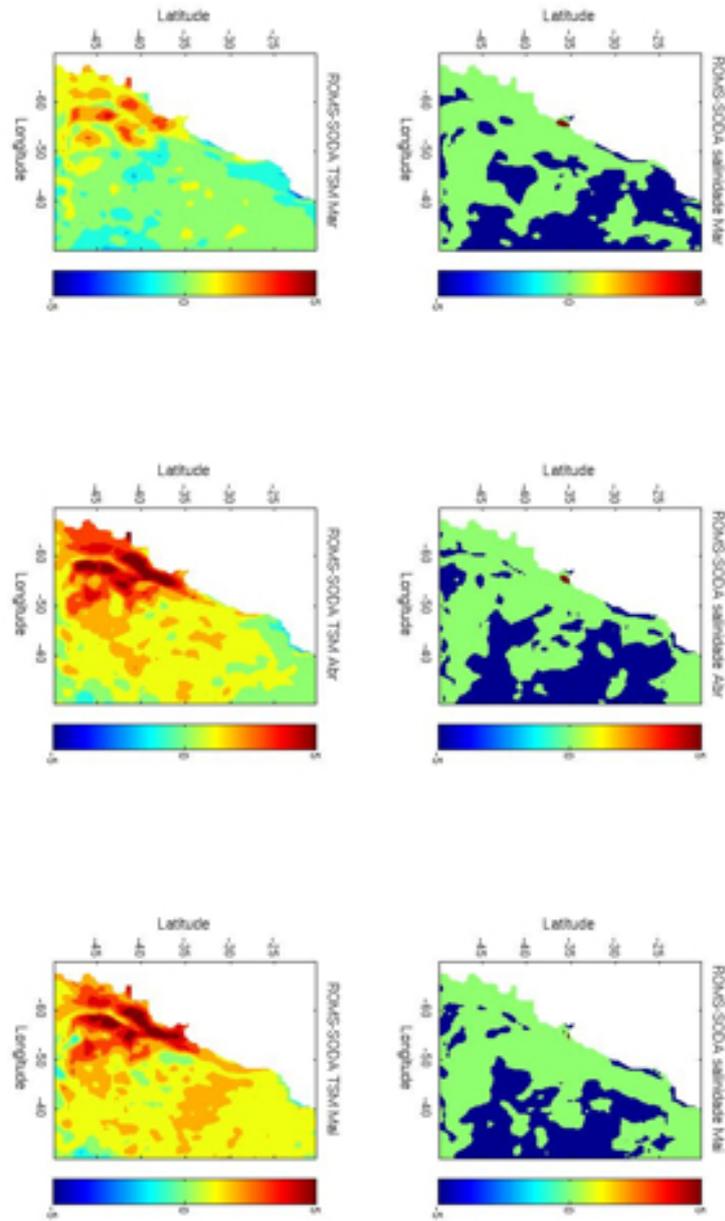


Figura 5.15 - Diferença de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade médias (ROMS-SODA) durante o outono para o experimento FIS1.

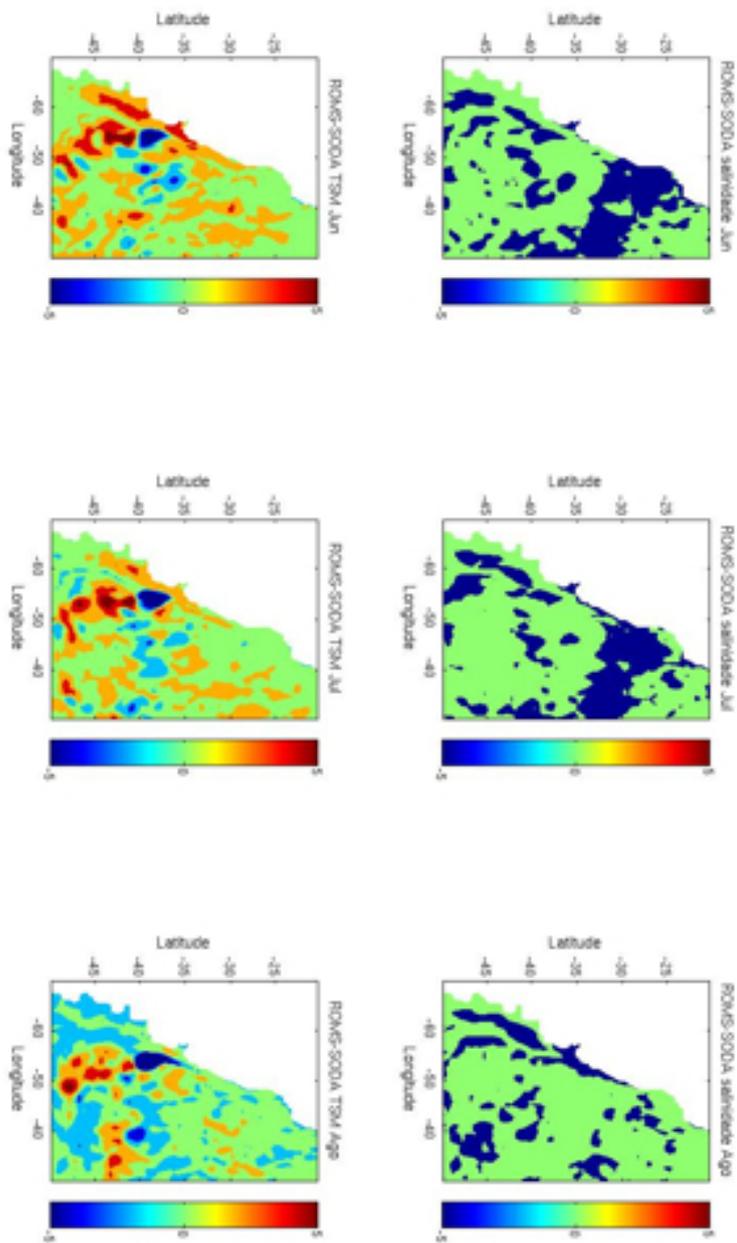


Figura 5.16 - Diferença de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade médias (ROMS-SODA) durante o inverno para o experimento FIS2

à costa poderia permitir que feições de maré fossem melhor representadas.

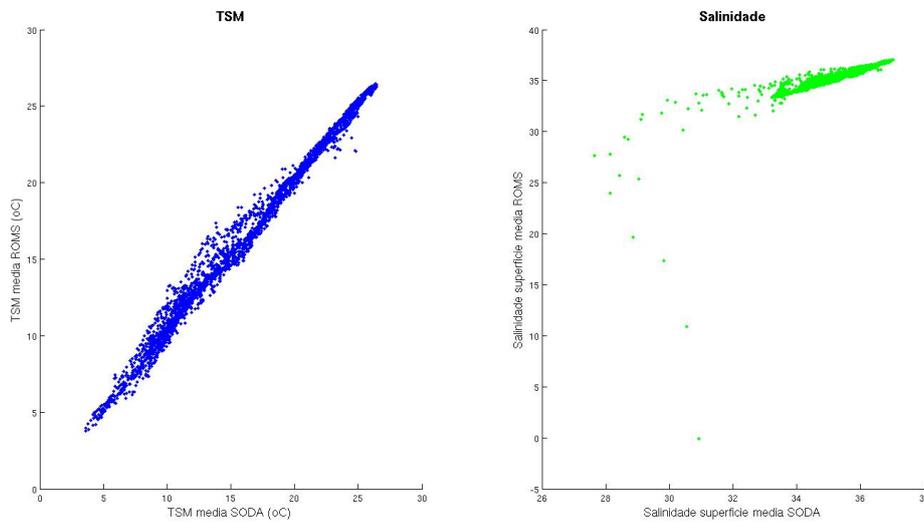


Figura 5.17 - TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e SSM médias para cada ponto no experimento FIS3 (eixo y) e nos dados do SODA (eixo x) para o período 1987-1996

As médias de TSM são bastante próximas da média obtida pelo SODA para o mesmo período, havendo desvios maiores próximo de  $15^{\circ}\text{C}$ , o que representa erros sutis na localização das regiões de maior mistura (Figura 5.17). Os desvios de salinidade, por sua vez, representam os pontos próximos ao Rio da Prata, que é forçado no modelo com salinidade zero.

Próximo ao limite sul da CBM (Figuras 5.19 e 5.20), nota-se maiores salinidades próximo à quebra de plataforma, podendo notar-se também a entrada de águas com salinidade mais baixa próximo à costa. A variação da CBM nesta latitude é bem representada nos dados de TSM, podendo-se notar desvios sazonais bem marcados.

Em  $35^{\circ}\text{S}$ , próximo à região de descarga do Rio da Prata, nota-se que a pluma do rio modelada tem menor extensão na plataforma quando comparada ao SODA, no entanto tem boa representação sazonal (Figura 5.21). Também é representada a presença de águas mais salinas adjacentes à pluma do Rio da Prata, próximo de  $52^{\circ}\text{W}$ , representando a CB. A leste desta longitude, em direção a oceano aberto, a salinidade tende a diminuir. A TSM nesta latitude mostra águas ligeiramente mais quentes, como observado na Figura 5.22 mas a sazonalidade e as variações interanuais são bem representadas, havendo nos anos 1989 e 1990 menor intrusão de águas mais frias na região.

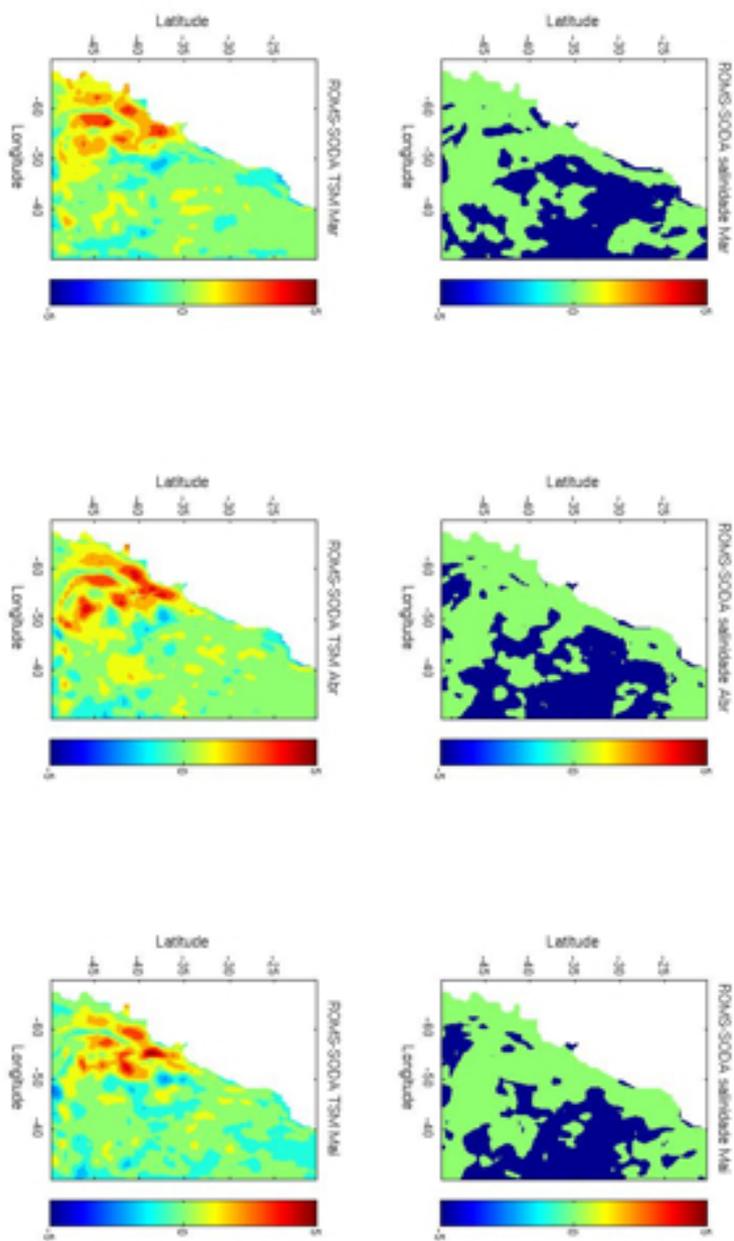


Figura 5.18 - Diferença de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade médias (ROMS-SODA) durante o outono para o experimento FIS3

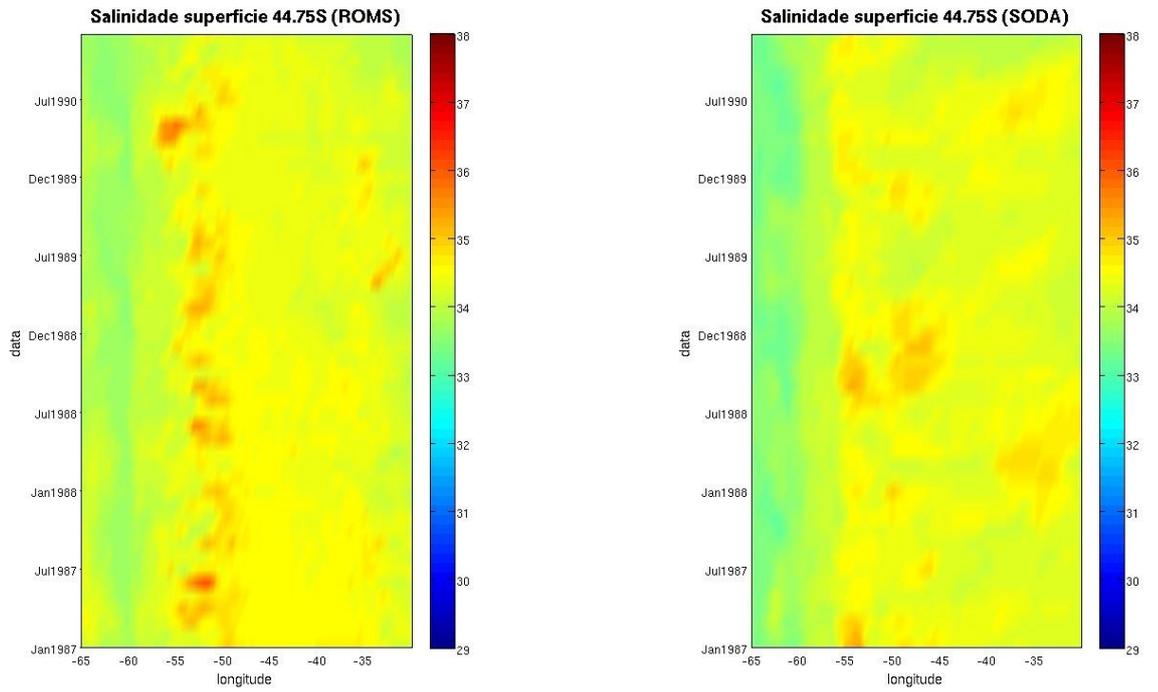


Figura 5.19 - Diagrama Hovmoller de SSM para a latitude 45°S, experimento FIS3

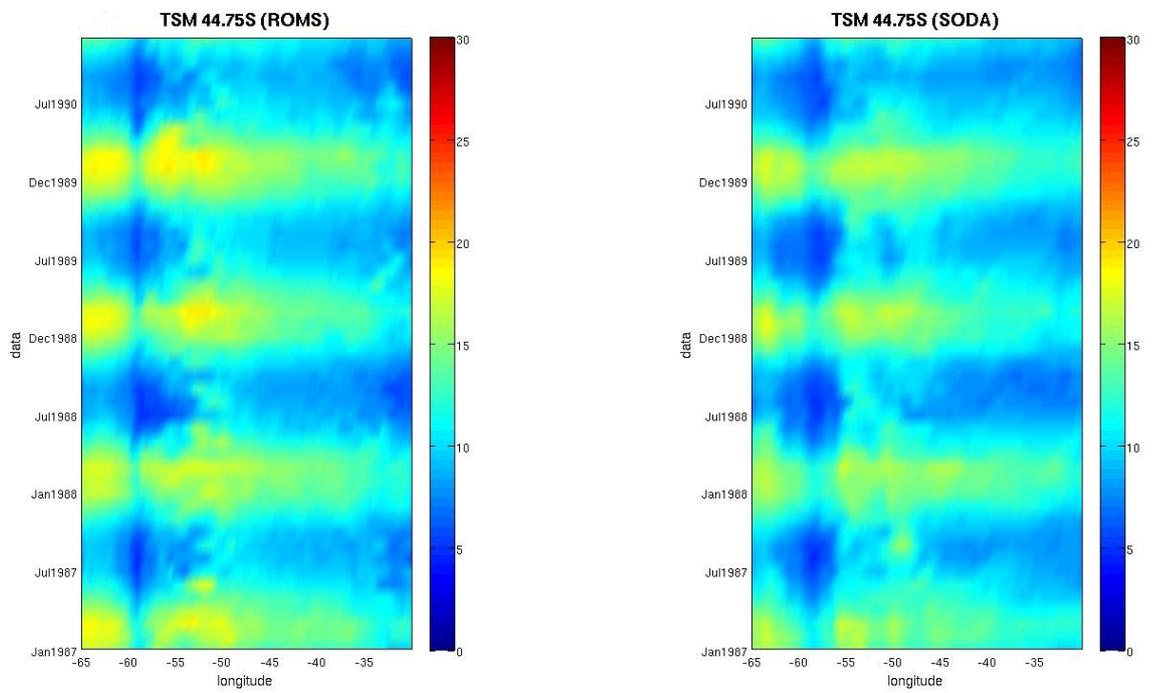


Figura 5.20 - Diagrama Hovmoller de TSM (°C) para a latitude 45°S, experimento FIS3

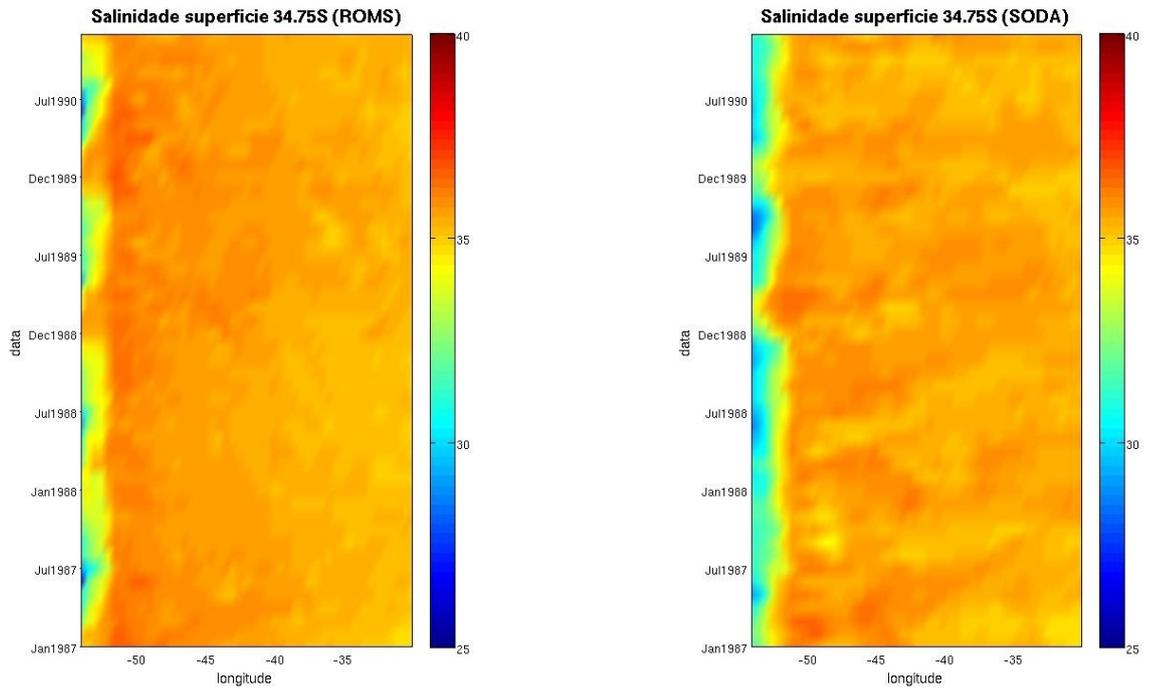


Figura 5.21 - Diagrama Hovmoller de SSM para a latitude 35°S, experimento FIS3

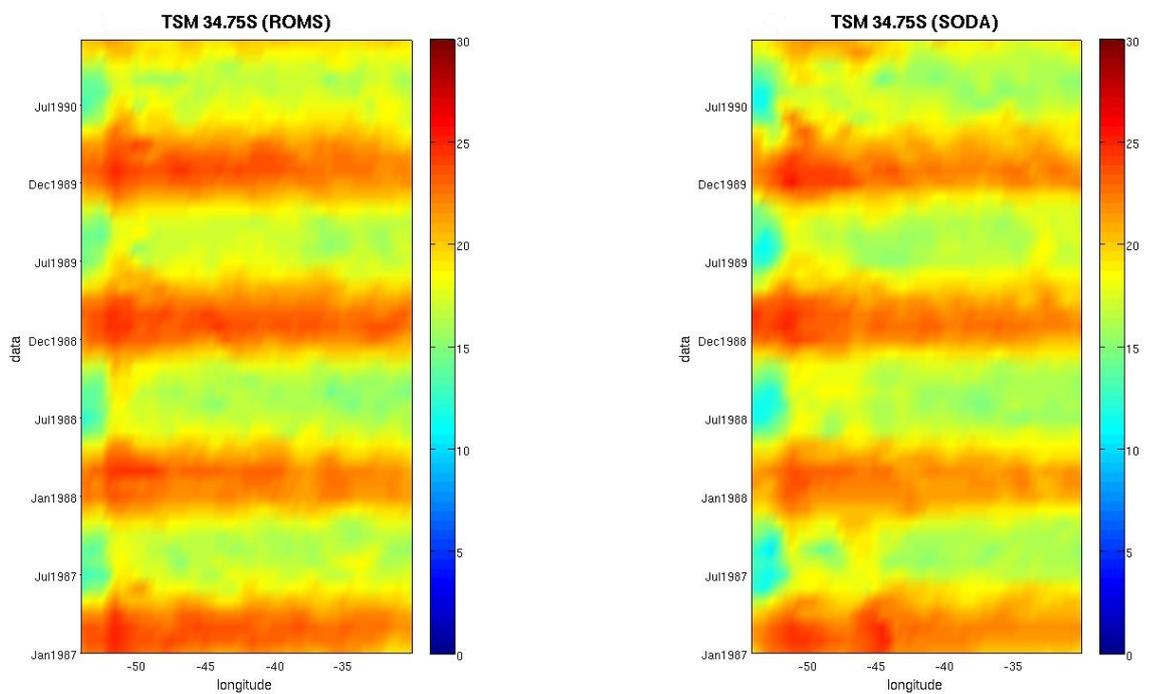


Figura 5.22 - Diagrama Hovmoller de TSM (°C) para a latitude 35°S, experimento FIS3

Próximo de 30°S, pode-se ver salinidades mais baixas próximo à costa, de cerca de 35, sendo esta latitude próxima do limite norte da extensão da pluma do Rio da Prata (Figura 5.23). Estes sinais são menos marcados nas simulações do ROMS, mas as variações interanuais são significativas, com as menores salinidades em todo o período ocorrendo em julho de 1988. Um dos motivos porque a SSM nesta região é menor nos dados simulados, é a ausência da pluma da Lagoa dos Patos no experimento. A TSM, nesta latitude, é bastante similar à do SODA.

Já na latitude de 28°S, representando o Cabo de Santa Marta, nota-se sinais de ressurgência, que no entanto tem extensão menor que os dados de reanálise (Figura 5.24). Nesta latitude há, em todas as longitudes da grade, variações interanuais marcadas nos dados de salinidade, destacando-se salinidades mais altas (próximo de 37) entre 46-42°W durante o verão de 1989 e salinidades mais baixas entre 34-32°W no verão de 1987. A TSM novamente apresenta menores desvios em relação ao SODA. Comparando-se a TSM e SSM sazonal, vê-se que a o desvio de TSM média do ROMS em relação ao SODA ainda é maior durante o outono e inverno, no entanto os desvios são menores do que nas configurações testadas anteriormente, e raramente ultrapassam 2°C.

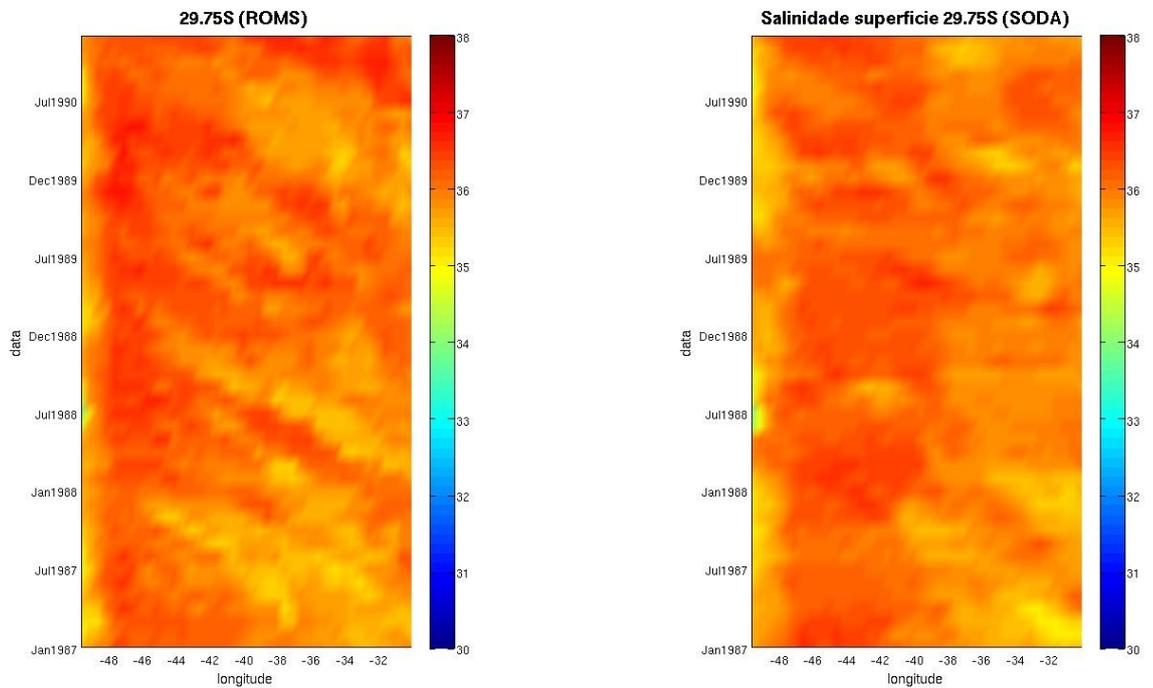


Figura 5.23 - Diagrama Hovmoller de SSM para a latitude 30°S, experimento FIS3

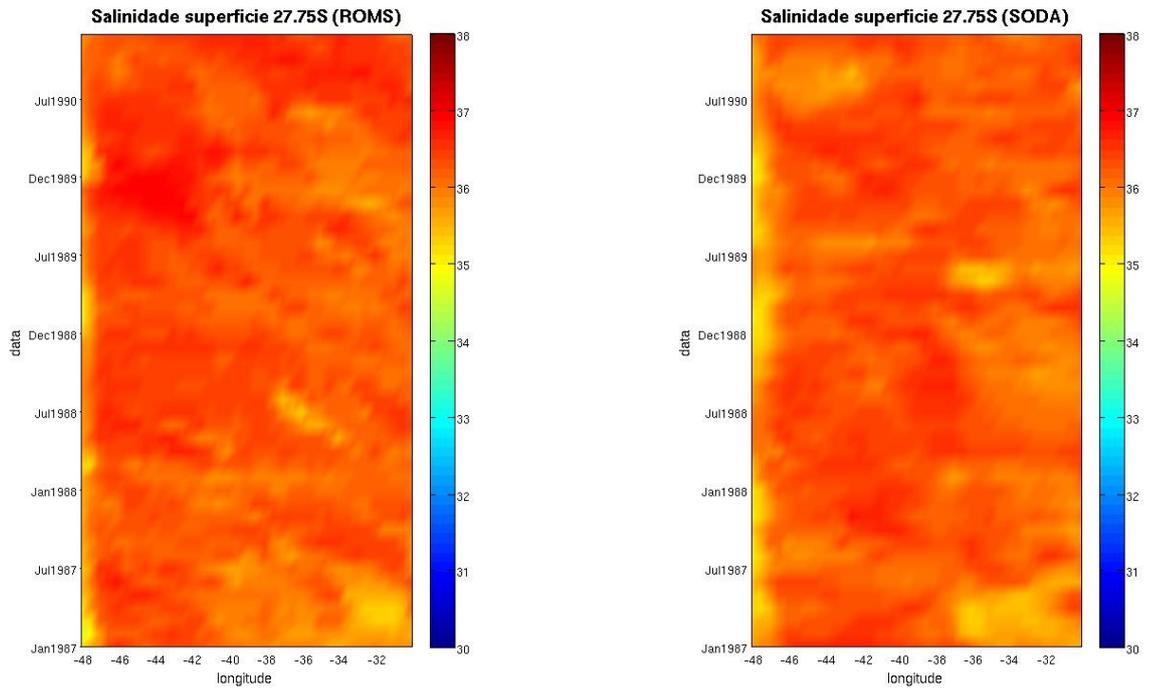


Figura 5.24 - Diagrama Hovmoller de SSM para a latitude 28°S, experimento FIS3

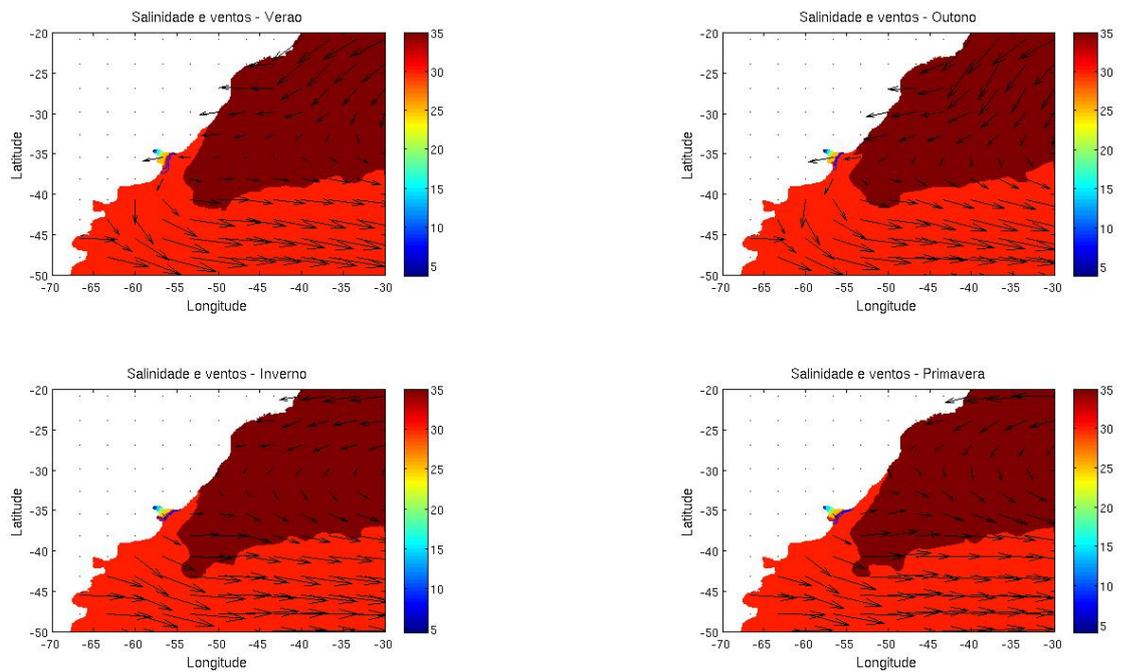


Figura 5.25 - SSM e vento médio (m/s) para o período entre 1987-1996, experimento FIS3

Pode-se notar a influência do vento em direção à costa durante o verão e outono na extensão da pluma do Rio da Prata, na Figura 5.25. No inverno e primavera, o vento é dirigido para o oceano, e a pluma alcança menores latitudes. Quanto às correntes há sempre, na quebra de plataforma a sul de 40°S, uma corrente intensa dirigida para norte e marcada por todo o ano (Figuras 5.26 e 5.27). O giro anticiclônico que dirige as águas da CBM para oceano aberto é bem marcado. As correntes costeiras a norte de 35°S são mais marcadas durante o verão/outono, ao passo que são mais intensas, ao sul de 40°S, durante o inverno e primavera. Na foz do Rio da Prata nota-se, também, um fluxo para nordeste durante o inverno e primavera, sendo praticamente nulo durante o verão e outono.

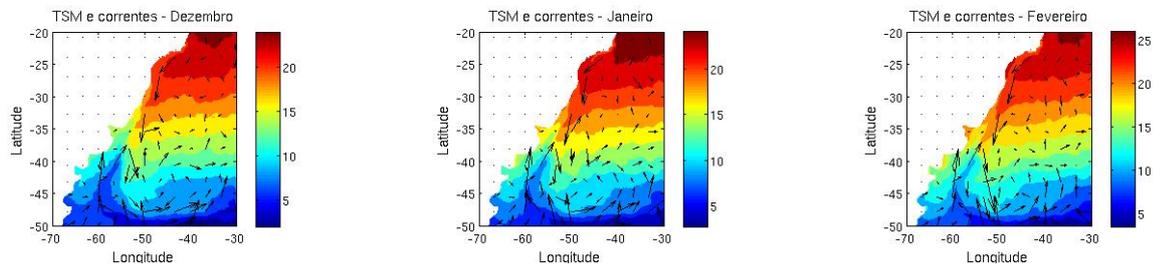


Figura 5.26 - TSM (°C) e corrente (m/s) média para o período 1987-1996, verão, experimento FIS3

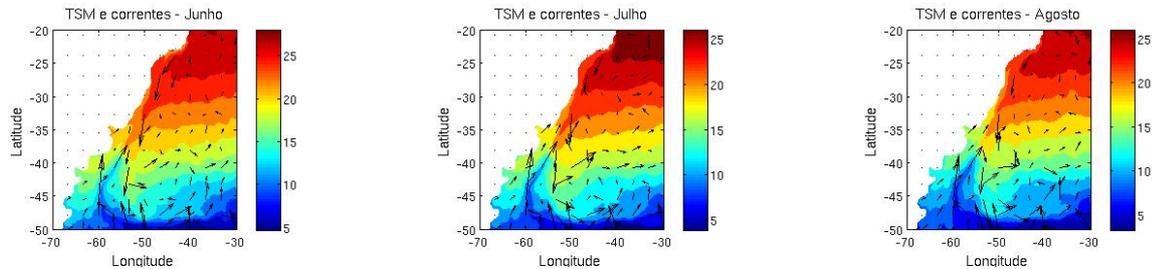


Figura 5.27 - TSM (°C) e corrente (m/s) média para o período 1987-1996, inverno, experimento FIS3

### 5.3 Experimentos de ajuste da biogeoquímica

Os testes de biogeoquímica foram feitos de maneira que, primeiramente, fosse bem resolvido o ciclo do nitrogênio, que é o ciclo mais detalhado do modelo utilizado, para que depois fossem feitos quaisquer testes com o ciclo do carbono. No entanto, a rodada feita sem nenhuma alteração no arquivo `bio_fennel.in`, que rege as trocas entre os compartimentos da biogeoquímica, apresentou por todo o tempo da rodada valores de clorofila demasiadamente altos.

Assim, foram feitos testes que alterassem as taxas de trocas de matéria orgânica entre os compartimentos, para que se analisasse quais os principais problemas do modelo em questão (testes BIO1.1-BIO1.3). A seguir foram testadas combinações entre os parâmetros procurando a melhor solução para que os valores de clorofila e nitrato fossem compatíveis com as observações do SeaWIFS.

#### 5.3.1 BIO1

O primeiro teste foi justamente a tentativa de rodar o modelo sem que fossem feitas quaisquer alterações nos parâmetros padrão de troca de material entre os compartimentos do modelo. Taxas como a porcentagem de radiação de onda curta utilizada como PAR, mortalidade e consumo para fitoplâncton e zooplâncton não foram alteradas. Essa rodada foi feita para 14 anos, entre 1983 e 1996, e foram analisados os anos de 1987 a 1996.

Foram feitas, a seguir, Figuras com as médias mensais de clorofila tanto do SeaWIFS (Figuras 5.29 e 5.30) quanto do ROMS, interpoladas para a resolução dos dados do SeaWIFS. Apesar de as médias mensais não representarem o mesmo período, é possível utilizar estes dados como comparação, analisando os processos que geram altos ou baixos valores de clorofila, e seus ciclos sazonais. Huret *et al.*(2005) fazem uma análise dos possíveis erros contidos nas imagens do SeaWIFS e propõem que, ainda com imagens datadas, há o risco de erros, principalmente nas águas costeiras. No entanto, uma análise da sazonalidade e variabilidade climática é possível para validação de um modelo biogeoquímico. Para uma análise dos fenômenos que gerassem altos valores de clorofila, foram calculadas as correlações entre clorofila e radiação e onda curta, e clorofila e concentração de nitrato. Essas correlações foram feitas para cada mês.

Durante o verão, neste experimento, há uma região de baixos valores de clorofila centrada na região de influência do Giro Anticiclônico do Atlântico Sul, que por

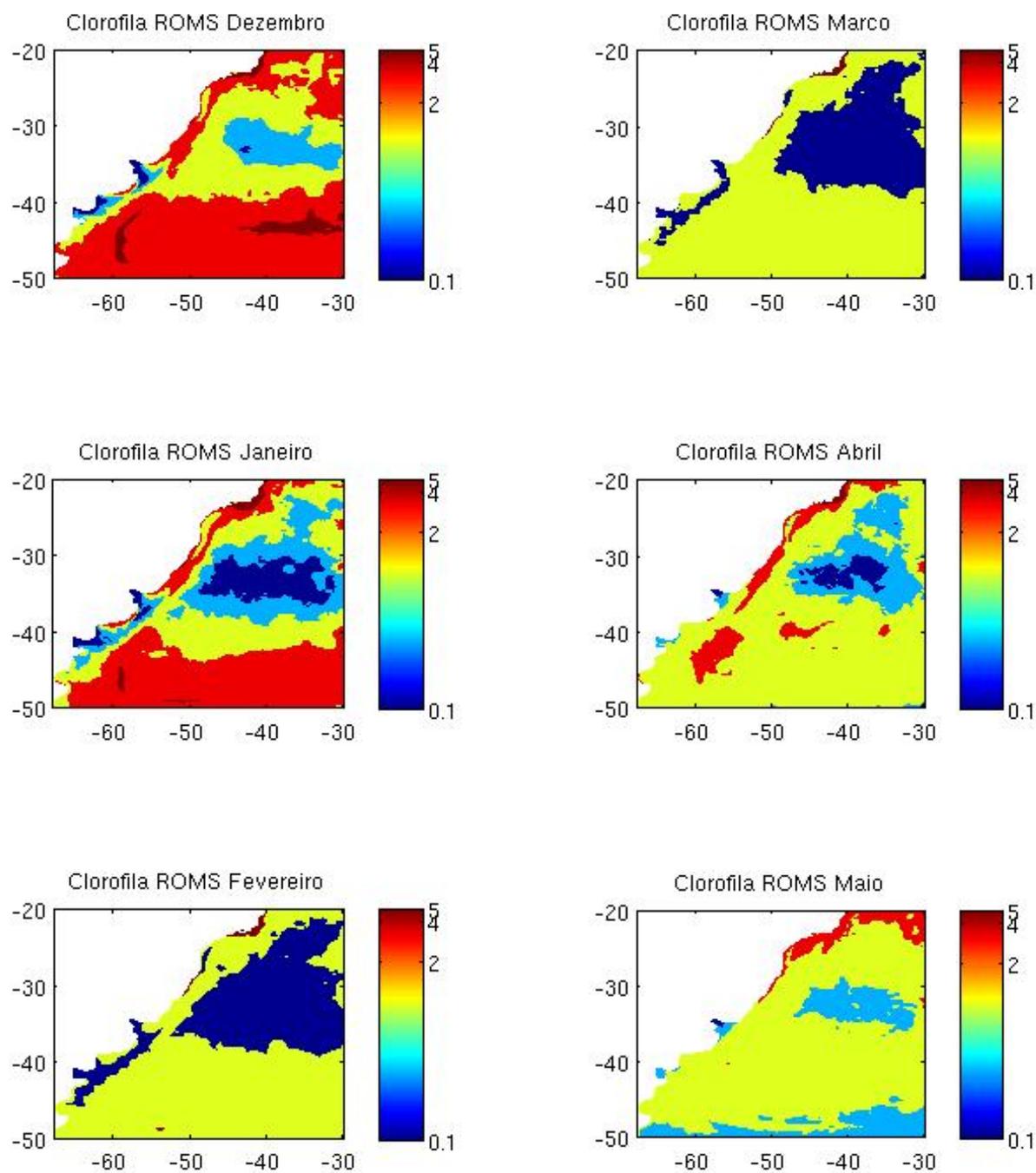


Figura 5.28 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e o outono para o experimento BIO1 (ROMS)

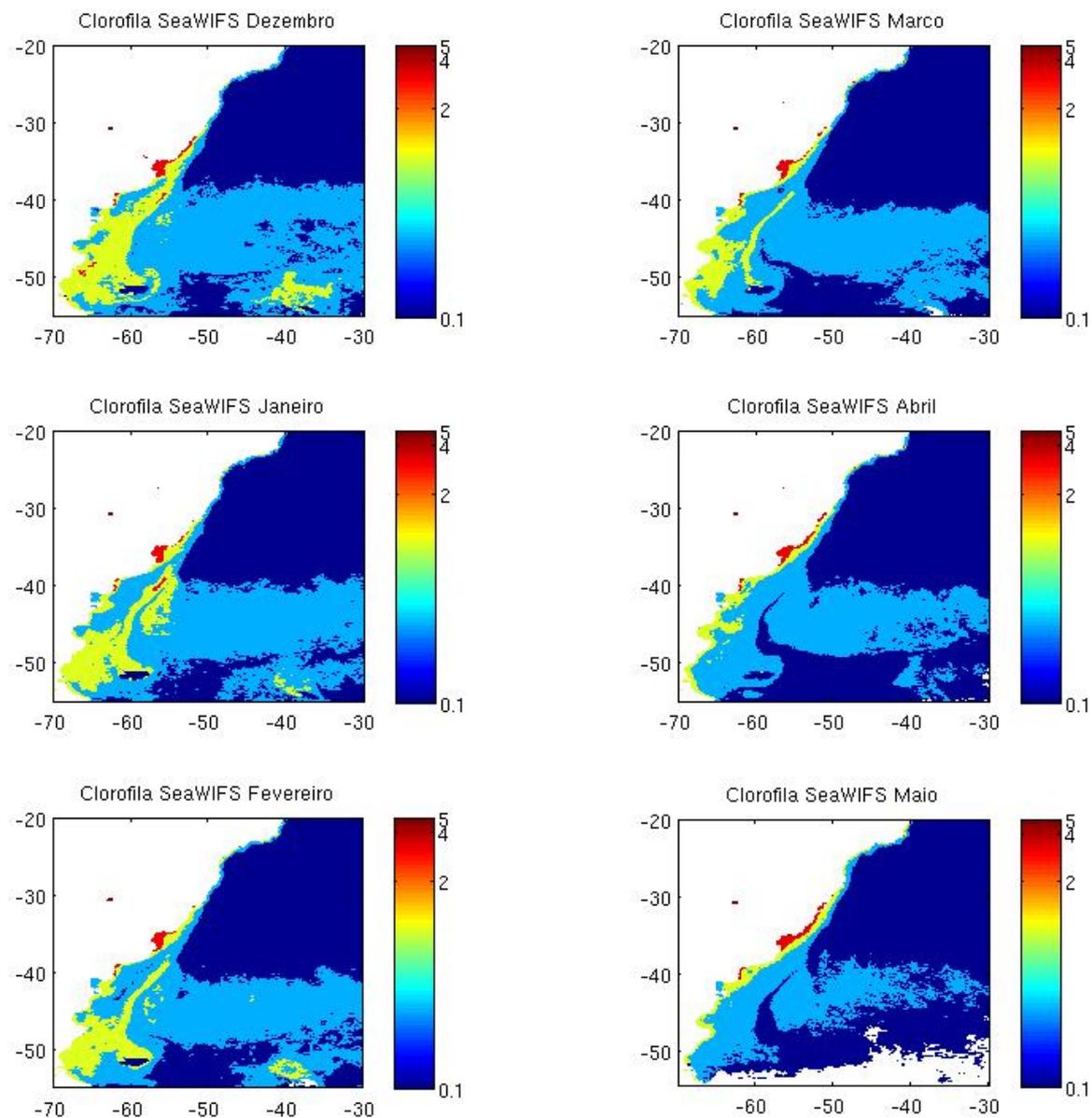


Figura 5.29 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média do SeaWIFS durante verão e outono

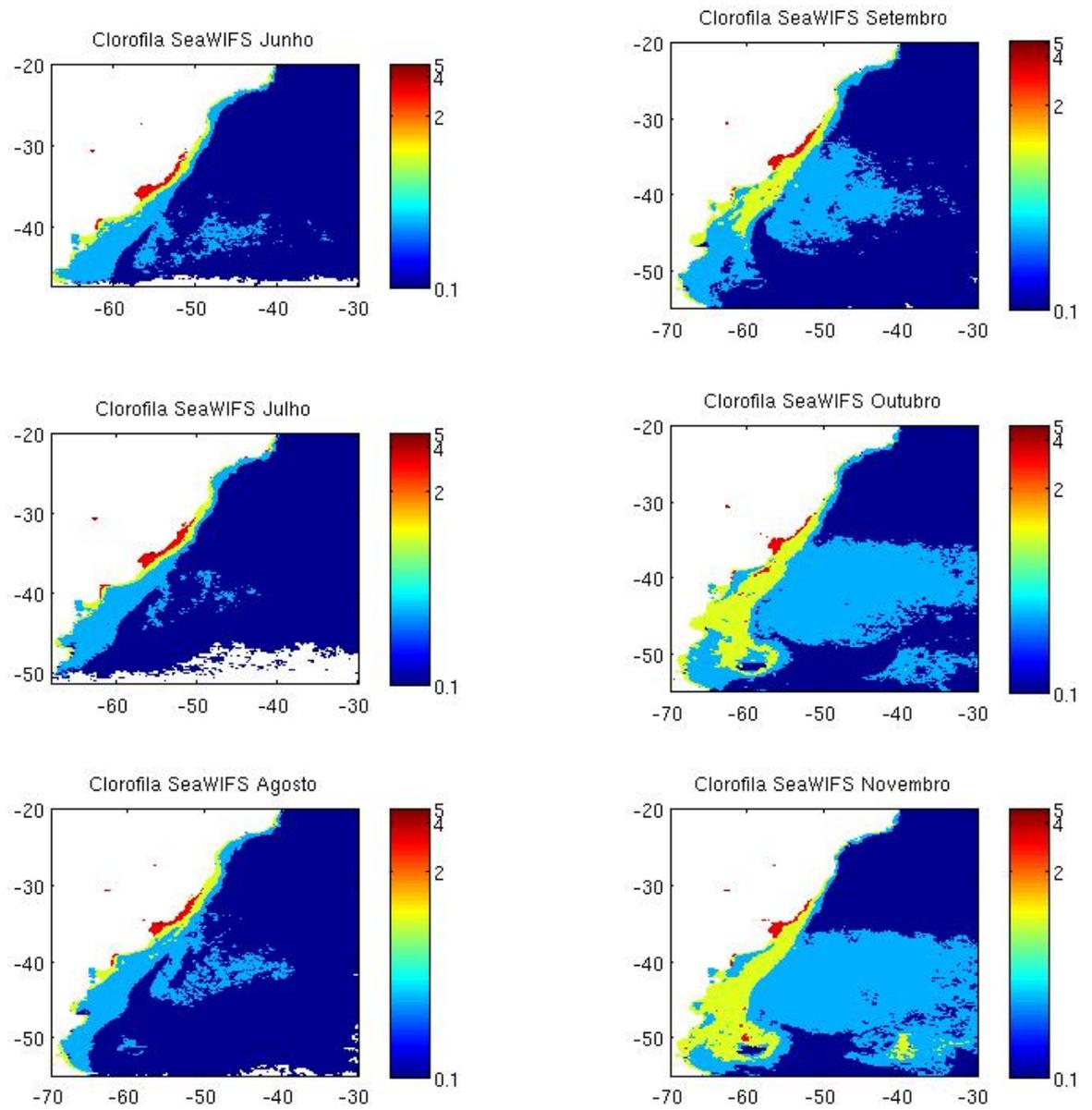


Figura 5.30 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média do SeaWIFS durante inverno e primavera

representar convergência de águas não permite que haja ressurgência de nutrientes, dependendo apenas de produção secundária (Figura 5.28). Os valores mais altos de clorofila no domínio são encontrados na parte sul, a sul de 40°S. Esses valores, no entanto, são superiores a 2 mg/m<sup>3</sup> enquanto as observações do SeaWiFS são de cerca de 0,5 mg/m<sup>3</sup>. A região da quebra de plataforma na Patagônia é vista como uma região de máximos de clorofila, o que também é observado pelo SeaWiFS e descrito por diversos autores, como já dito anteriormente. A correlação de clorofila, nesta estação, é baixa com radiação de onda curta e alta (positiva) com nitrato, sugerindo que este seja o fator limitante.

No outono, a região de baixos valores de clorofila ao norte da grade vai diminuindo conforme se aproxima o inverno, e a área representa baixa correlação com ambos nitrato e radiação de onda curta. Ao sul de 35°S, durante o outono, os valores de clorofila são sempre maiores que 1 mg/m<sup>3</sup>, vide Figura 5.28. No entanto, os valores maiores que 3 mg/m<sup>3</sup> vão se restringindo a uma pequena área na plataforma continental próximo de 40°S. Na área ao sul de 40°S, com o passar da estação a correlação com radiação de onda curta vai se tornando forte e positiva, e a correlação com nitrato vai se tornando forte e negativa. Essas correlações ajudam a compreender que a diminuição de clorofila se dá conforme entram águas mais frias, havendo mais turbulência e uma restrição da PAR.

Durante o inverno, há uma clara associação entre latitude e concentração de clorofila, com maiores concentrações em direção às baixas latitudes devido à maior disponibilidade de radiação (Figura 5.32). Esse fato é evidenciado também pela alta correlação positiva entre clorofila e radiação de onda curta ao sul de 40°S. Concentrações de clorofila mais altas que as adjacências próximo de 40°S e em longitudes maiores que 60°W são esperadas, e representam a produção primária devido à mistura das águas quentes da CB com as águas frias porém ricas em nutrientes da CM.

Já na primavera há um aumento contínuo de concentração de clorofila em toda a região (Figura 5.32), sem que haja áreas grandes e contínuas de altas correlações com radiação de onda curta ou nitrato (Figura 5.31). As florações de primavera são geralmente resultado do acúmulo de nutrientes que não podem ser utilizados durante o inverno devido à instabilidade da coluna d'água ou de quantidade insuficiente de radiação. A baixa correlação com ambos nitrato e radiação de onda curta, portanto, deve refletir uma estratificação da coluna d'água que propicie a permanência do fitoplâncton na camada eufótica, bem como seu crescimento.

Próximo ao estuário do Rio da Prata são sempre encontrados baixos valores de

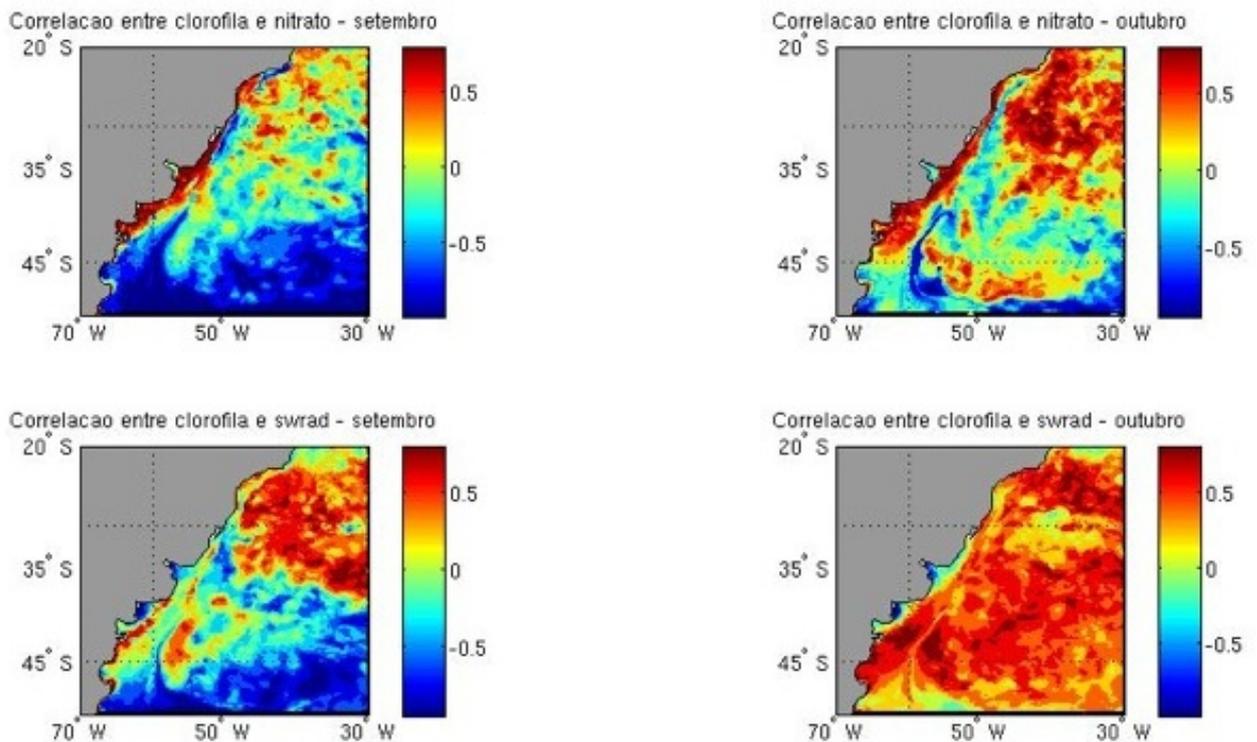


Figura 5.31 - Correlação mensal na estação da primavera entre concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) na superfície e concentração de nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), na superfície e concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) na superfície e radiação de onda curta ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) para o período entre 1987-1996

concentração de clorofila, e a alta correlação positiva com nitrato nessa região indica que esse nutriente deve ser limitante. Os desafios para os próximos testes, portanto, consistiram em tentativas de desvincular a concentração de clorofila da latitude, e estudar mais profundamente a associação entre clorofila e nutrientes, como são assimilados ou remineralizados. A principal razão para que se estudasse mais a fundo a assimilação dos nutrientes é que não foi constatado nenhum grande desvio nas concentrações de nitrato em relação aos dados do WOD09.

Os experimentos numerados 1.1-1.3 foram feitos alterando apenas um valor nas taxas descritas no arquivo bio\_Fennel.in, para que se analisasse o efeito de cada uma individualmente antes de testar alguma combinação.

### 5.3.2 BIO1.1

Neste experimento, diminuiu-se a porcentagem da radiação de onda curta disponível como PAR, de 43% para 21,5%, representando uma menor quantidade de radiação

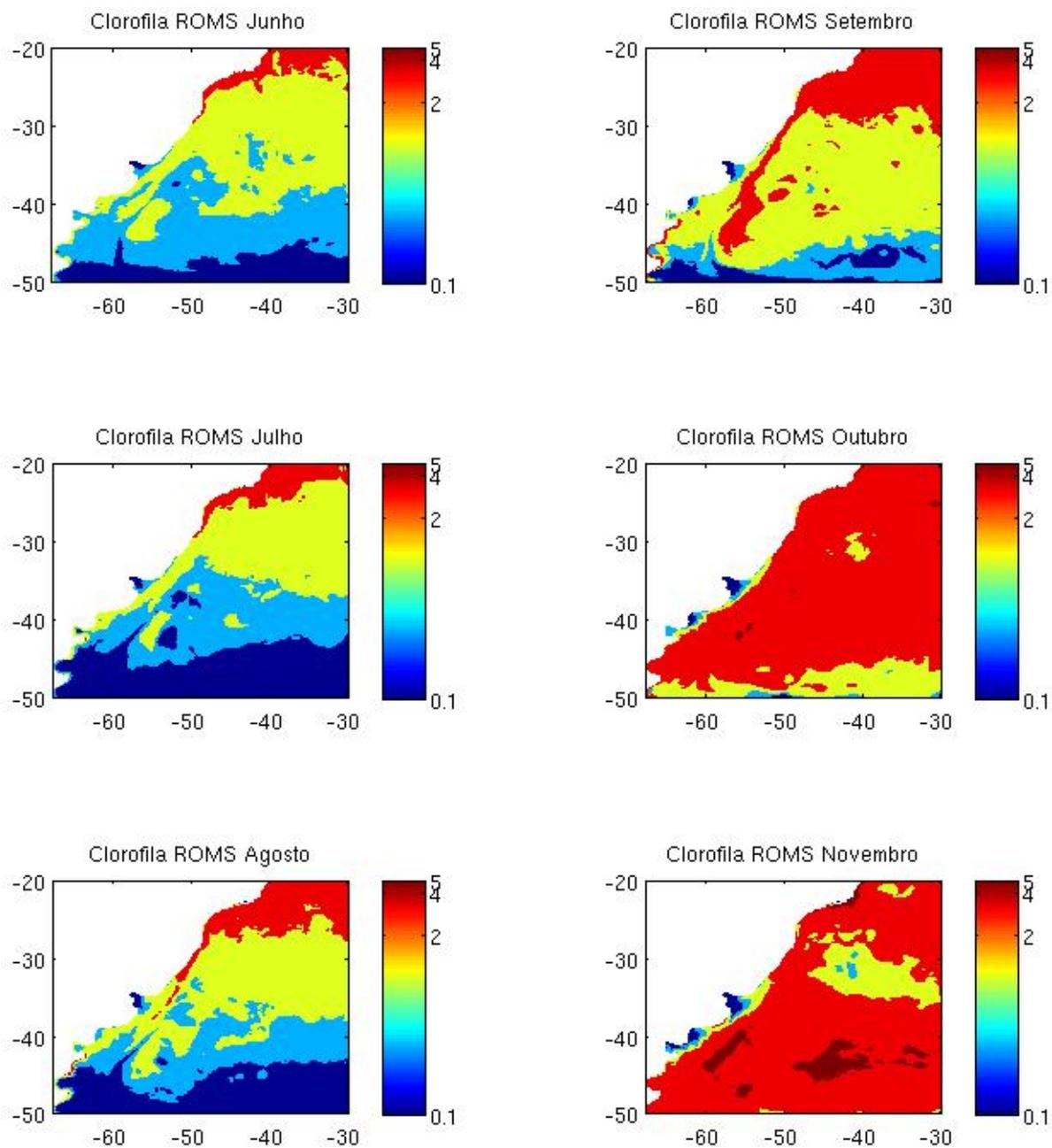


Figura 5.32 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO1 (ROMS)

disponível para fotossíntese. Ao diminuir a fração de radiação disponível para fotossíntese houve, no verão, um aumento na concentração de clorofila em relação ao experimento BIO1 (Figura 5.33). A região onde estes valores são baixos devido ao Giro Anticiclônico foi mais restrita e em sua maior parte obteve valores próximos de  $0,5 \text{ mg/m}^3$ . Ao sul de  $40^\circ\text{S}$ , houve uma área mais extensa com valores de concentração de clorofila maiores que  $2 \text{ mg/m}^3$ . Altas correlações positivas com radiação de onda curta foram encontradas predominantemente ao sul de  $35^\circ\text{S}$ , e em áreas descontínuas, representando mistura. Já as altas correlações positivas com nitrato foram encontradas na faixa entre  $35\text{-}45^\circ\text{S}$  e próximo à plataforma a norte desta latitude.

Já durante o outono (Figura 5.33), houve diminuição nas concentrações de clorofila em relação ao experimento BIO1, aumentando a diferença dos valores de clorofila entre essas duas rodadas com o passar da estação. Isso não representa necessariamente uma melhoria, visto que em maio todos os valores são próximos de zero a sul de  $35^\circ\text{S}$ , ou seja, o modelo não foi capaz de reproduzir as concentrações médias de clorofila (cerca de  $0,5 \text{ mg/m}^3$ ) que ocorrem durante essa estação. Como erro, também, há o predomínio de valores maiores que  $1 \text{ mg/m}^3$  a norte de  $30^\circ\text{S}$ , demonstrando limitação por luz. As áreas de altas correlações positivas com nitrato vai se restringindo cada vez mais ao norte no decorrer da estação, e as altas correlações positivas com radiação de onda curta não se encontram em grandes áreas contínuas, a não ser por uma faixa entre  $35\text{-}25^\circ\text{S}$ .

No inverno (Figura 5.34), as concentrações de clorofila foram ou próximas de zero ou maiores que  $1 \text{ mg/m}^3$ , estas restritas a latitudes menores que  $30^\circ\text{S}$  e próximo ao Rio da Prata. As áreas a norte de  $30^\circ\text{S}$  apresentam alta correlação positiva com nitrato, o que coloca este nutriente como um fator para esse crescimento. Já as altas concentrações de clorofila próximo ao Rio da Prata apresentam uma melhoria em relação ao experimento anterior, visto que com menor dependência de luz, há mais clorofila nesta região. Isto ocorre pois, no Rio da Prata, há uma grande quantidade de detritos, o que limita a produção devido à atenuação de luz.

A representação das concentrações de clorofila durante a primavera, neste experimento, foram bastante similares ao experimento BIO1. As concentrações de nitrato, por sua vez obedeceram um mesmo padrão quando comparadas aos dados do WOD09, no entanto tiveram concentrações maiores, especialmente entre a primavera e o inverno, como representa a Figura 5.35.

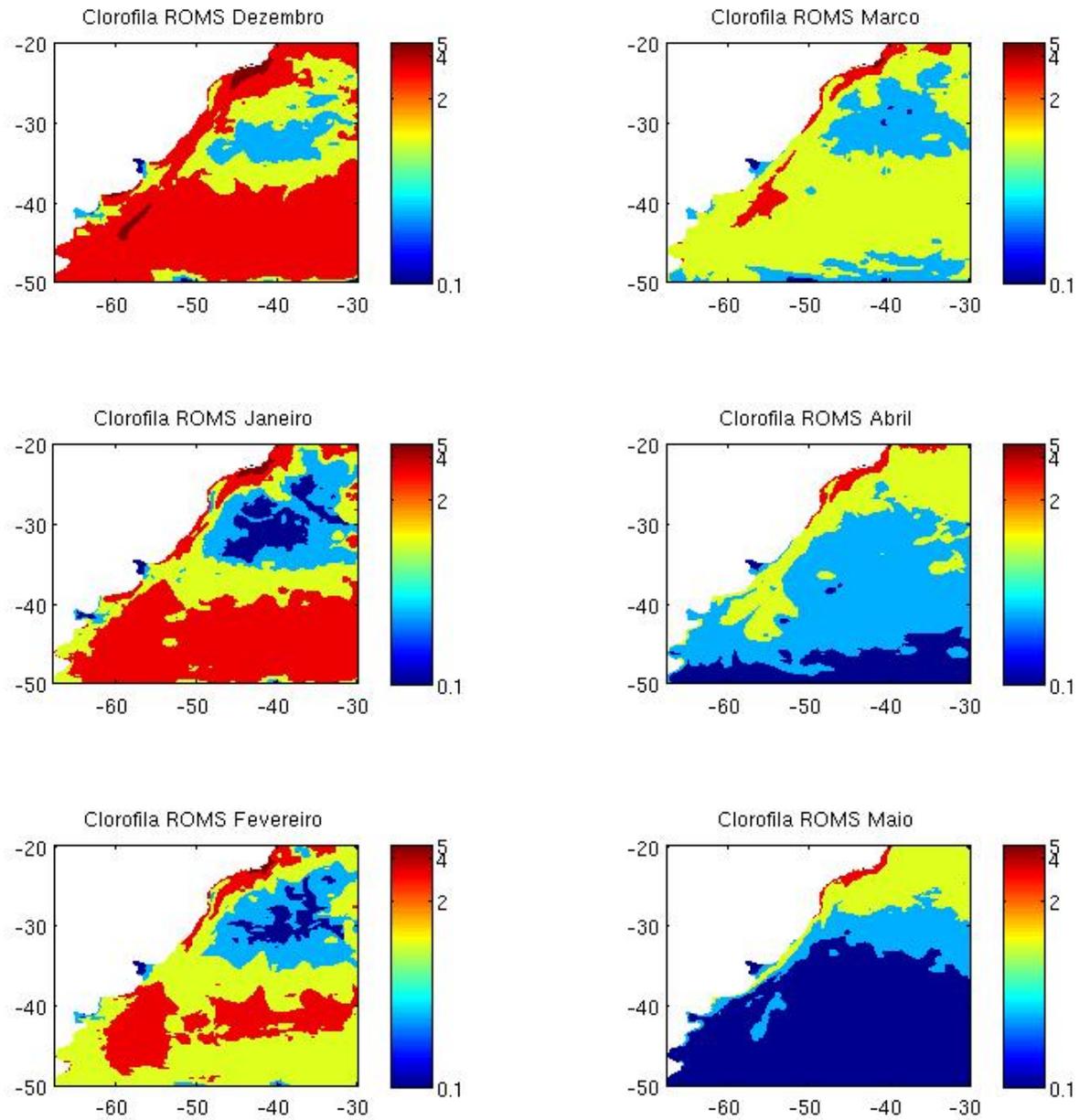


Figura 5.33 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e outono para o experimento BIO1.1 (ROMS)

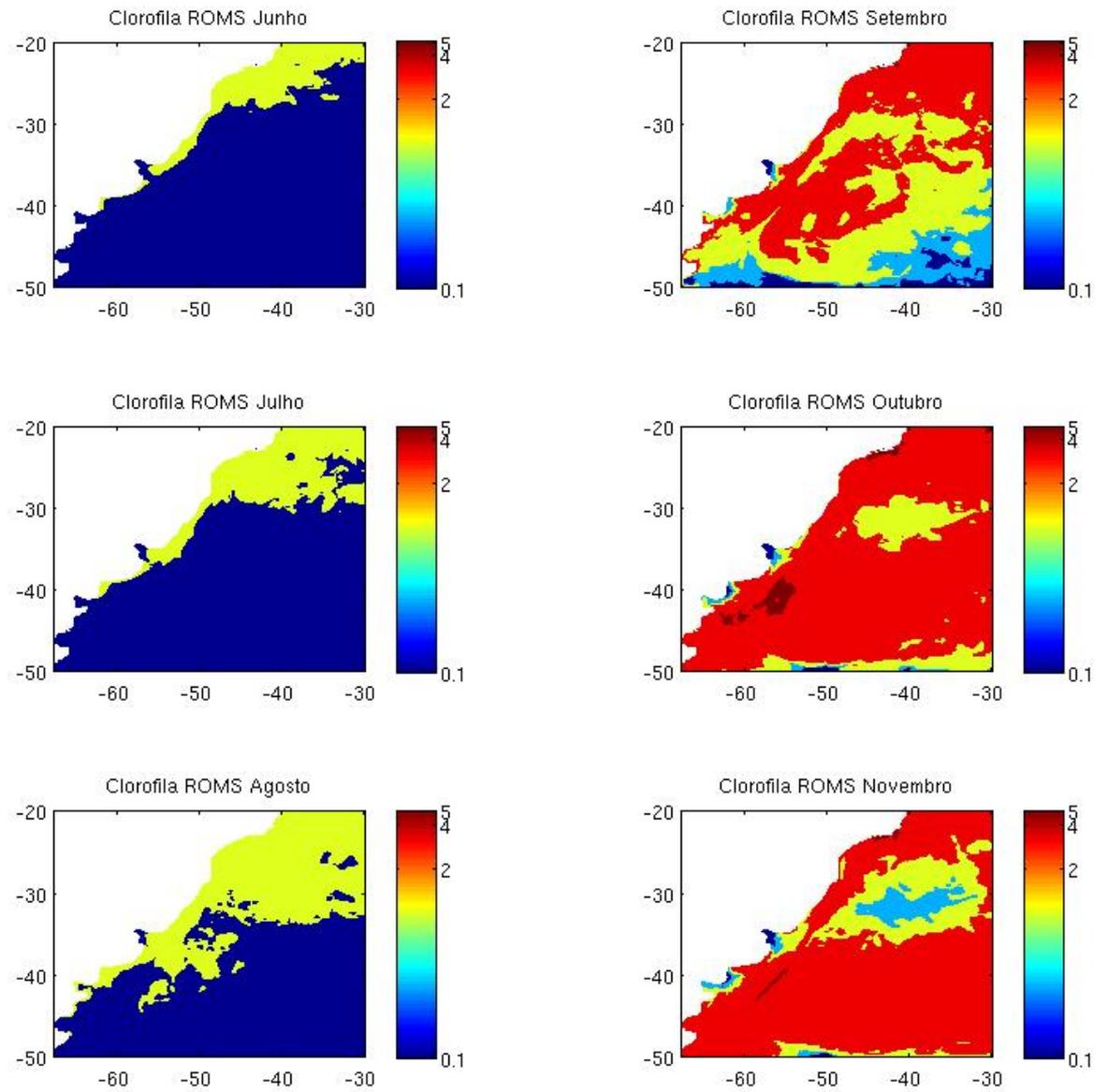


Figura 5.34 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO1.1 (ROMS)

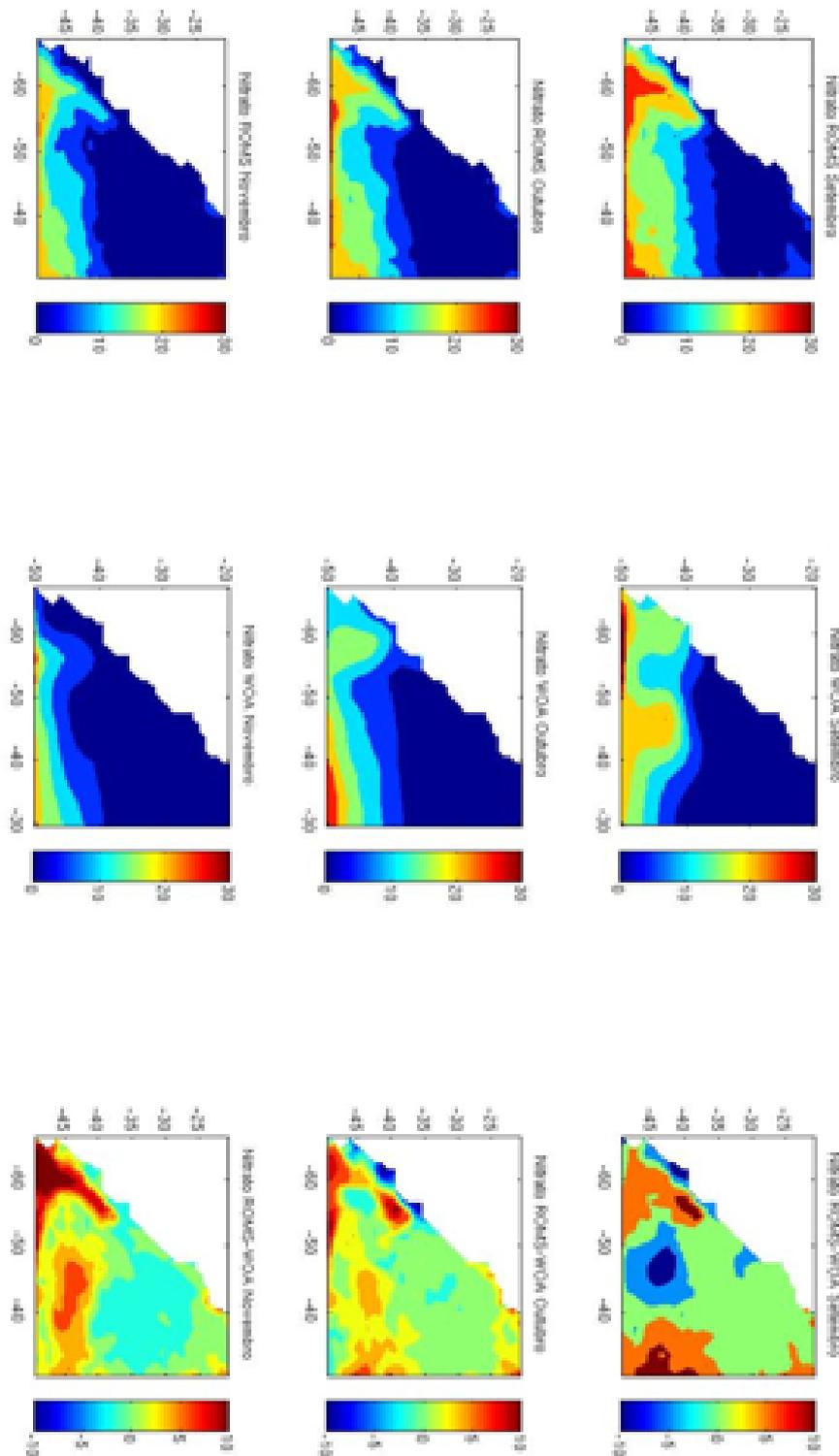


Figura 5.35 - Comparação entre nitrato em superfície ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) climatológico obtido pelos dados WOD09 e os dados de médias mensais de nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) em superfície (1987-1996) do experimento BIO1.1, para os meses de primavera

### 5.3.2.1 Síntese

Este experimento mostrou que diminuir a fração da radiação que é disponibilizada para a produção primária não é, sozinha, uma boa solução. A alteração deste parâmetro fez com que, nos meses em que há alta incidência de radiação, a clorofila não seja alterada ou ainda aumente. A limitação na produção primária foi sentida apenas nos meses mais frios, e em especial nas altas latitudes. Assim, não foram representadas as concentrações médias de clorofila nas altas latitude e persistiu o problema de altas concentrações nas baixas latitudes. A única melhoria foi o aumento na concentração de clorofila próximo ao Rio da Prata.

### 5.3.3 BIO1.2

Este experimento consistiu em aumentar a taxa de mortalidade do fitoplâncton de 15% para 30%, na tentativa de diminuir, assim, as concentrações de clorofila. Durante o verão (Figura 5.36), o padrão representado foi o mesmo do experimento BIO1, no entanto com menores valores de clorofila. Há, a norte de 40°S, há um aumento da área de baixos valores de concentração de clorofila, e as concentrações maiores que 1 mg/m<sup>3</sup> são restritas a uma área próxima à costa. A sul desta latitude, são representados valores mais altos, especialmente próximo da quebra de plataforma. Os valores na região sul da grade, no entanto, são demasiadamente altos, sempre maiores que 1 mg/m<sup>3</sup>. As correlações com nitrato, nesta estação, são positivas e maiores onde há maiores valores de concentração de clorofila, descrevendo que, onde houver nitrato, vai haver reposição do fitoplâncton morto, e associando diretamente as duas variáveis.

O outono foi a estação em que este teste mais se aproximou dos dados observados pelo SeaWIFS, ainda que os valores de concentração de clorofila (máximos e mínimos) ainda sejam maiores, como pode ser reparado na Figura 5.36. As feições que não foram representadas para essa estação foram a alta concentração de clorofila no Rio da Prata e na plataforma continental ao sul do rio. Nessa área em que a rodada foi deficiente em clorofila, a correlação é bastante alta e positiva com nitrato, e há, na comparação da concentração de nitrato obtida pelo modelo com a concentração de nitrato do WOD09, uma deficiência neste nutriente (Figura 5.36). A partir de abril, torna-se nítido que a sul de cerca de 37°S as correlações são positivas com radiação de onda curta, e norte desta latitude, a correlação é alta e positiva com nitrato.

Já durante a estação de inverno, o modelo falhou em representar a concentração de clorofila de cerca de 0,5 mg/m<sup>3</sup> na plataforma ao sul do Rio da Prata, e a ex-

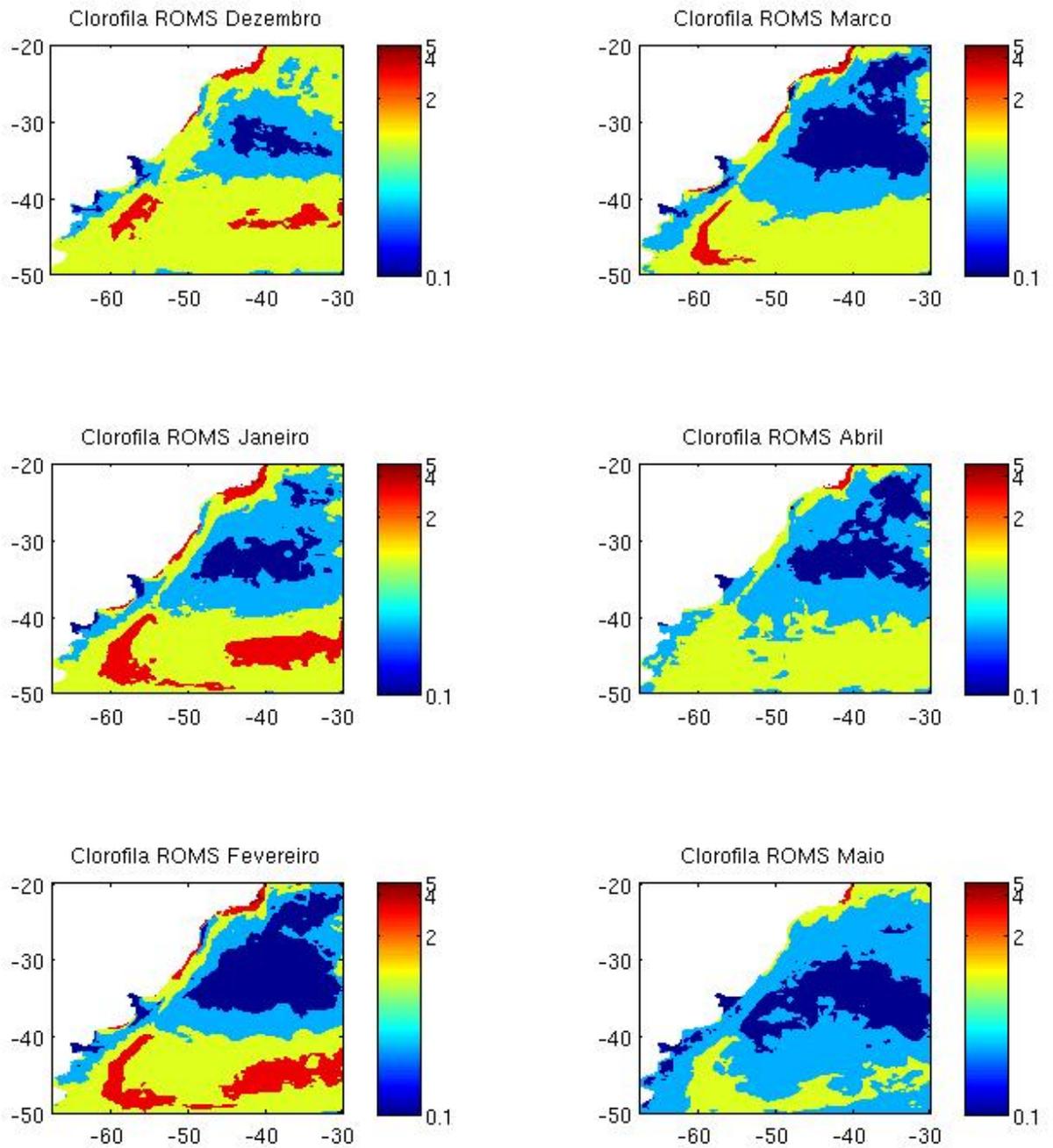


Figura 5.36 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e outono para o experimento BIO1.2 (ROMS)

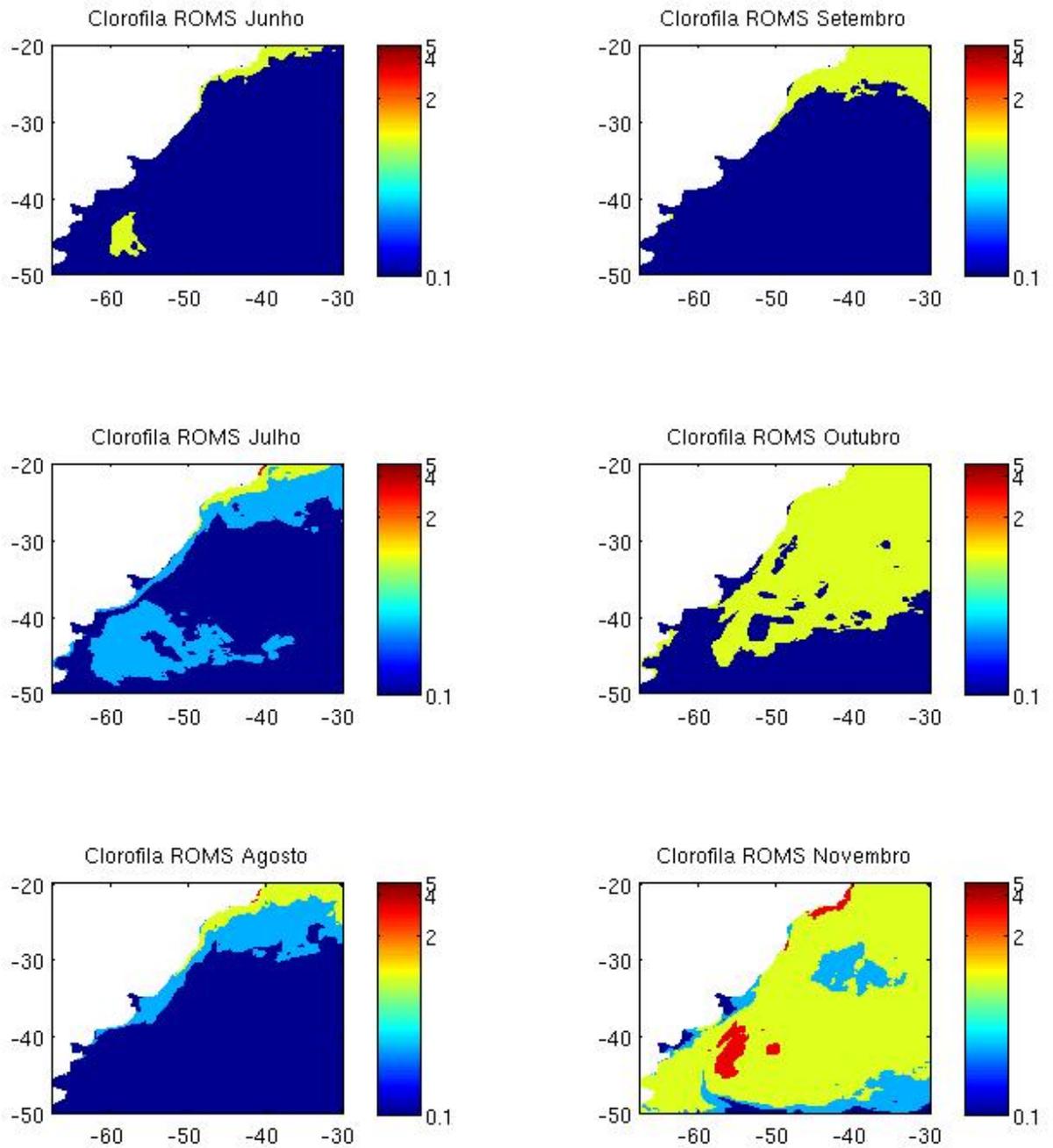


Figura 5.37 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO1.2 (ROMS)

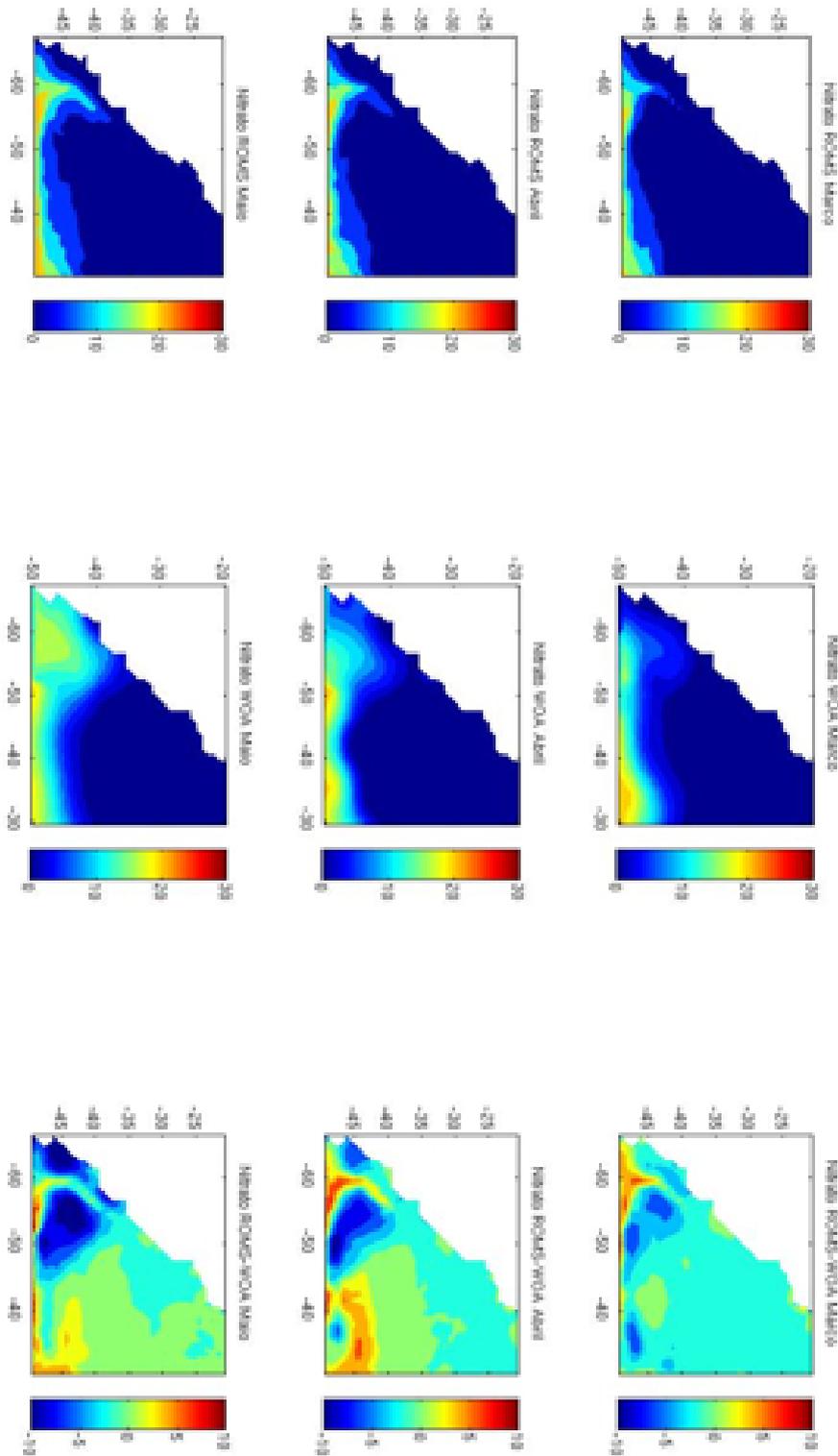


Figura 5.38 - Comparação entre nitrato em superfície ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) climatológico obtido pelos dados WOD09 e os dados de médias mensais de nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) em superfície (1987-1996) do experimento BIO1.2, para os meses de outono

tensão dessas concentrações para oceano aberto. Na borda norte, no entanto, ainda há valores altos. Os valores muito próximos às bordas, no entanto, devem ser desconsiderados, visto que há problemas no ajuste das variáveis biogeoquímicas nestes pontos, de acordo com Fennel *et al.*(2006). As correlações com ambos nitrato e radiação de onda curta são baixas a norte de 30°S, e ao sul desta área são altas com ambos, positiva para radiação de onda curta e negativa para concentração de nitrato, devido à limitação de luz imposta nessa estação e à baixa estratificação da coluna d'água. No Rio da Prata, é alta e positiva com nitrato, e negativa com radiação de onda curta.

A primavera (Figura 5.37), por sua vez, é a estação mais mal representada por este experimento, deixando de representar as florações em setembro, e possuindo valores demasiadamente altos para outubro e novembro. Em outubro, não são representadas as altas concentrações na plataforma ao sul do Rio da Prata. Quase não há, em toda a grade nesta estação, correlações negativas, e as correlações mais altas são entre clorofila e radiação de onda curta, inicialmente alta na parte norte e se estendendo por todo o domínio conforme progride a estação.

#### **5.3.3.1 Síntese**

Essa abordagem favoreceu a produção primária em áreas ricas em nitrato, visto que a remineralização de nutrientes não é instantânea. Assim, considerando que diversas áreas, incluindo o Rio da Prata, são mais dependentes de amônio do que de nitrato, diminuir a mortalidade do fitoplâncton pode diminuir a concentração de clorofila, mas não necessariamente reproduz os fenômenos responsáveis por esta diminuição segundo observações.

#### **5.3.4 BIO1.3**

Para este teste, foram desativadas as opções de resolver o ciclo do oxigênio e os processos de denitrificação. O resultado foi bastante similar ao experimento BIO1, no entanto apresentou valores os valores mais altos esperados para a plataforma continental ao sul de 40°S e para a pluma do Rio da Prata. Ao contrário do esperado, não apresentou maiores valores de concentração de clorofila no restante da plataforma continental, o que deveria contrapor os argumentos encontrados na literatura de que denitrificação é um processo bastante importante no Oceano Atlântico Sudoeste.

Como já dito anteriormente, esse modelo foi testado e ajustado inicialmente para áreas do Hemisfério Norte (Fennel *et al.*, 2006; Fennel *et al.*, 2008), de maneira

que pode haver a necessidade de se alterar a formulação para que represente mais adequadamente os processos da região de estudo, o que está fora do escopo deste trabalho.

#### 5.3.4.1 Síntese

A ativação da denitrificação no modelo gera uma retirada excessiva de nutrientes na Plataforma Continental, inibindo a produção primária. Para este estudo, essa opção e o ciclo do oxigênio, associado a ela, foram retirados. Mas são necessárias ainda adaptações no modelo para que este represente a condição de importância da denitrificação descrita na literatura da área de estudo.

#### 5.3.5 BIO2

Nesse teste e nos testes seguintes mais de um parâmetro ou opção foi alterado, visando encontrar uma combinação que melhor representasse o ciclo biogeoquímico na região de estudo. Testou-se neste experimento o resultado da combinação entre a diminuição da razão clorofila:carbono no fitoplâncton e aumento na mortalidade do fitoplâncton, de 15% para 30%. Sabendo-se que a razão C:N no fitoplâncton foi ajustada para a estequiometria de Redfield, a proporção entre carbono e clorofila no fitoplâncton altera indiretamente a proporção clorofila: nitrogênio nas células fitoplanctônicas. A variação temporal da razão entre clorofila e carbono no fitoplâncton é proporcional às produções nova e regenerada, e depende também da relação do fitoplâncton com luz. Na equação que define a variação da razão clorofila:carbono, o produto entre essa razão e as fontes de fitoplâncton (produção nova e regenerada) é dividido pela influência de luz e temperatura no fitoplâncton. Uma vez que as concentrações de clorofila se apresentavam demasiadamente altas por conta da assimilação de nutrientes, um ajuste nesta razão diminui a concentração de clorofila e dá maior importância às forçantes físicas da produtividade primária.

Durante o verão (Figura 5.40), os valores de concentração de clorofila foram altos em janeiro e fevereiro, apresentando padrão similar ao experimento BIO1.1. Apesar dos valores maiores que  $2 \text{ mg/m}^3$  em quase toda a área, a localização dos máximos e mínimos de clorofila foi bem representada. Já o mês de dezembro apresentou concentrações maiores que  $1 \text{ mg/m}^3$  na parte norte da grade. O comportamento da clorofila não parece associado às concentrações de nitrato, visto que esta apresenta desvios maiores que  $10 \text{ mg/m}^3$  na parte sul do domínio em dezembro, e vai diminuindo de maneira que os desvios na concentração de nitrato são majoritariamente negativos em fevereiro (Figura 5.41). A diminuição das áreas com altos valores de

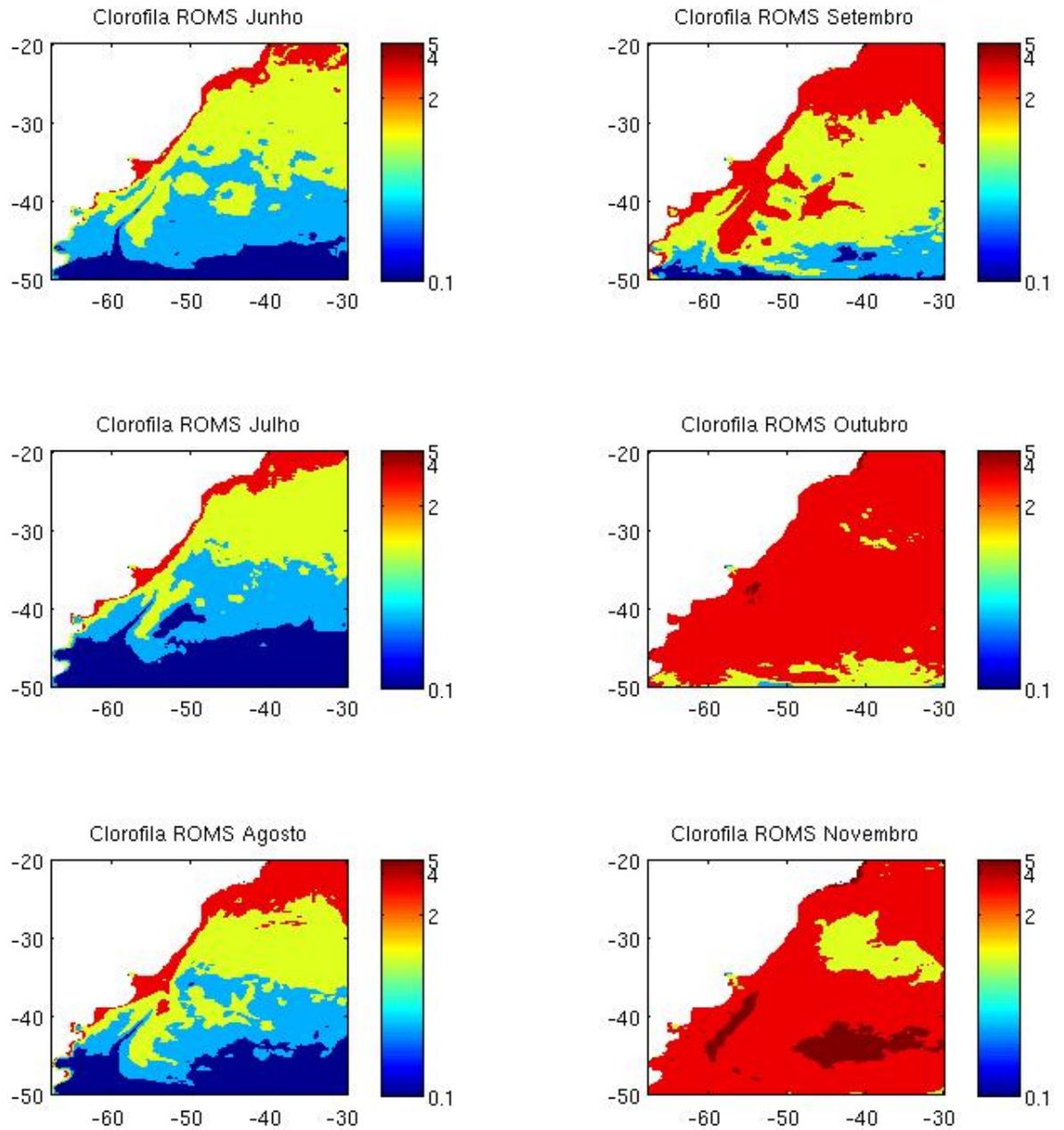


Figura 5.39 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO1.3 (ROMS)

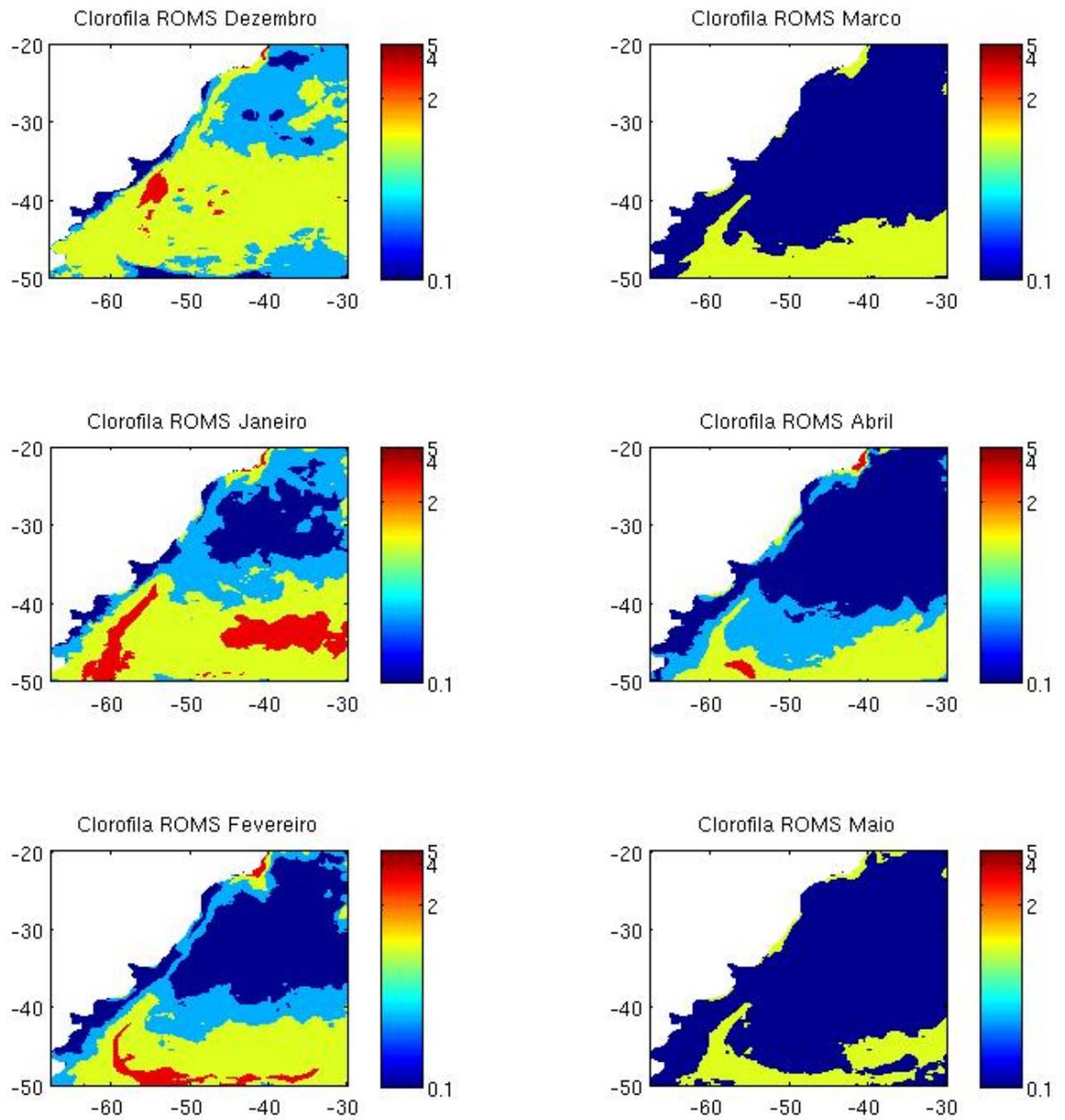


Figura 5.40 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e outono para o experimento BIO2 (ROMS)

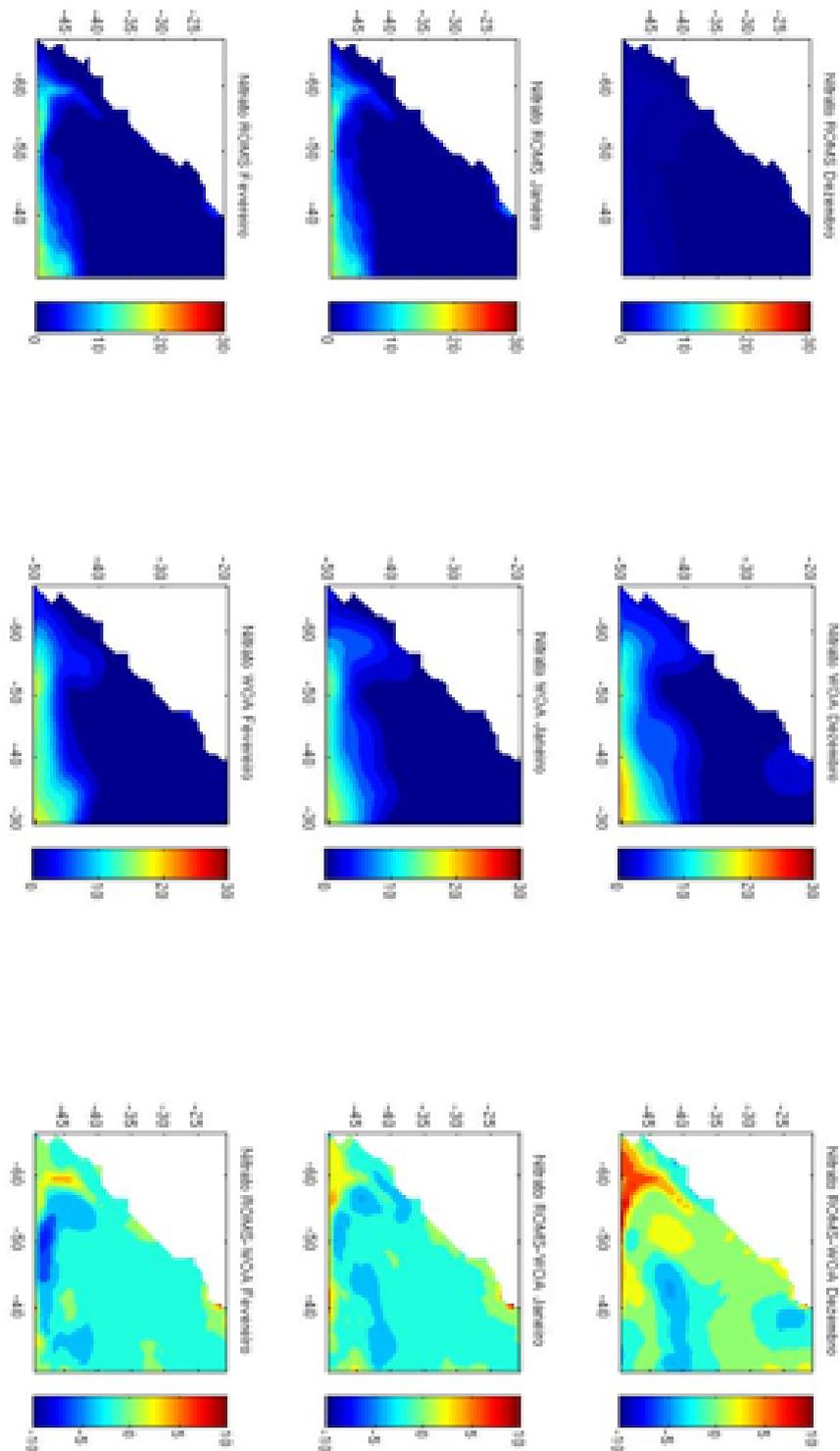


Figura 5.41 - Comparação entre nitrato em superfície ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) climatológico obtido pelos dados WOD09 e os dados de médias mensais de nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) em superfície (1987-1996) do experimento BIO2, para os meses de verão

clorofila na parte norte do domínio é relacionada com o aumento na mortalidade do fitoplâncton, pois ocorre em todas as estações com exceção da primavera conforme notado no experimento BIO1.2.

Durante o outono ainda houveram valores demasiadamente altos, acima de  $2 \text{ mg/m}^3$ , mas a localização dos máximos e mínimos de clorofila foi bem representada. Nesta estação, no entanto, os desvios na concentração de nitrato são negativos em praticamente todo o domínio, e ao comparar os valores de concentração de clorofila com os do experimento BIO1.2, nota-se que as áreas com valores próximos de zero é maior, mas nas áreas de altas concentrações de clorofila há, também, áreas maiores com concentrações maiores que  $2 \text{ mg/m}^3$ .

No inverno (Figura 5.42), foram representadas concentrações maiores de clorofila somente a sul de  $35^\circ\text{S}$  e na plataforma continental a norte desta área, regiões de altas concentrações de clorofila foram bastante extensas, no entanto. As altas concentrações no inverno não são associadas às concentrações de nitrato, visto que em ambas estações frias, outono e inverno, o nitrato apresenta na simulação concentrações mais baixas do que as encontradas nos dados do WOD09, como notado na Figura 5.43.

Já durante a primavera, a representação dos valores de concentração de clorofila não se mostrou adequada, com valores acima de  $0,5 \text{ mg/m}^3$  restritos à parte norte da grade em outubro e novembro. As concentrações de clorofila nesta estação apresentaram uma dinâmica bastante diferente do experimento BIO1.2, visto que o único mês com valores próximos de  $0,5 \text{ mg/m}^3$  foi setembro. No entanto, a semelhança se dá pela manutenção de valores maiores que  $1 \text{ mg/m}^3$  na parte norte do domínio. As concentrações de nitrato são menores do que as observadas em setembro, aumentando ao longo da estação e com desvios em relação ao WOD09 maiores que  $10 \text{ mg/m}^3$  no mês de novembro, o que indica, também, que ao contrário do esperado não foi consumido nitrato nessa estação.

#### 5.3.5.1 Síntese

As correlações entre os valores de clorofila e nitrato ou radiação de onda curta não apresentaram um padrão claro que pudesse oferecer de maneira substancial a esta discussão, sendo restritos à valores altos e intercalados entre negativos e positivos por áreas pequenas. Essa abordagem não permitiu uma representação satisfatória todo o ano, mas representou os fenômenos necessários durante o outono e inverno. Uma falha deste teste foi não haver valores altos de clorofila na pluma do Rio da Prata e na plataforma continental a sul do rio. A única solução encontrada para corrigir

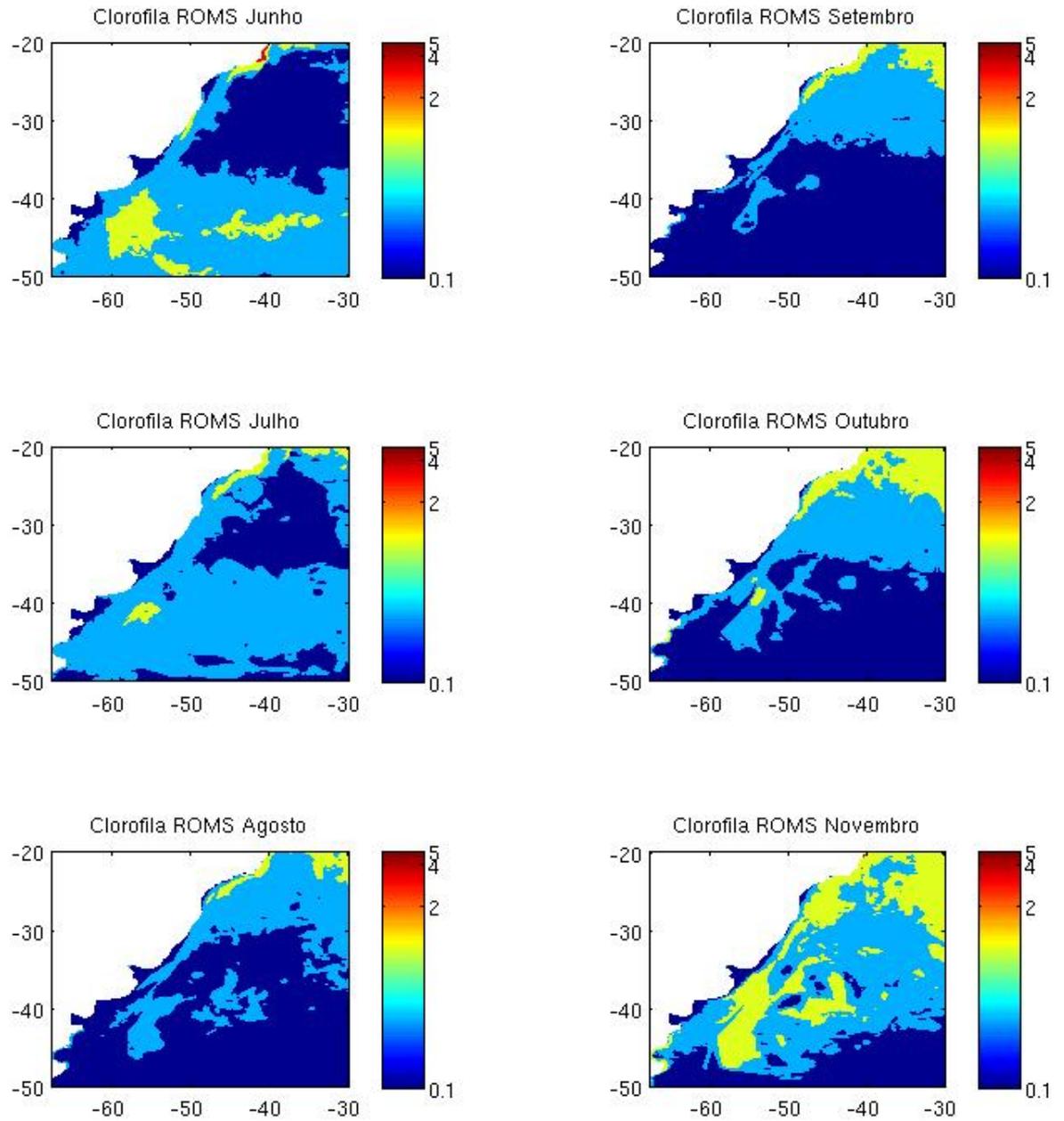


Figura 5.42 - Concentração de clorofila ( $\text{mg/m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO2 (ROMS)

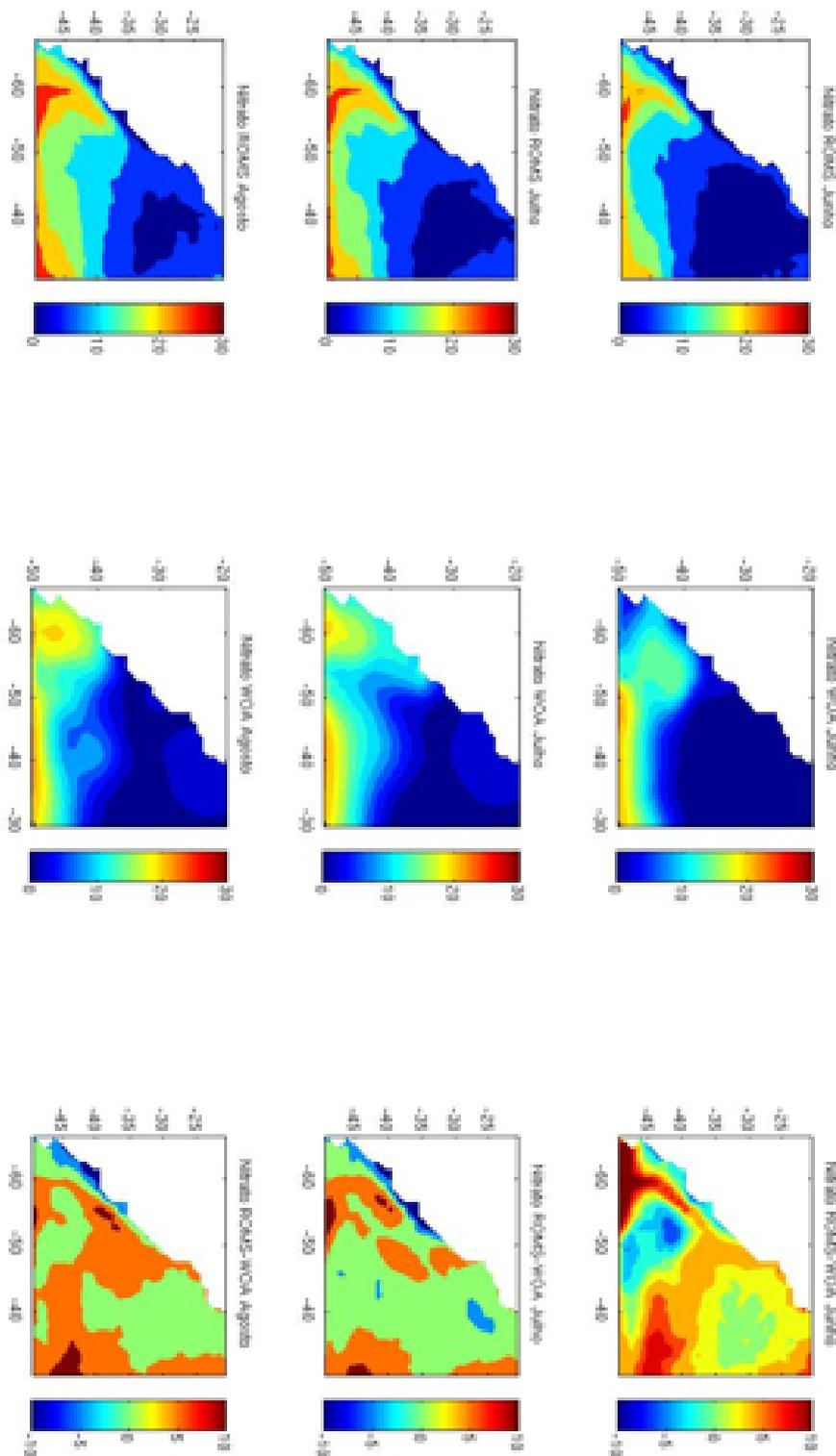


Figura 5.43 - Comparação entre nitrato em superfície ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) climatológico obtido pelos dados WOD09 e os dados de médias mensais de nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) em superfície (1987-1996) do experimento BIO2, para os meses de inverno

esse problema foi, no entanto, não considerar o ciclo do oxigênio e os processos de denitrificação, o que não foi feito neste teste.

### 5.3.6 BIO3

Neste teste, foram alterados a razão entre clorofila e carbono no fitoplâncton, de 0,0535 mgClorofila/mgC para 0,019 mgClorofila/mgC. Também, foi alterado o parâmetro de crescimento limitado por temperatura de Eppley (1972), implementado por Fennel *et al.*(2006) e dado por:

$$V_p = V_{p0} * 0,59 * 1,066^T$$

Seguindo a formulação do código, tem-se que o crescimento máximo,  $t_{-pp}$ , é dado por:

$$t_{-pp} = V_p * (\text{PAR} * \text{PhyIS}) / \sqrt{(V_p^2 * (\text{PAR} * \text{PhyIS})^2)}$$

Sendo  $(\text{PAR} * \text{PhyIS})$  um termo relativo ao crescimento do fitoplâncton relacionado com PAR. Assim, tem-se que a produção máxima dependente de temperatura e radiação é controlada por um termo relacionado também a essas duas grandezas, impondo limitação ao crescimento por fotoadaptação. Assim, diminuindo  $V_p$ , tem-se que um aumento na temperatura terá impacto menor no crescimento. Diminuir essa grandeza, no entanto, deveria atribuir maior peso para os termos relacionados a nutrientes na equação da razão clorofila:carbono no fitoplâncton.

No verão, esse experimento falhou em representar as regiões de máximos apenas em dezembro (Figura 5.44), mês que possui valores altos ( $\geq 2 \text{mg}/\text{m}^3$ ) apenas na borda norte, devendo ser desconsiderado. Nos meses de janeiro e fevereiro, no entanto, as regiões de máximos de clorofila foram representadas, ao sul de 35°S. Os máximos obtiveram valores de cerca de 1  $\text{mg}/\text{m}^3$  no ROMS, compatível com os valores encontrados no SeaWIFS. Na maior parte da área, no entanto, os valores foram de 0,5  $\text{mg}/\text{m}^3$ , representando os mínimos e contrastando com os equivalentes de cerca de 0,1  $\text{mg}/\text{m}^3$  medidos pelo SeaWIFS. O nitrato nesta estação foi menor que o observado pelo WOD09, com exceção de uma faixa na borda sul.

A estação do outono foi a que apresentou maiores valores de clorofila nesta rodada, como pode ser observado na Figura 5.44. Os máximos e mínimos foram mais acentuados se comparados ao verão, com valores próximos de 2  $\text{mg}/\text{m}^3$  na quebra de plataforma na Patagônia. Apesar dos valores extremamente altos em comparação com as demais estações o padrão das concentrações de clorofila foi bastante simi-

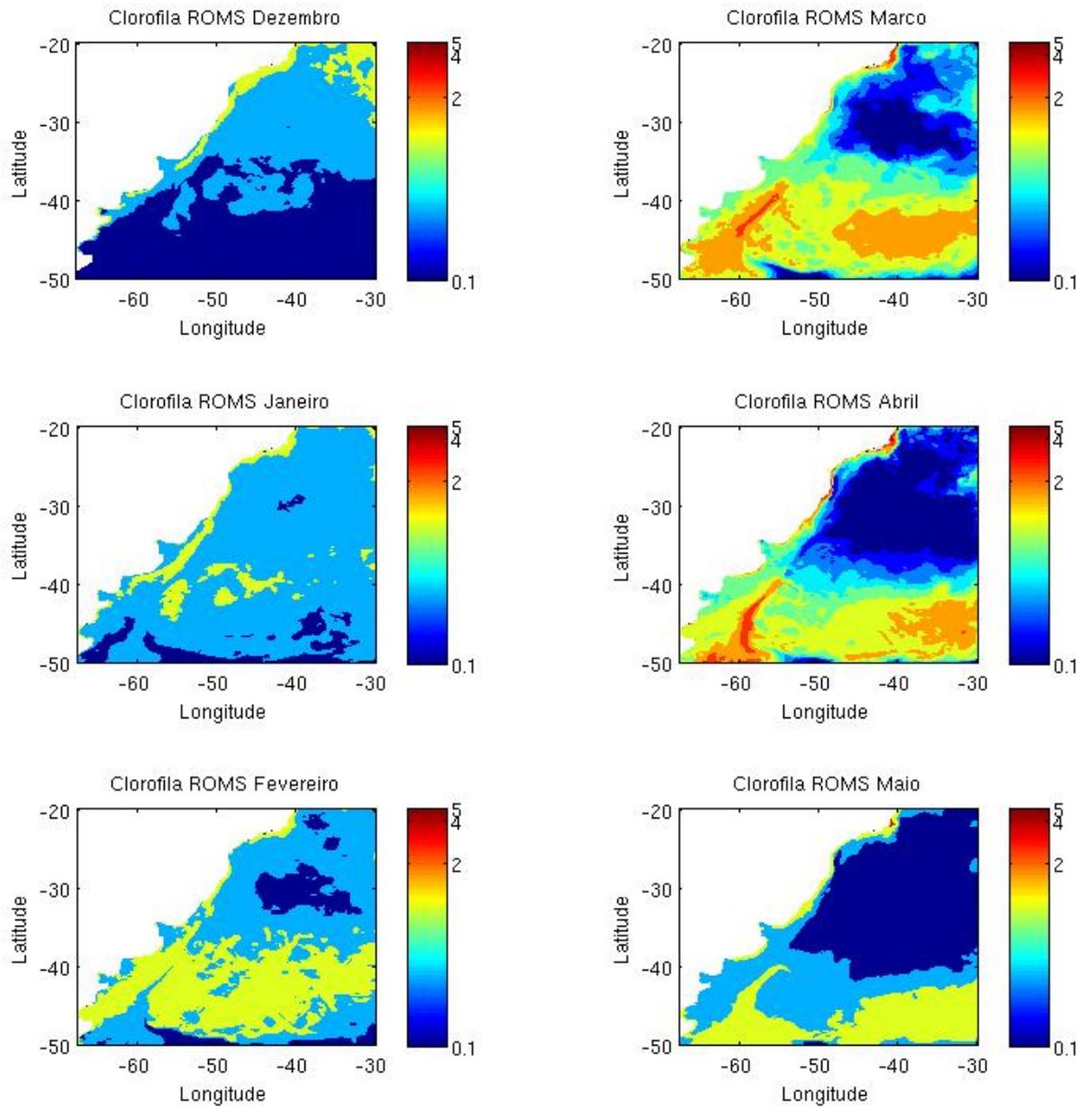


Figura 5.44 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e outono para o experimento BIO3 (ROMS)

lar ao observado. Em março, no entanto, a latitude dos máximos se estende para norte de 35° em oceano aberto, e em maio os máximos se restringem mais a sul do que o observado. Os valores de concentração de nitrato nessa estação permanecem com predomínio de desvios negativos, e demonstram um erro pequeno que também pode ser observado na física do modelo, que é a intrusão da CM junto à quebra de plataforma.

O inverno não foi bem representado neste experimento no que diz respeito à localização dos máximos de clorofila em oceano aberto (Figura 5.45), no entanto, pode-se notar concentrações próximas de 1 mg/m<sup>3</sup> na pluma do Rio da Prata e na plataforma continental a sul dessa latitude. Esses máximos na plataforma e no rio não são relacionados com nitrato, visto que nesses locais os desvios de nitrato são negativos.

Na primavera, os principais problemas foram a presença de concentrações maiores na parte norte do domínio quando comparadas às latitudes entre 35-50°S, como visto pelo SeaWIFS, e a ausência de valores mais altos na plataforma ao sul de 35°S (Figura 5.45). Os valores de nitrato na plataforma ao sul do domínio, no entanto, foram positivos e maiores que 10 mg/m<sup>3</sup>, o que demonstra que o parâmetro limitante para o crescimento não foi nutrientes, provavelmente se devendo, portanto, à estratificação da coluna d'água.

Uma comparação dos perfis verticais de temperatura, nitrato e clorofila para a latitude de 45°S, apresentados na Figura 5.46 mostra que durante o verão, apesar de haver maior disponibilidade de luz e de nutrientes, as concentrações de clorofila são mais baixas do que na estação de inverno. Essa diferença é principalmente explicada pela estratificação da coluna d'água, mais pronunciada durante o inverno. O experimento, portanto, representou limitação da produção primária pela estratificação da coluna d'água, no entanto, mas ainda assim a influência de nutrientes no ciclo do nitrogênio foi subestimada.

### 5.3.7 BIO4

No último teste feito para ajuste da biologia, não foram definidas as opções para ativar a opção de incluir denitrificação (DENITRIFICATION), e a opção para resolver o ciclo do oxigênio ( OXYGEN). A ativação da opção de denitrificação retirou uma quantidade excessiva de nutrientes da Plataforma Continental. O ciclo do oxigênio, por sua vez, é diretamente associado a essa opção, visto que denitrificação ocorre em áreas anóxicas, sendo retirado também desta rodada.

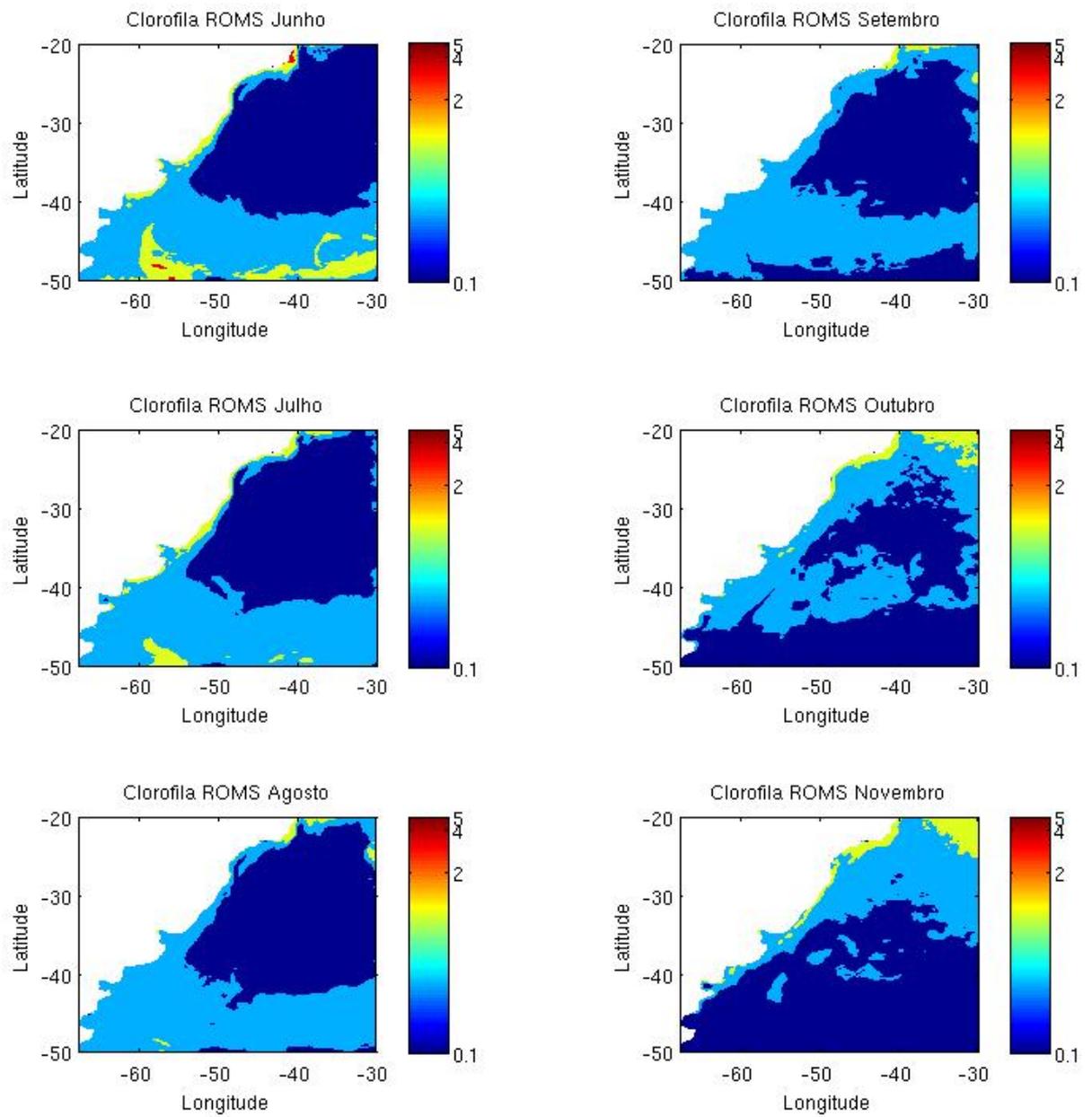


Figura 5.45 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e primavera para o experimento BIO3 (ROMS)

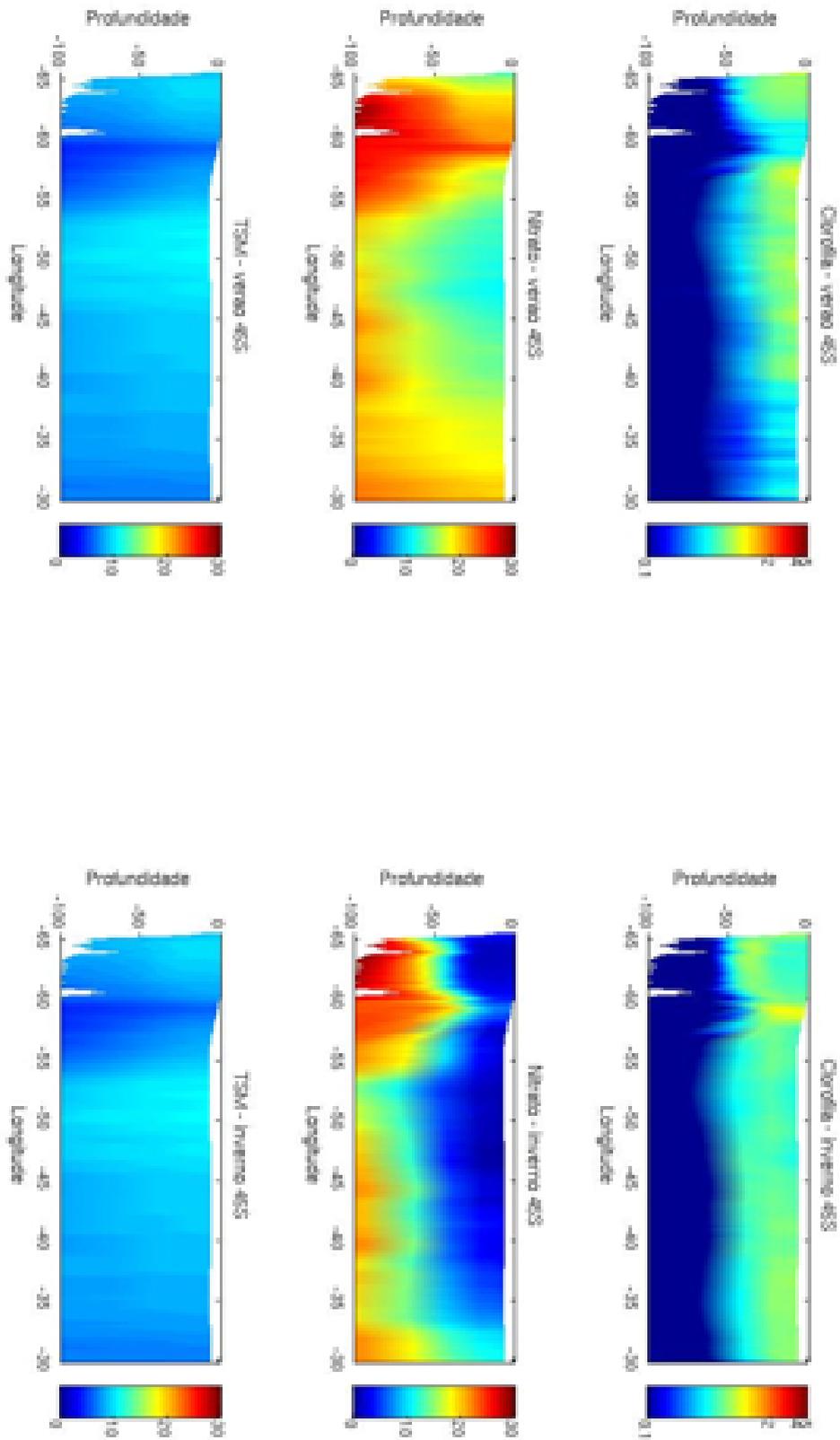


Figura 5.46 - Perfis verticais de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) médios em  $45^{\circ}\text{S}$  durante verão e inverno para o experimento BIO3 (ROMS)

Foi essa a única combinação de parâmetros encontrada para que houvesse clorofila na pluma do Rio da Prata, sujeito à maior denitrificação da área de estudo por conta da pouca profundidade. Também, foi modificada a razão entre clorofila e carbono, alterada para 0,010 mgClorofila/mgC. Durante todas as estações, a concentração de nitrato média esteve abaixo da reanálise a sul de 40°S, em superfície. Isso só não ocorreu nos meses entre outubro e dezembro.

#### 5.4 Análise da biologia

A clorofila em superfície na última rodada (configuração RIO5, FIS3 e BIO4) apresentou seus maiores valores no verão, como pode ser visto na Figura 5.47, o que pode indicar um atraso na estação de floração ou pode também ser um sinal de que o modelo superestima a influência da luz no crescimento fitoplanctônico. No entanto, nessa estação pode-se notar os altos valores de clorofila na plataforma patagônica, com valores menores no oceano adjacente. Também, pode-se notar que é representada a pluma do Rio da Prata. Ainda que não tenha valores tão altos quanto os observados pelo SeaWiFS, trata-se de uma representação positiva pois nos dados de satélite há muita influência de matéria orgânica vinda com o rio contida nos altos valores encontrados.

O outono (Figura 5.47), para clorofila em superfície, foi a estação mais mal representada, pela ausência de clorofila em quase toda a grade. Os valores de cerca de 0,5 mg/m<sup>3</sup> observados em oceano aberto se limitam à borda sul da grade. No inverno (Figura 5.48), nota-se que as maiores concentrações ocorrem próximo à costa, estendendo-se por toda a plataforma. Também é possível notar que as maiores concentrações em oceano aberto, de cerca também de 0,5 mg/m<sup>3</sup>, encontram-se próximo à latitude de 40°S, conforme observações. Nota-se que nesse aspecto o inverno teve representação satisfatória.

Os dois maiores erros encontrados durante a primavera (Figura 5.48) foram as concentrações de clorofila próximas de zero na plataforma ao sul de 45°S durante setembro e outubro e as concentrações de cerca de 0,5mg/m<sup>3</sup> na parte norte do domínio. Nota-se, no entanto, boa localização dos máximos de clorofila em oceano aberto na parte sul da grade, e as máximas concentrações na plataforma ao sul do RP ocorrendo em novembro, o que representa uma melhora.

Na análise dos perfis verticais da coluna d'água, nota-se que as concentrações de clorofila são por vezes bastante profundas, ainda que constatado pela literatura que os picos ocorrem nos primeiros 25 metros a partir da superfície. Esse erro no

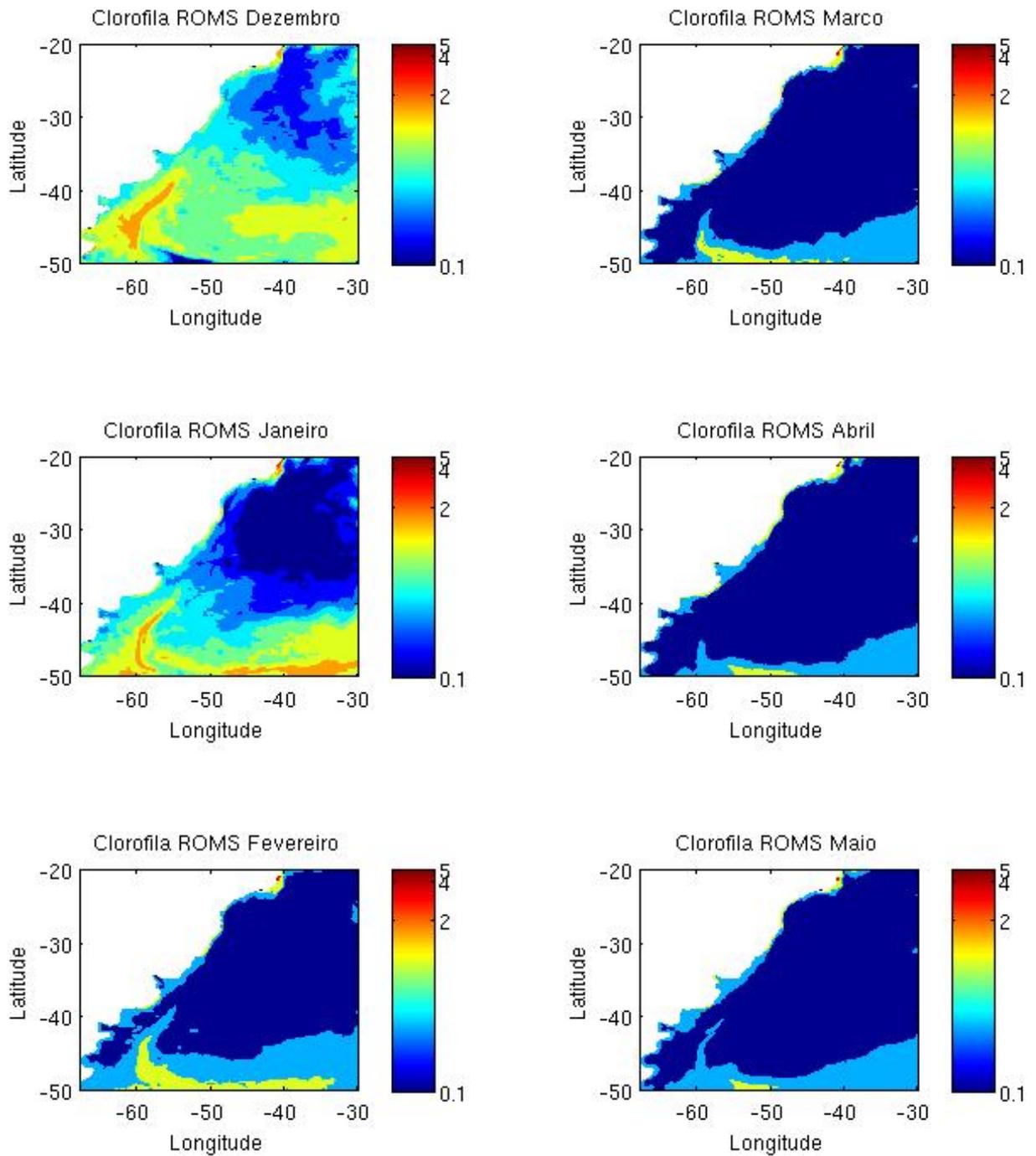


Figura 5.47 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o verão e outono para o experimento BIO4 (ROMS)

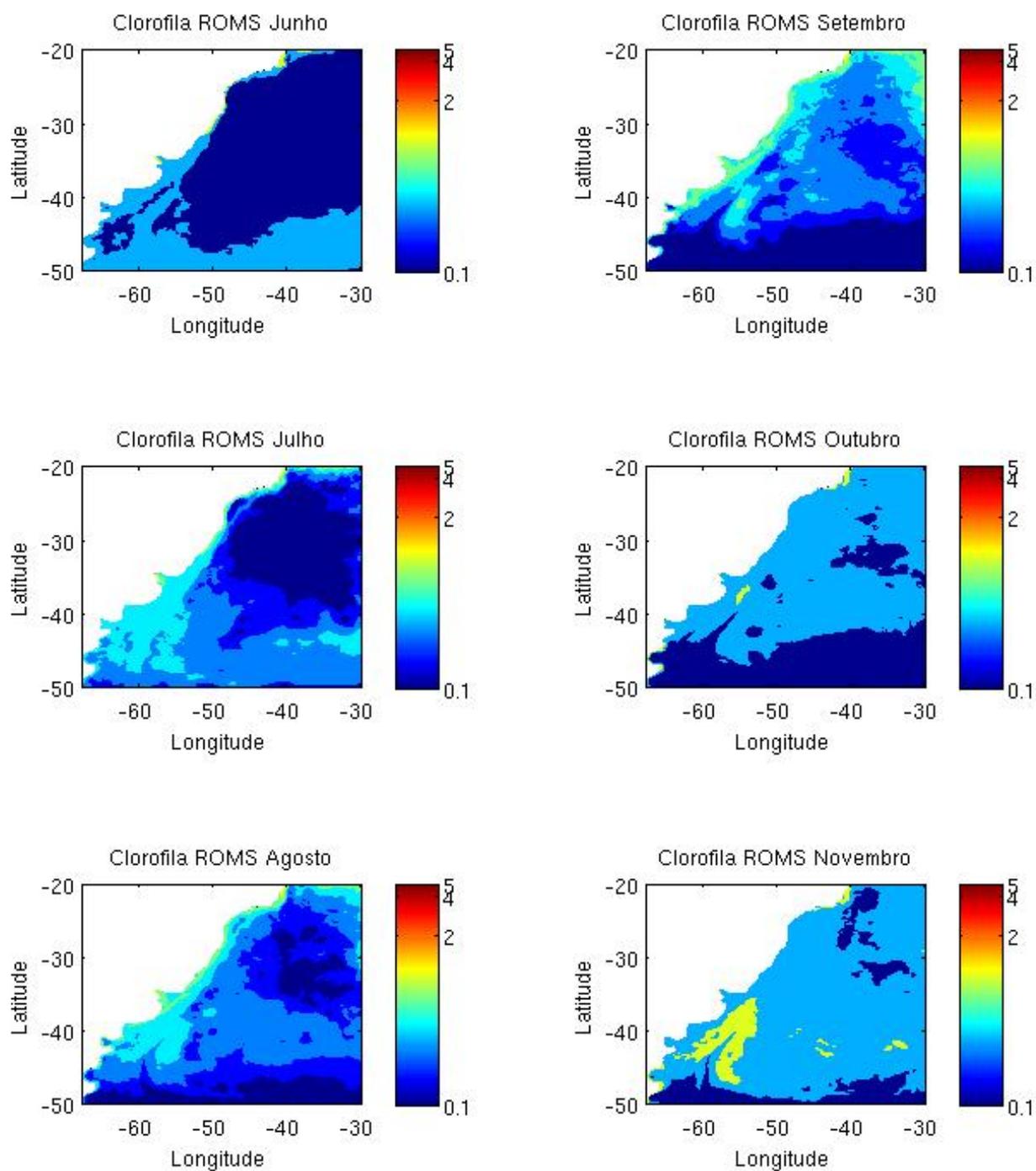


Figura 5.48 - Concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) média durante o inverno e a primavera para o experimento BIO4 (ROMS)

modelo pode ser parcialmente atribuído à interpolação feita no processo de gerar as Figuras, o que não é suficiente para explicar a presença de clorofila abaixo de 50 metros de profundidade. As tentativas de atribuir maior atenuação da luz com a profundidade, no entanto, influenciaram a dinâmica do ecossistema de maneira profunda, não gerando bons resultados. É bem conhecido que o maior limitante na profundidade alcançada pelo fitoplâncton é a luz, atenuada no modelo de maneira exponencial entre os níveis verticais.

Na latitude de 24°S, nota-se em superfície águas mais quentes durante o outono e inverno (Figura 5.49), relacionadas à inibição de ressurgência da ACAS devido à presença mais forte da CM fluindo para norte no Atlântico Sudoeste, nestas estações. Estas estações, também, apresentam uma camada de salinidade mais baixa próximo à costa, de cerca de 33,5, que é atribuída à maior influência da descarga do Rio da Prata nessas estações. A clorofila acompanha a base da camada de mistura com picos de cerca de 1 mg/m<sup>3</sup> em subsuperfície. A maior concentração de amônio ocorre no inverno, provavelmente acumulando devido à diminuição na concentração do fitoplâncton.

Já durante o verão, nesta latitude, é possível ver, no campo de temperatura, que ocorrem os dois mecanismos de ressurgência. Ocorrem dois picos de clorofila em superfície, também notados no campo de nitrato e amônio. Na primavera, Figura 5.50, a temperatura e salinidade são mais homogêneas na plataforma interna, o que leva também a uma maior homogeneidade na distribuição de clorofila.

Em 35°S, latitude de descarga do Rio da Prata, pode-se notar que a concentração de clorofila está intimamente relacionada com amônio. No verão, como visto na Figura 5.51, a maior produtividade ocorre onde as águas apresentam menor estratificação, em cerca de 55°W, fazendo com que o amônio ressurgja para a superfície. Próximo à boca do rio, as concentrações de clorofila são maiores próximo ao fundo, onde se concentram os nutrientes.

O outono, representado na Figura 5.52, apresenta padrão semelhante, visto que próximo ao rio há menor concentração de clorofila. No entanto, as áreas com alta mistura são mais extensas nessa estação, permitindo maior concentração de nutrientes próximo à superfície a partir de 56°W. É sabido que nessa estação se inicia, na plataforma argentina, a erosão da termoclina sazonal. A pluma do rio é mais contida em sua extensão longitudinal nesta estação, na qual inicia seu rumo para norte.

No inverno as concentrações de clorofila são mais constantes, e geralmente menores

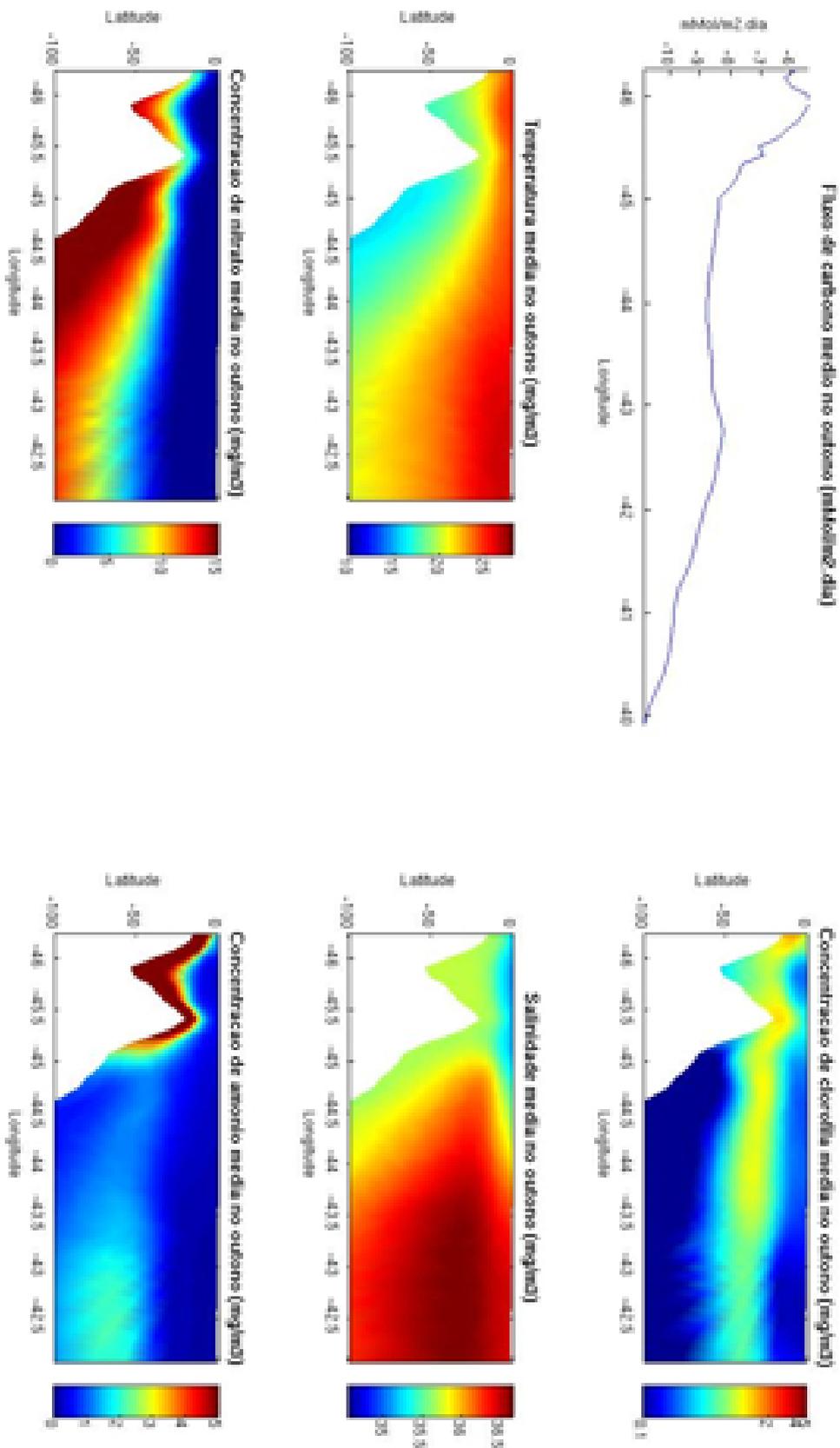


Figura 5.49 - Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico médios ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) em  $24^{\circ}\text{S}$ , no outono, para o experimento BIO4 (ROMS)

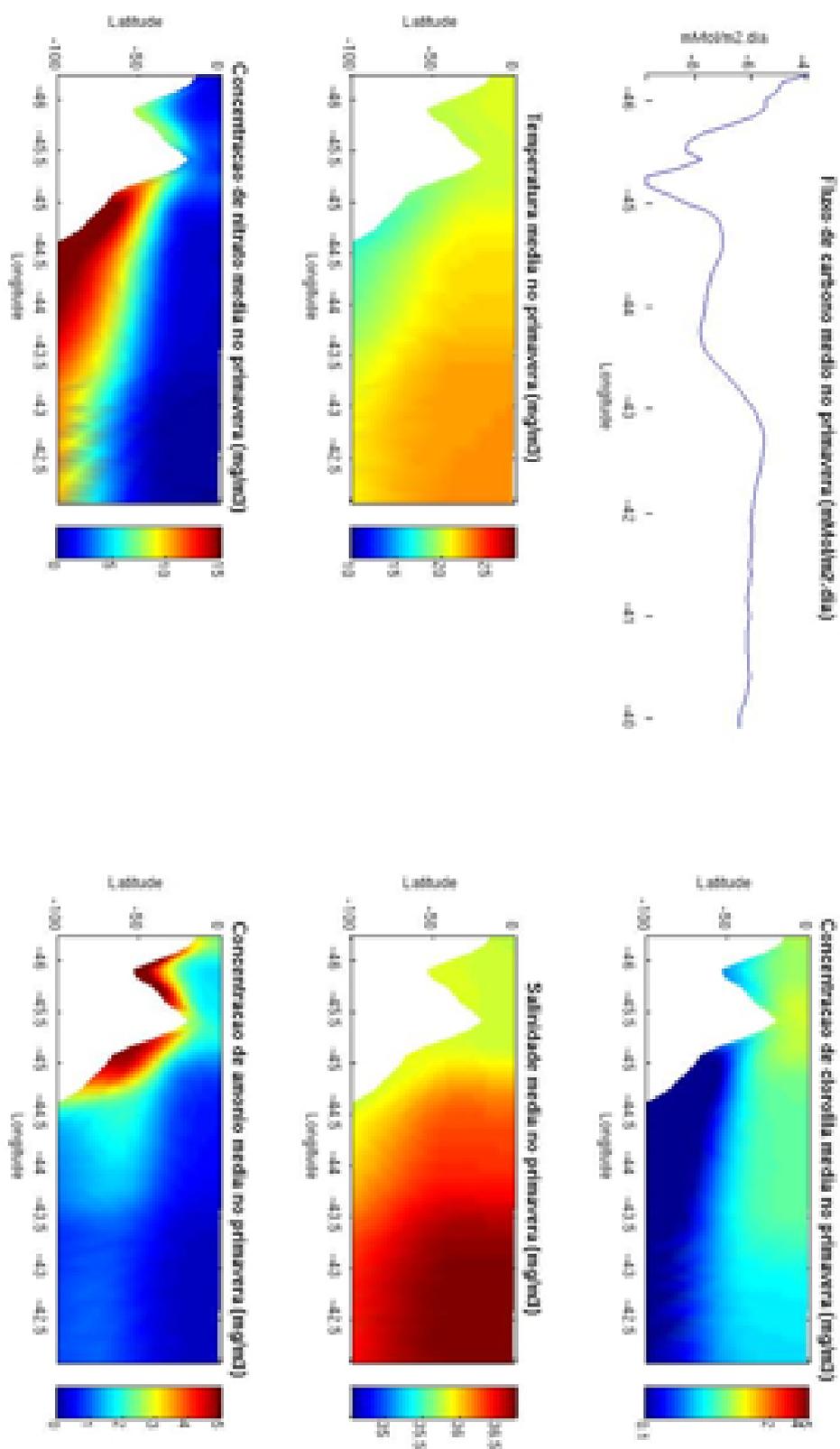


Figura 5.50 - Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) médios em  $24^{\circ}\text{S}$ , na primavera, para o experimento BIO4 (ROMS)

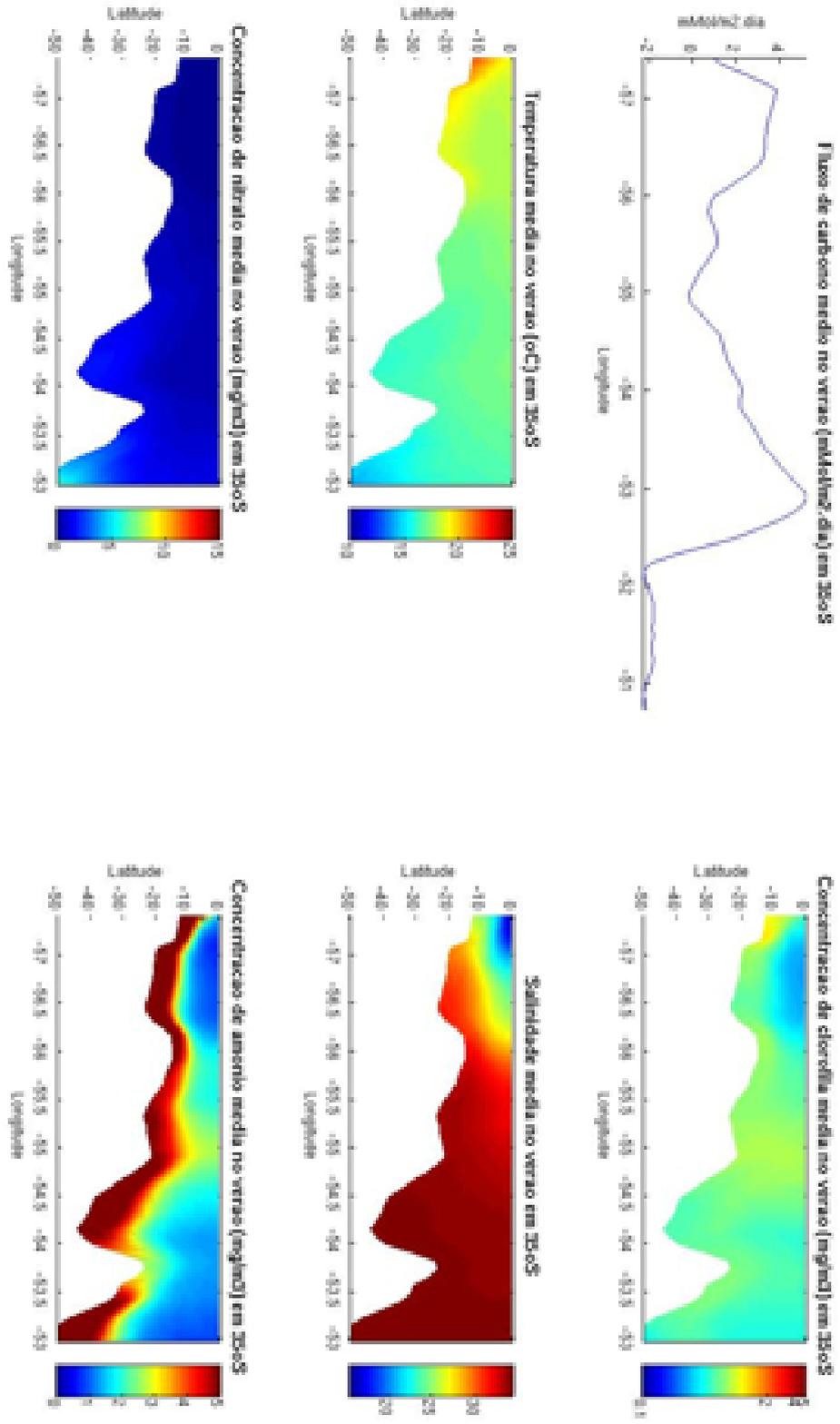


Figura 5.51 - Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) médios em  $35^{\circ}\text{S}$ , no verão, para o experimento BIO4 (ROMS)

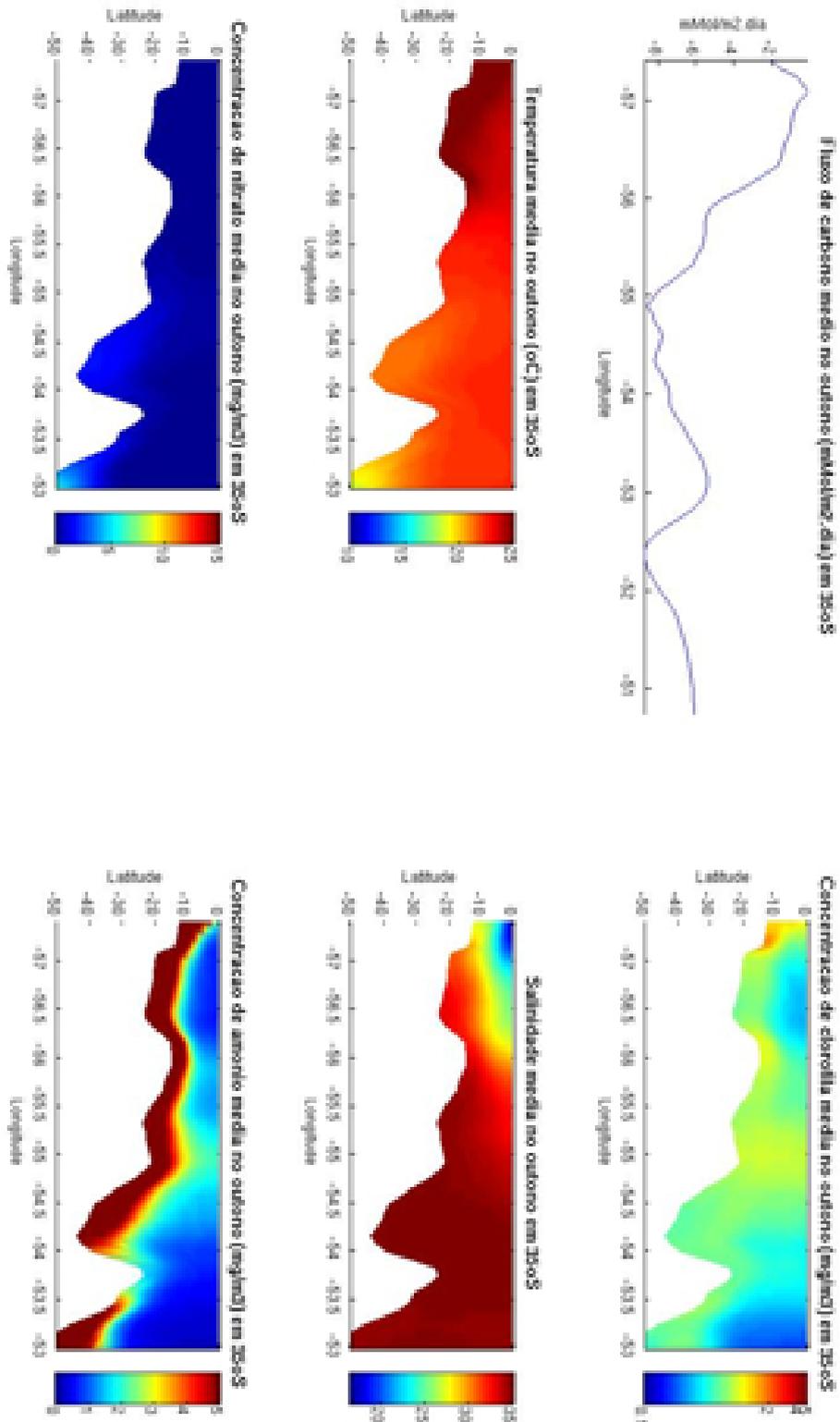


Figura 5.52 - Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) médios em  $35^{\circ}\text{S}$ , no outono, para o experimento BIO4 (ROMS)

que  $1 \text{ mg/m}^3$ . O único pico de clorofila pode ser notado próximo à boca do rio, e a ausência de picos na plataforma deve ser relacionada com o padrão de luz da estação. Já durante a primavera (Figura 5.53), a clorofila na plataforma é principalmente atribuída à concentração de amônio, e apresenta máximos de cerca de  $1 \text{ mg/m}^3$ . Na quebra de plataforma, no entanto, essa estação é mais rica em nitrato, com valores de cerca de  $5 \text{ mg/m}^3$ , o que leva a um aumento na concentração de clorofila.

Três características dessa região, simuladas anteriormente por Huret *et al.* (2005) puderam ser constatadas nesta simulação: a limitação da produtividade primária por nitrato, a maior produtividade na parte externa do estuário e o suprimento de nitrogênio sendo feito principalmente por amônio, produto de remineralização.

Na latitude de  $45^\circ\text{S}$ , próximo ao limite sul da CBM, não parece haver, no verão, limitação por luz na região, sendo a estação que apresenta os maiores valores de clorofila, vistos na Figura 5.54. O pico de clorofila aparece entre as longitudes  $60$ - $59^\circ\text{W}$ , onde há ascensão de maiores concentrações de nitrato (cerca de  $20 \text{ mg/m}^3$ ). Nessa área, não há estratificação, que costuma ter impacto positivo na produtividade em altas latitudes por reter o fitoplâncton próximo à superfície, onde a radiação é mais acessível.

A estação do outono, vista na Figura 5.55, ilustra bem a dependência de nitrato nesta estação. Nota-se que a camada de mistura é mais profunda e estável próximo à costa. No entanto, as maiores concentrações de clorofila ocorrem perto de  $59^\circ\text{W}$ , justamente onde a mistura é maior, havendo ressurgência de nitrato. Também próximo à costa é encontrado um pico de clorofila, com menor extensão, relacionado com amônio.

Já durante o inverno, como se pode notar na Figura 5.56, a clorofila nas camadas superiores tem sempre concentração de cerca de  $0,5 \text{ mg/m}^3$ , atingindo maiores profundidades na plataforma, a oeste de  $60^\circ\text{W}$ , onde a água é mais estratificada. A água estratificada na plataforma não é tão rica em nitrato quanto o oceano adjacente, no entanto ainda assim apresenta concentração próxima de  $10 \text{ mg/m}^3$ , e concentração de amônio de cerca de  $2 \text{ mg/m}^3$ , além de apresentar melhores condições para a manutenção do fitoplâncton próximo à superfície.

A ausência de clorofila na primavera se deve provavelmente à alta mistura representada, com excesso de turbulência e condições radiativas desfavoráveis, visto que nutriente não aparenta ser um problema, como pode ser notado na Figura 5.57, com concentração de nitrato de cerca de  $20 \text{ mg/m}^3$  e amônio de cerca de  $2,5 \text{ mg/m}^3$ . Assim, a floração é atrasada, e as concentrações de nutrientes mais baixas no verão,

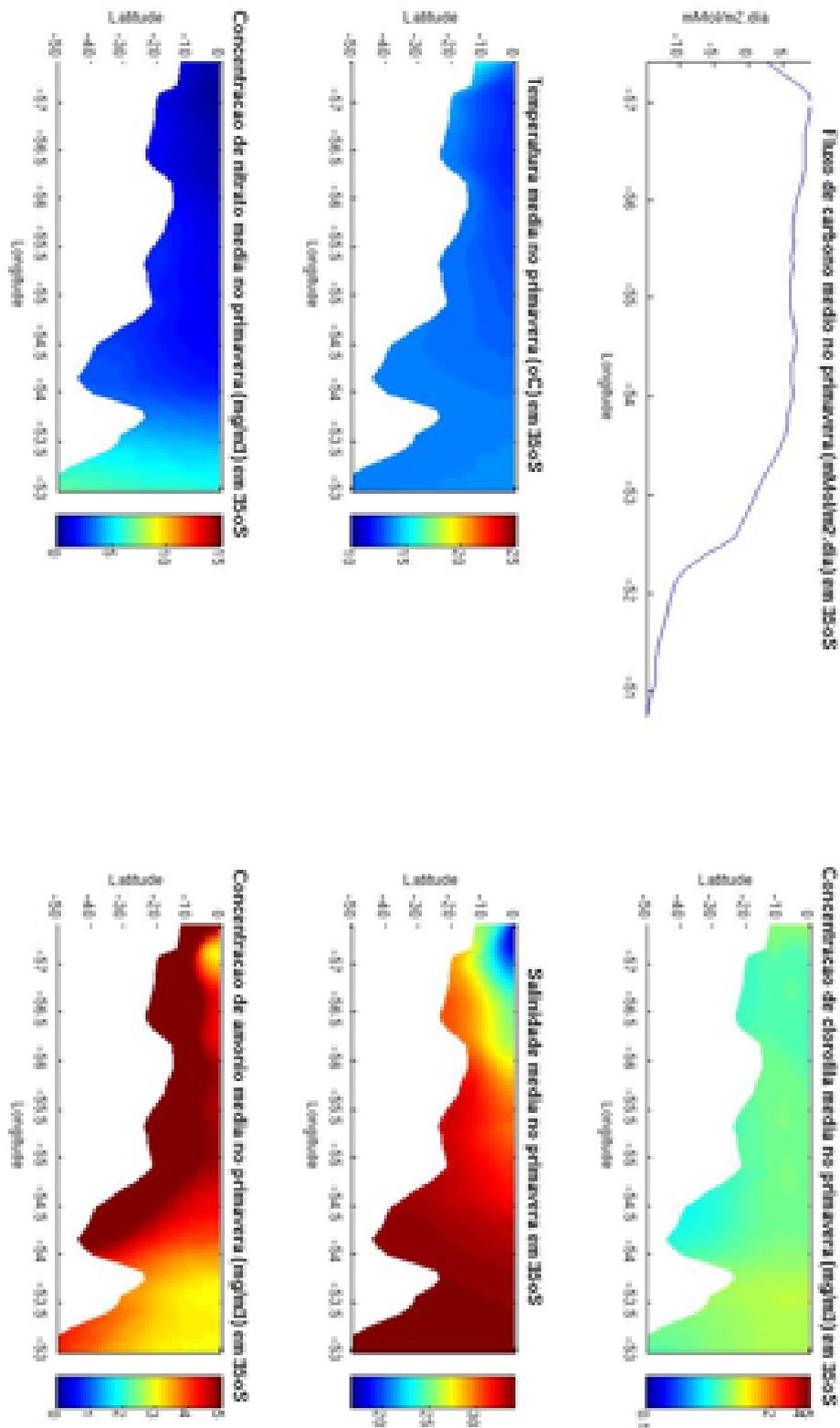


Figura 5.53 - Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) médios em  $35^{\circ}\text{S}$ , na primavera, para o experimento BIO4 (ROMS)

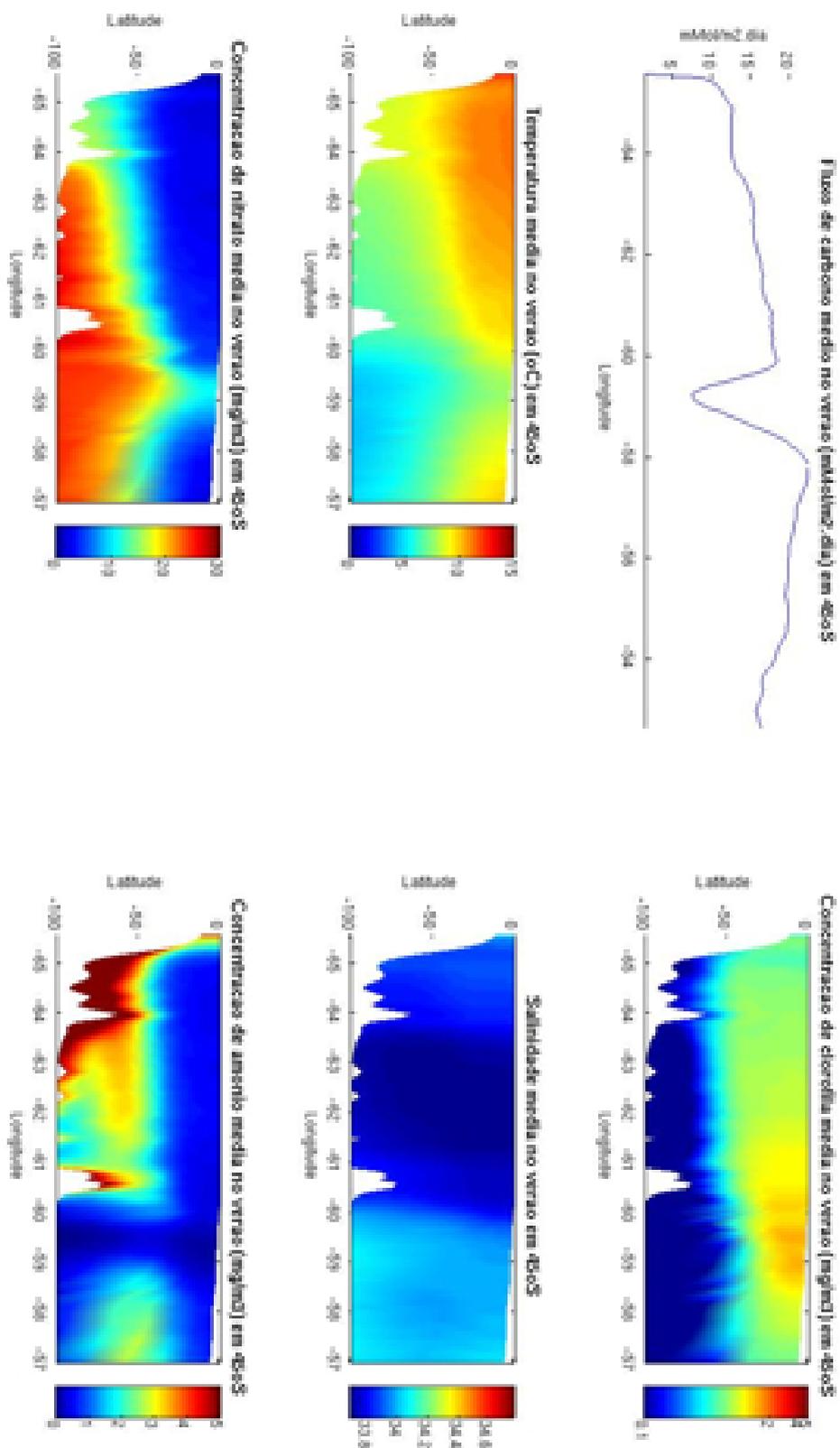


Figura 5.54 - Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) médios em  $45^{\circ}\text{S}$ , no verão, para o experimento BIO4 (ROMS)

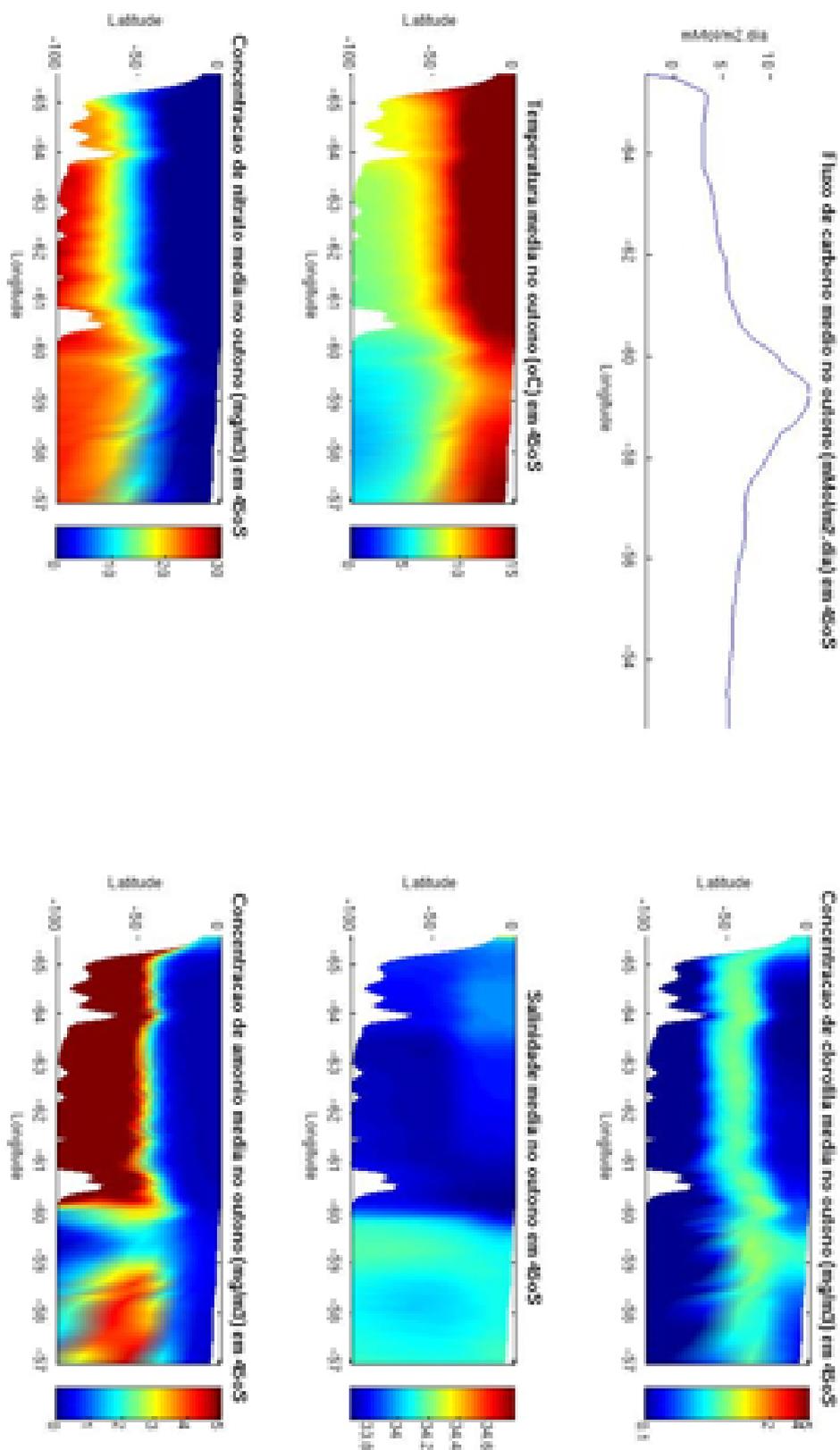


Figura 5.55 - Perfis verticais de temperatura (°C), salinidade, clorofila (mg/m<sup>3</sup>), nitrato (mg/m<sup>3</sup>) e amônio (mg/m<sup>3</sup>) e fluxo de gás carbônico (mMol/m<sup>2</sup>.dia) médios em 45°S, no outono, para o experimento BIO4 (ROMS)

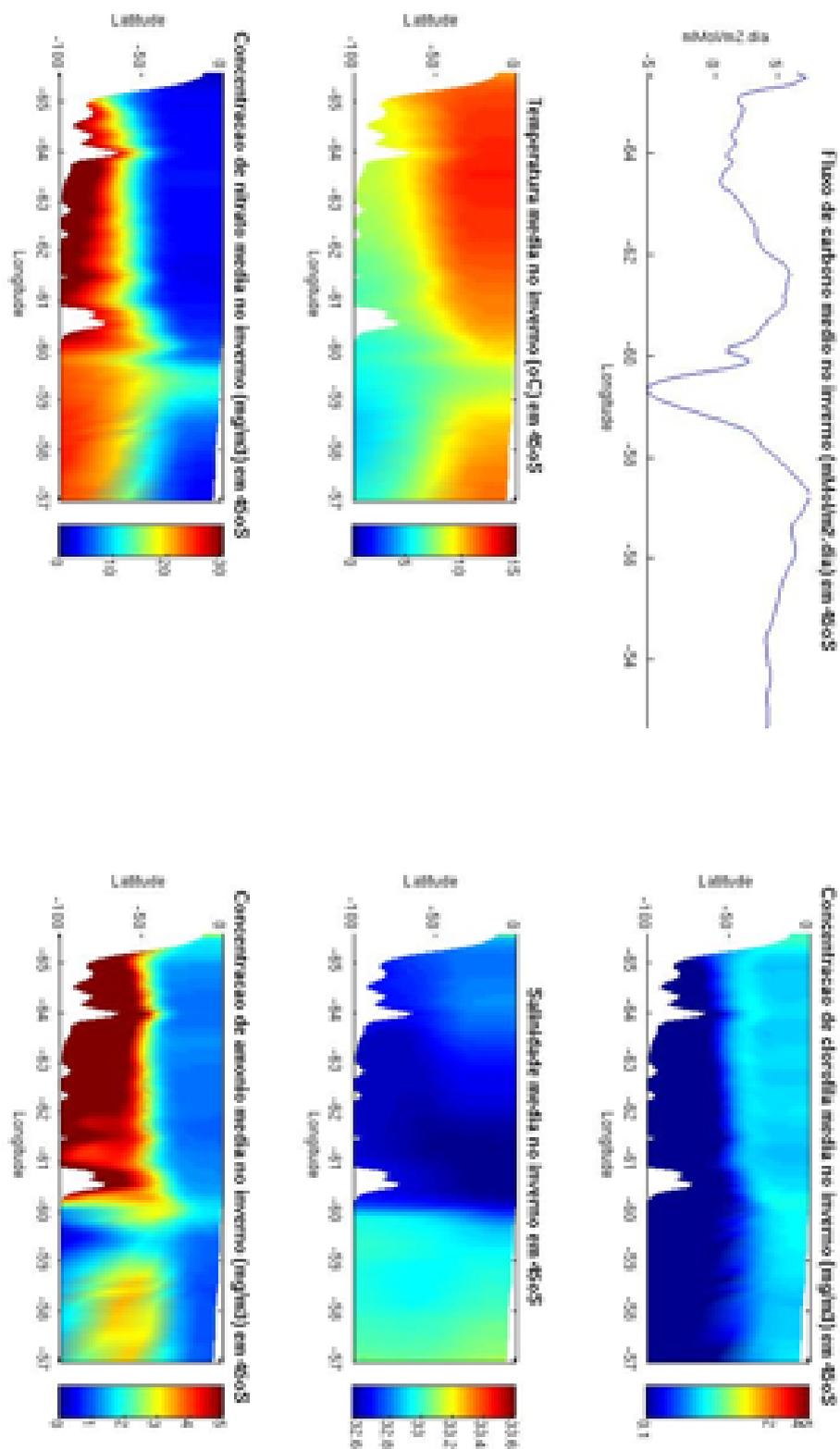


Figura 5.56 - Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2.\text{dia}$ ) médios em  $45^{\circ}\text{S}$ , no inverno, para o experimento BIO4 (ROMS)

bem como maior clorofila, se devem ao consumo destes.

## 5.5 Análise da química do sistema carbonato

Foi feita a comparação dos dados de  $p_{CO_2}$  obtidos pelo modelo com os dados e análises feitas por Bianchi *et al.*(2009), que analisaram dados de  $\Delta p_{CO_2}$  e fluxo de carbono entre oceano e atmosfera na plataforma da Patagônia, entre cerca de 37 e 55°S. Os dados de  $\Delta p_{CO_2}$  foram obtidos subtraindo a pressão parcial do CO<sub>2</sub> do ar da encontrada para a camada superficial do oceano. Assim, uma diferença negativa indica as áreas onde o oceano é um sumidouro de carbono. No modelo, não é calculada a pressão parcial do gás na atmosfera, visto que as variações máximas são de cerca de 2,5% em todo o planeta (Takahashi *et al.*, 2002). Sendo assim, a pressão parcial do CO<sub>2</sub> na atmosfera é forçada com valores de 370 ppmv em todos os pontos, e  $\Delta p_{CO_2}$  é calculada subtraindo este valor de todos os pontos de  $p_{CO_2}$  no oceano. Assim, um fluxo positivo significa absorção de CO<sub>2</sub> pelo oceano, relação contrária entre sinal do  $\Delta p_{CO_2}$  e absorção/liberação de CO<sub>2</sub> apresentada por Bianchi *et al.* (2009).

Na estação da primavera, Bianchi *et al.*(2009) constatou que na plataforma continental da região da Patagônia, 60% da área tem  $\Delta p_{CO_2}$  negativa e apresenta forte ligação com clorofila. Nos experimentos, no entanto, a representação da floração de primavera nessa região foi um dos erros discutidos, e teve impacto no sistema carbonato nessa região. A plataforma interna, até a latitude de 42°S, apresentou valores de clorofila de cerca de 1 mg/m<sup>3</sup> em todos os meses, e apenas nessa região da plataforma na Patagônia os valores de  $\Delta p_{CO_2}$  foram compatíveis com os encontrados por Bianchi *et al.* durante a primavera, como pode ser notado na Figura 5.58, de cerca de -60  $\mu$ atm. Os valores encontrados pelo modelo foram de cerca de 50  $\mu$ atm para o restante da plataforma em setembro e outubro, meses em que a floração foi bastante reduzida. Em novembro, no entanto, há valores de clorofila maiores que 1 mg/m<sup>3</sup> e em toda a plataforma pode-se notar os fortes valores negativos de  $\Delta p_{CO_2}$ , confirmando, portanto, a forte ligação entre clorofila e  $\Delta p_{CO_2}$ . A norte de 30°S os valores de  $\Delta p_{CO_2}$  na maior parte da área são próximos de zero, ainda que o modelo tenha previsto mais clorofila para esta área, nesta estação. Algumas áreas próximas à costa, inclusive, apresentam valores positivos mais fortes, próximos de 30  $\mu$ atm. Essa diferença, portanto, deve estar ligada às águas quentes da região, diminuindo a solubilidade do gás. Já a sul desta latitude, as áreas em oceano aberto onde foi representada clorofila tiveram valores negativos de  $\Delta p_{CO_2}$ , próximos de zero a sul de 48°S em todas as estações.

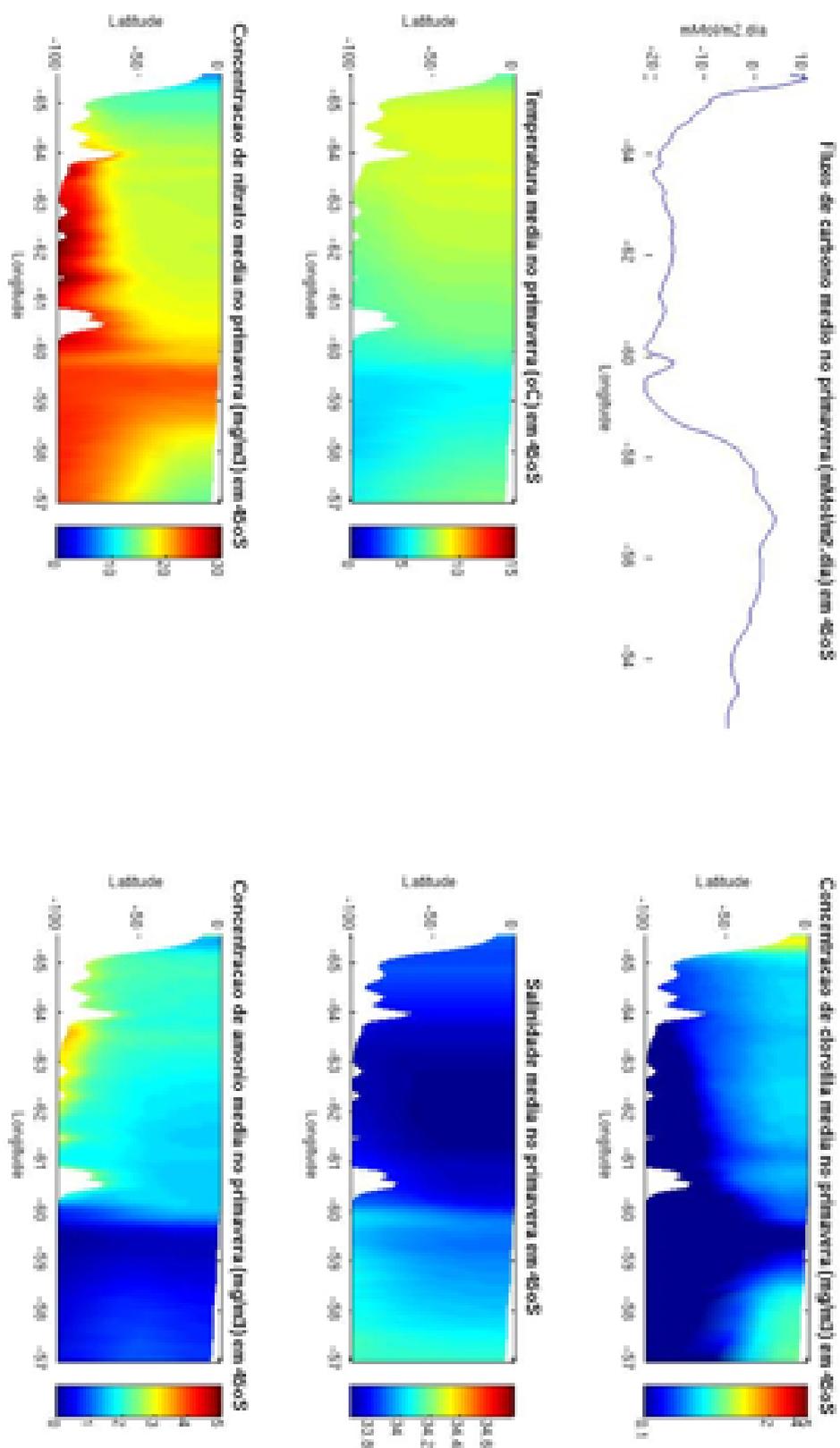


Figura 5.57 - Perfis verticais de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ), salinidade, clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ), nitrato ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e amônio ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de gás carbônico ( $\text{mMol}/\text{m}^2 \cdot \text{dia}$ ) médios em  $45^{\circ}\text{S}$ , na primavera, para o experimento BIO4 (ROMS)

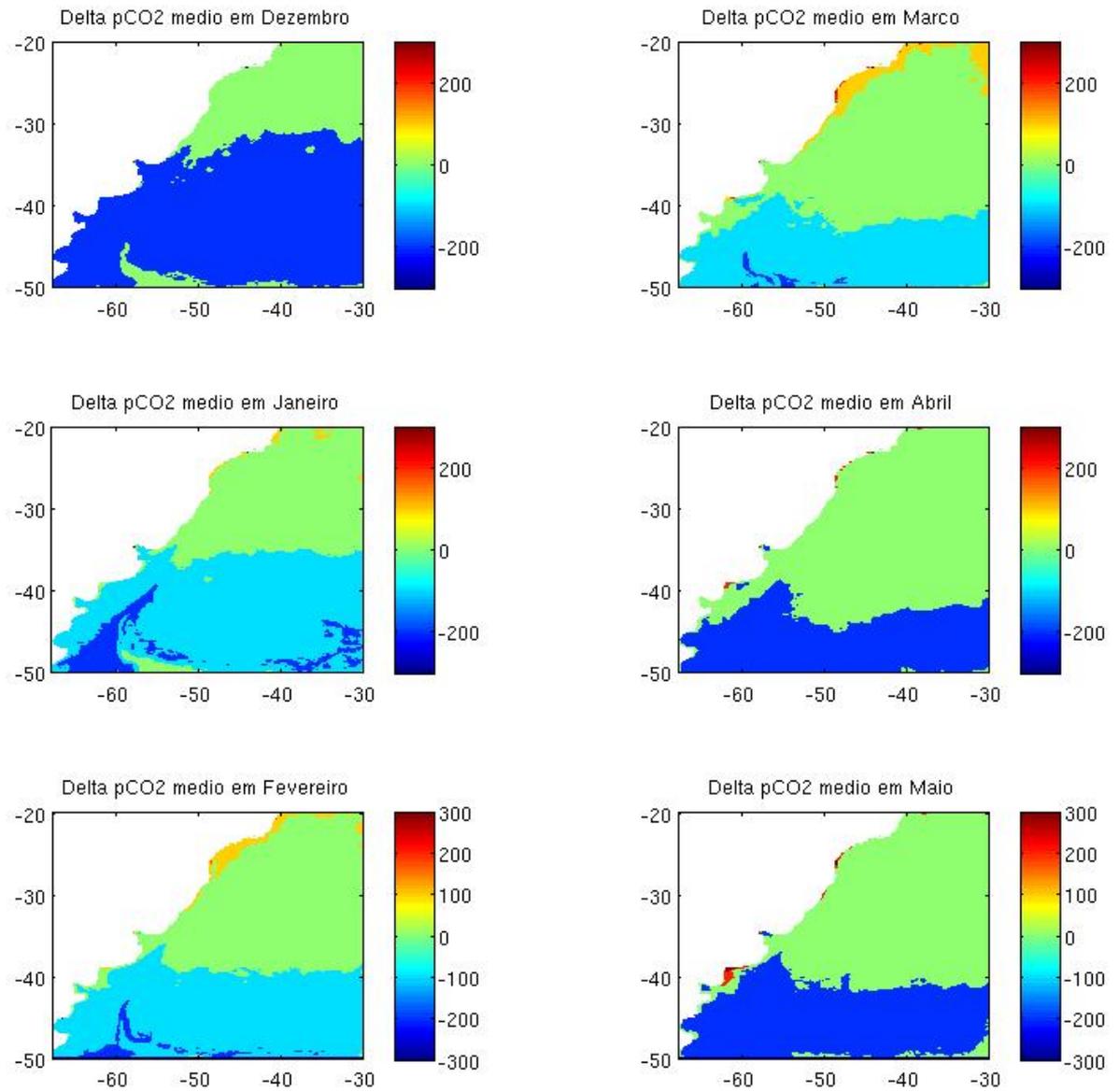


Figura 5.58 - Diferença de  $\Delta p_{CO_2}$  médio durante verão e outono para o experimento BIO4 (ROMS).

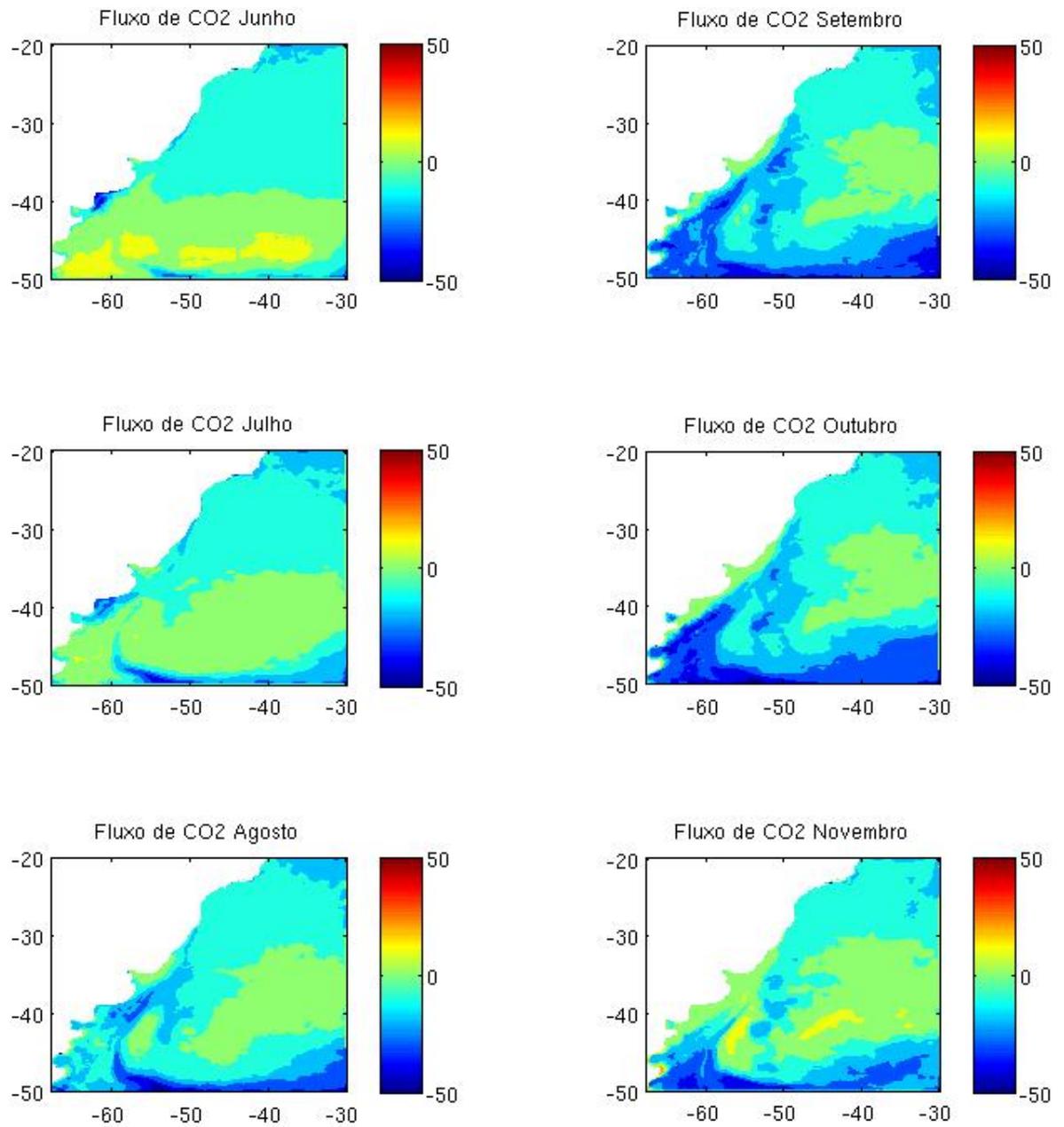


Figura 5.59 - Fluxo de CO<sub>2</sub> médio durante inverno e primavera para o experimento BIO4, em mMol/m<sup>2</sup>.dia (ROMS)

Assim, de acordo com o modelo, a plataforma na Patagônia e as áreas a sul de 45°S são fontes de carbono durante a primavera (Figura 5.59), sendo a plataforma interna entre 40-43°S sumidouros bem como parte da área a leste de 50°W nas mesmas latitudes. Também, uma grande parte do domínio até cerca de 45°S tem valores bastante próximos de zero. O mapa de correlação entre clorofila e  $\Delta p_{CO_2}$ , apresentado na Figura 5.60, mostra claramente uma área de alta correlação positiva próximo à quebra de plataforma a sul de 35°S, abrangendo também a CM. As altas correlações dão suporte à hipótese de que o fluxo em direção ao ar encontrado nessa região ocorreu por conta da não representação das florações de primavera.

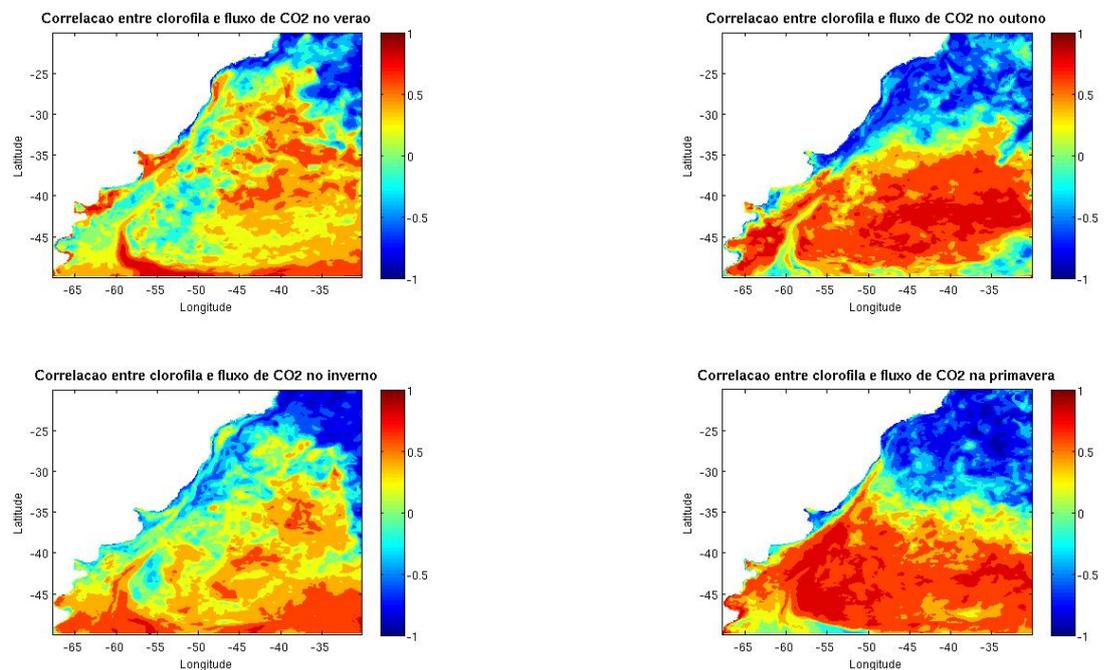


Figura 5.60 - Correlação sazonal calculada entre os anos 1987-1996 entre clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e fluxo de  $\text{CO}_2$  ( $\text{mMol}/\text{m}^2 \cdot \text{dia}$ , ROMS)

Na estação do verão, a sul de 30°S,  $\Delta p_{CO_2}$  foi negativa em praticamente toda a área em dezembro e janeiro (Figura 5.58). Em dezembro, os valores de  $\Delta p_{CO_2}$  se aproximaram de  $-200 \mu\text{atm}$ , prevalecendo valores próximos de zero na região a norte. Em janeiro, os valores foram próximos de  $-100 \mu\text{atm}$ , com picos na quebra de plataforma ao sul de cerca de 37°S. A norte desta latitude, novamente, os valores de  $\Delta p_{CO_2}$  foram próximos de zero. Fevereiro seguiu o mesmo padrão de janeiro. Bianchi *et al.* (2009) encontrou valores de  $\Delta p_{CO_2}$  negativos em 80% da plataforma

continental da Patagônia nesta região. No entanto, os autores citam uma área próxima à costa entre 39-43°S com  $\Delta p_{CO_2}$  positivo devido às águas quentes, o que não foi encontrado no estudo. Os fluxos nessa estação (Figura 5.61), aparentam ter uma relação com a latitude, e não foi encontrada correlação significativa entre fluxo e clorofila. Estima-se, portanto, que o fluxo em direção ao ar na parte norte do domínio seja relacionado com as altas temperaturas da água.

No outono, apesar da falha em representar clorofila em superfície, foi encontrado próximo à costa  $\Delta p_{CO_2}$  positivo, abrangendo parte da plataforma continental da Patagônia, conforme descrito por Bianchi *et al.*(2009). No entanto, a área da plataforma continental com  $\Delta p_{CO_2}$  positiva neste estudo foi mais extensa (Figura 5.58), abrangendo também parte da plataforma média estratificada. A norte de 40°S, os valores de  $\Delta p_{CO_2}$  são novamente próximos de zero. Toda a região a sul de 40°S, com exceção da parte da plataforma continental até cerca de 42°S, representam sumidouros de CO<sub>2</sub>. A área a norte, no entanto, tem picos no fluxo de gás carbônicos de até 50mMol/m<sup>2</sup>.dia (Figura 5.61), apesar de em sua maior parte apresentar fluxos ligeiramente positivos.

No inverno, conforme descrito por Bianchi *et al.*(2009), a plataforma continental da Patagônia alternou entre valores negativos e ligeiramente positivos de  $\Delta p_{CO_2}$ . No entanto, os valores negativos são próximos de -200  $\mu$ atm, e migram para norte, atingindo uma área entre 30-45°S em agosto (Figura 5.62). Nos dados do ROMS foi encontrado, entre 43-49°S, uma área de sumidouro de CO<sub>2</sub>, e ao longo da estação essa área passa a emitir CO<sub>2</sub> (Figura 5.62). Como as medições de Bianchi *et al.*(2009) foram feitas em direção ao final do inverno, representando emissão de gás carbônico, os resultados encontrados são compatíveis.

## 5.6 Análise dos anos de ENOS e SAM positivo e negativos

A variabilidade interanual dos fluxos ar-mar de carbono foi avaliada a partir dos resultados do experimento BIO4 em quatro anos distintos: 1988, ano de La Niña, 1989, um ano com SAM positivo particularmente alto, 1992, quando se iniciam na América do Sul e Atlântico Sul as anomalias durante o El Niño estendido 1990-1994, e 1995, que corresponde a um período de SAM negativo.

Duas áreas distintas dentro da grade foram analisadas, e correspondem às áreas onde são previstas maior influência de ENOS e SAM. Uma das áreas escolhidas engloba a região de influência do Rio da Prata, entre 22-43°S e até a longitude de 40°W, chamada de agora em diante área 1. A outra região analisada foi a faixa sul da grade

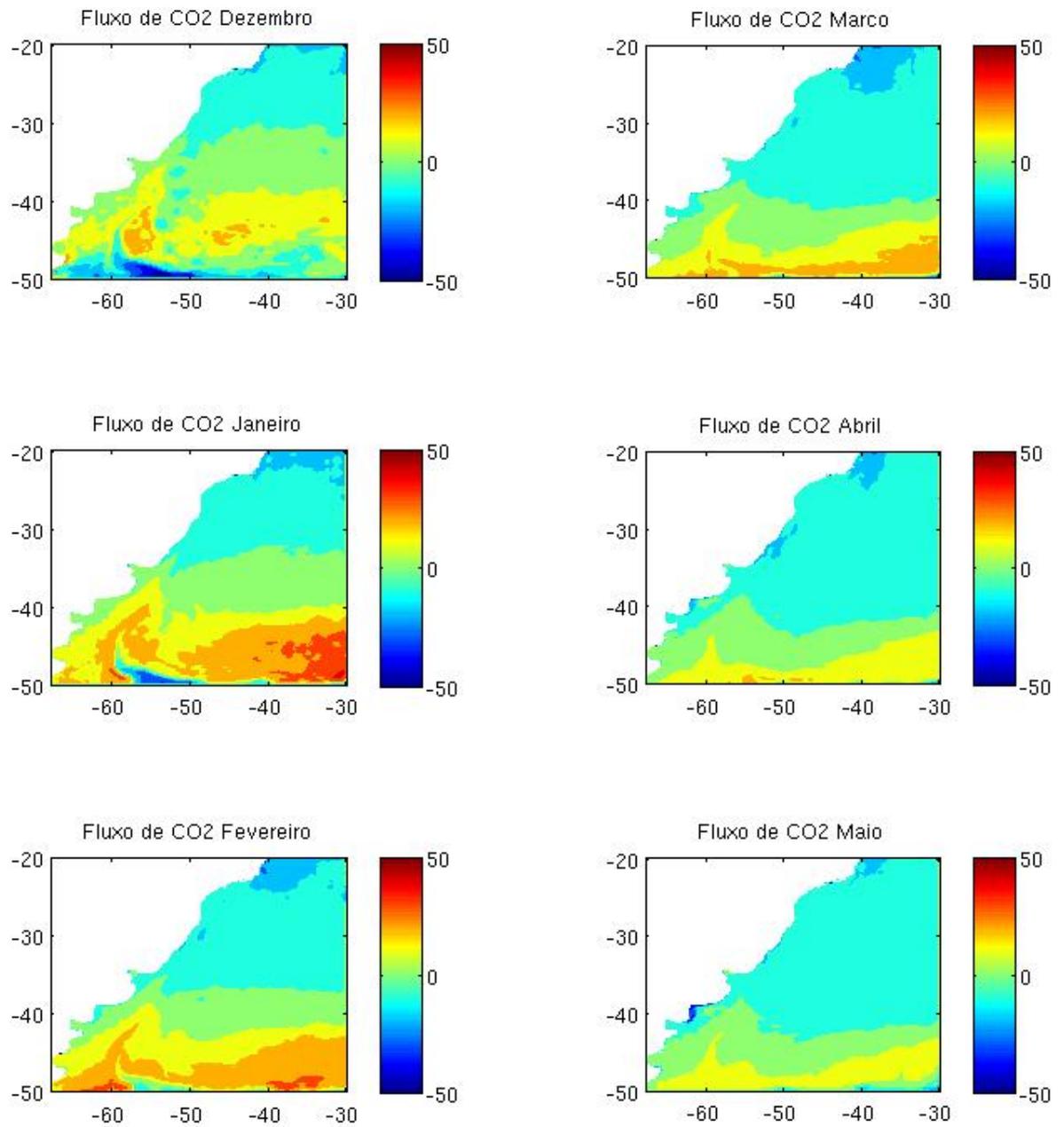


Figura 5.61 - Fluxo de CO<sub>2</sub> médio durante o verão e outono para o experimento BIO4, em mMol/m<sup>2</sup>.dia (ROMS)

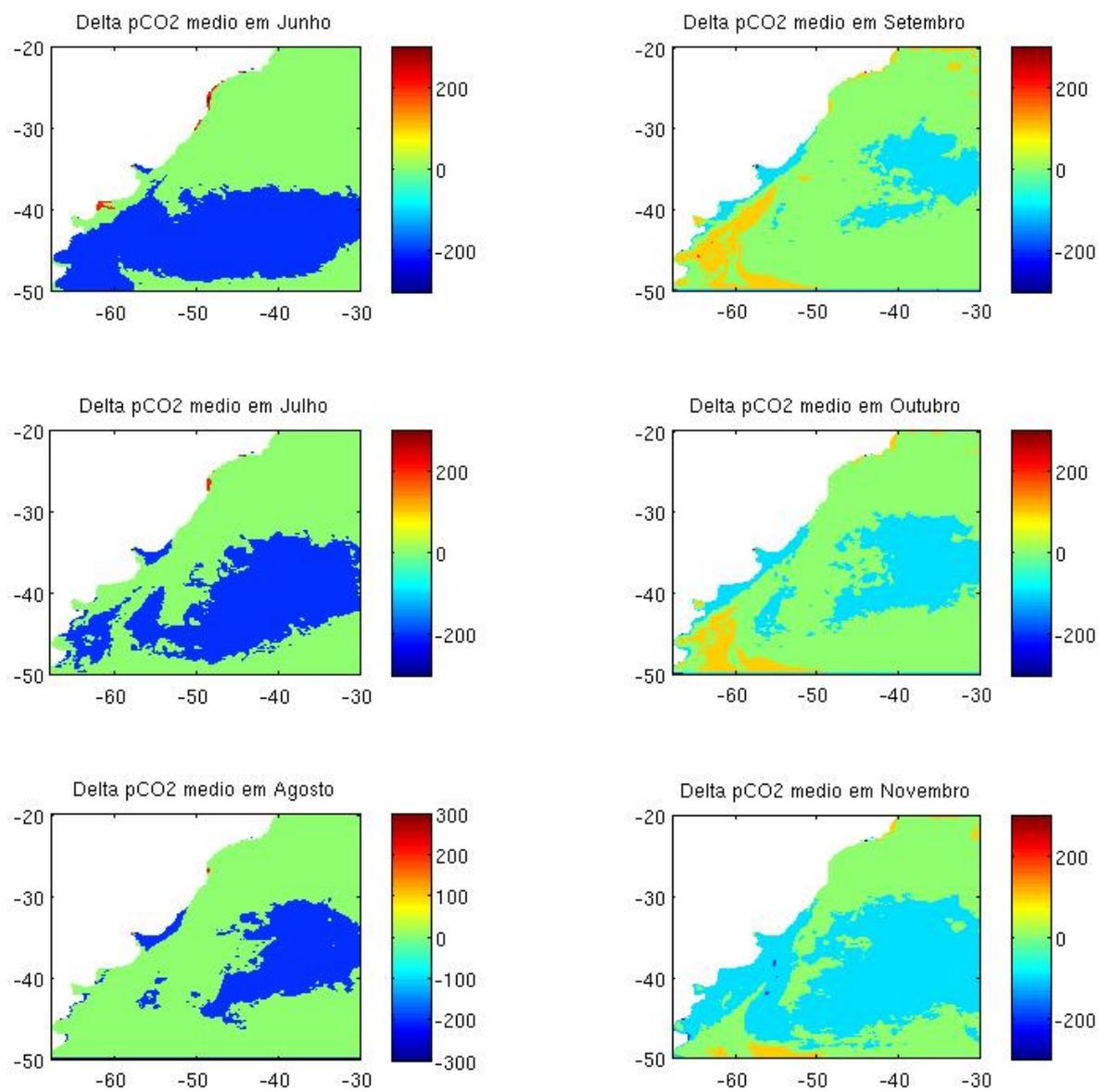


Figura 5.62 - Diferença de  $\Delta p_{CO_2}$  médio durante o inverno e primavera para o experimento BIO4 (ROMS).

entre 35-49°S. Os pontos entre 49-50°S foram retirados pois as bordas são passíveis de erros consideráveis.

Os anos 1988 e 1995, relativos a eventos ENOS, foram avaliados para a área 1, e os anos 1989 e 1992, relativos a SAM, foram analisados para a área 2. Para as análises, são chamadas anomalias os desvios relativos à média de cada propriedade para o período analisado das rodadas (1987-1996). Ou seja, foi calculada a média mensal de 10 anos, e analisado o desvio de cada ano em relação a esse período. Ainda que não seja propriamente uma comparação com a climatologia, constitui um esforço inicial de analisar a variabilidade dos fluxos de gás carbônico no Oceano Atlântico Sudoeste.

### 5.6.1 1988 - La Niña

O ano de 1988, em que houve um episódio La Niña, mostrou no verão uma predominância de anomalias negativas de TSM na área 1, tanto em janeiro quanto fevereiro, como pode ser observado na Figura 5.63. As anomalias de vento associadas nessa região foram, em janeiro, predominantemente para sudeste ao sul de 30°S (Figura 5.64). No mês de fevereiro as anomalias de vento zonal positivas não são tão bem marcadas, e o campo de vento meridional apresenta uma área de convergência próximo de 35°S, o que também é representado no campo de correntes oceânicas. Uma característica importante da área é a anomalia positiva de vento meridional em janeiro próximo à costa a norte da latitude de 30°S, que mostra um vento contrário ao transporte de Ekman, que inibe a ressurgência de ACAS no local.

No campo de salinidade (Figura 5.63) é marcada uma anomalia positiva próximo à entrada do estuário, e no mês de fevereiro, há também uma anomalia dentro do estuário, a sul. Essas anomalias positivas de salinidade ocorrem devido à diminuição na descarga do Rio da Prata em anos de evento La Niña. Na maior parte da área 1 não há anomalias significativas na concentração de clorofila, e essas são restritas à parte da plataforma a sul de 35°S, atingindo valores de cerca de 1 mg/m<sup>3</sup> e coincidentes com as anomalias negativas de TSM mais marcadas. As anomalias de corrente (Figura 5.65) na região de anomalias positivas de clorofila (Figura 5.66) são vistas como uma área de grande variação nas anomalias de corrente zonal e meridional, variando entre negativas e positivas em áreas pequenas. Essa característica é proveniente da variabilidade na CBM, e a mistura das águas favorece a produção fitoplânctônica. Os desvios no campo de  $\Delta p_{CO_2}$  foram bastante baixos, não sendo influenciados pela dinâmica do evento La Niña.

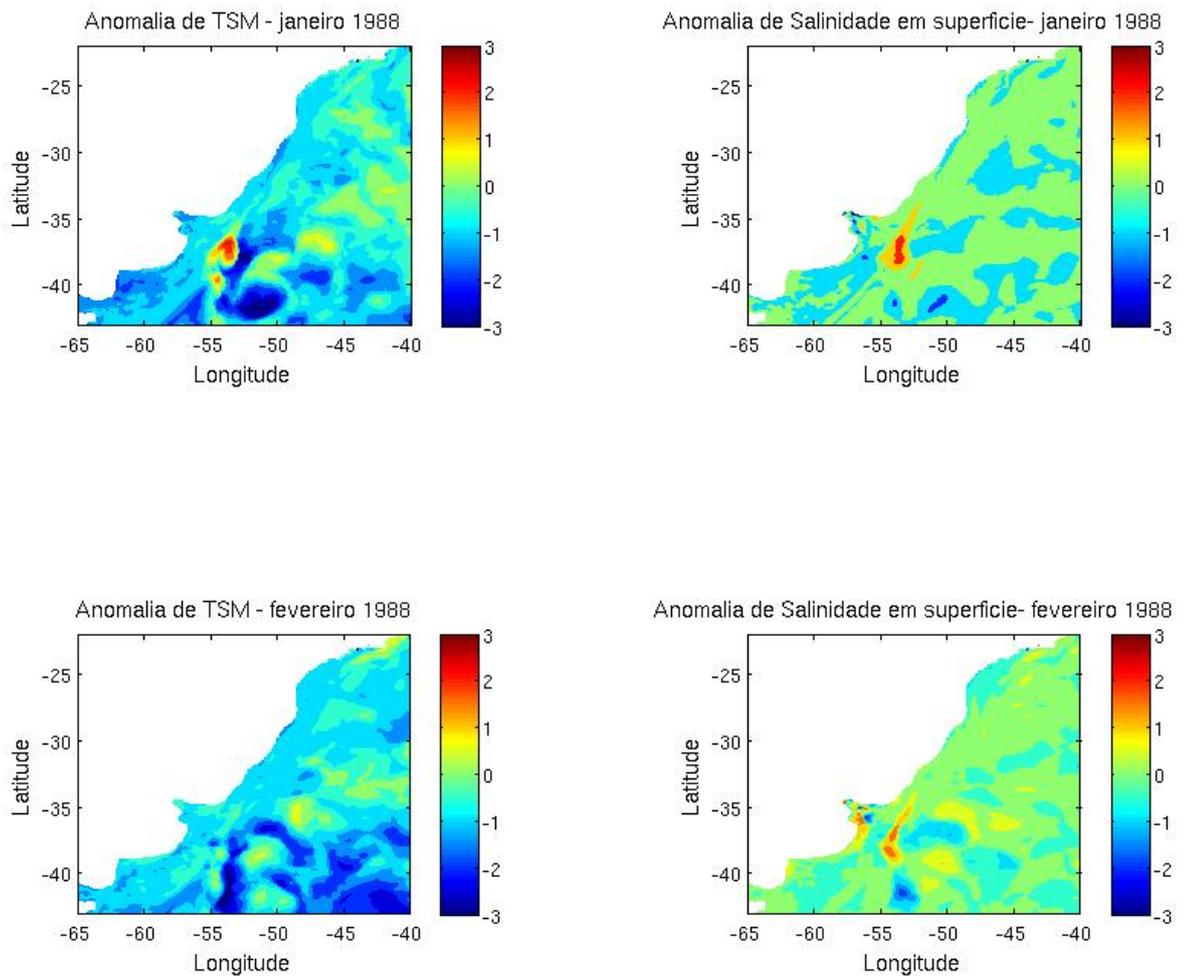


Figura 5.63 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1988.

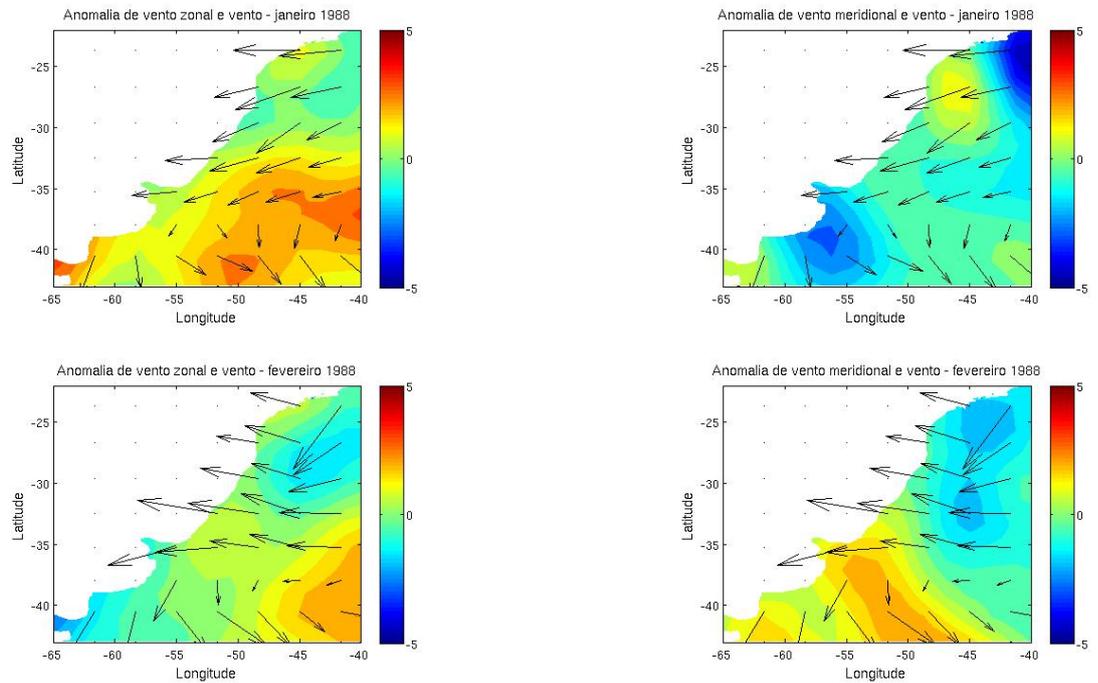


Figura 5.64 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1988.

No outono os ventos apresentam um enfraquecimento em seu vetor para oeste (Figura 5.68), marcado por anomalias negativas de vento zonal mais pronunciadas em março. Nota-se, também, anomalias positivas de salinidade na boca do Rio da Prata ou próximo a ela em decorrência dos baixos níveis de precipitação e descarga em anos de La Niña, na Figura 5.67. Nessa estação, os desvios de  $\Delta p_{CO_2}$  foram negativos na maior parte da área (Figura 5.70), próximos de  $-100 \mu\text{atm}$ , com algumas áreas próximas ao rio e à CBM apresentando valores positivos baixos. As concentrações de clorofila nessa região apresentaram pouca variação, obtendo valores menores que a média decenal em alguns pontos a sul de  $35^\circ\text{S}$ . As áreas de anomalias positivas de  $\Delta p_{CO_2}$  representam áreas de convergência no campo de correntes, intercalando-se nessa área TSM e anomalias de corrente positivas e negativas, representando, portanto a região de grande mistura da CBM. A maior parte das anomalias positivas de  $\Delta p_{CO_2}$  estão contidas nessa área.

No inverno é bastante nítida a desintensificação dos ventos de oeste típica de fenômenos La Niña nesta região, vista em junho e julho como anomalias negativas de vento zonal (Figura 5.72). Essa tendência é revertida em agosto, mês no qual as anomalias

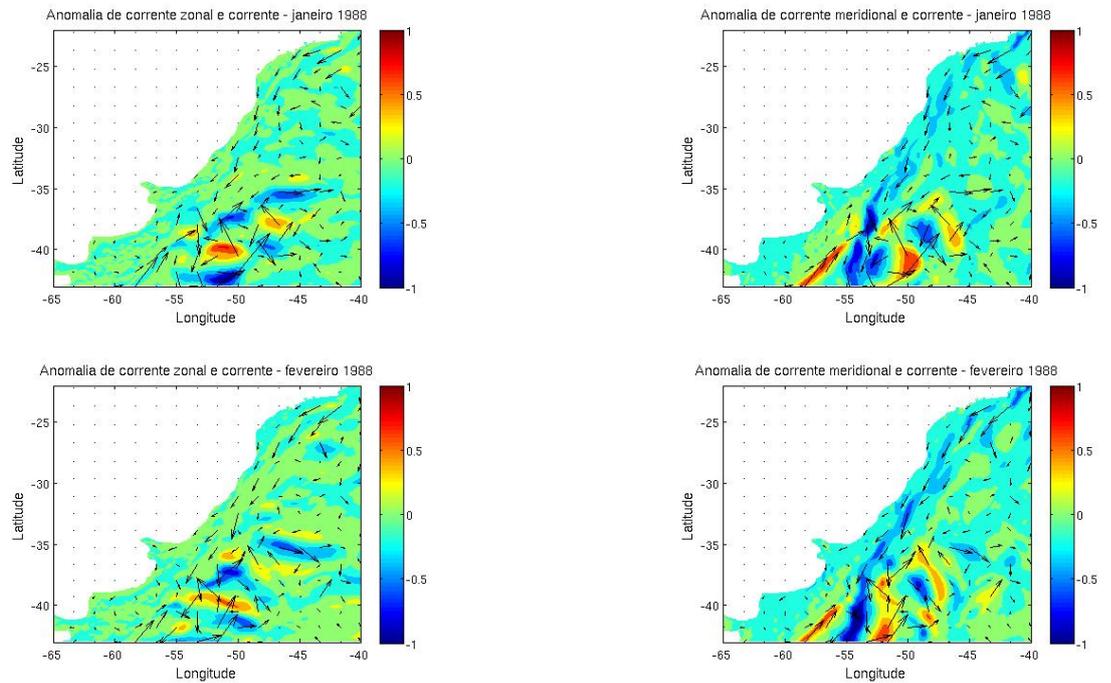


Figura 5.65 - Anomalias de corrente zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de corrente local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1988.

positivas de vento zonal ultrapassam 5 m/s. A TSM na área 1, nesta estação, apresenta variabilidade intrasazonal marcada, com predomínio de anomalias positivas em junho e agosto, como pode ser observado na Figura 5.71, e anomalias negativas superiores a 3°C em julho. Os campos de salinidade não apresentam grandes variações quando comparados com a média. As anomalias de clorofila também não apresentaram grandes anomalias na região, e as áreas com  $\Delta p_{CO_2}$  positivo foram, nos meses de junho e agosto, coincidentes com as anomalias positivas de temperatura (Figura 5.73).

As anomalias de TSM nas latitudes correspondentes ao sul do Brasil, até cerca de 33°S, são geralmente positivas no mês de novembro durante eventos El Niño, com o contrário ocorrendo durante os anos de La Niña. Essa condição foi representada satisfatoriamente, com anomalias de cerca de -1°C por toda a plataforma continental entre 25-35°S na primavera, como visto na Figura 5.74. As anomalias de TSM mais acentuadas foram novamente encontradas a sul de 35°S em uma região de convergência de massas d'água, representando a CBM. Os ventos em outubro e novembro foram favoráveis a ressurgência a norte de 30°S, condição obtida conforme o giro

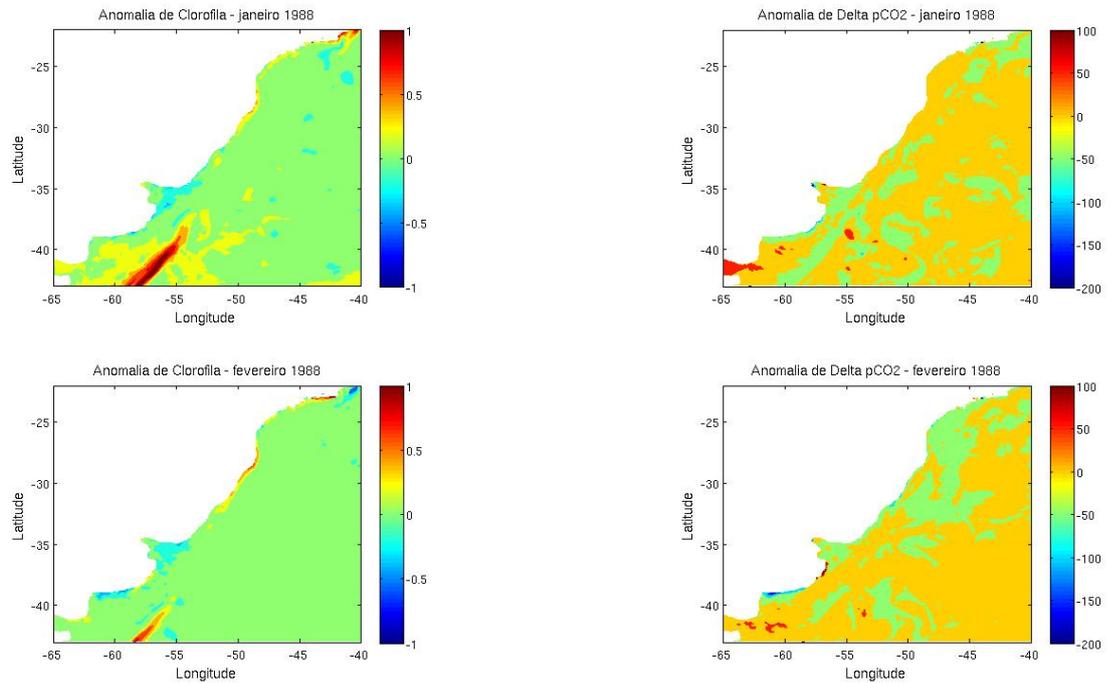


Figura 5.66 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1988.

anticiclônico se desloca para sul (Figura 5.75). O mês que apresentou maior área com desvios positivos de  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  foi outubro (Figura 5.76), que também apresentou as maiores anomalias de TSM positivas. As anomalias de TSM em novembro foram, por sua vez, predominantemente negativas, e no entanto obtiveram as anomalias negativas de clorofila mais destacadas da estação. As anomalias de  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  nesta estação foram na maior parte da área neutras ou positivas, indicando uma liberação de  $\text{CO}_2$  para a atmosfera. Nessa estação, a média de  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  é negativa na região correspondente à área 1, e os desvios positivos na pressão parcial do gás na região, bem como as anomalias predominantemente negativas de clorofila, em especial no mês de novembro, demonstram a influência do evento La Niña, sendo os padrões de vento e circulação atmosférica mais influentes nas anomalias de  $\Delta p_{\text{CO}_2}$ , visto que a influência da menor vazão do Rio da Prata não foi notada nos campos de salinidade.

### 5.6.2 1989 - SAM positivo

O ano de 1989 representa um ano de modo anular positivo, e para verificar seus efeitos sobre os fluxos de  $\text{CO}_2$  foi analisada a área 2. Os dados de satélite estudados por Lovenduski & Gruber (2005) nesta região indicam que durante a fase positiva do

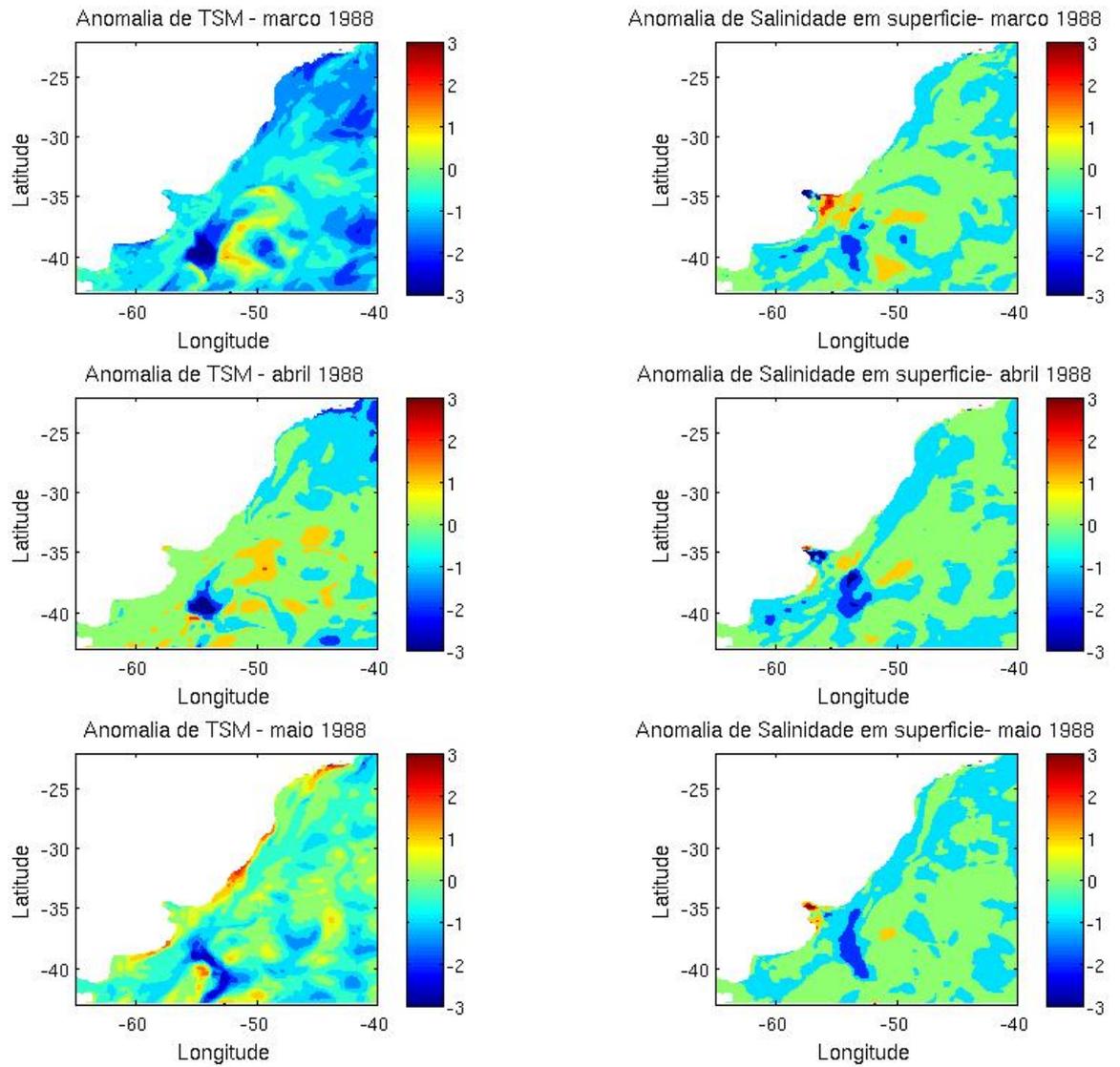


Figura 5.67 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1988.

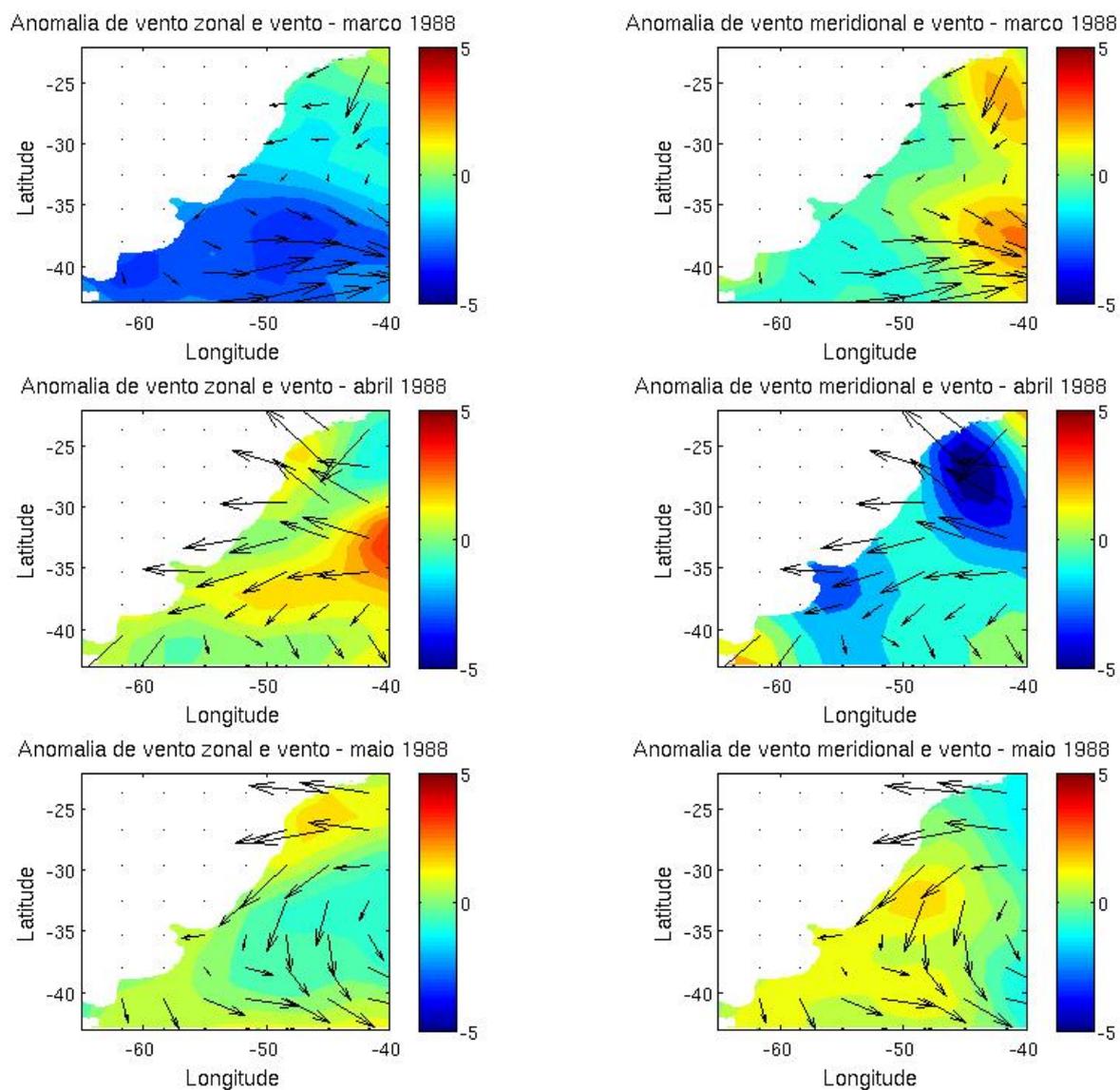


Figura 5.68 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1988.

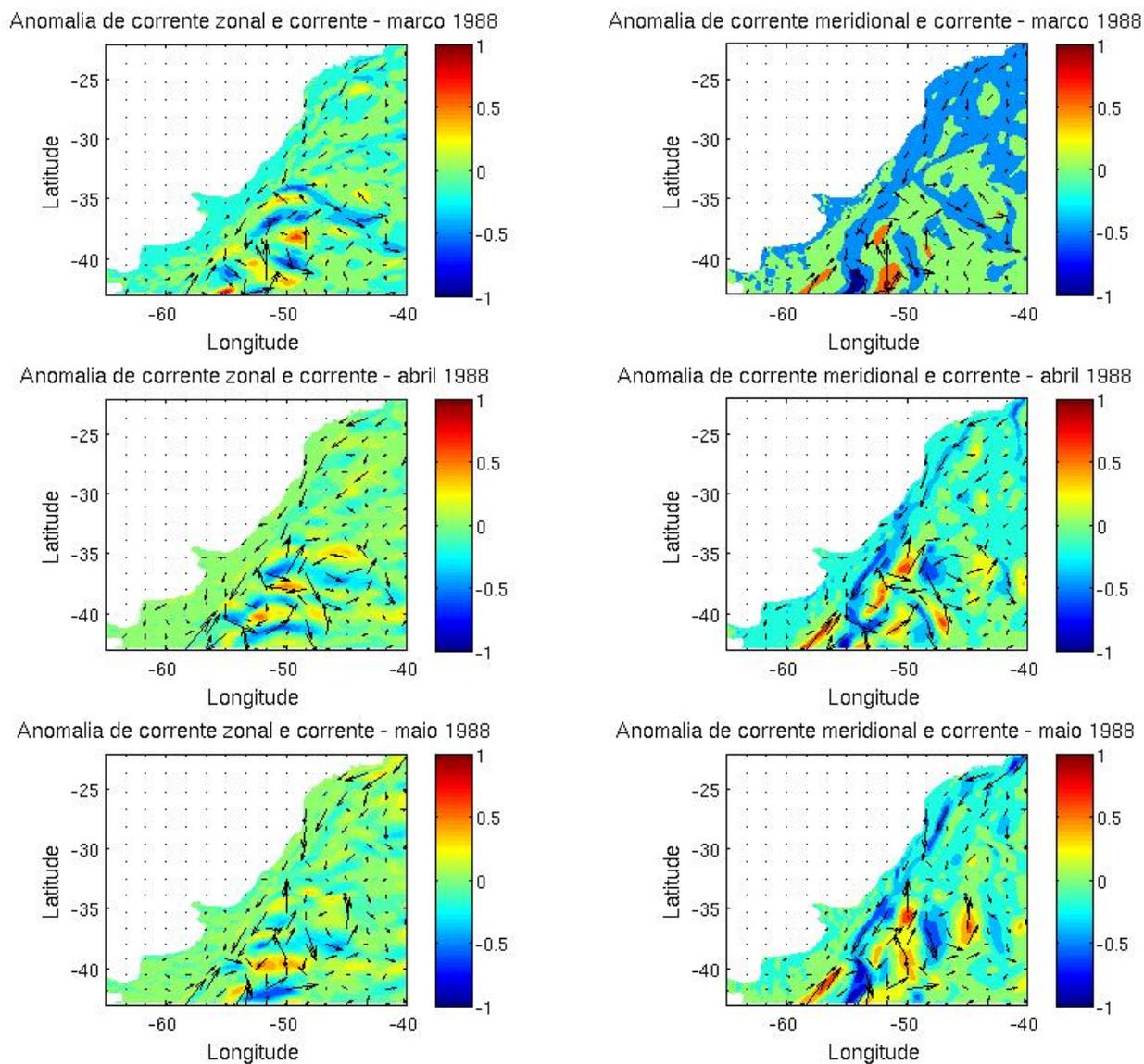


Figura 5.69 - Anomalias de corrente zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de corrente local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1988.

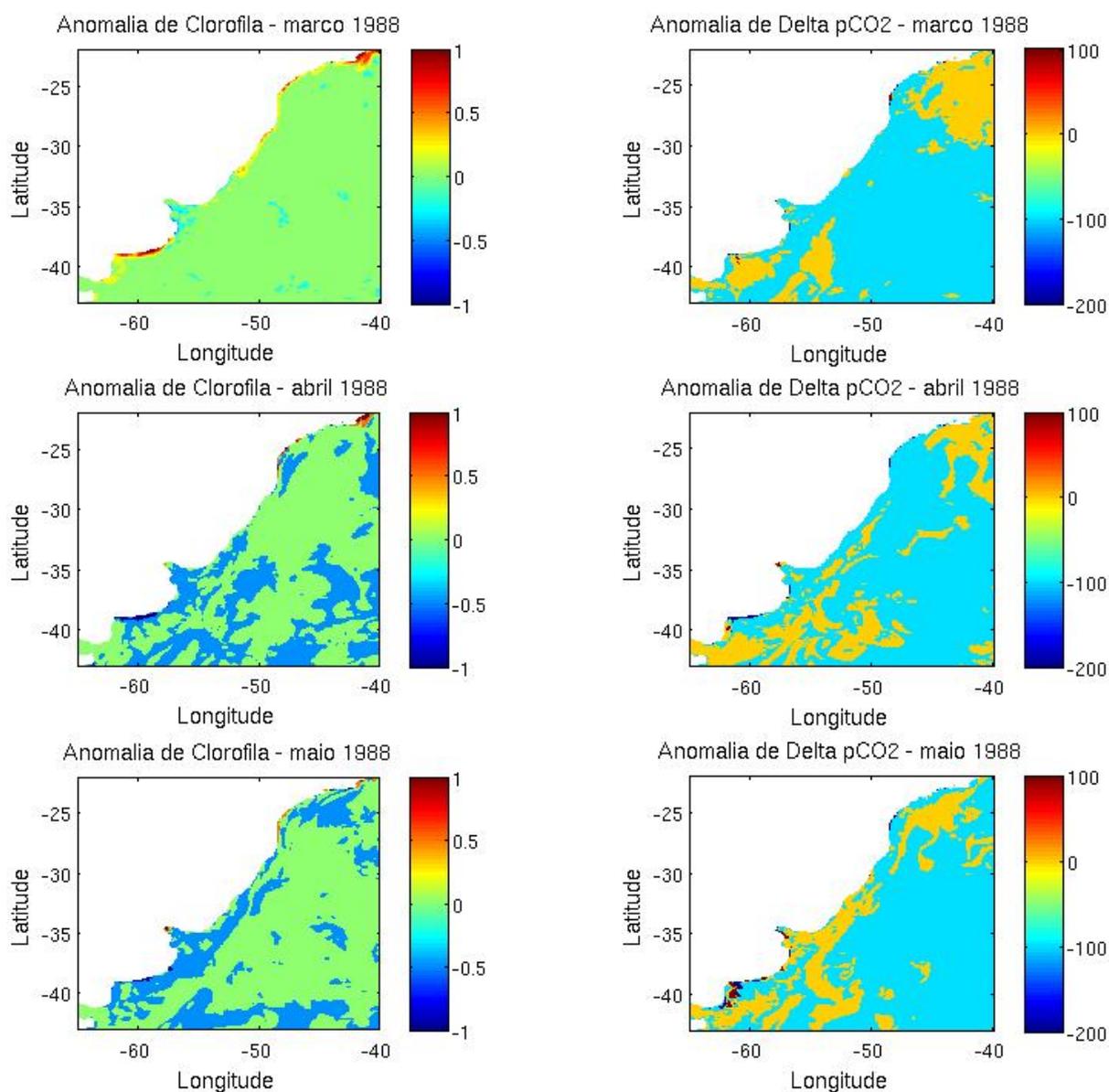


Figura 5.70 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p\text{CO}_2$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1988.

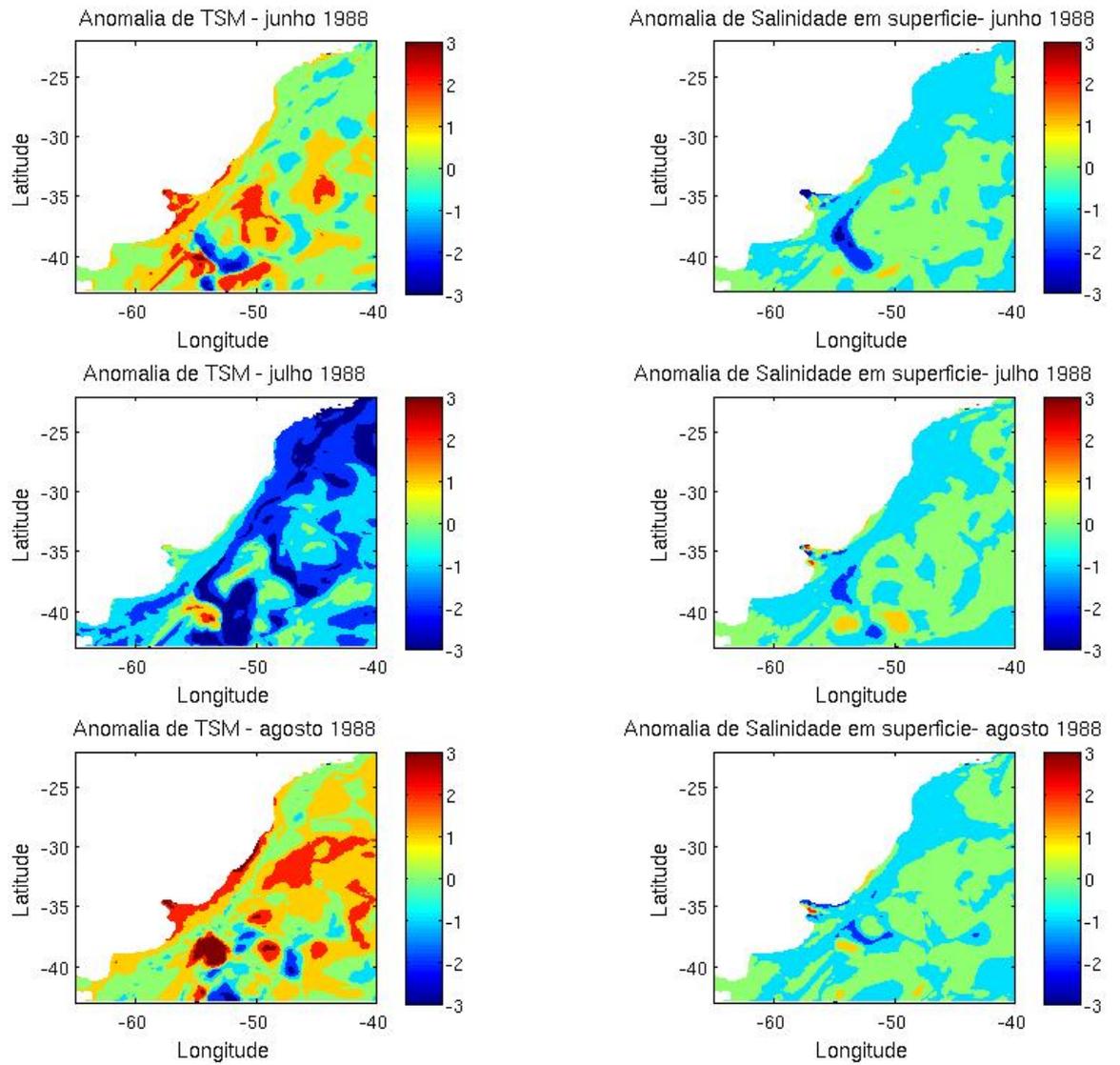


Figura 5.71 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1988.

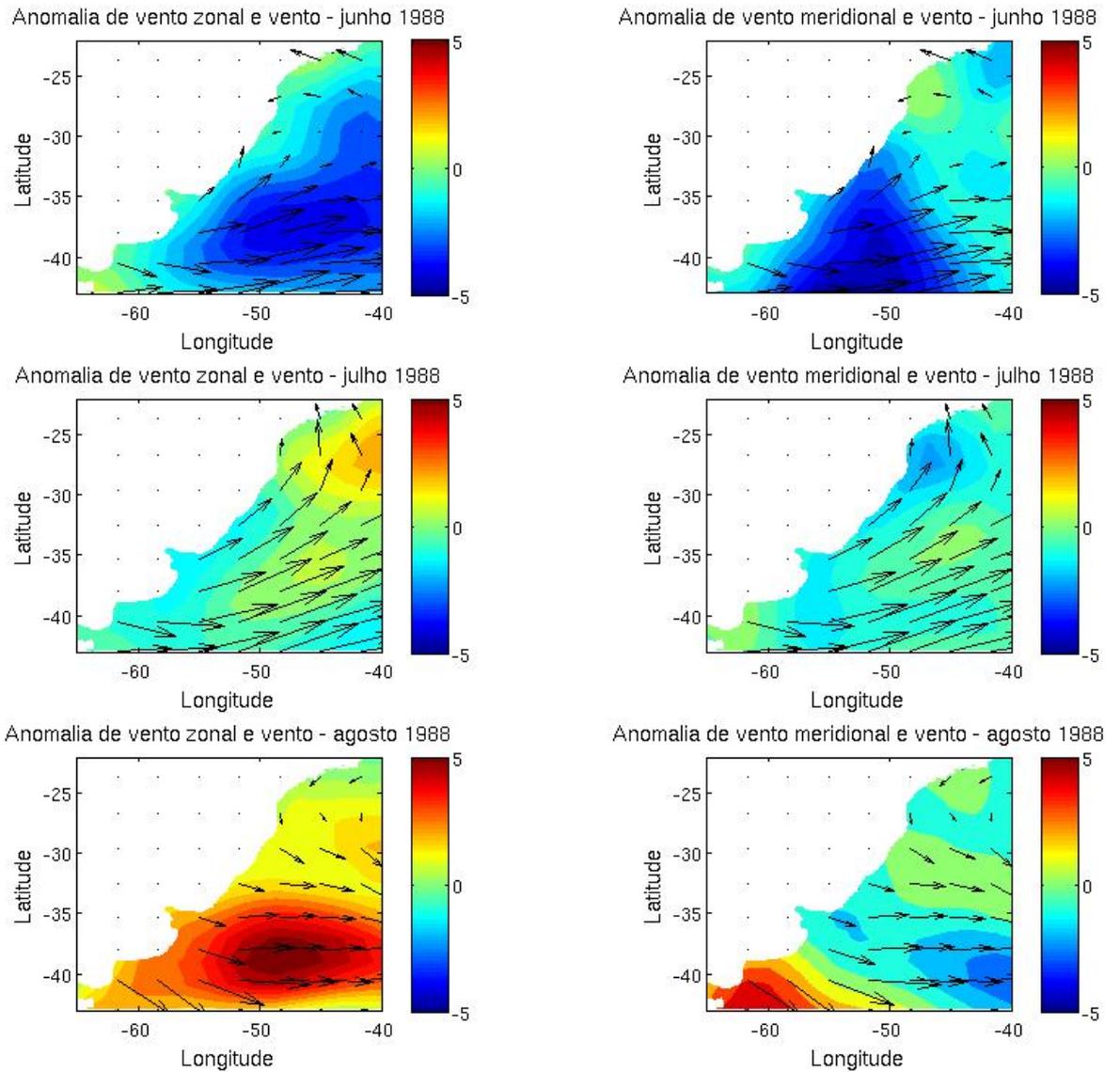


Figura 5.72 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1988.

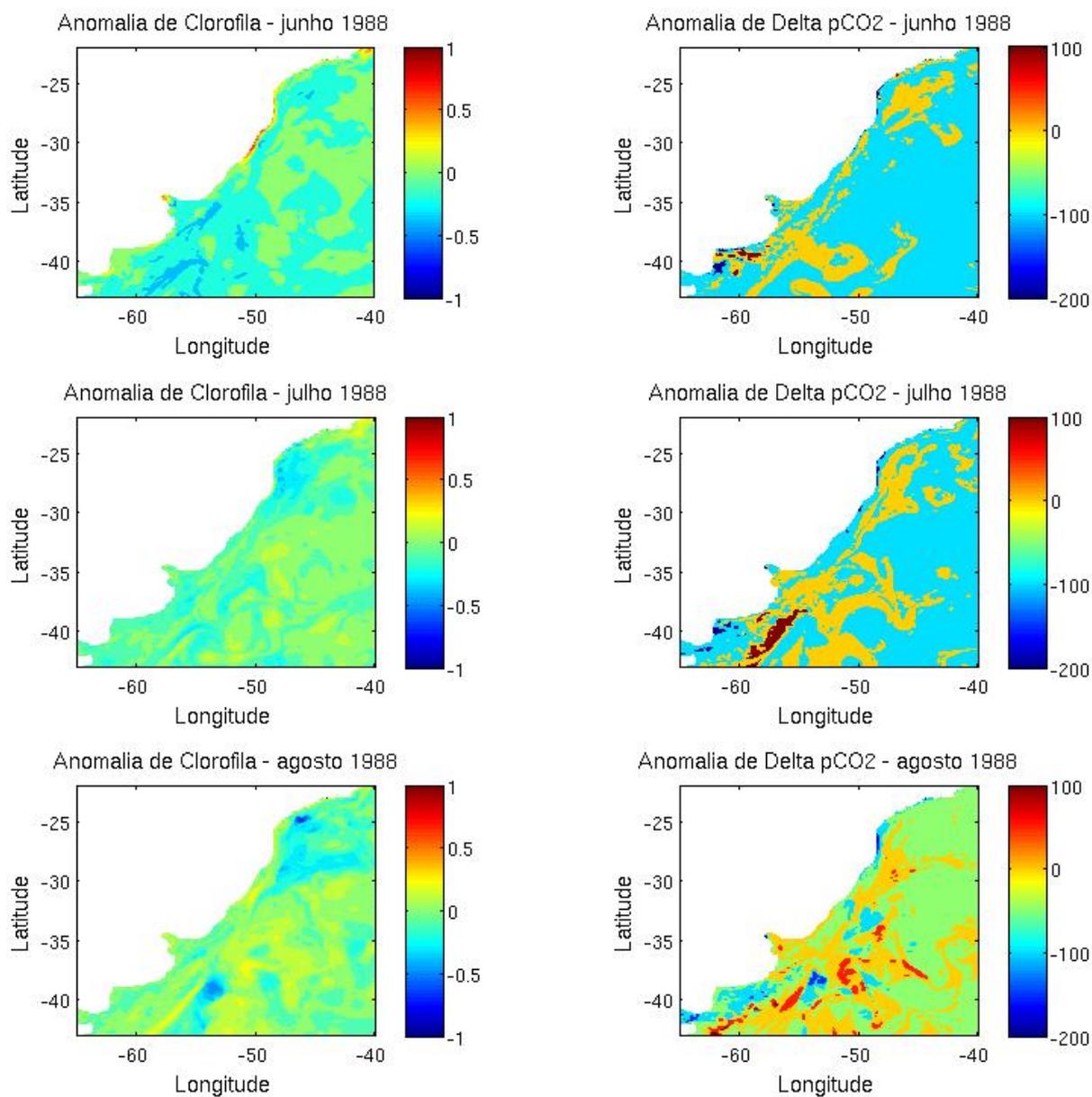


Figura 5.73 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p\text{CO}_2$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1988.

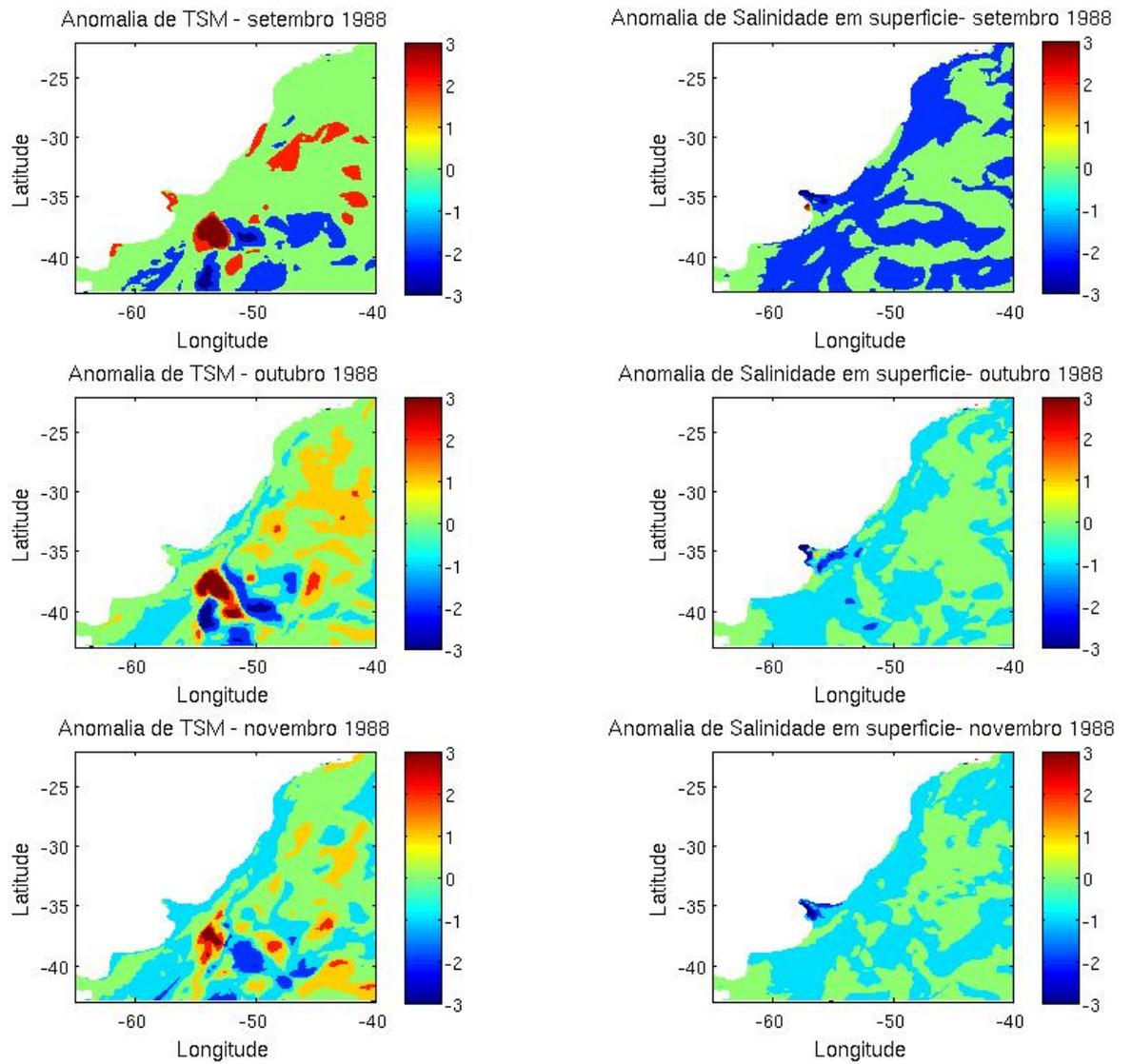


Figura 5.74 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1988.

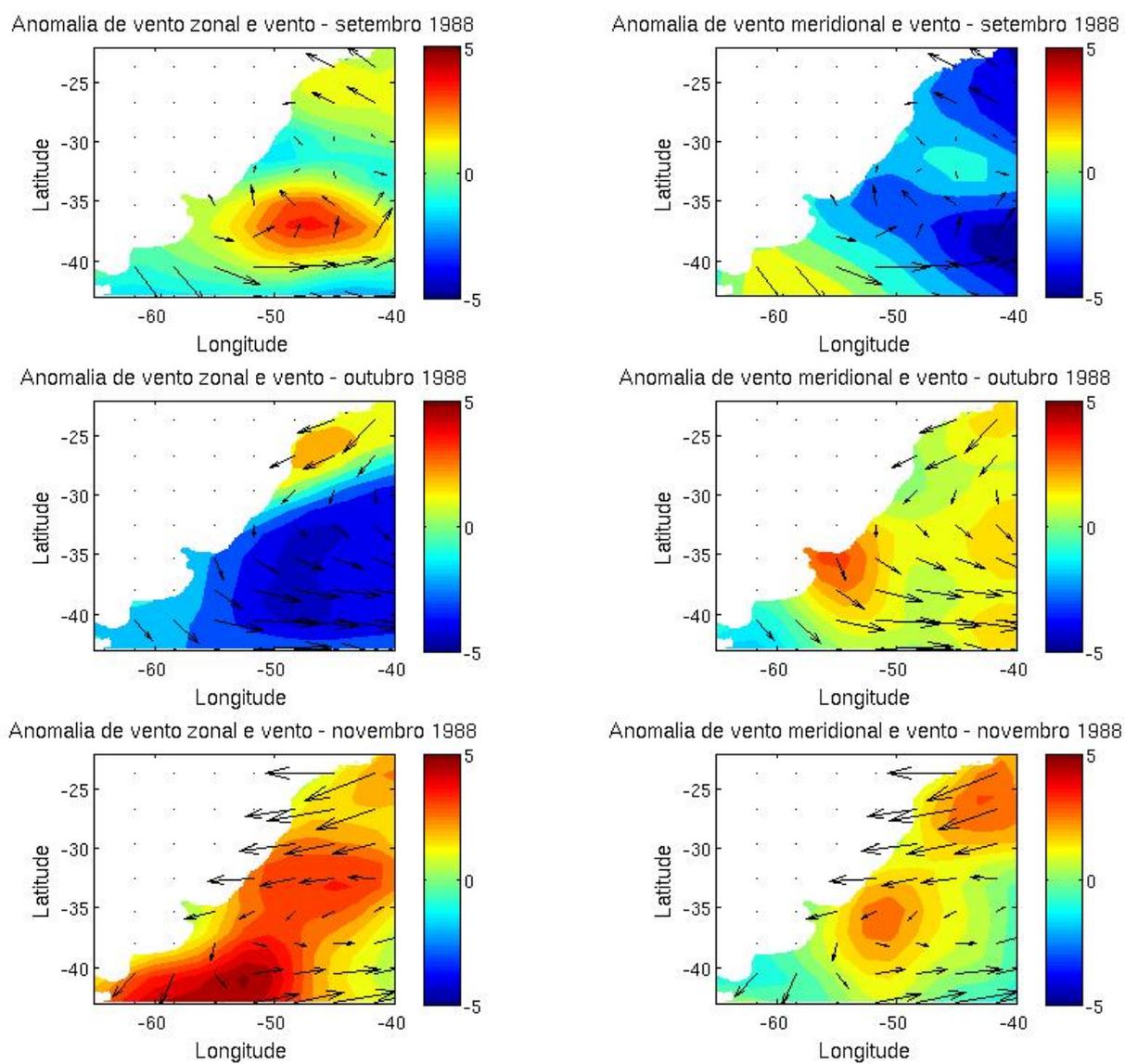


Figura 5.75 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1988.

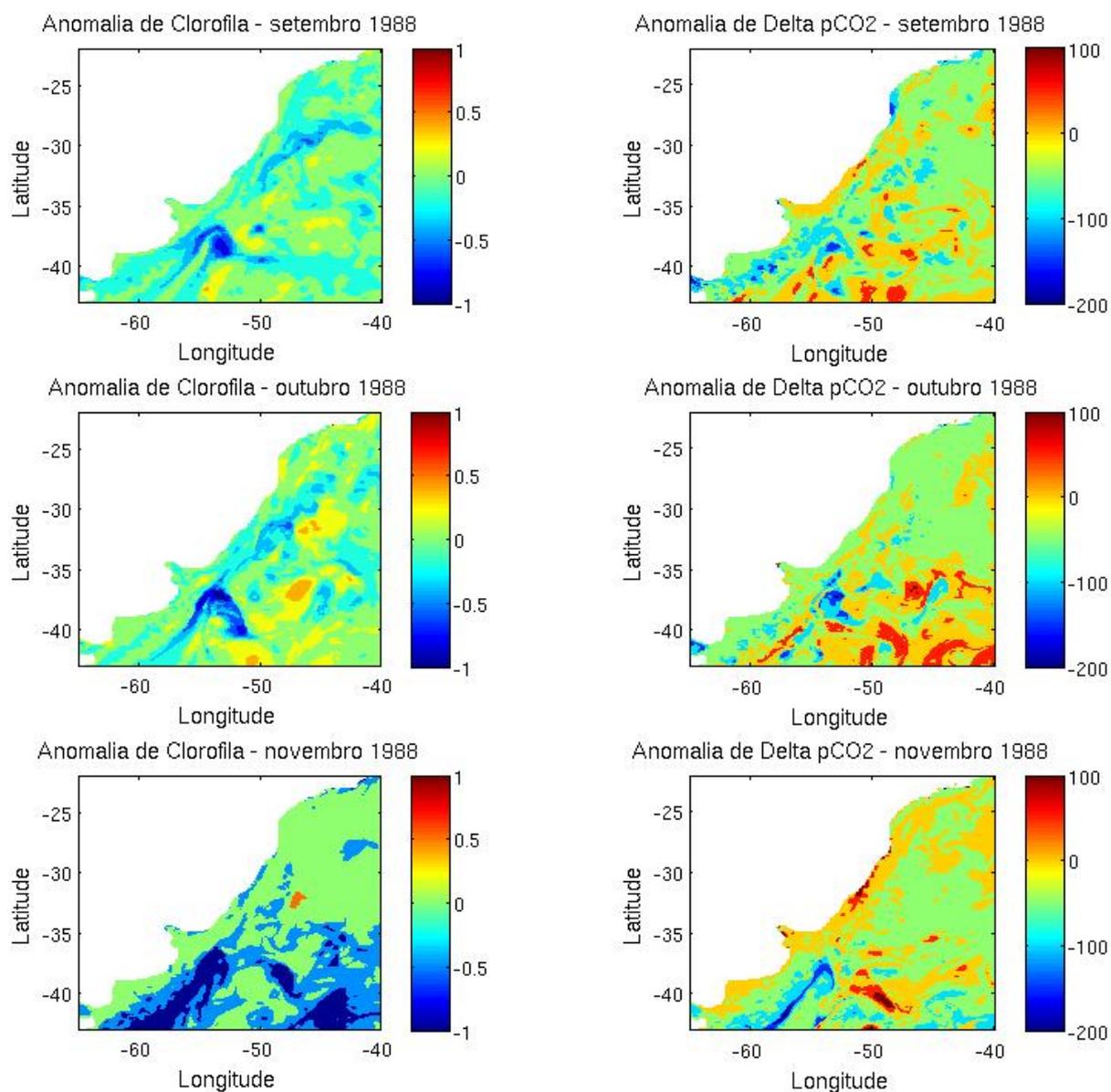


Figura 5.76 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p\text{CO}_2$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1988.

SAM, há uma zona de ressurgência junto à parte antártica próximo de 60°S, forçada por anomalias de vento para oeste no intervalo latitudinal da Frente Polar (cerca de 55°S), que geram uma anomalia no transporte de Ekman para norte. Próximo à área de ressurgência, portanto, os valores de clorofila seriam altos. Os ventos de oeste próximo de 35°S, por sua vez, apresentaram desintensificação observada por anomalias de leste. Assim, próximo à frente subtropical a anomalia no transporte de Ekman seria para sul, levando a baixas concentrações de clorofila nesta latitude e também ao sul, próximo de 40°S, onde há convergência de água.

Os campos de temperatura, nesta região e ano (Figuras 5.77, 5.81, 5.84 e 5.87), apresentam sempre uma banda latitudinal com anomalias positivas de temperatura. Essas anomalias se concentram principalmente entre as latitudes 38-42°S e 46-48°S, dentro do limite no qual era esperado encontrar subsidência. Nos campos de salinidade superficial, pode-se encontrar o mesmo fenômeno.

A análise dos campos de vento é prejudicada pois não há dados simulados para a região a sul de 50°S, e mesmo que fossem utilizados dados do NCEP para análise dos campos de vento local, é sabido que esses dados tem um grande viés nas altas latitudes do hemisfério sul. Dada a impossibilidade de uma análise mais precisa na diferença entre as anomalias em toda a área analisada por Lovensuki & Gruber (2005), foram analisadas as anomalias campo de vento zonal entre as áreas 1 e 2 para análise da componente do transporte de Ekman nos campos de corrente em superfície.

Os ventos, durante o verão (Figura 5.78), apresentaram anomalias negativas em sua componente zonal, mais intensas ao sul de 42°S em ambos janeiro e fevereiro. Apesar de não haver dados de vento nas latitudes mais altas, é possível notar que as anomalias de corrente meridional em 48°S são positivas (Figura 5.80), principalmente em fevereiro, o que indica que as temperaturas mais altas encontradas são decorrentes de subsidência na região. As anomalias de clorofila na região, observadas na Figura 5.79 apresentam valores positivos apenas em uma faixa bastante estreita próximo à quebra de plataforma em cerca de 40-48°S. No restante da área, no entanto, as anomalias são nulas ou negativas, apresentando valores menores onde as anomalias de temperatura são mais altas, novamente favorecendo a teoria de Lovenduski & Gruber (2005). Nessa região, a área 2 apresentou-se como uma fonte de CO<sub>2</sub> para a atmosfera, no entanto com anomalias de  $\Delta p_{CO_2}$  bastante discretas.

Durante o outono, as anomalias negativas de vento zonal (Figura 5.82) foram encontradas em março principalmente próximo de 48°S, com anomalias positivas discretas

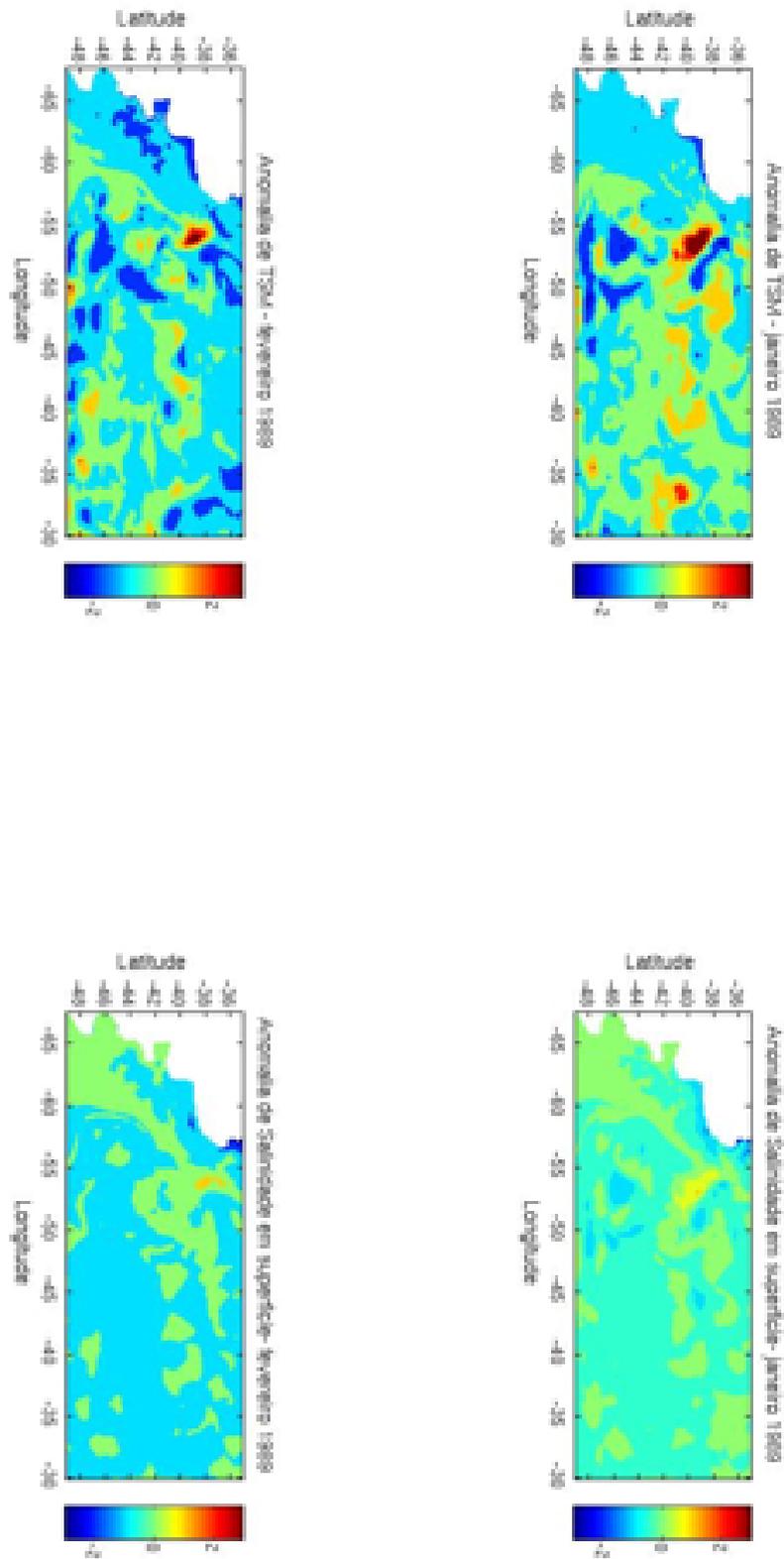


Figura 5.77 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1989.

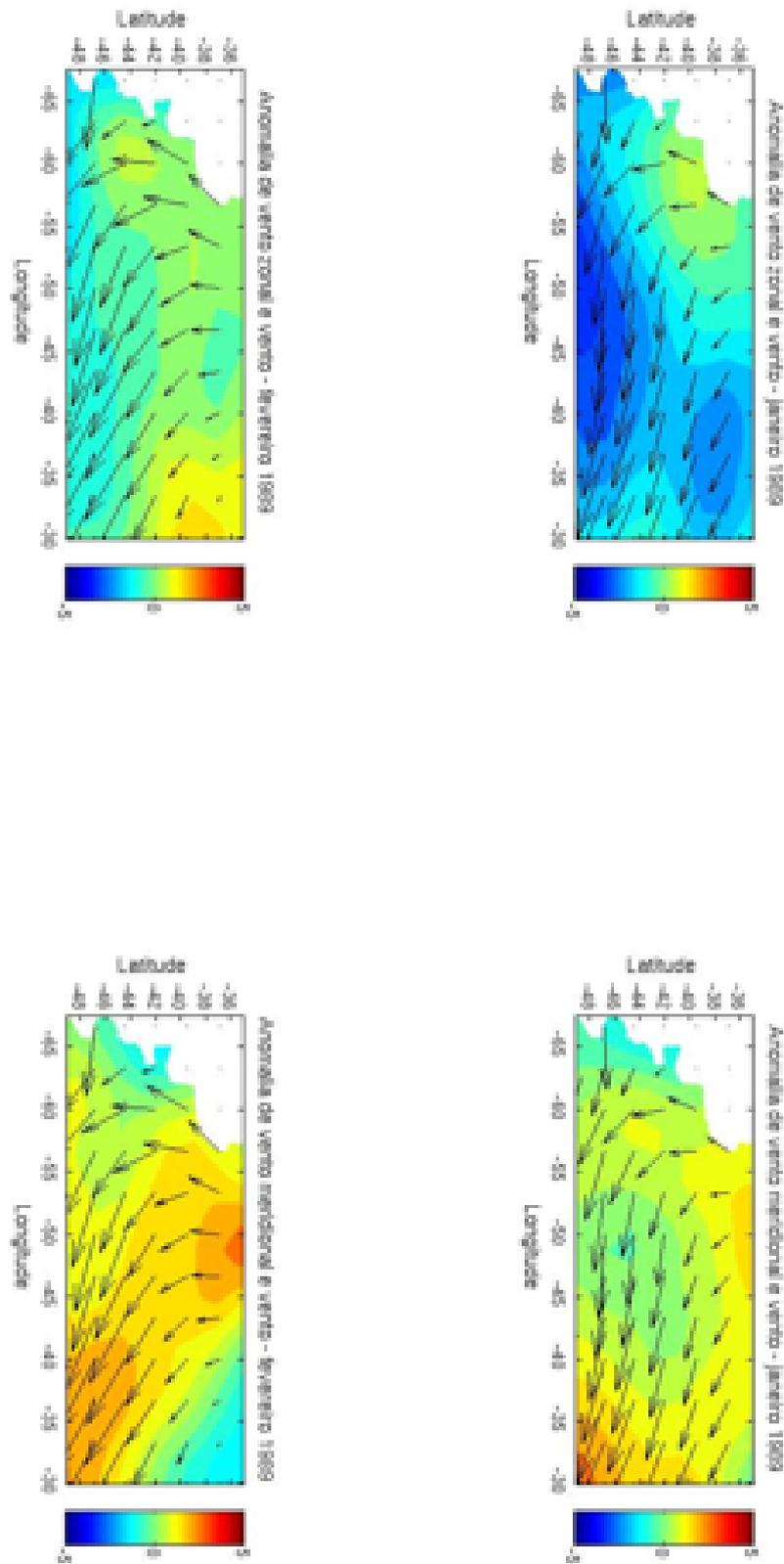


Figura 5.78 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1989.

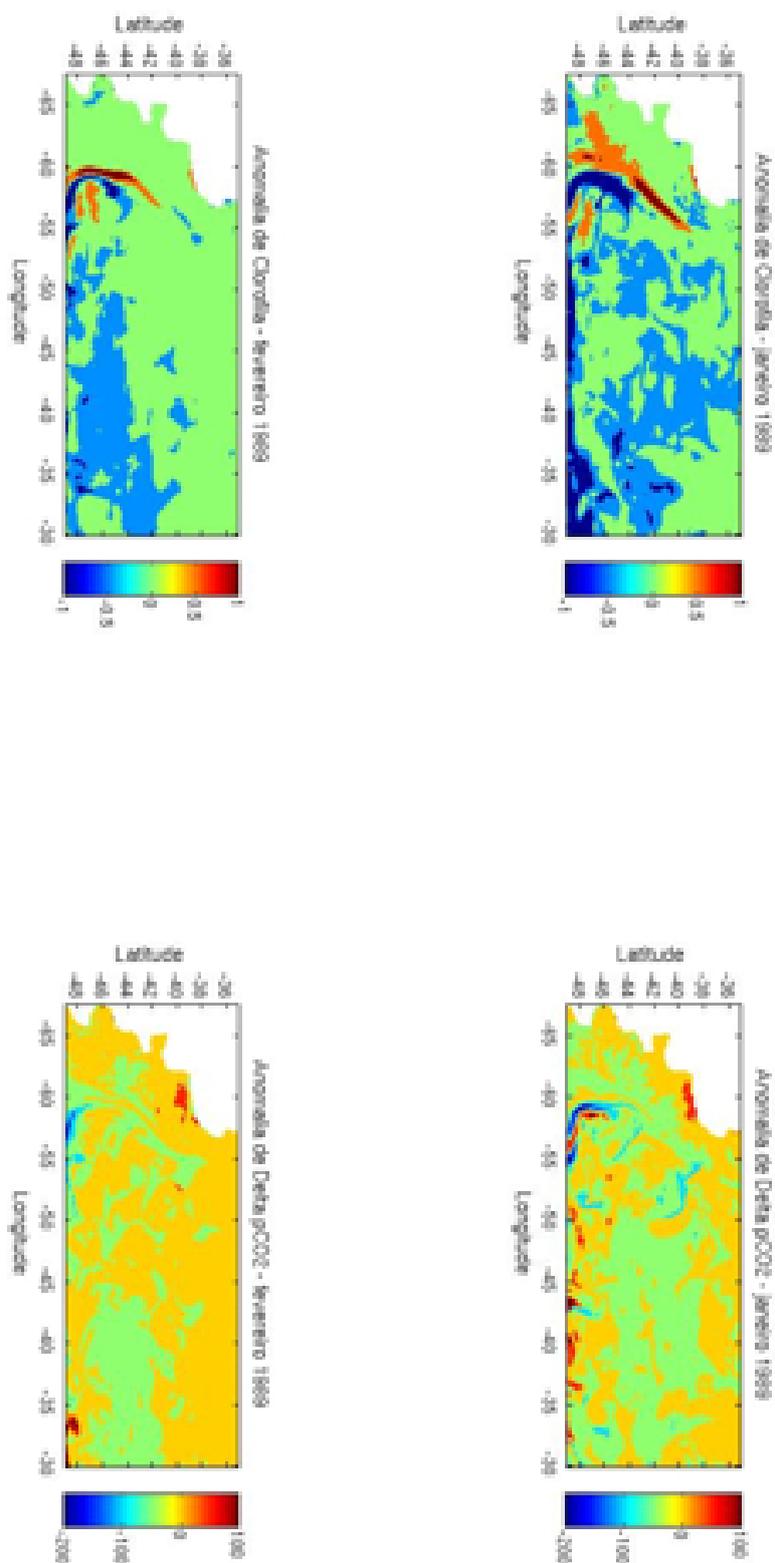


Figura 5.79 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1989.

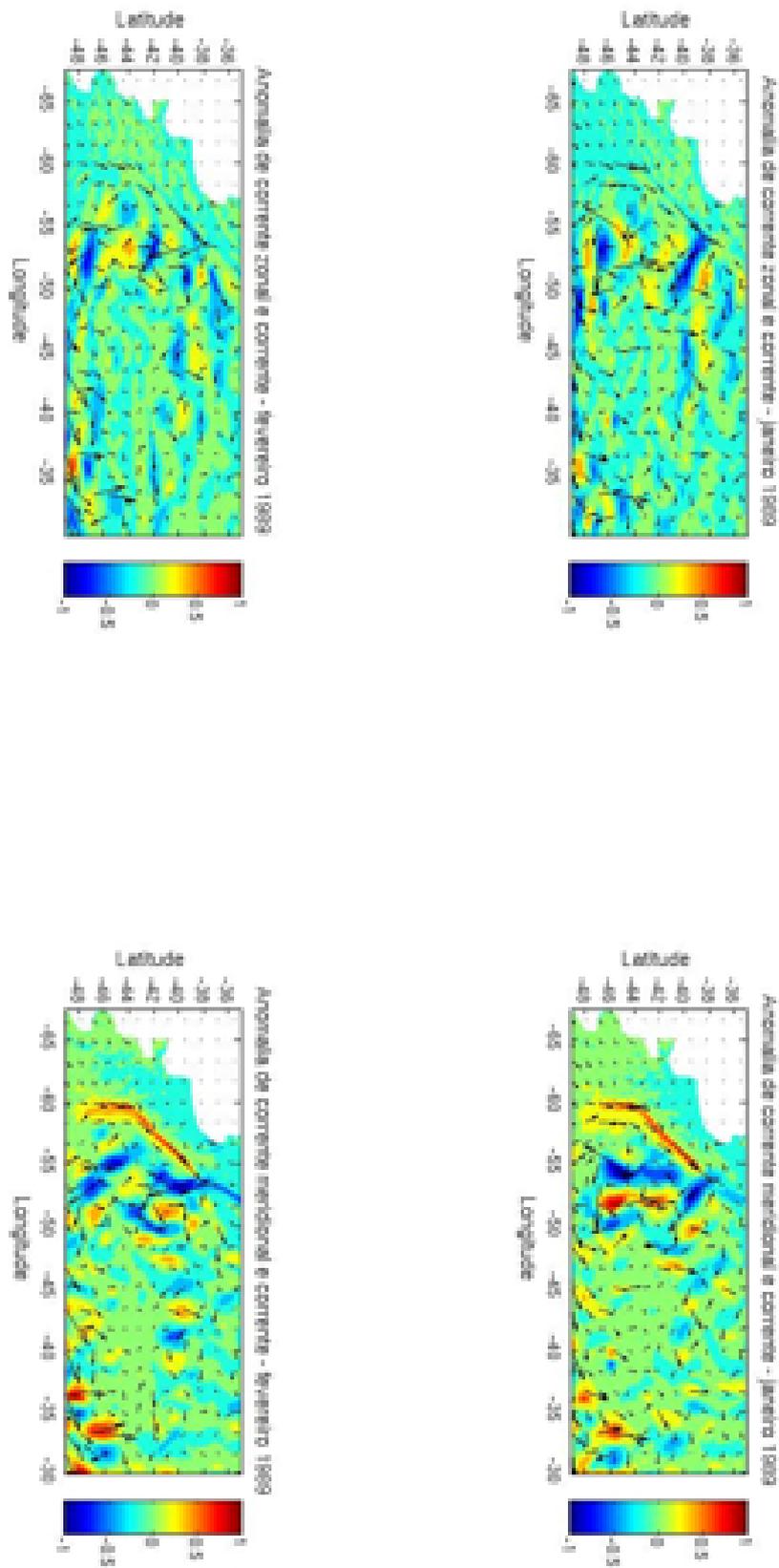


Figura 5.80 - Anomalias de corrente zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de corrente local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1989.

a norte desta latitude, de cerca de 1 m/s. Os ventos de oeste pronunciados entre 40-44°S levaram, nessa região, a uma segunda área de ressurgência, e é notado, no campo de temperatura anomalias negativas entre 35-40°S e positivas ao sul dessa latitude (Figura 5.81). Em abril, mês no qual as anomalias de vento zonal são negativas entre 42-48°S, as anomalias de temperatura são positivas de 48 até 38°S, e a norte dessa região tem-se novamente processo de ressurgência com anomalias negativas de temperatura. Em maio as anomalias de vento zonal foram positivas até cerca de 42°S, e as anomalias de temperatura positivas foram encontradas apenas a norte desta latitude. Nessa estação, também, as anomalias negativas de clorofila (Figura 5.83) coincidiram com áreas de anomalias positivas de temperatura, e em março e abril as anomalias de  $\Delta p_{CO_2}$  foram positivas e baixas na maior parte da área. Em maio, porém, as anomalias de  $\Delta p_{CO_2}$  foram negativas e próximas de -100  $\mu\text{atm}$  em grande parte da área 2, o que deve ser atribuído aos fortes ventos, que promovem maior turbulência e maior troca gasosa.

Durante o inverno, as anomalias negativas de vento zonal (Figura 5.85) vão se deslocando para sul, e seu limite norte vai de 38°S no mês de junho para 46°S em agosto. As temperaturas associadas, representadas na Figura 5.84, não apresentam o mesmo padrão do verão e outono, com valores predominantemente negativos em julho e positivos apenas na região da CBM. Nessa estação as anomalias de clorofila são discretas, como se pode notar na Figura 5.86, e  $\Delta p_{CO_2}$  passa de predominantemente negativo em junho, que seguiu o mesmo padrão de maio, para predominantemente positivo em agosto. Julho e agosto apresentam máximos de  $\Delta p_{CO_2}$  próximos de 100  $\mu\text{atm}$  na região da CBM e plataforma.

As anomalias de vento zonal na primavera, estação em que SAM é mais pronunciado, são positivas a sul de 35°S em todos os meses, como se nota na Figura 5.88. As anomalias de temperatura são negativas na maior parte do domínio com exceção da região da CBM (Figura 5.87), indicando que não há, nessa estação, subsidência nesta área. Os valores de clorofila, no entanto, tem anomalias negativas por toda a área a todos os meses, como visto na Figura 5.89, em especial em novembro. Isso deve ocorrer por conta da alta estratificação da coluna d'água devido aos altos gradientes de vento. Os campos de  $\Delta p_{CO_2}$ , no entanto, foram na maior parte da área negativos em setembro e outubro, em especial na região da CBM, e em novembro foram negativos ao sul de onde se encontram as maiores anomalias positivas de vento zonal.

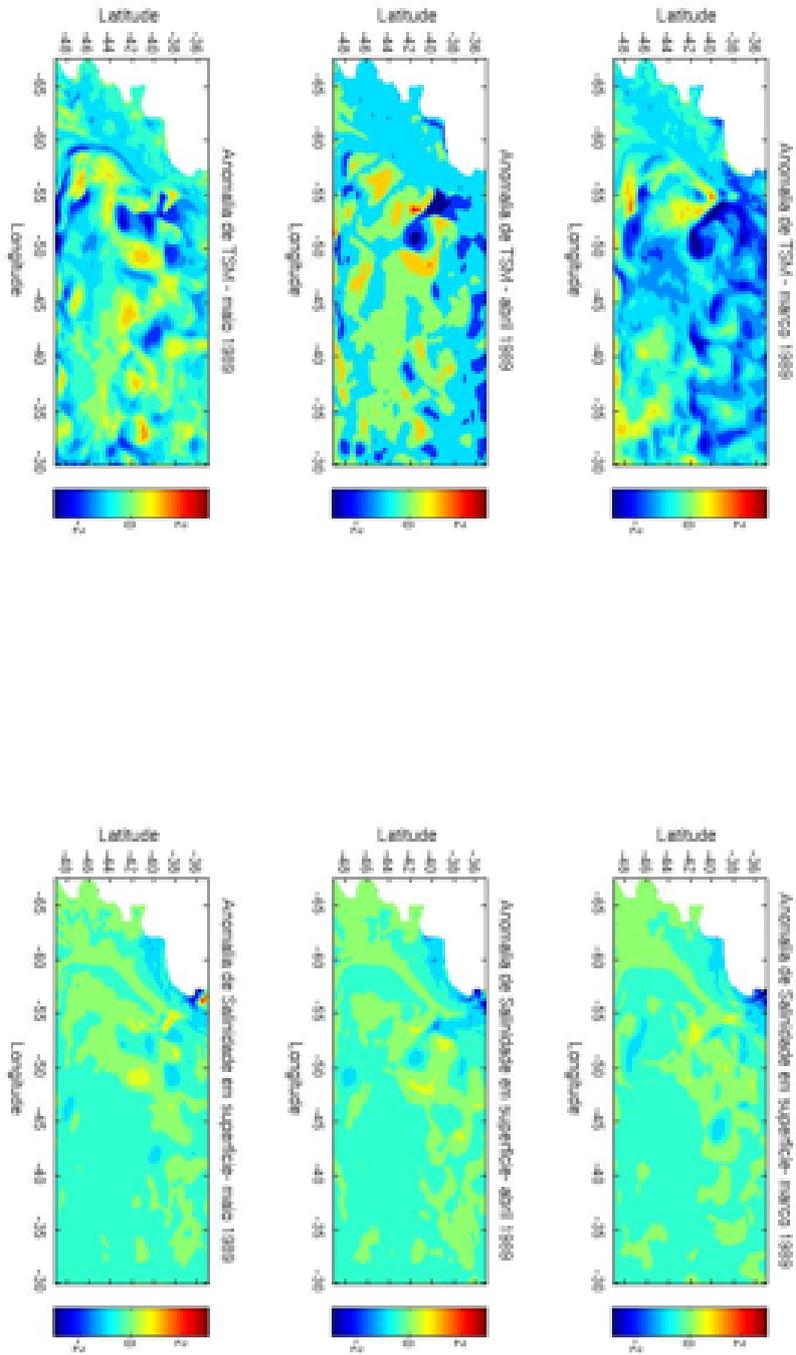


Figura 5.81 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1989.

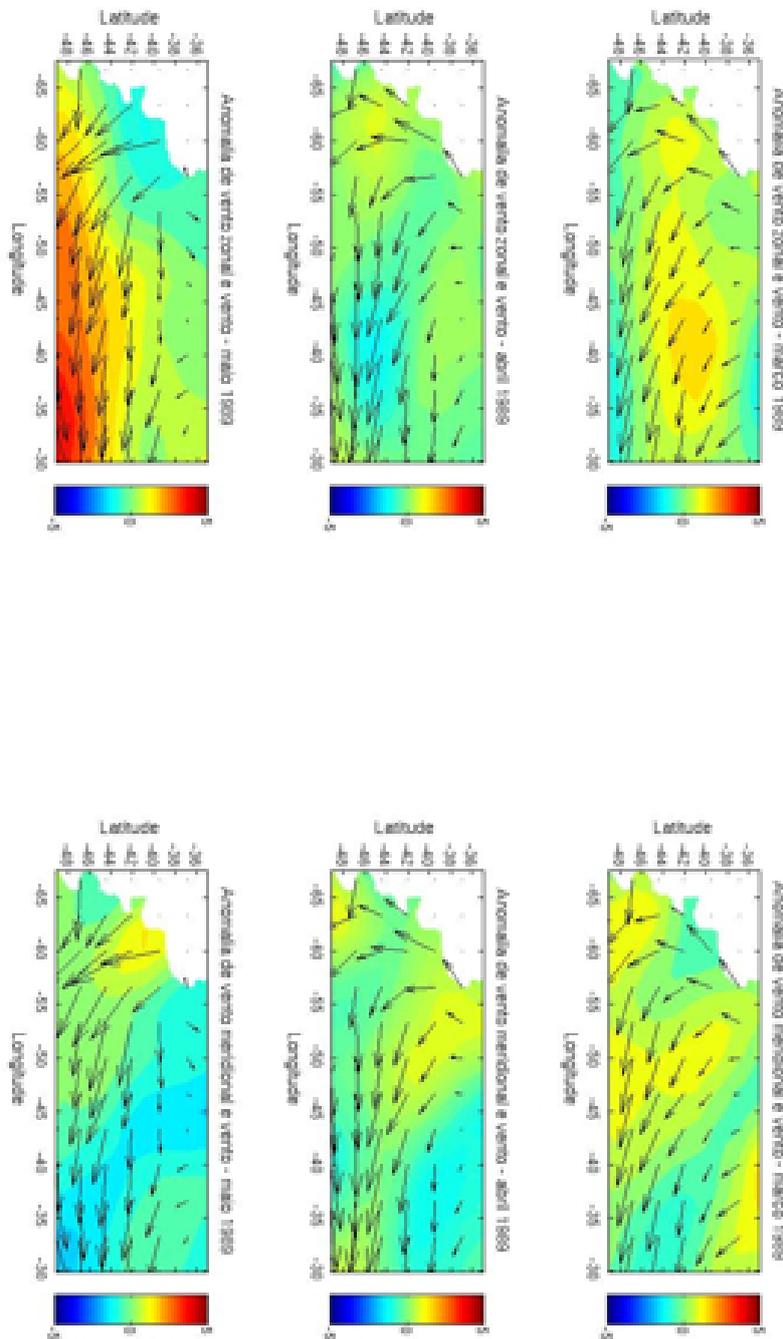


Figura 5.82 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1989.

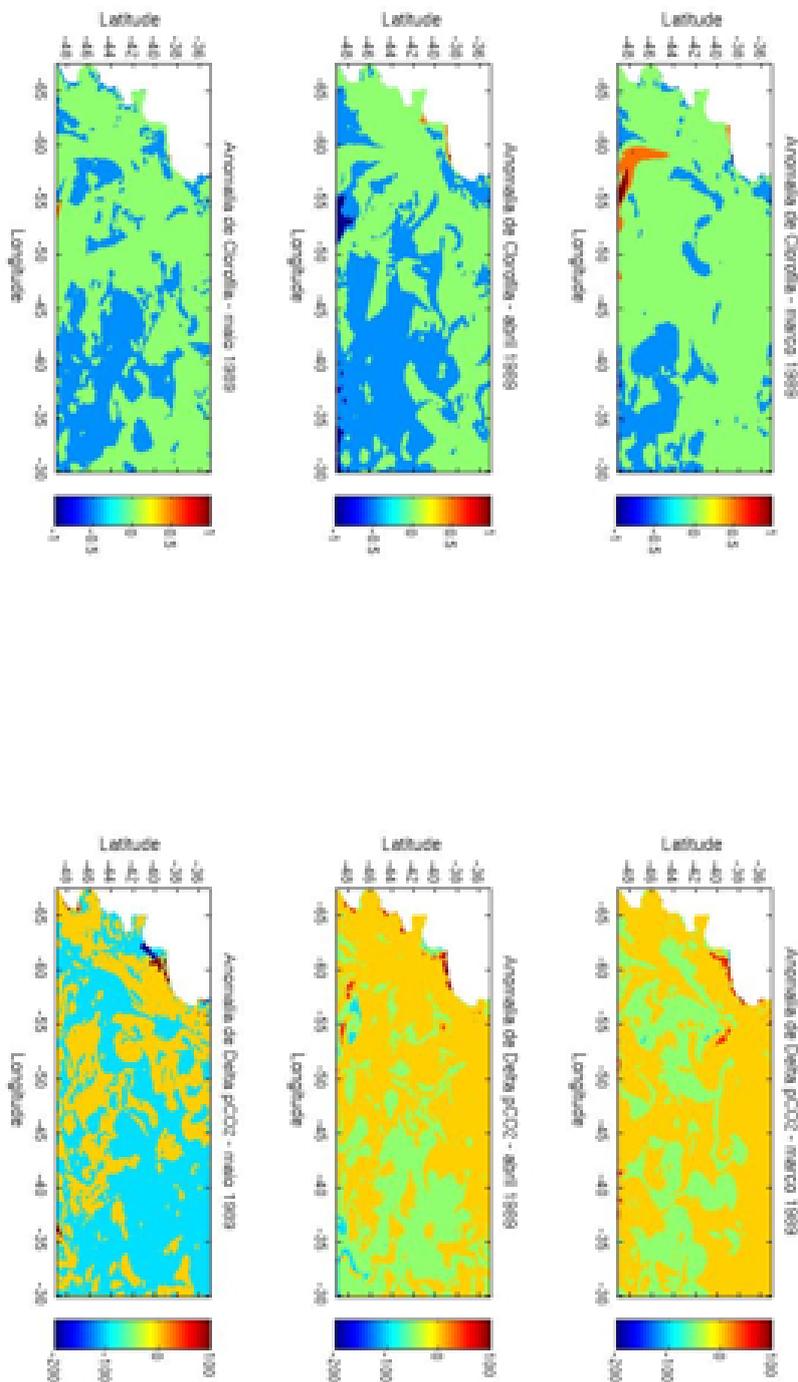


Figura 5.83 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1989.

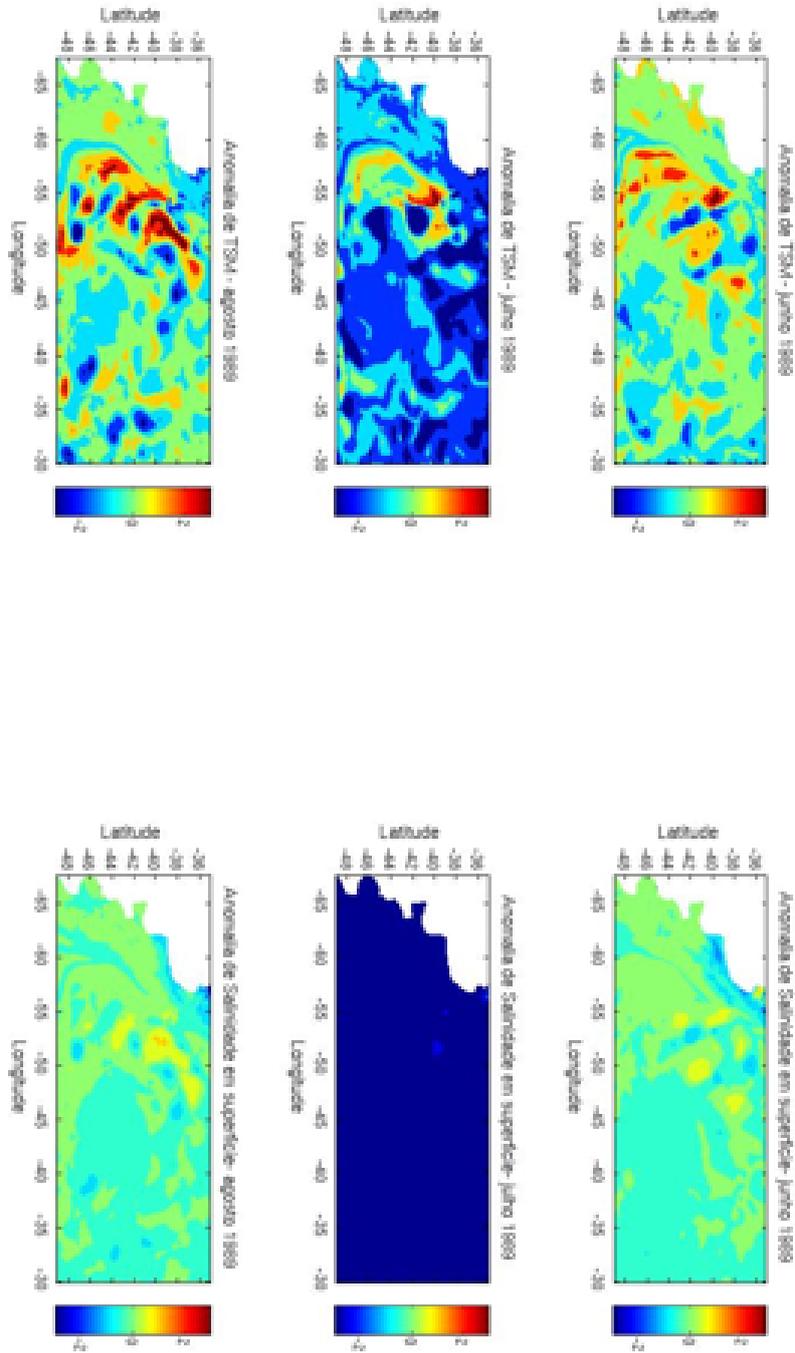


Figura 5.84 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1989.

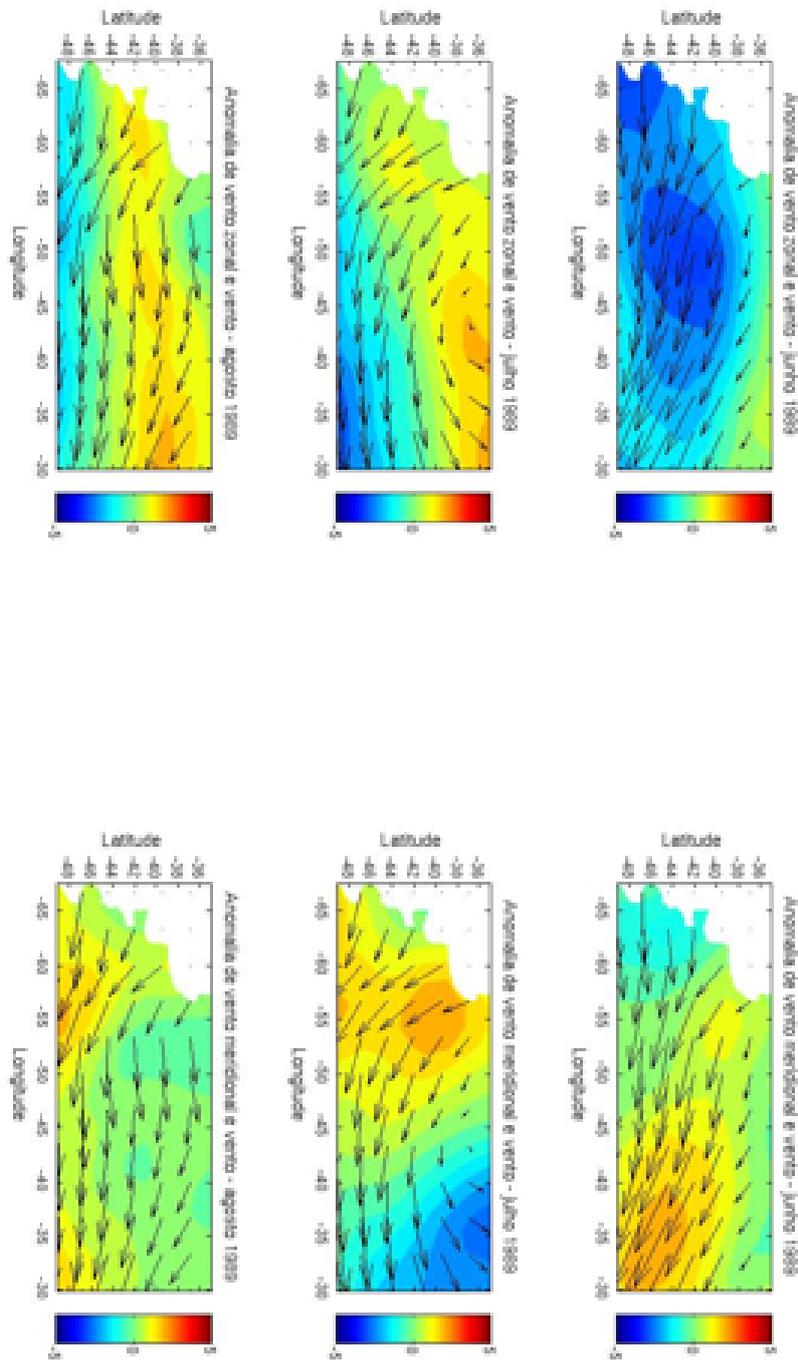


Figura 5.85 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1989.

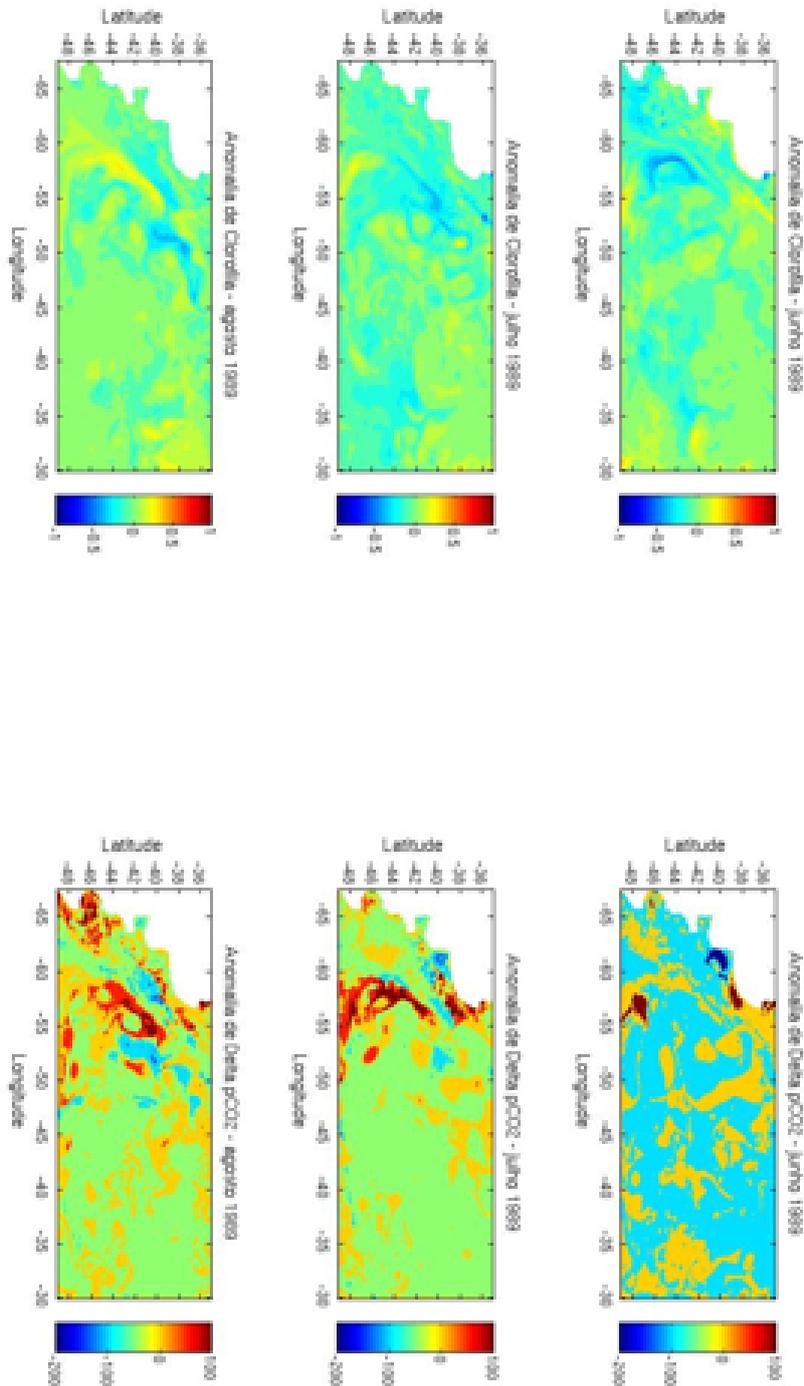


Figura 5.86 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{CO_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1989.

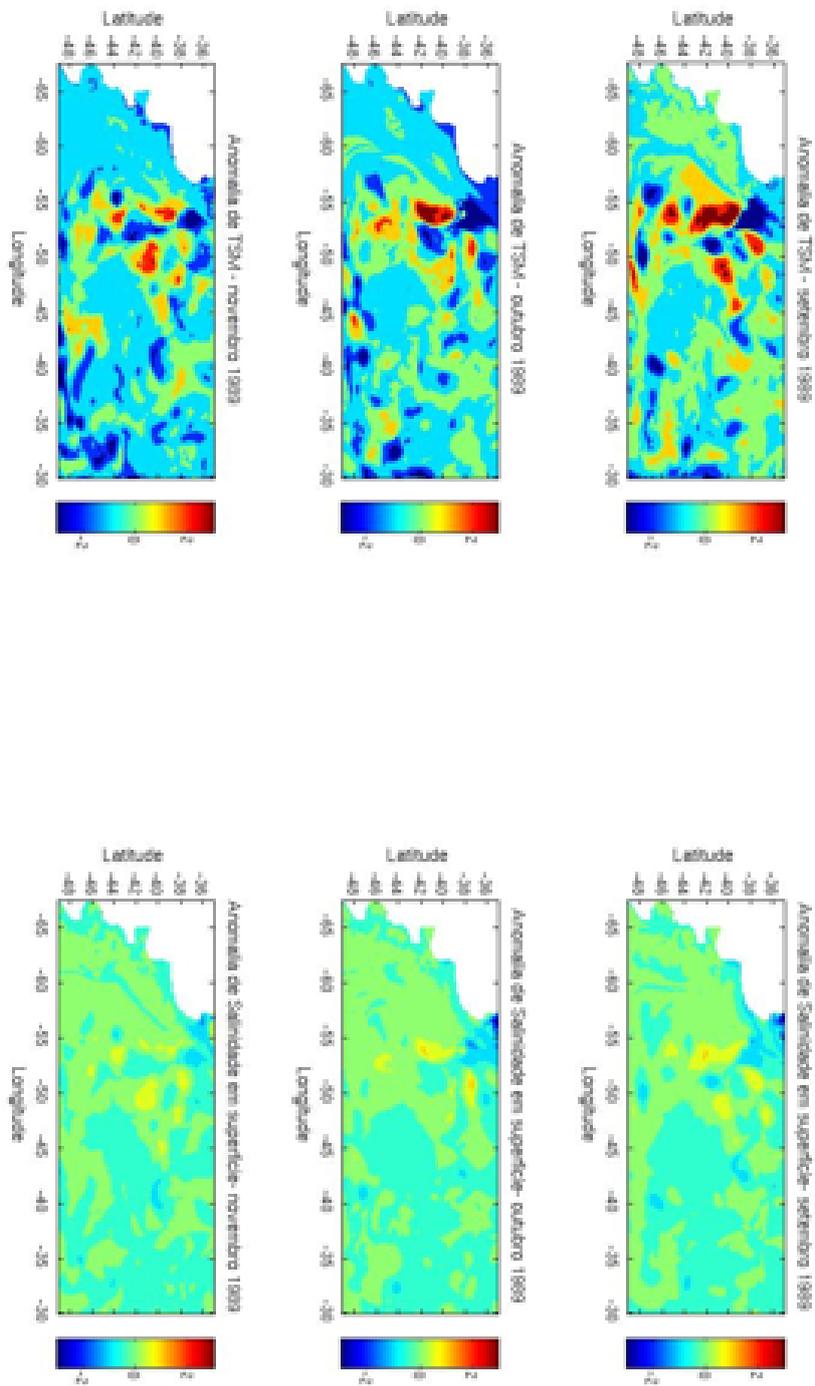


Figura 5.87 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1989.

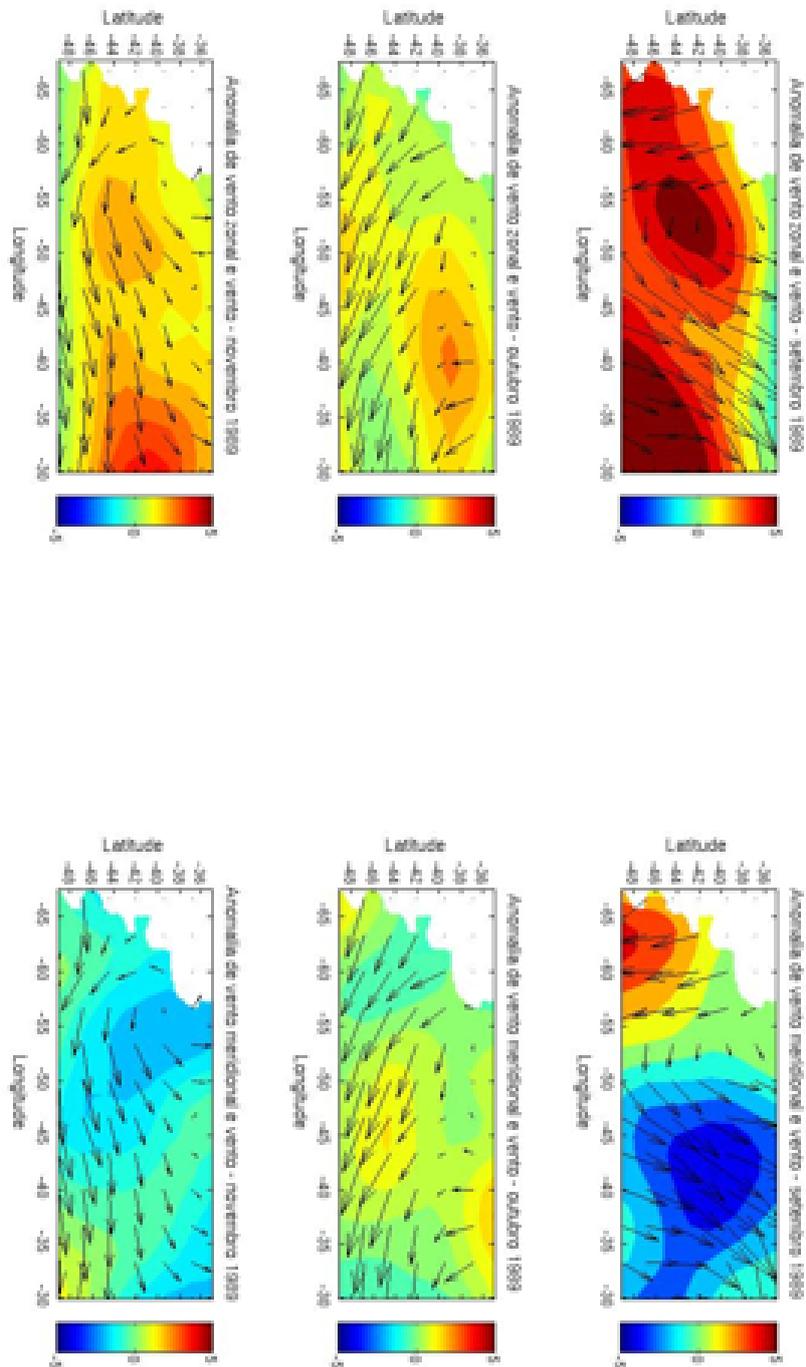


Figura 5.88 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1989.

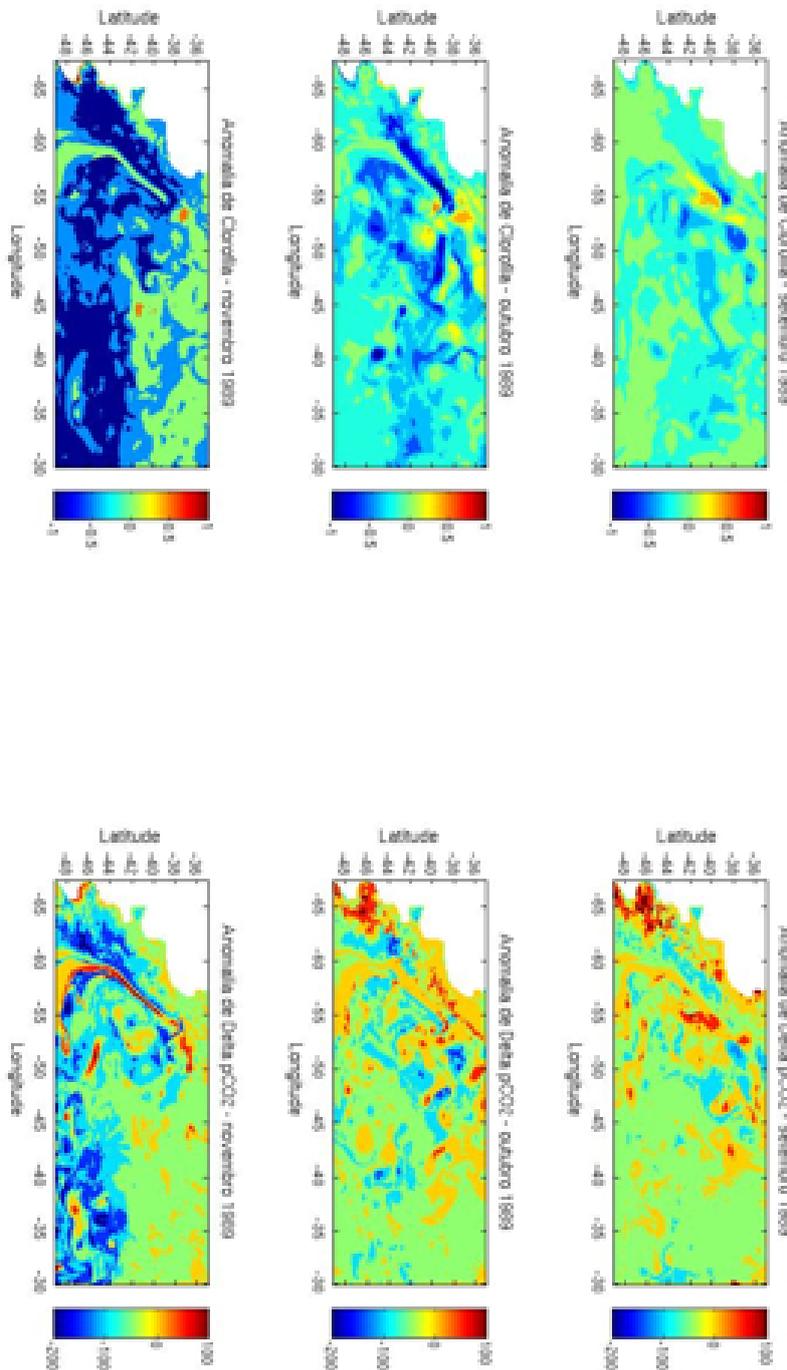


Figura 5.89 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1989.

### 5.6.3 1992 - El Niño

O ano de 1992 foi marcado pelo início de anomalias quentes em um El Niño estendido entre 1990-1994. No verão (Figure 5.90) observou-se em frente ao Rio da Prata uma anomalia fria com valores menores que  $-3^{\circ}\text{C}$ , em janeiro. Nesse mês, as anomalias de TSM são negativas por toda a área, em sua maior parte com valores de  $-1^{\circ}\text{C}$ . Em fevereiro, também foram encontradas anomalias frias por toda a área. A diferença entre os dois meses é que em janeiro os valores negativos de anomalias de TSM mais pronunciados ocorrem ao sul do Rio da Prata e em fevereiro, a norte dessa latitude. As anomalias de salinidade próximo ao rio e na plataforma a norte são negativos, indicativo das altas descargas do Rio da Prata durante anos de El Niño, e de sua maior influência na plataforma continental brasileira.

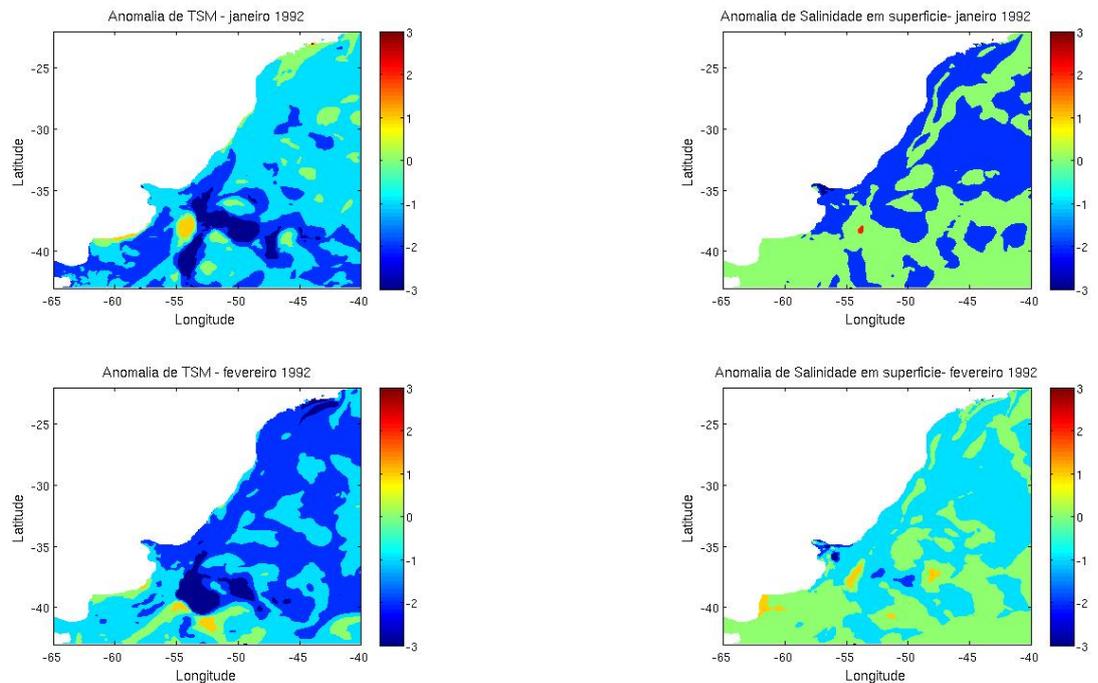


Figura 5.90 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1992.

Uma característica de El Niño observada no campo de ventos em janeiro (Figura 5.91) é a presença de ventos para noroeste a norte do Rio da Prata, direcionados para a costa e levando umidade para a região leste da Argentina e Uruguai. Nessa região, os ventos são dirigidos para sudoeste em fevereiro. No campo de correntes, nota-se por

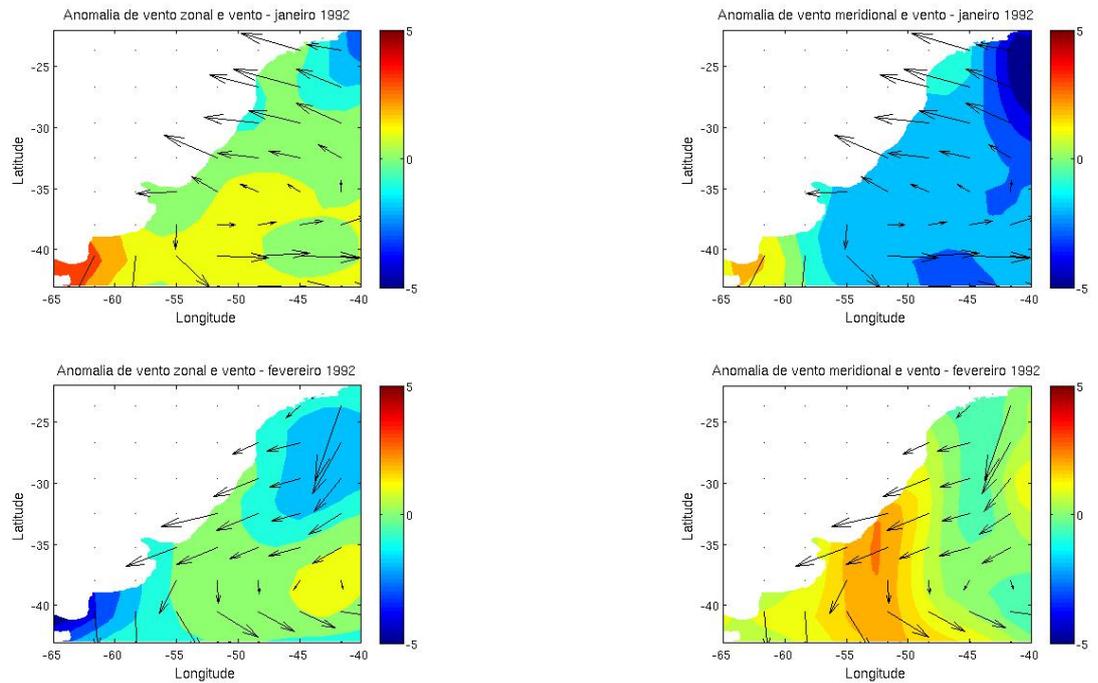


Figura 5.91 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1992.

toda a plataforma a norte do Rio da Prata e na região da CBM anomalias negativas de corrente meridional, indicando um fluxo mais intenso para o sul das águas da CB até seu encontro com a CM, em cerca de 37°S. As anomalias de clorofila na boca do Rio da Prata e na plataforma continental por toda a área 1 foram negativas em janeiro (Figura 5.92), sendo a única anomalia positiva próxima à quebra de plataforma a sul de 37°S. Em fevereiro não há anomalias positivas de clorofila, no entanto os únicos locais com anomalias negativas foram a boca do Rio da Prata e a plataforma continental próximo de 40°S. As anomalias de  $\Delta p_{CO_2}$  foram, na maior parte do domínio, ligeiramente positivas.

Na estação do outono, predominam ainda anomalias frias sobre a área 1 (Figura 5.93), mais intensas no mês de abril. A norte de 30°S, no entanto, as anomalias de TSM são quentes na plataforma, refletindo uma inibição na ressurgência de águas mais profundas. Essa inibição da ressurgência nas regiões de Cabo Frio e Cabo de Santa Marta pode ser observada nos campos de vento na região (Figura 5.94), dirigidos para a costa e inibindo o transporte de Ekman dirigido para oceano aberto. As anomalias negativas de clorofila são, durante o outono, mais intensas na costa

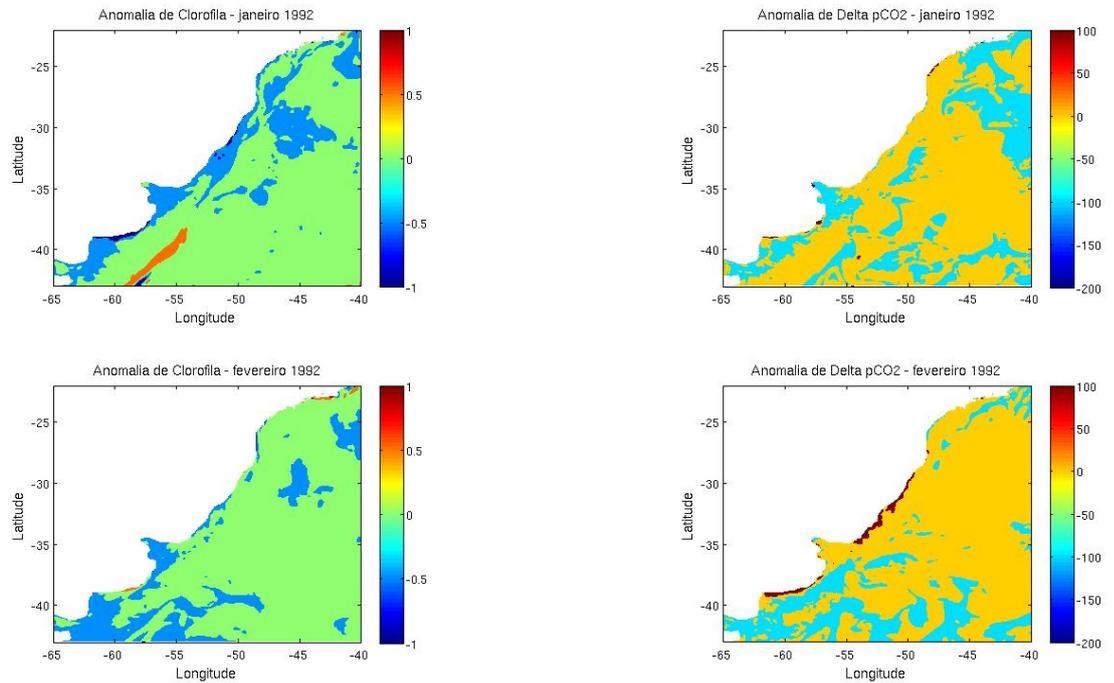


Figura 5.92 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{CO_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1992.

a norte de  $30^\circ\text{S}$  (Figura 5.95), refletindo a influência da inibição do transporte de Ekman, que reduz a entrada de nutrientes das camadas mais profundas na zona eufótica. Os valores de  $\Delta p_{CO_2}$  nessa área são em sua maior parte ligeiramente positivos, mas há também áreas com  $\Delta p_{CO_2}$  significativamente negativo. Tanto clorofila quanto  $\Delta p_{CO_2}$  variam em escalas espaciais bastante curtas nessa estação.

As anomalias de TSM mais intensas encontradas durante o inverno foram em julho conforme observado da Figura 5.96, mês no qual houve, por quase toda a área anomalias maiores que  $3^\circ\text{C}$ . Nota-se que é neste mês que os ventos de oeste atingem toda a área 1 (Figura 5.97), e a presença dos ventos de oeste em menores latitudes passa a impedir o fluxo de umidade para o continente. Em agosto, por toda a região há anomalias positivas de vento zonal, indicando um fortalecimento dos ventos de oeste durante o evento El Niño. A clorofila, em junho e julho, apresenta valores ligeiramente positivos em algumas áreas, especialmente próximo ao Rio da Prata (Figura 5.98). Em agosto é notada a maior anomalia positiva de clorofila, localizada próximo à quebra da plataforma continental ao sul de  $40^\circ\text{S}$ . As anomalias de  $\Delta p_{CO_2}$  apresentam, no geral, o mesmo padrão encontrado no outono, mas pode ser notada

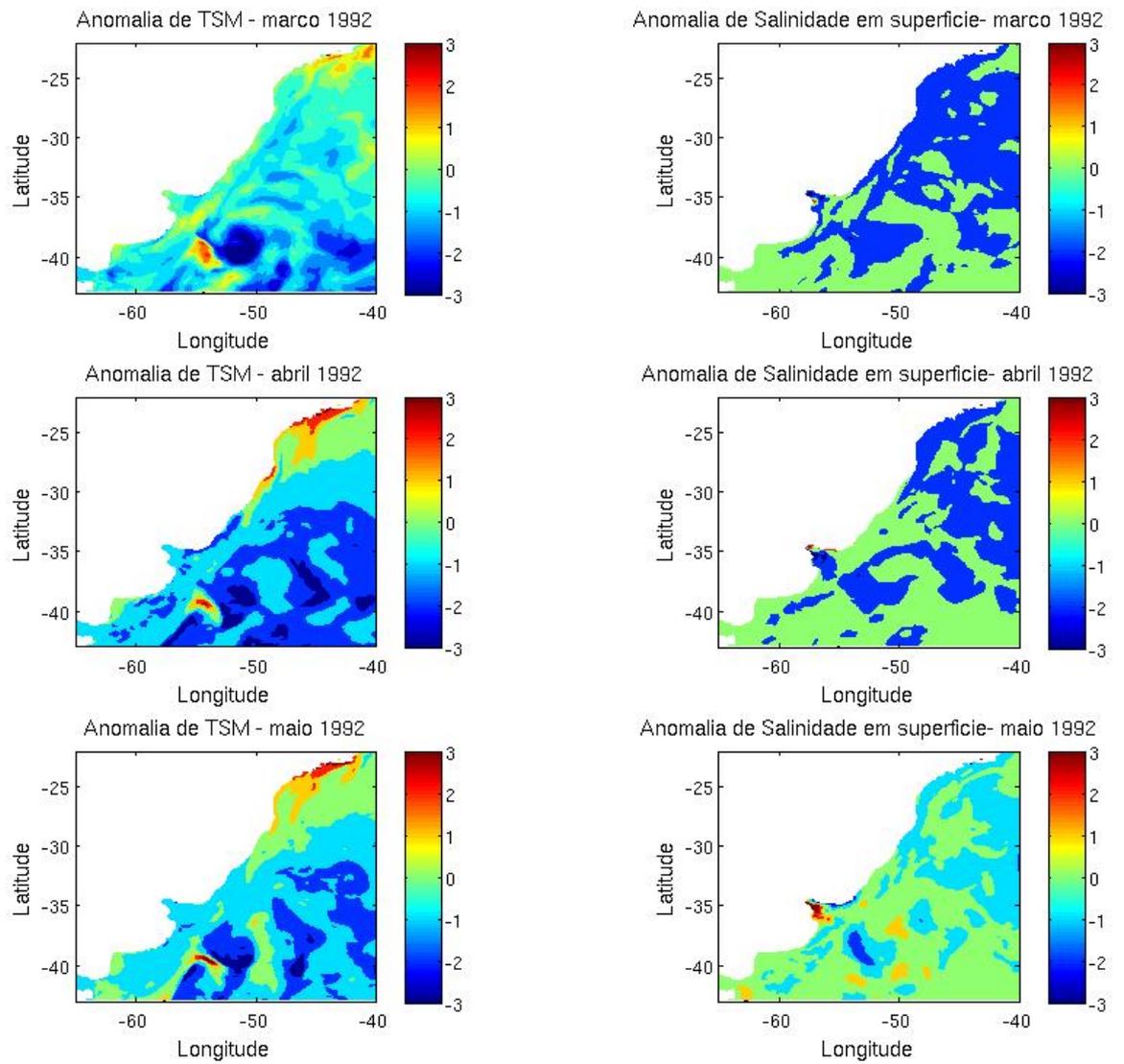
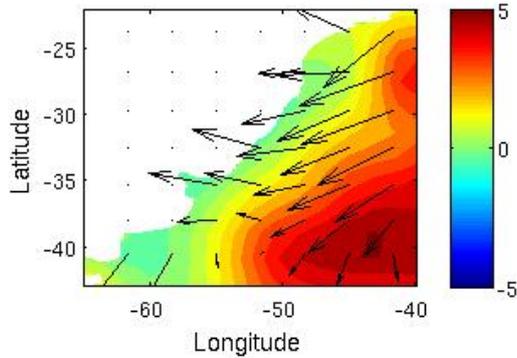
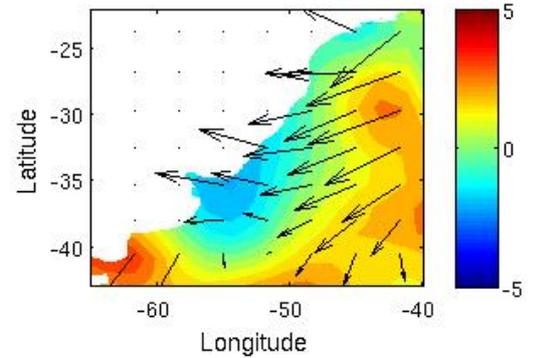


Figura 5.93 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1992.

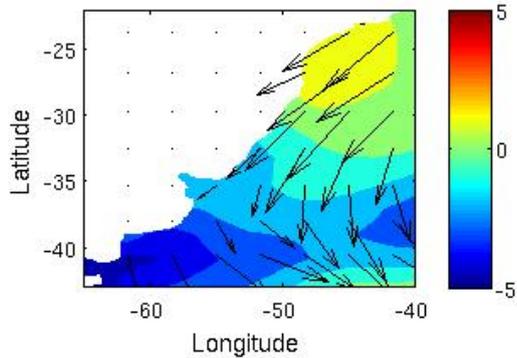
Anomalia de vento zonal e vento - marco 1992



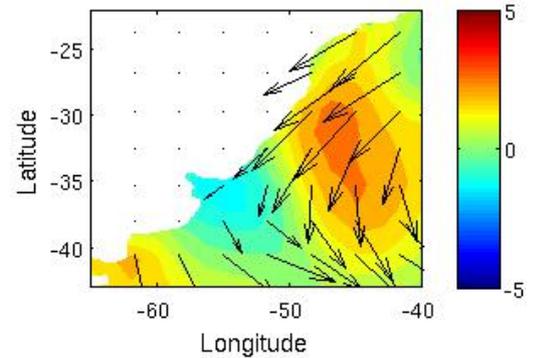
Anomalia de vento meridional e vento - marco 1992



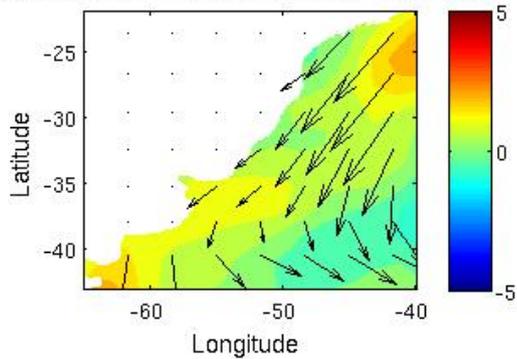
Anomalia de vento zonal e vento - abril 1992



Anomalia de vento meridional e vento - abril 1992



Anomalia de vento zonal e vento - maio 1992



Anomalia de vento meridional e vento - maio 1992

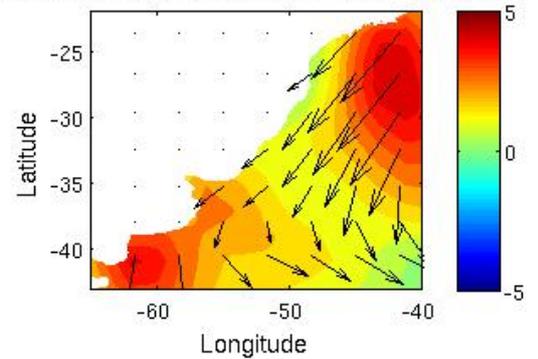


Figura 5.94 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1992.

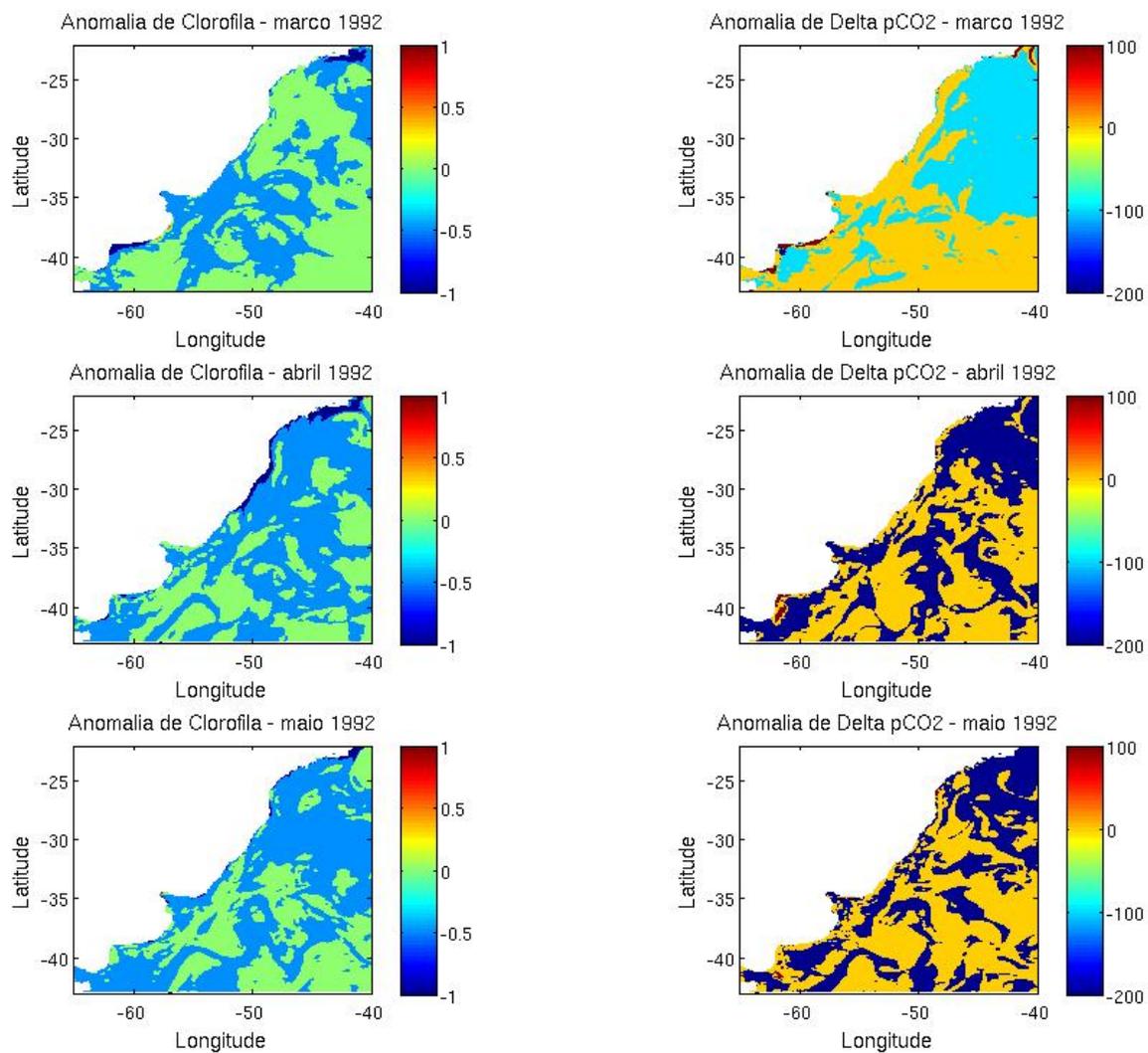


Figura 5.95 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1992.

uma região pequena de anomalias positivas altas próximo à boca do estuário em julho e agosto.

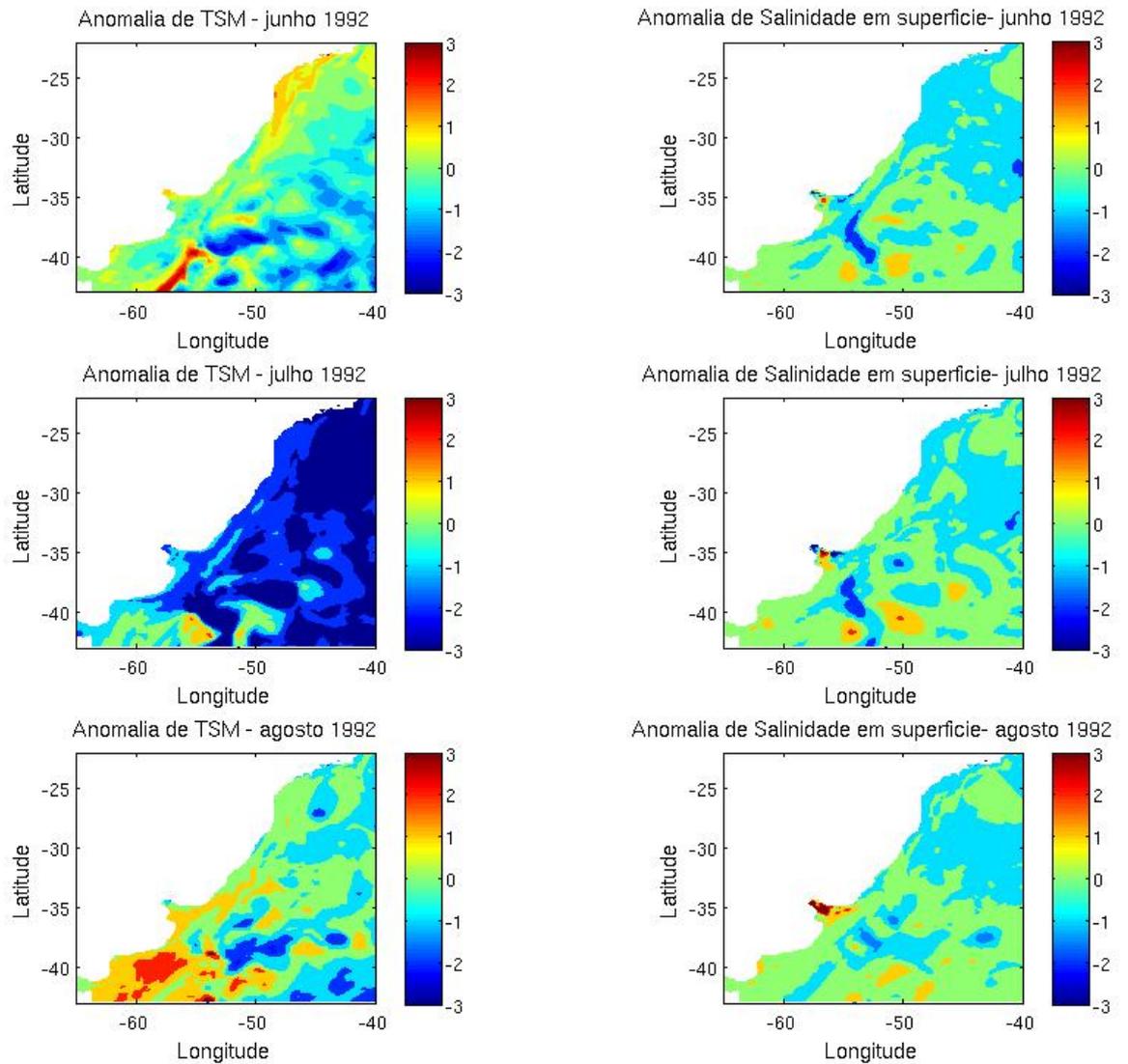
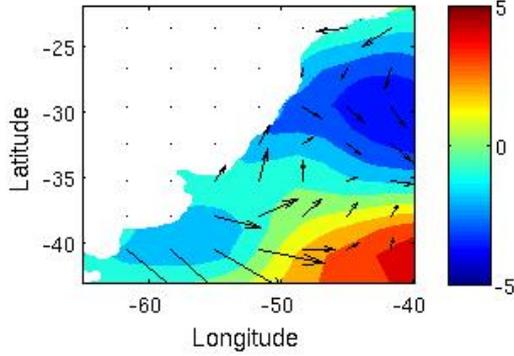


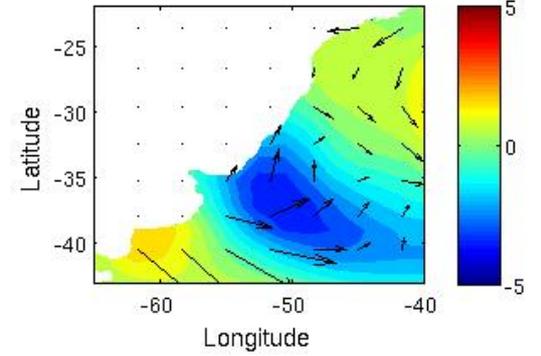
Figura 5.96 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1992.

Na estação da primavera, as anomalias quentes de TSM atingem áreas maiores em setembro (Figura 5.99). Em novembro não foi encontrada uma área extensa de anomalia de TSM positiva como esperado, apesar de as anomalias de vento zonal em outubro e novembro apresentarem uma configuração propícia para a intensificação

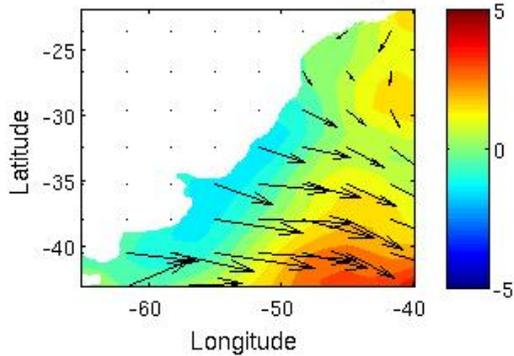
Anomalia de vento zonal e vento - junho 1992



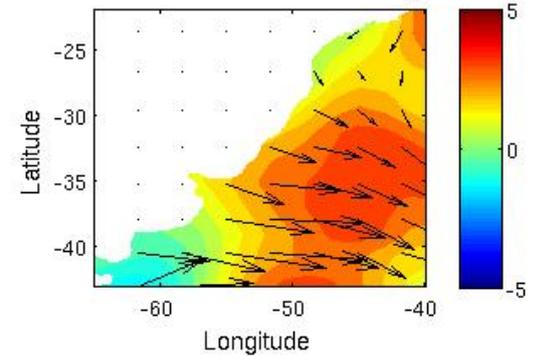
Anomalia de vento meridional e vento - junho 1992



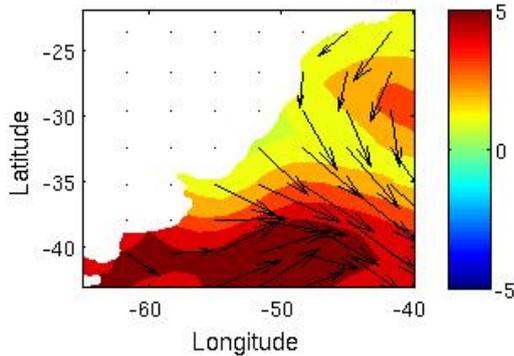
Anomalia de vento zonal e vento - julho 1992



Anomalia de vento meridional e vento - julho 1992



Anomalia de vento zonal e vento - agosto 1992



Anomalia de vento meridional e vento - agosto 1992

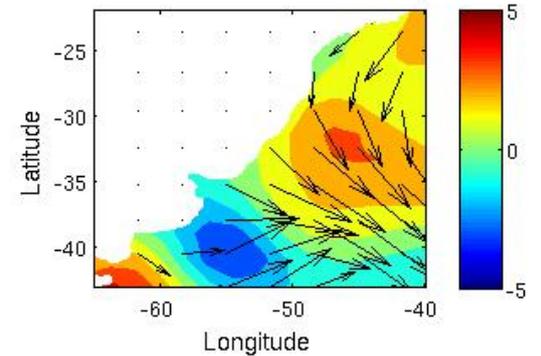


Figura 5.97 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1992.

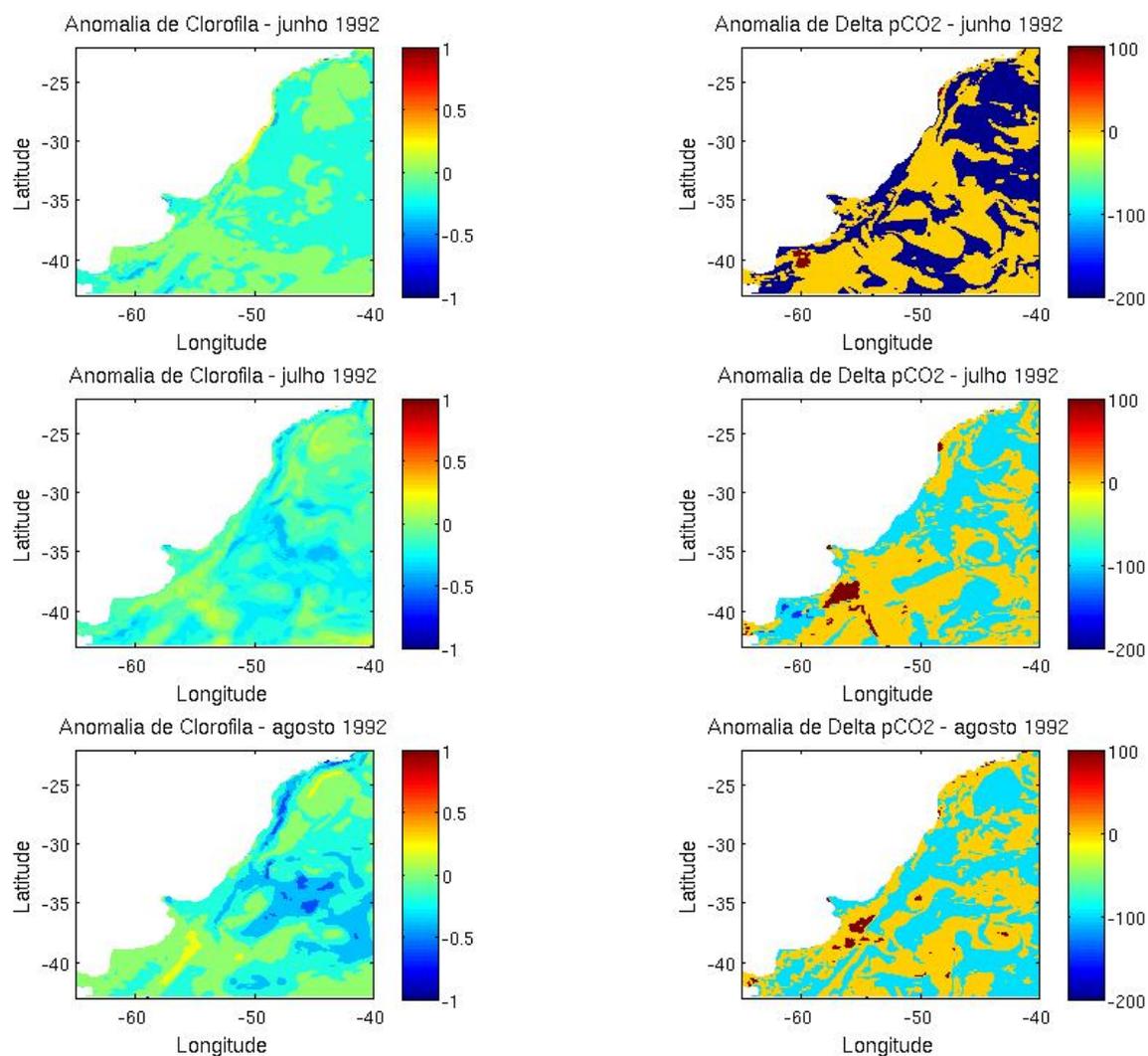


Figura 5.98 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de inverno de 1992.

de uma anomalia anticiclônica (Figura 5.100), com anomalias negativas de vento zonal perto de 30°S. Essa configuração indica um transporte aumentado para oeste, e positivas próximo de 40°S, indicando transporte para leste. Em direção a oceano aberto, as anomalias de TSM são quentes em todos os meses da primavera.

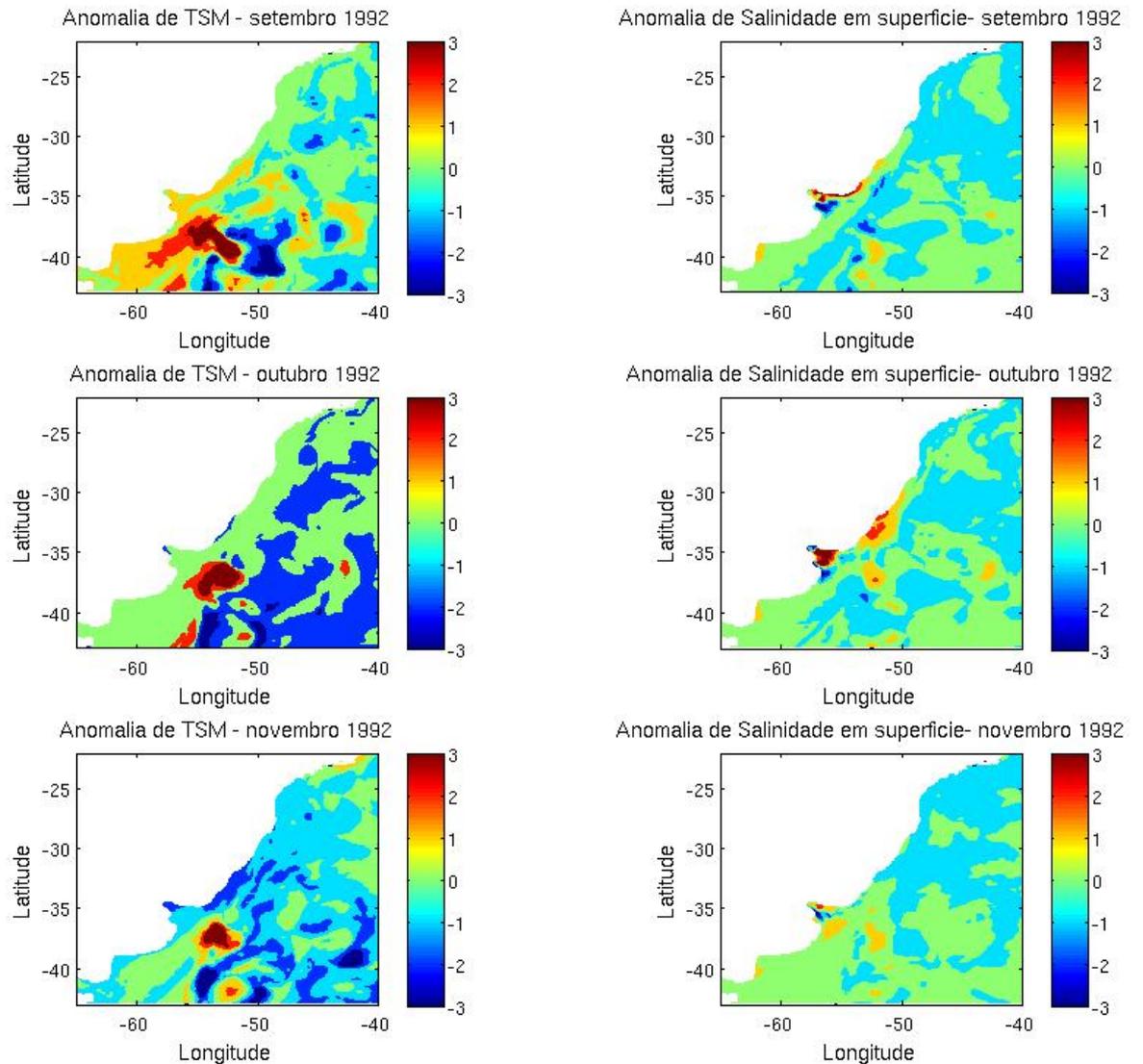
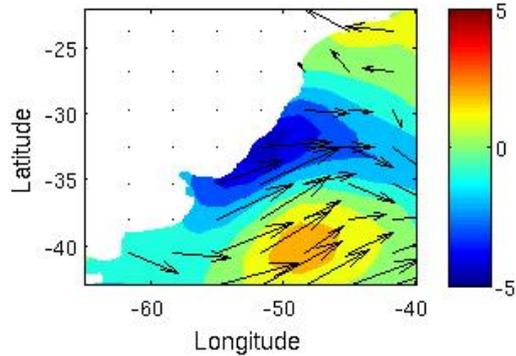


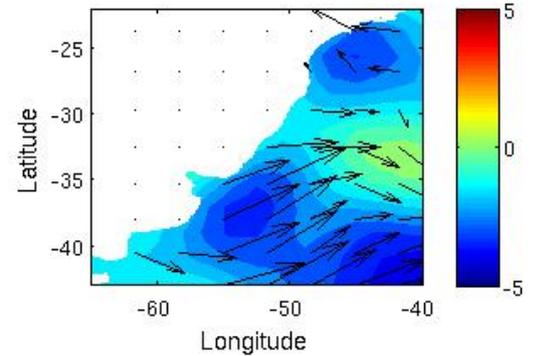
Figura 5.99 - Anomalias de TSM (°C) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1992.

As anomalias de clorofila tiveram valores negativos mais acentuados onde as anomalias de TSM foram quentes, e essa região mostrou uma alternância entre valores

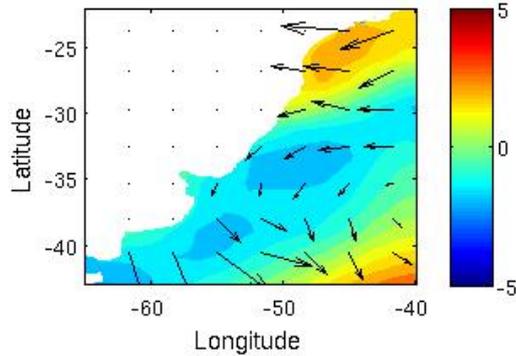
Anomalia de vento zonal e vento - setembro 1992



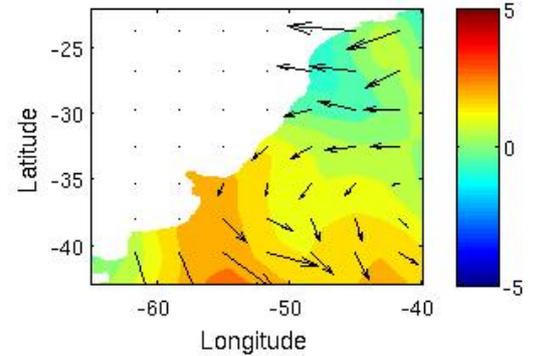
Anomalia de vento meridional e vento - setembro 1992



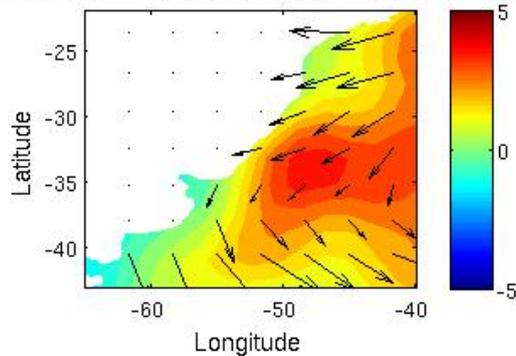
Anomalia de vento zonal e vento - outubro 1992



Anomalia de vento meridional e vento - outubro 1992



Anomalia de vento zonal e vento - novembro 1992



Anomalia de vento meridional e vento - novembro 1992

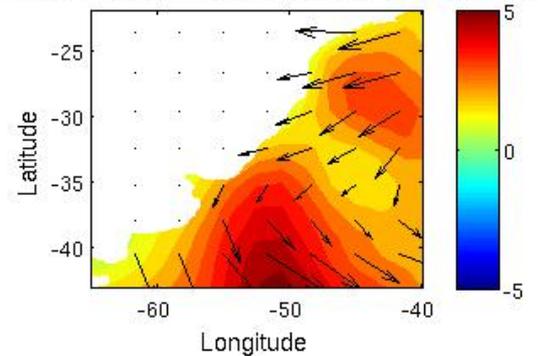


Figura 5.100 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1992.

positivos e negativos de  $\Delta p_{CO_2}$ . No restante da região 1,  $\Delta p_{CO_2}$  foi na maior parte da área ligeiramente positivo em setembro, negativo em outubro e neutro em novembro. As anomalias de clorofila apresentaram maiores valores positivos em novembro, por sua vez.

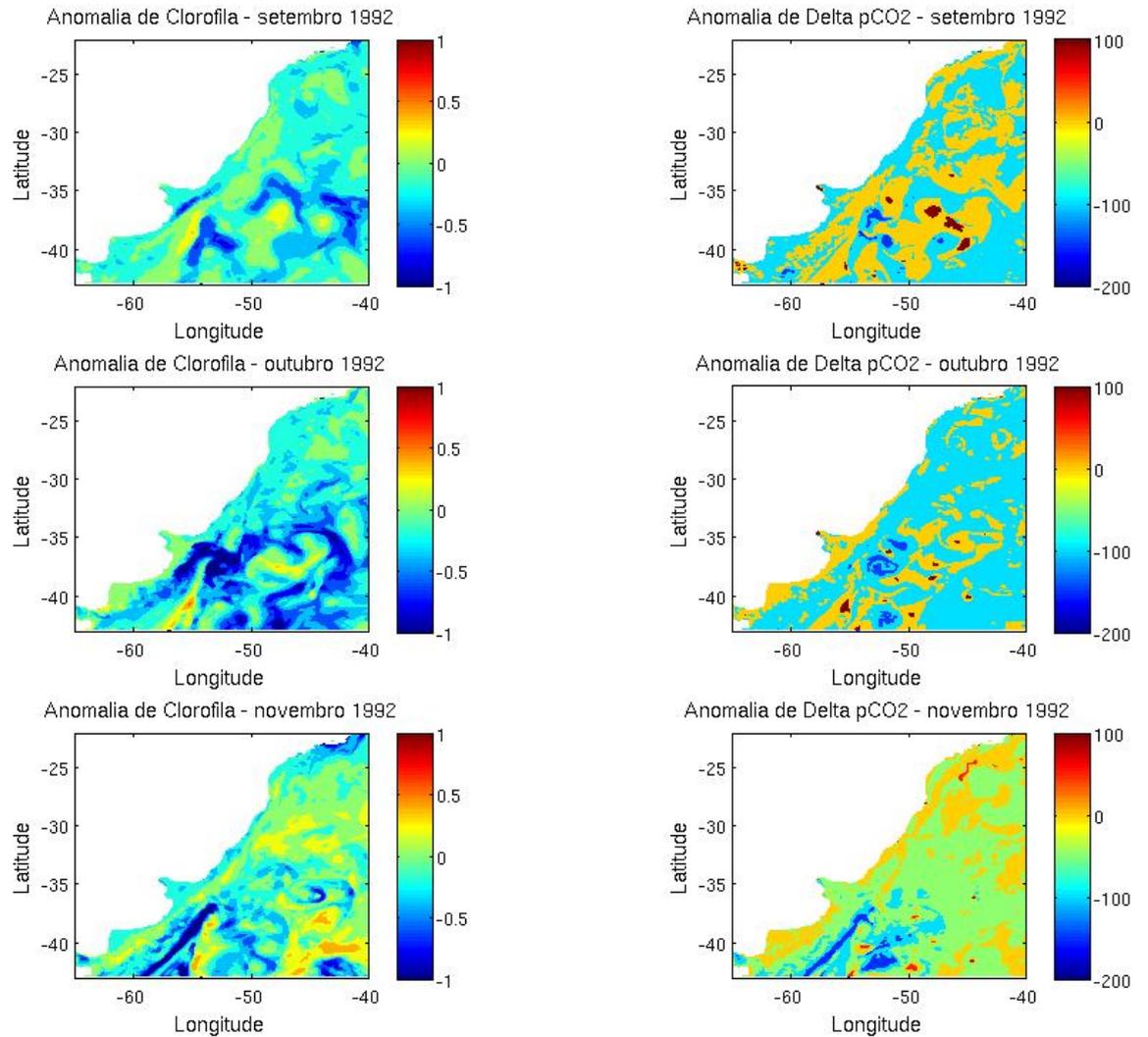


Figura 5.101 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{CO_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de primavera de 1992.

#### 5.6.4 1995 - SAM negativo

No ano de 1995, que representa um evento SAM negativo, as anomalias de vento zonal são negativas na área 2 por quase todo o ano. No verão, nota-se que há subsidên-

cia na região, com anomalias de TSM positivas bastante marcadas em praticamente toda a área (Figura 5.102). As anomalias de clorofila são negativas em praticamente todo o domínio, como pode ser visto na Figura 5.104, com valores positivos restritos à borda ao sul de 46°S, onde se encontram também anomalias negativas discretas de TSM, indicando ressurgência. Apesar dos altos valores de anomalias de temperatura na região,  $\Delta p_{CO_2}$  foi neutro na região por quase toda a área 2, e os valores positivos foram encontrados justamente na borda sul onde há valores mais altos de clorofila e baixos de TSM. A degaseificação de águas ressurgidas nas altas latitudes, segundo Lovenduski *et al.* (2007), se dá pois juntamente com a alta concentração de nutrientes nestas águas vem também alta concentração de CID, disponibilizando carbono nas águas de superfície.

Durante o outono, o mesmo padrão de ventos e temperatura é mantido durante os meses de março e abril (Figuras 5.105 e 5.106). No entanto, em maio as anomalias positivas de vento zonal encontram-se a norte das anomalias negativas, promovendo ressurgência e anomalias negativas de temperatura a sul de 42°S. As anomalias de clorofila são na melhor das hipóteses nulas durante o outono (Figura ??), com valores negativos que chegam próximo de 1 mg/m<sup>3</sup>. As anomalias de  $\Delta p_{CO_2}$  na área 2, durante o outono, são negativas em sua maior parte durante março e abril, especialmente em abril, especula-se, pela maior intensidade do vento. Em maio, no entanto, as anomalias de  $\Delta p_{CO_2}$  são positivas, devido à ressurgência de águas ricas em CID. As anomalias positivas de CID ocorrem na área próximo à costa e 36°S pois 1995 é também um ano de La Niña, com descargas mais baixas no Rio da Prata.

No inverno, o transporte de Ekman associado às anomalias dos ventos zonais (Figura 5.109) é dirigido para sul em junho e agosto, e para norte em julho. As anomalias de temperatura são negativas em todas as áreas e mais pronunciadas no inverno (Figura 5.108), pois indicam a entrada das águas mais frias de altas latitudes. As anomalias de concentração de clorofila (Figura 5.110) nesta estação apresentam valores positivos próximo à região da CBM, e tendem a diminuir ao longo da estação, passando de valores neutros na maior parte da área para valores negativos. Os valores de  $\Delta p_{CO_2}$  na área 1 tiveram valores neutros ou negativos, imperando portanto a solubilidade do gás em detrimento da degaseificação por altos valores de CID. Valores positivos e altos, de cerca de 100  $\mu\text{atm}$ , foram encontrados na plataforma continental próximo de 40°S.

Na primavera, a área 1 é dominada por anomalias intensas e negativas de vento zonal (Figura 5.112), o que levaria a uma anomalia no transporte de Ekman para

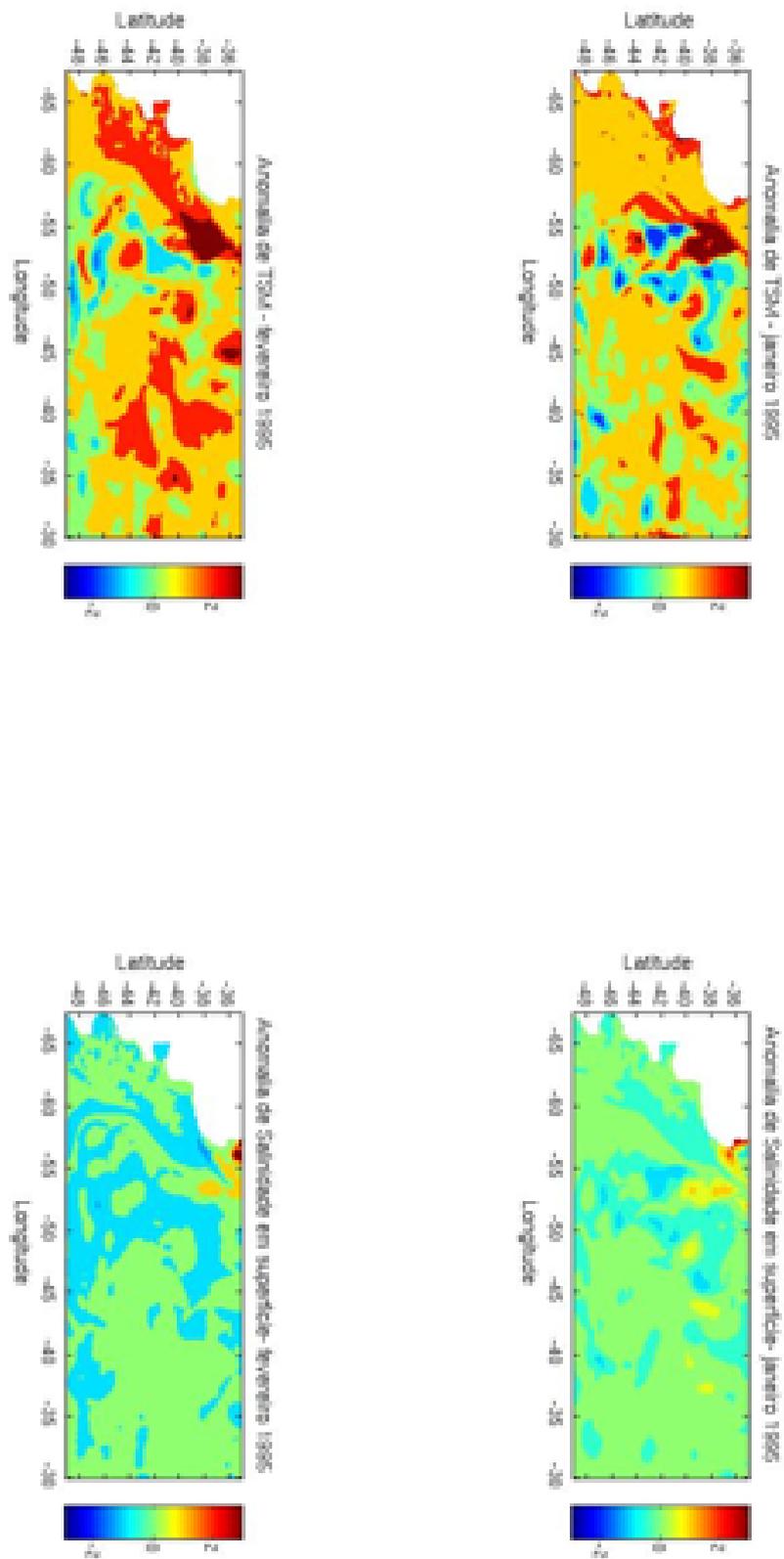


Figura 5.102 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1995.

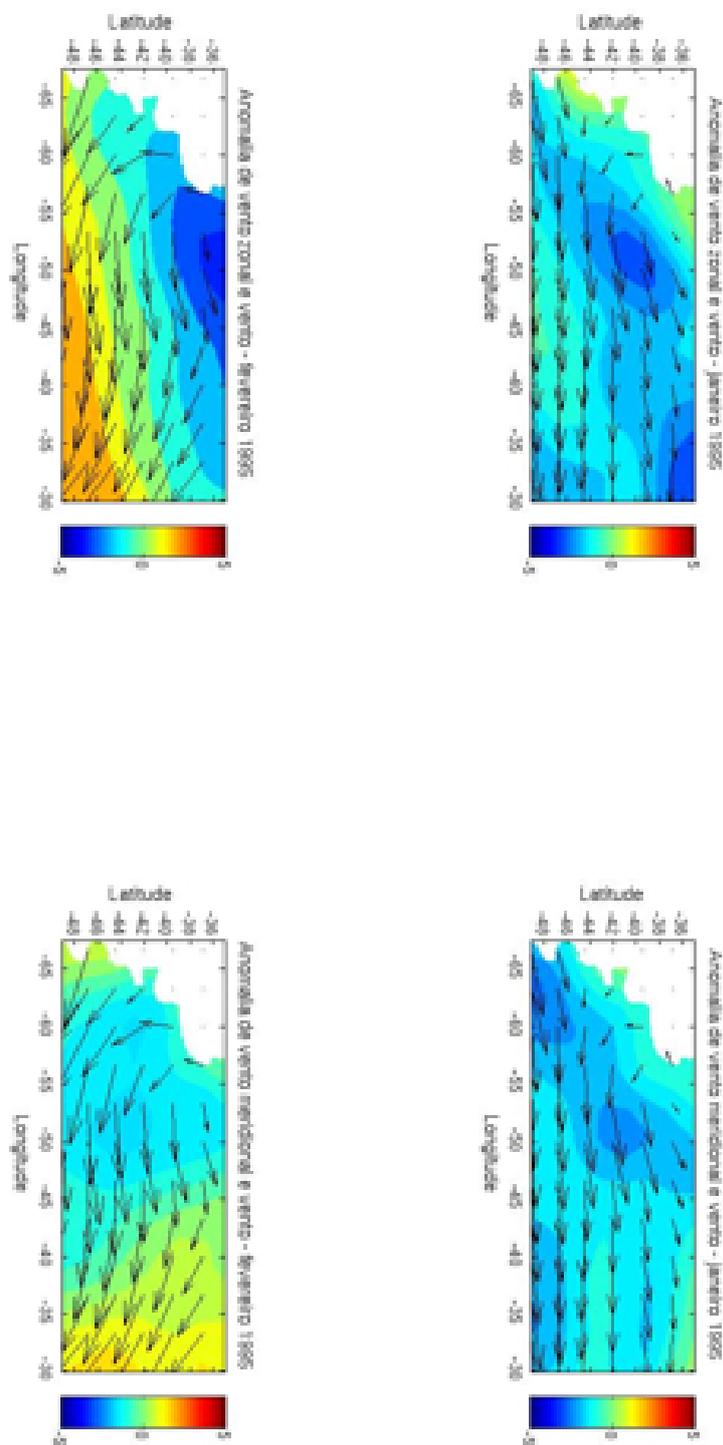


Figura 5.103 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1995.

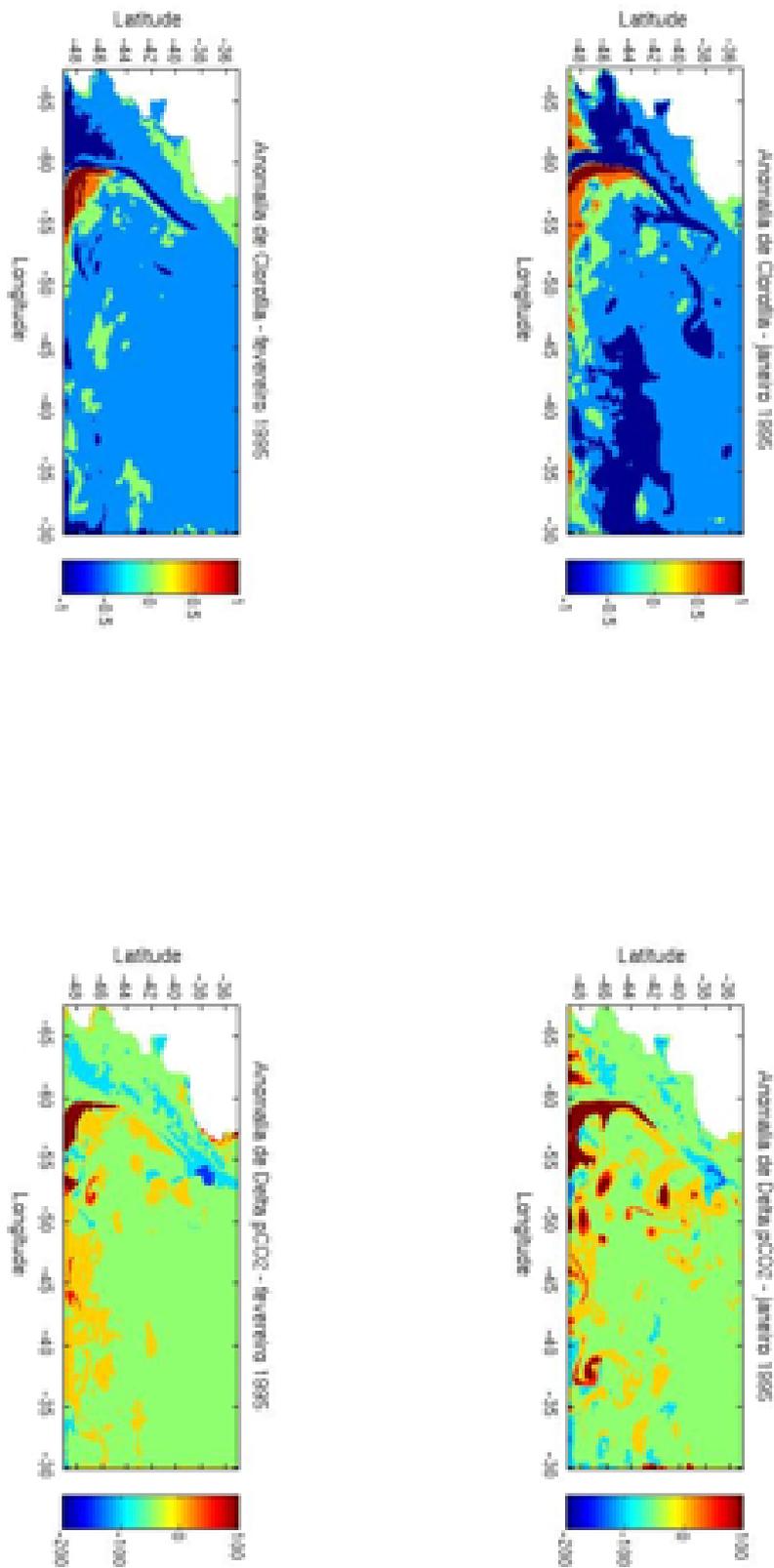


Figura 5.104 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses de janeiro e fevereiro de 1995.

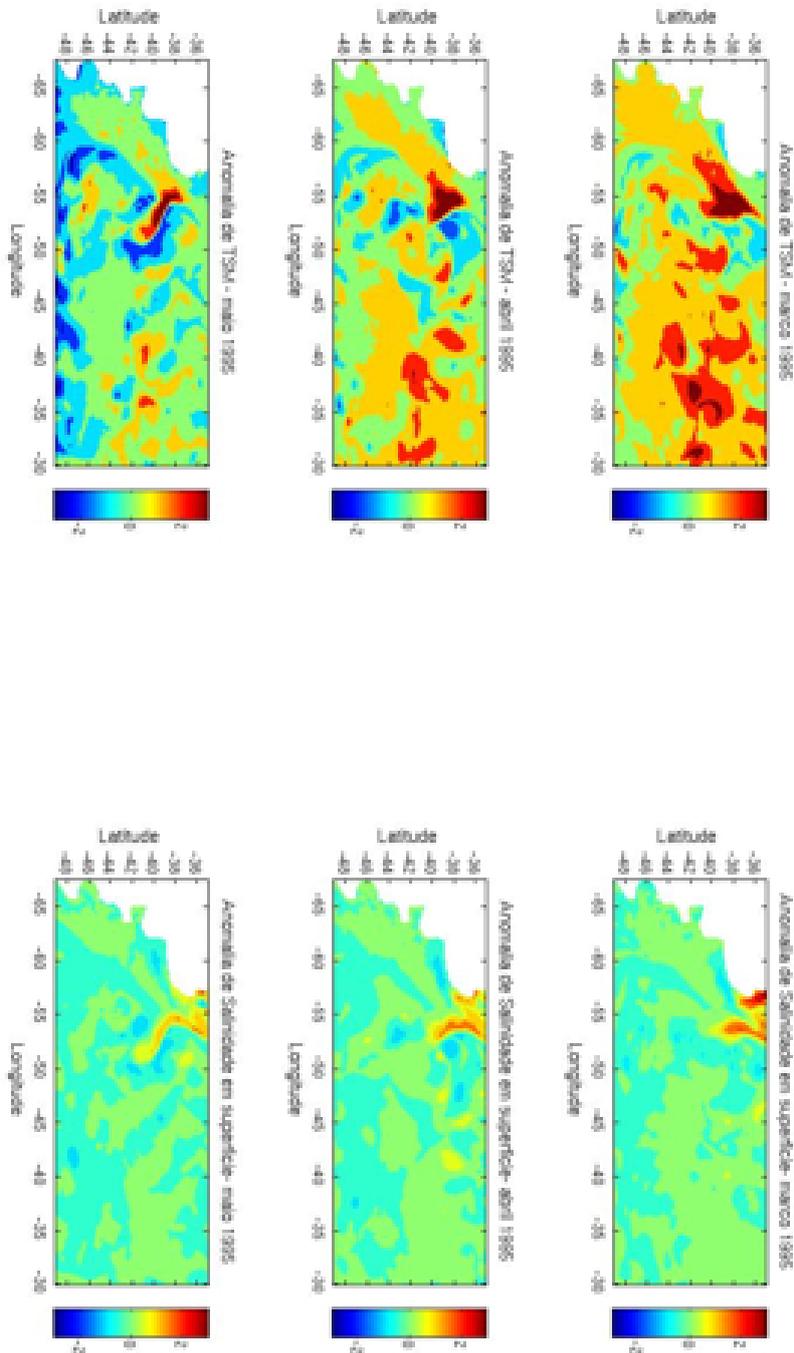


Figura 5.105 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1995.

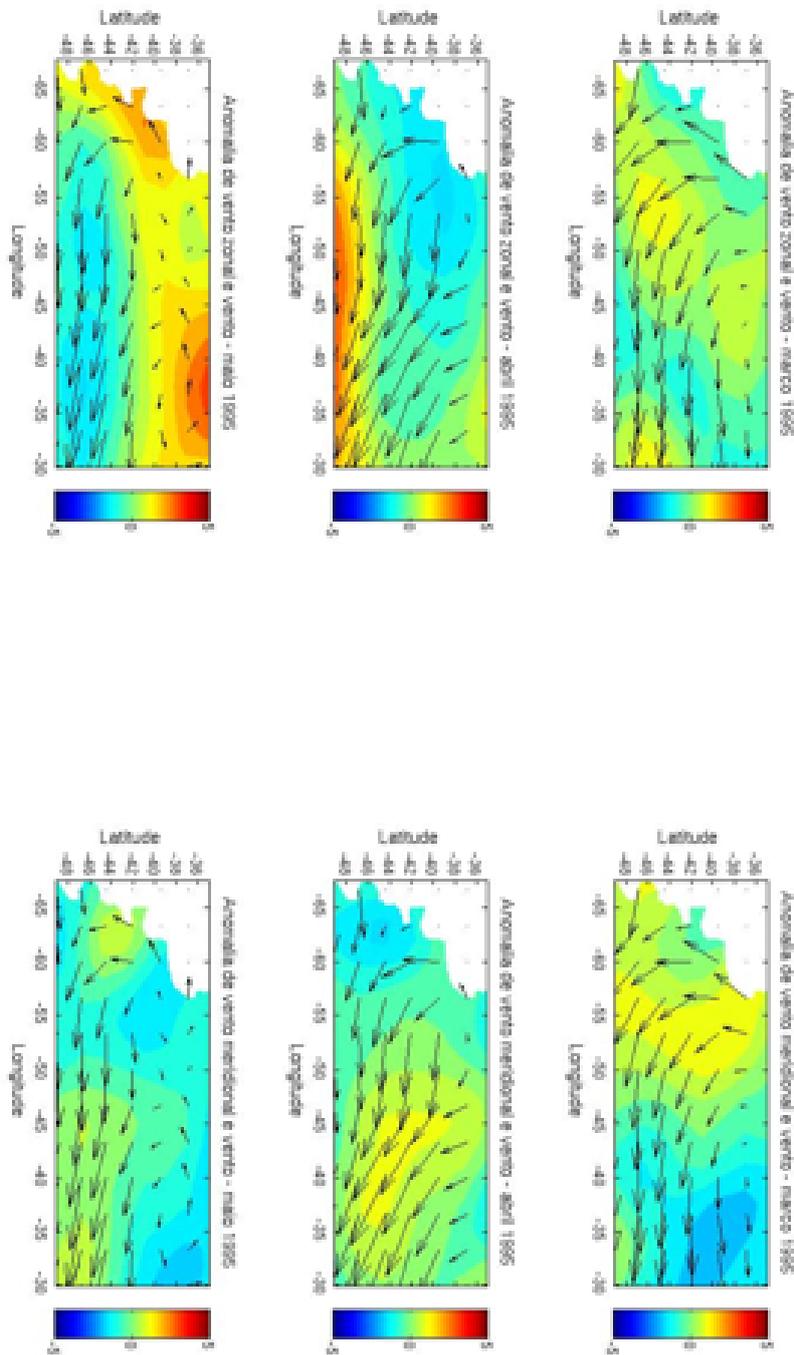


Figura 5.106 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento (m/s) local em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1995.

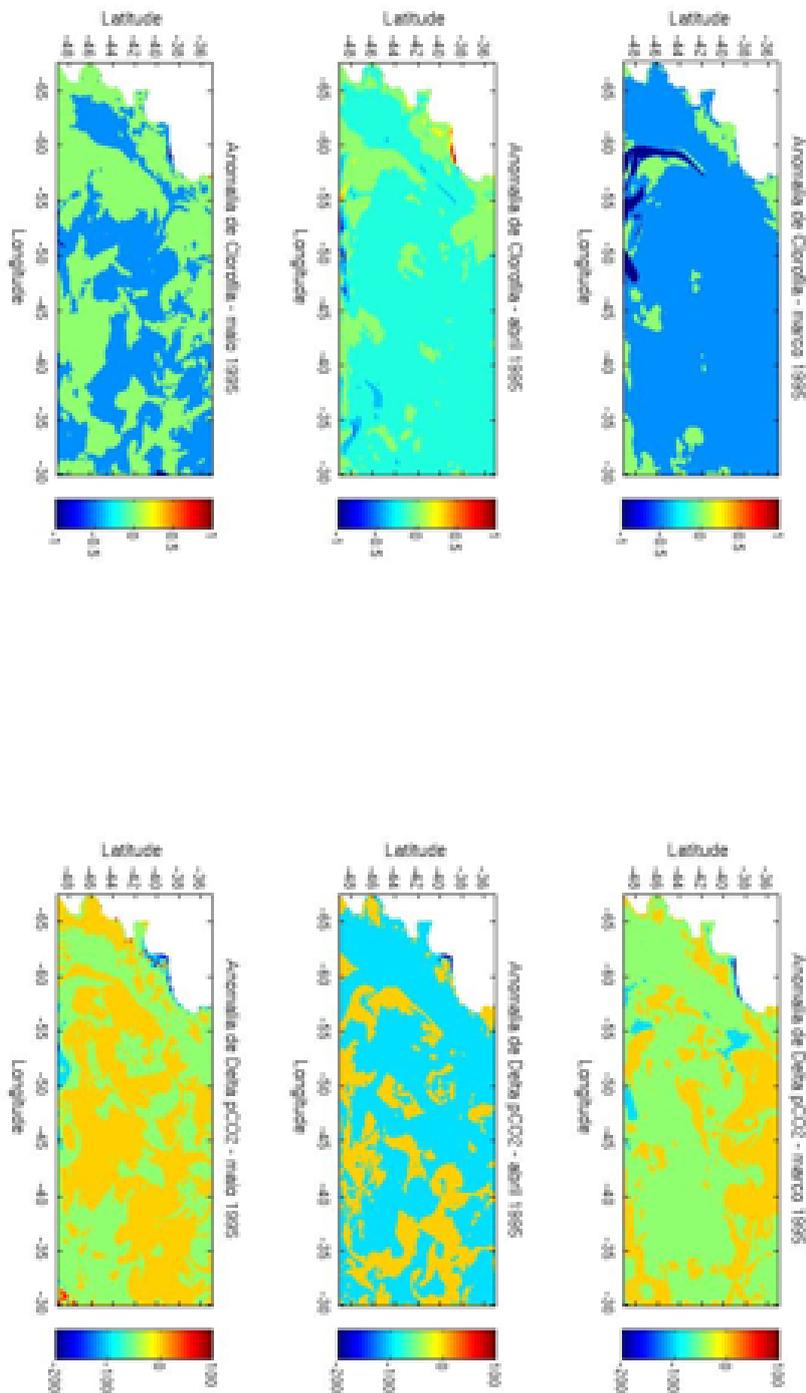


Figura 5.107 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg/m}^3$ ) e  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do outono de 1995.

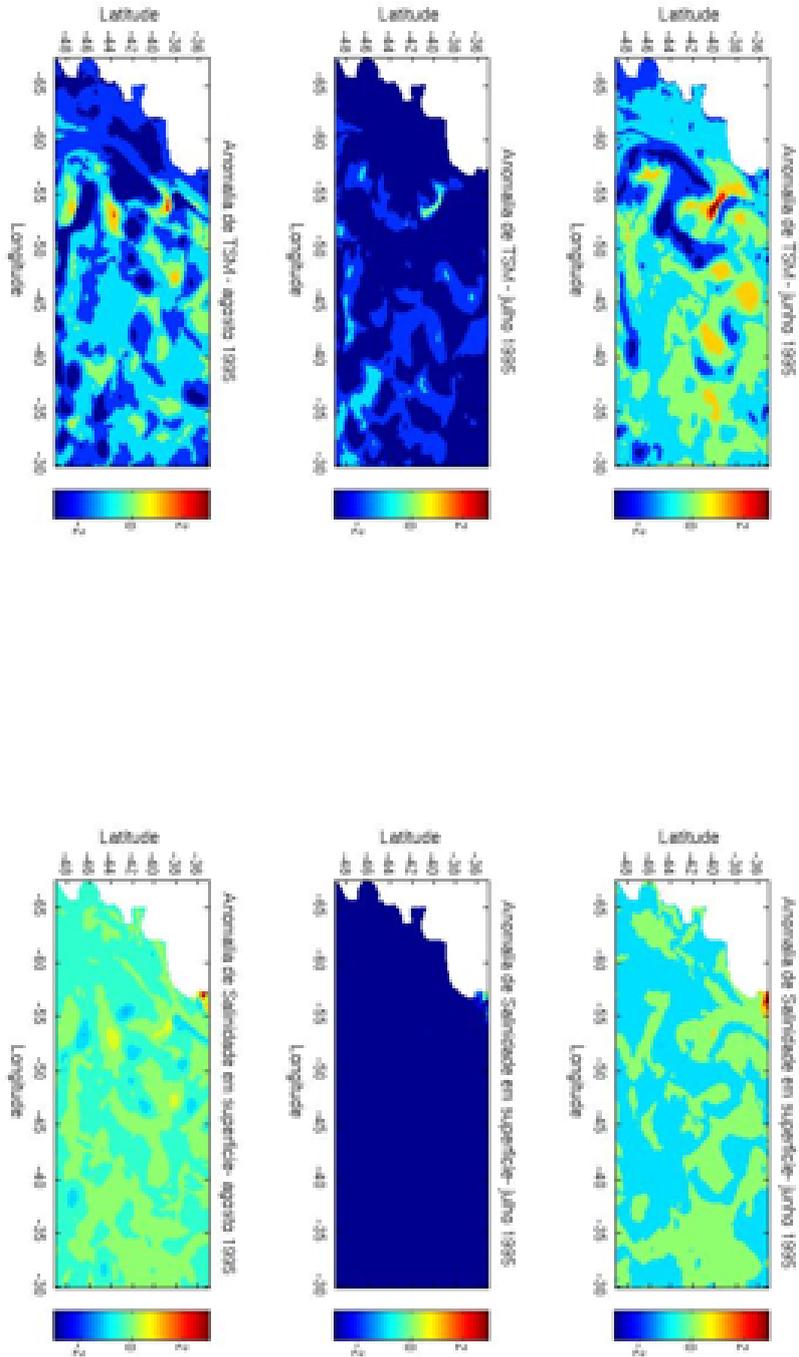


Figura 5.108 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1995.

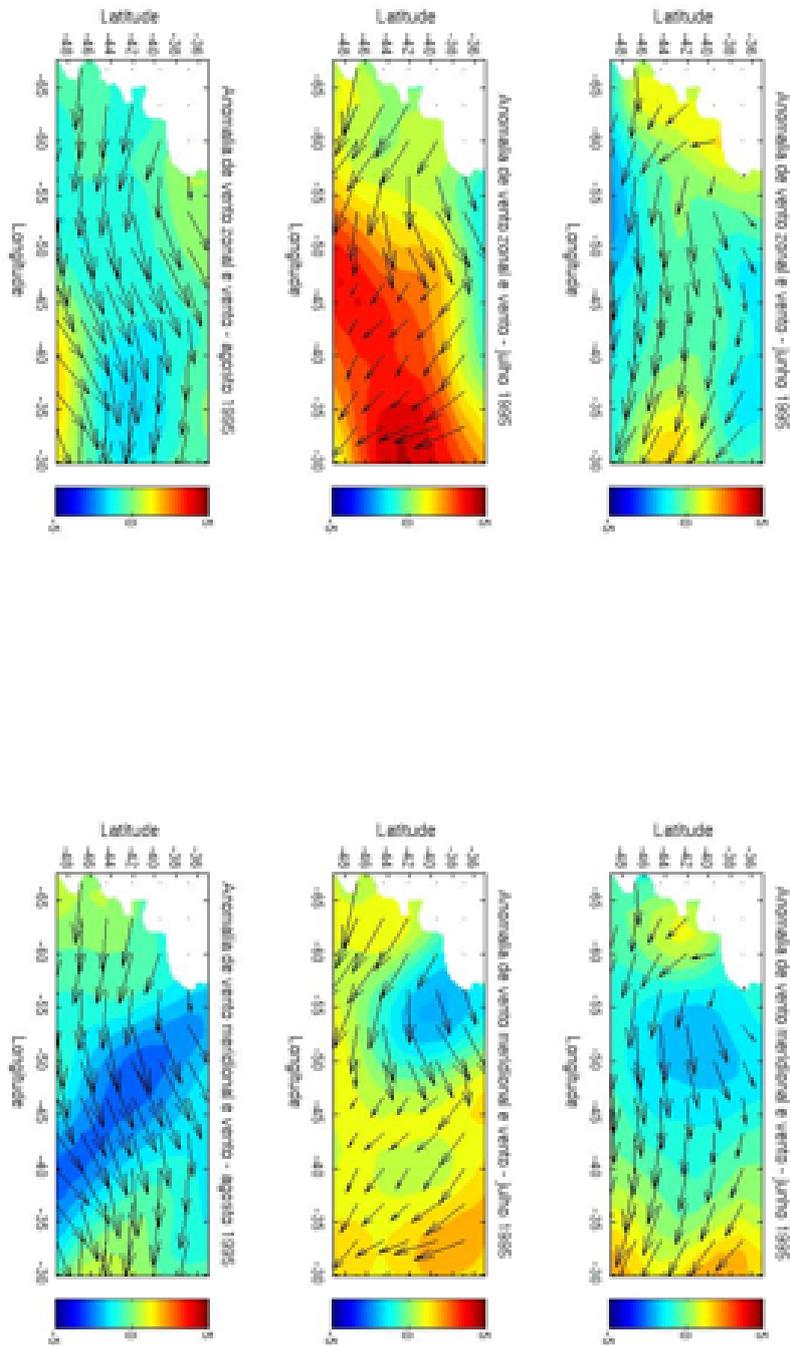


Figura 5.109 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1995.

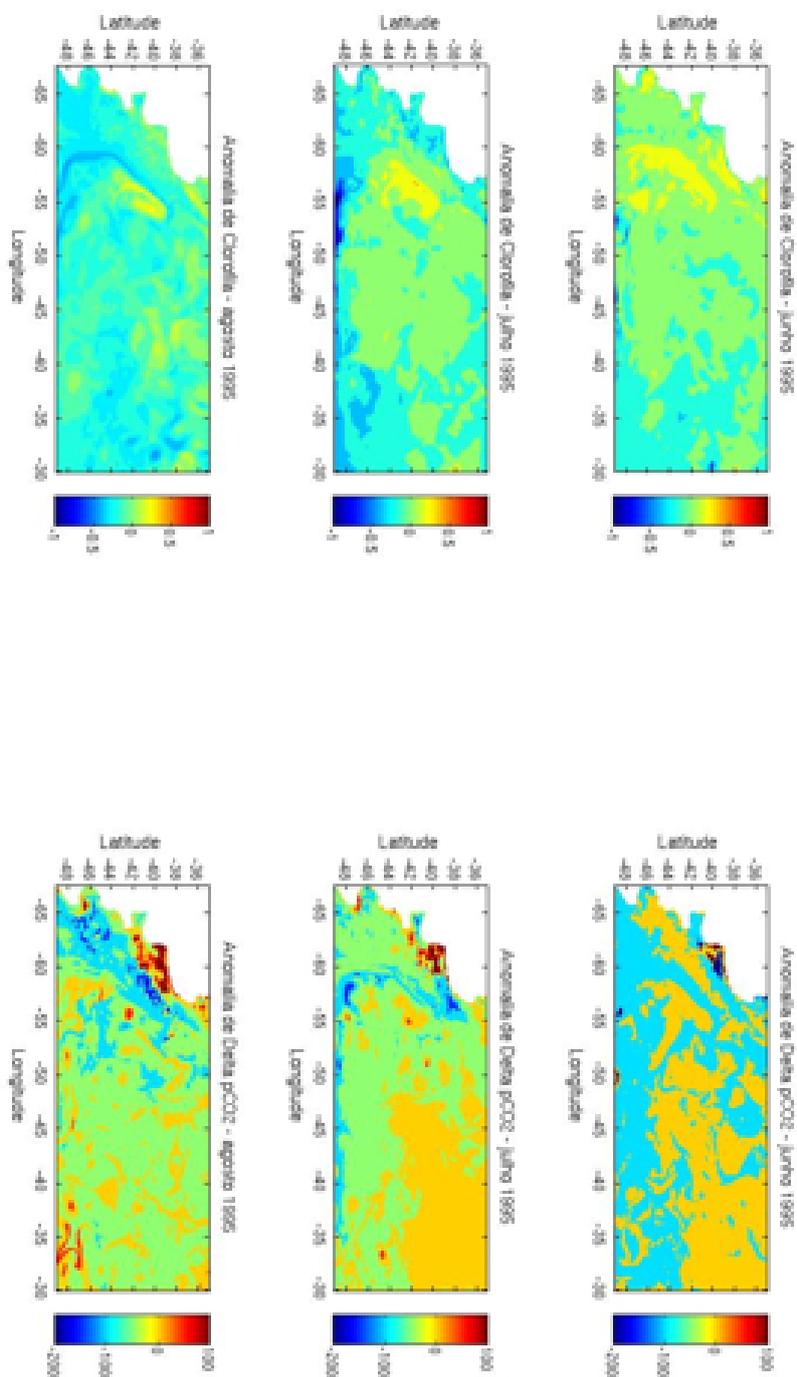


Figura 5.110 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{\text{CO}_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses do inverno de 1995.

sul. Essas anomalias são mais intensas em setembro e outubro, e tem seus valores mais altos nas longitudes onde se encontra a CBM. O resultado desse padrão de vento são anomalias de temperatura intercaladas entre positivas e negativas, sem um padrão claro de ressurgência ou subsidência, como pode ser visto na Figura 5.111. Predominam, ainda assim, anomalias negativas de TSM. As anomalias de clorofila foram positivas nesta estação, principalmente do mês de novembro, onde os ventos mais fracos permitem maior estratificação da coluna d'água. Os valores de anomalia de  $\Delta p_{CO_2}$ , no entanto, foram os maiores encontrados, ultrapassando  $100 \mu\text{atm}$  na plataforma continental no mês de novembro (Figura 5.113). A emissão nessa estação deve provavelmente às temperaturas mais altas, especialmente no mês de novembro, que diminuem a solubilidade do gás na água. Em novembro, também, especula-se que as anomalias de  $\Delta p_{CO_2}$  maiores tenham conexão com os ventos mais fracos neste mês.

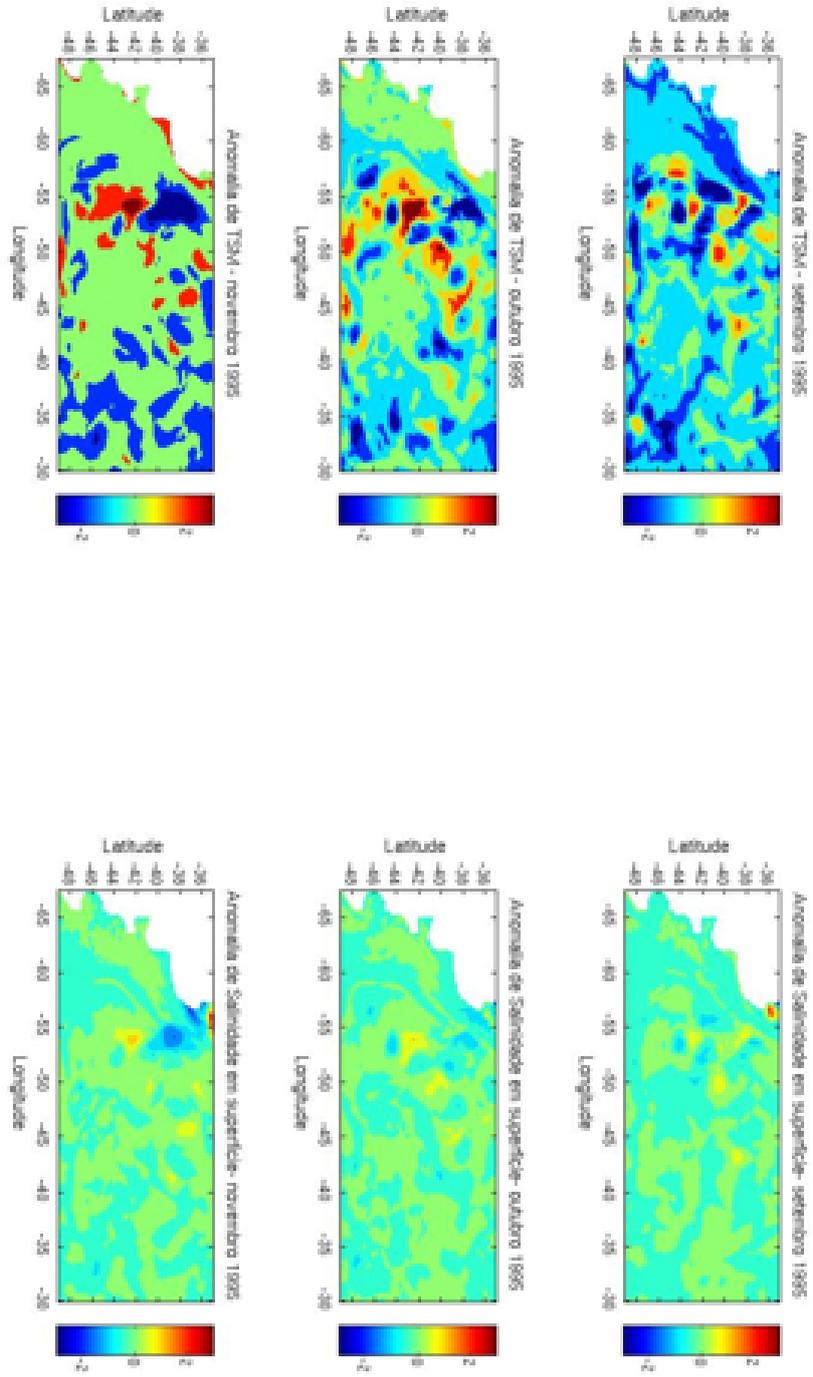


Figura 5.111 - Anomalias de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) e salinidade em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses da primavera de 1995.

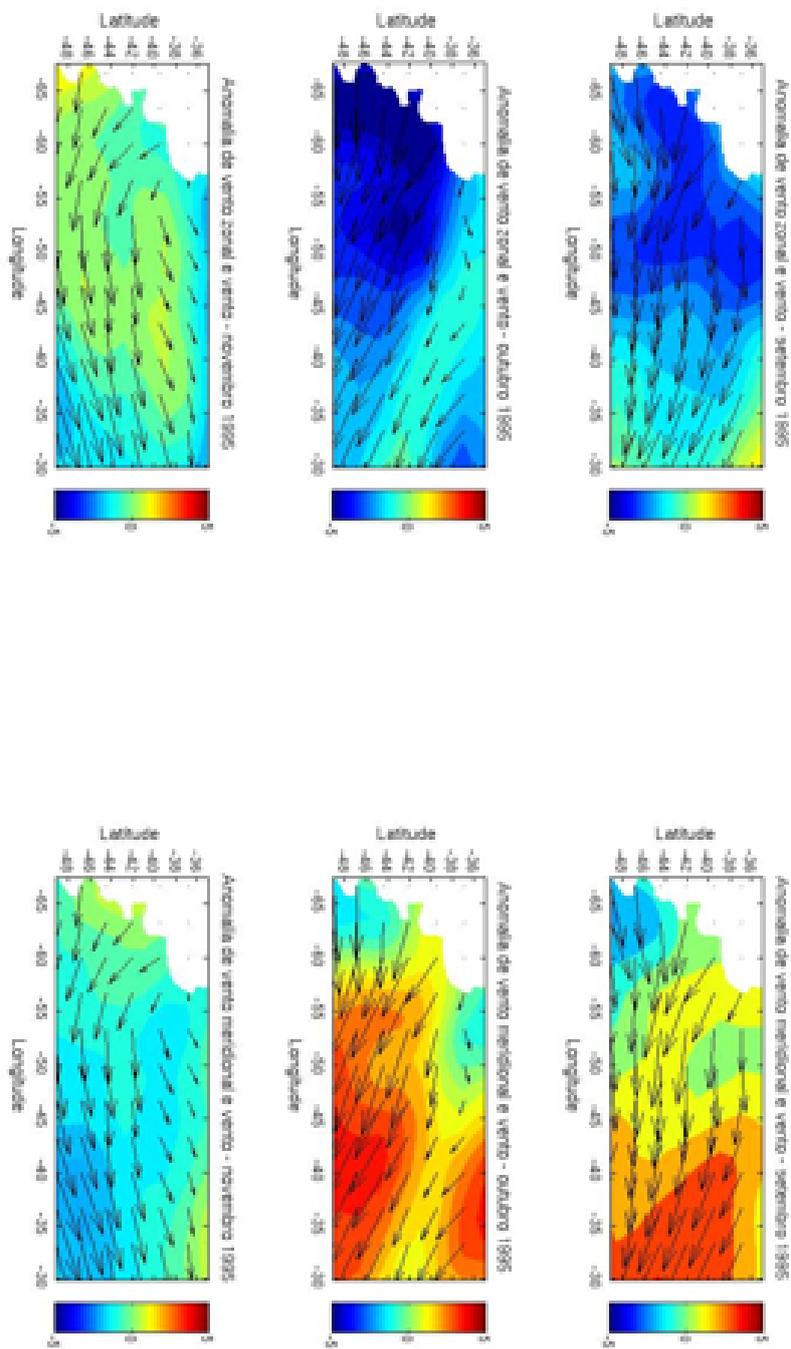


Figura 5.112 - Anomalias de vento zonal (m/s) e meridional (m/s, em cores) e vetores de vento local (m/s) em superfície em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses da primavera de 1995.

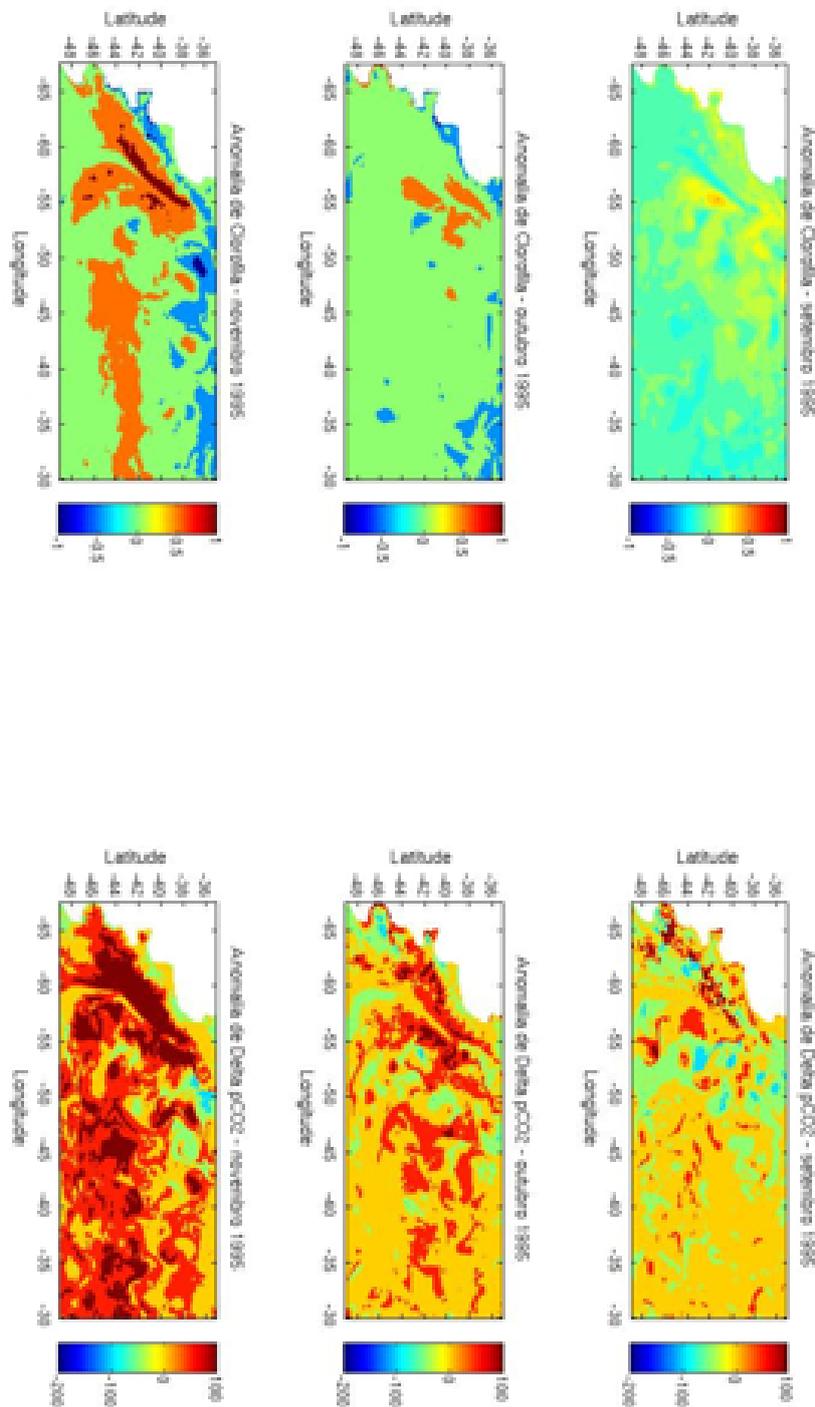


Figura 5.113 - Anomalias de concentração de clorofila ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) e  $\Delta p_{CO_2}$  em relação à média decenal do experimento BIO4 para os meses da primavera de 1995.

## 6 CONCLUSÕES

Neste trabalho foi implementado, para a região sudoeste do Oceano Atlântico, um modelo de circulação oceânica e biogeoquímica, que resolve os ciclos no nitrogênio, carbono e oxigênio. Foram feitos diversos testes para ajuste das configurações físicas, biológicas e químicas, buscando representar os fenômenos físicos de mesoescala e sua influência no fitoplâncton, na concentração de clorofila e nas trocas de gás carbônico entre oceano e atmosfera.

A resolução do modelo escolhida para os experimentos fez com que alguns ajustes na batimetria e morfologia fossem necessários no estuário do Rio da Prata afim de que sua influência na plataforma fosse bem representada. A melhor configuração encontrada para representação do rio foi um canal encurtado com apenas dois pontos de rio para evitar dispersão horizontal, e a batimetria próximo à boca do rio foi representada como um plano inclinado entre 10 metros (profundidade mínima do oceano) e 14 metros, para evitar acúmulo de água no estuário.

A extensão longitudinal do Rio da Prata é próxima da representada pelos dados de reanálise do SODA, chegando a cerca de 47°W no experimento RIO5. A cunha salina é mais acentuada durante o outono e inverno, visto que nas estações primavera os ventos agem de maneira a aprisionar a água na plataforma continental próximo ao rio.

Quanto às bordas do modelo, quesito em que o ROMS oferece diversas opções, foi constatado ao longo de diversos testes que o melhor esquema para representá-las é o descrito por Marchesiello *et al.*(2001). A sazonalidade da CBM e suas variações interanuais foram bem representadas no que diz respeito à física. Os maiores desvios de temperatura quando comparados os testes com os dados de reanálise foram encontrados na região de maior mistura da CBM, com desvios de até 2°C.

Quanto ao modelo biogeoquímico, foram necessários diversos testes para achar uma combinação de parâmetros e taxas que fornecesse uma boa representação da produtividade primária por toda a região. Algumas taxas representadas no modelo biogeoquímico, como constante de meia-saturação de assimilação de nitrato e amônio, taxa de pastagem do zooplâncton, e taxas de remineralização apresentam alta variabilidade temporal e espacial, tornando difícil encontrar valores que representassem todos os fenômenos contidos na área de estudo. Soma-se a essa dificuldade a falta de dados sobre essas taxas na área de estudo.

A melhor representação para o ecossistema que envolve o ciclo do nitrogênio foi encontrada desativando-se as opções de resolver o ciclo do oxigênio e a desnitrificação, e diminuindo a razão clorofila:carbono no fitoplâncton, o que altera também a relação da clorofila com radiação de onda curta (BIO4).

No teste BIO4 não são encontradas, nas latitudes a sul de 30°S, as florações típicas de primavera, que só aparecem na estação do verão, representando um atraso na representação do modelo biogeoquímico em relação à física e às observações.

A análise de  $\Delta p_{CO_2}$  mostrou que a não representação da floração de primavera teve um impacto grande nos fluxos de  $CO_2$  nessa estação, especialmente na região da plataforma continental da Patagônia. Nessa área,  $\Delta p_{CO_2}$  foi positiva, contrariando os estudos de Bianchi *et al.*(2009). A plataforma interna ao sul de 35°S teve uma região com valores de clorofila maiores que  $1\text{mg}/\text{m}^3$ , onde os valores de  $\Delta p_{CO_2}$  foram negativos. Na parte norte do domínio,  $\Delta p_{CO_2}$  positiva foi associada às águas quentes da região.

Durante o verão,  $\Delta p_{CO_2}$  representada foi negativa ao sul de 30°S, representando um sumidouro de carbono, e a norte desta latitude os valores de  $\Delta p_{CO_2}$  foram próximos de zero, ligeiramente positivos.

O outono apresenta também  $\Delta p_{CO_2}$  próximo de zero a norte de 40°S, A sul desta latitude, porém, com exceção de uma parte da plataforma até 24°S, toda a área é um sumidouro de carbono.

No inverno, a variação espacial dos valores de  $\Delta p_{CO_2}$  é muito grande, alternando entre valores positivos e negativos. Entre 43-49°S, no entanto, há uma tendência de valores negativos no início do inverno, havendo degaseificação no final da estação.

Os eventos ENOS e SAM tiveram influência bastante grande nos fluxos de carbono entre oceano e atmosfera, e requerem estudos mais específicos para quantificar essa influência por períodos de tempo maiores.

Durante o evento La Niña de 1988 foi bastante marcada uma anomalia negativa de  $\Delta p_{CO_2}$  entre março e julho na área 1. O verão foi a estação que apresentou menores perturbações de  $\Delta p_{CO_2}$  nesse ano.

O evento El Niño de 1992 gerou anomalias negativas de  $\Delta p_{CO_2}$  entre fevereiro e abril, e anomalias positivas marcadas entre setembro e novembro, conforme se desintensifica.

O SAM, por sua vez, em sua fase positiva apresentou desvios negativos de  $\Delta p_{CO_2}$  entre maio e junho, e também no mês de novembro na área 2. A ressurgência de águas mais frias, em alguns casos, levou a um aumento de  $\Delta p_{CO_2}$  devido à grande concentração de CID.

Já SAM em sua fase negativa apresentou anomalias de  $\Delta p_{CO_2}$  bastante altas durante a primavera, excedendo  $100 \mu\text{atm}$ . Esses desvios positivos de  $\Delta p_{CO_2}$  vieram acompanhados de fortes anomalias negativas de vento zonal e predomínio de anomalias frias de TSM.

Como trabalhos futuros, são sugeridas simulações mais longas para que as análises da influência dos modos de variabilidade climática nos fluxos de carbono sejam baseadas em mais de um evento. Também, não se pode descartar a urgente necessidade de coleta de dados químicos, para validação das simulações de fluxo de carbono, e biológicos, para cálculo de índices mais adequados das taxas simuladas pelo modelo de biogeoquímica.



## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACHA, E. M.; MIANZAN, H.W.; GUERRERO, R.A.; FAVERO, M. BAVA, J. Marine Fronts at the Continental Shelves of Austral South America, Physical and Ecological Processes. *Journal of Marine Systems*, 44, p.83-105, 2004.

ARBLASTER, J.M.; MEEHL, G.A. Contributions of external forcings to Southern Annular Mode trends. *Journal of Climate*, v.19, n.12, p.2896-2905, June 2006.

BARRÉ; N; PROVOST, C.; SARACENO, M..Spatial and temporal scales of the Brazil-Malvinas Current Confluence documented by simultaneous MODIS Aqua 1.1 km resolution SST and color images. *Advances in Space Research*, Vol. 37, Issue 4, 2006, p. 770-786, 2006.

BARREIRO, M. & TIPPMANN, A. Atlantic modulation of El Niño influence on summertime rainfall over southeastrn South América. *Geophysical Research Letters*, v. 35, n. L16704, 5 pp., 2008.

BECKER, J.J.; SANDWELL, D.T.; SMITH, W.H.F.; BRAUD, J., BINDER, B.; DEPNER, J.; FABRE, J.; FACTOR, J.; INGALLS, S.; KIM, S-H; LADNER, R.; MARKS, K.; NELSON, S.; PHARAOH, A.; TRIMMER, R.; VON ROSENBERG, J.; WALLACE, G.; WEATHERALL, P. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30\_PLUS, *Marine Geodesy*, 32:4, 355-371, 2009.

BERBERY, E.H.; BARROS, V.R.The Hydrologic Cycle of the La Plata Basin in South America, *Journal of hydrometeorology*, v.3, p.630-645, 2002.

BIANCHI, A. A.; D. R. PINO; H. G. I. PERLENDER; A. P. OSIROFF; V. SEGURA; V. LUTZ; M. L. CLARA, C. F. BALESTRINI; A. R. PIOLA. 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, 2009.

BUDGELL, W.P., 2005:Numerical simulation of ice-ocean variability in the Barents

Sea region, *Ocean Dynamics*, DOI 10.1007/s10236-005-0008-3.

CARRETO, J.I.; NEGRI, R.M.; BENAVIDES, H.R. Algunas características del florecimiento del Fitoplancton en el frente del Río de la Plata I: los sistemas nutritivos. *Rev. Invest. Des. Pesq.*, n. 5, p. 7-29, 1986.

CARTON, J.A.; AND B.S. GIESE, 2008: A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA), *Mon. Wea. Rev.*, 136,2999-3017

CHESTER, R. 1990: *Marine Geochemistry, Chapman & Hall*, 698 p.

CIOTTI, A.M.; ODEBRECHT, C.; FILLMANN, G.; MOLLER JR., O.O. Freshwater outflow and Subtropical Convergence influence on phytoplankton biomass on the southern Brazilian continental shelf. *Continental Shelf Research*, v.15, n.14, p. 1737-1756, 1995.

DIAZ, A.F.; STUDZINSKI, C.D.; MECHOSO, C.R. Relationships between Precipitation Anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, p.251-271, 1998.

DI LORENZO, E., 2003: Seasonal dynamics of the surface circulation in the southern California Current System, *Deep-Sea Res.*, Part II, 50, 2371-2388.

DI LORENZO, E.; SCHNEIDER, N.; COBB, K.M.; FRANKS, P.J.S.; CHHAK, K.; MILLER, A.J.; MCWILLIAMS, J.C.; BOGRAD, S.J.; ARANGO, H.; CURCHITSER, E.; POWELL, T.M.; RIVIÈRE, P. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophysical Research Letters*, v. 35, n. L8, p. L08607, 2008.

DINNIMAN, M. S.; J. M. KLINCK; AND W. O. SMITH JR., Cross shelf exchange in a model of the Ross Sea circulation and biogeochemistry, *Deep-Sea Res.*, Part II, 50, 3103-3120, 2003.

DONEY, S.C.; TILBROOK, B.; ROY, S.; METZL, N.; LÉ QUERÉ, C.; HOOD, M.; FEELY, R.A.; BAKKER, D. Surface-ocean CO<sub>2</sub> variability and vulnerability. *Deep-Sea Research II*, v. 56, p. 504-511, 2009.

DORTCH, Q. The interaction between ammonium and nitrate uptake in phytoplankton, *Marine Ecology Progress Series*, v.61, p.183-201, 1990.

EMILSSON, I. *The shelf and coastal waters off Southern Brazil*. Boletim do Instituto Oceanográfico da USP, 11,101-112. 1961.

EPPLEY, R.W. Temperature and phytoplankton growth in the sea, *Fishery Bulletin*, v.70, n.4, p.1063-1085, 1972.

FALKOWSKI, P.G. Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of CO<sub>2</sub> in the ocean. *Nature*, v. 387, p 272-275, 1997.

FASHAM, M.J.R.; DUCKLOW, H.W.; MCKELVIE, M.A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *Journal of Marine Research*, v.48, p. 591-639, 1990.

FENNEL, K.; WILKIN, J.; LEVIN, J.; MOISAN, J.; O'REILLY, J.; HAIDVOGEL, D. Nitrogen cycling in the Middle Atlantic Bight: Results from a three-dimensional model and implications for the North Atlantic nitrogen budget. *Global Biogeochemical Cycles*, v.20, n. GB3, p. GB3007, 2006.

FENNEL, K.; WILKIN, J.; PREVIDI, M.; NAJJAR, R. Denitrification effects on air-sea CO<sub>2</sub> flux in the coastal ocean: Simulations for the Northwest North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, v. 35, p. L24608, 2008.

FRONEMAN, P.W.; LAUBSCHER, R.K.; MCQUAID, C.D. Size-fractionated primary production in the south Atlantic and Atlantic sectors of the Southern Ocean, *Journal of Plankton Research*, v.23, n.6, p.611-622, 2001.

FRONEMAN, P.W.; PERISSINOTTO, R. Microzooplankton grazing and protozooplankton community structure in the South Atlantic and in the Atlantic sector of the Southern Ocean, *Deep-Sea Research*, v.43, n.5, p.703-721, 1996.

GARCIA, C.A.E., GARCIA, V.M.T. *Variability of chlorophyll-a from ocean color images in the La Plata continental shelf region. Continental Shelf Research*, v. 28, p. 1568-1578, 2008.

GAYOSO, A.M., PODESTÁ, G.P. *Surface hydrography and phytoplankton of the Brazil-Malvinas currents confluence, Journal of Plankton Research*, v.18, n.6, p.941-951, 1996.

GIANNINI, M.F.C.; GARCIA.C.A.E. Variabilidade sazonal e ciclos da temperatura e clorofila-a superficiais na costa sudoeste do Oceano Atlântico Sul, através de imagens do sensor MODIS-Aqua. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14., 2009, Natal. Anais... Natal: INPE, 2009, 2009. p.6471-6478.

GIAROLLA, E. *Investigação numérica da variabilidade de mesoescala na confluência das correntes Brasil-Malvinas induzida pela atmosfera*. 1999. 131 p. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

GILLET, N. P.; KELL, T.D.; JONES, P.D. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, v.33, n.L23704, p. 1-4, 2006.

GONG, D. & WANG, S. Antarctic Oscillation: concepts and applications. *Chinese Science Bulletin*, v.43, n.9, p. 734-738, 1998.

GONG, D. & WANG, S. Definition of Antactic oscillation index. *Geophysical Research Letters*, v.26, n.4, p.459-462, Feb. 1999.

GORDON, L., Brazil Malvinas Confluence – 1984. *Deep Sea Res.* 36, 359-384, 1989.

GRIMM, A.M.; BARROS, V.R.; DOYLE, M.E. Climate variability in Southern South América associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, 13: 35-58, 2000.

GUERRERO, R.A.; ACHA, E.M.; FRAMIÑAN, M.B.; LASTA, C.A. Physical oceanography of the Rio de la Plata estuary, Argentina. *Continental Shelf Research*, v. 17, n.7, p. 727-742, 1997.

HAIIDVOGEL, D. B.; H. G. ARANGO; K. HEDSTROM; A. BECKMANN; P. MALANOTTE-RIZZOLI; AND A. F. SHCHEPETKIN, Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates, *Dyn. Atmos. Oceans*, 32, 239-281, 2000.

HOLLING, C.S. Resilience and Stability of Ecological Systems. *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 4:1-23, 1973.

HURET, M.; DADOU, I.; DUMAS, F.; LAZURE, P.; GARÇON, V. Coupling physical and biogeochemical processes in the Río de la Plata plume, *Continental Shelf Research*, v.25, n.5-6., p.629-653, 2005.

IPCC, 2000 (WATSON, R.T.; NOBLE, I.R.; BOLIN, B.; RAVINDRANATH, N.H.; VERARDO, D.J.; DOKKEN, D.J). *IPCC - Land Use, Land-Use Change and Forestry*, Cambridge University Press, 375 p.

JOHNSON, D.R.; GARCIA, H.E.; BOYER, T.P. World Ocean Database 2009 Tutorial. *National Oceanographic Data Center Internal Report 21*. Silver Spring, Maryland, 2009.

LE QUÉRÉ , C.; O. AUMONT; P. MONFRAY; J. ORR, Propagation of climatic events on ocean stratification, marine biology, and CO<sub>2</sub>: Case studies over the 1979

– 1999 period, *J. Geophys. Res.*, 108(C12), 3375, 2003.

LE QUÉRÉ, C. & N. METZL. *Natural processes regulating the oceanic uptake of CO<sub>2</sub>, in Towards CO<sub>2</sub> Stabilization: Issues, Strategies, and Consequences, edited by C. B. Field and M. R. Raupach, Island Press, Washington, D. C., 2004*

LOVENDUSKI, N. S.; AND N. GRUBER. Impact of the Southern Annular Mode on Southern Ocean circulation and biology, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L11603, 2005.

MADRUGA, J. L. *Avaliação da influência da radiação solar na variabilidade da biomassa fitoplanctônica superficial do Oceano Atlântico Sudoeste*. 2003. 109 p. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

MARCHESIELLO, P.; J.C. MCWILLIAMS; AND A. SHCHEPETKIN. Equilibrium structure and dynamics of the California Current System, *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 753-783, 2003.

MARCHESIELLO, P.; MCWILLIAMS, J.C.; SCHEPETKIN, A. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models, *Ocean Modelling*, v.3, p.1-20, 2001.

MARSHALL, G.J. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *Journal of Climate*, v.16, p. 4134-4143, 2003.

METZLER, P.M.; GLIBERT, P.M.; GAETA, S.A. E LUDLAM, J.M. New and regenerated production in the South Atlantic off Brazil, *Deep-Sea Research*, v.44, n.3, p.363-384, 1997

MILLERO, F.D.; LEE, K.; ROCHE, M.P. Distribution of alkalinity in the surface waters of the major oceans. *Mar. Chem*, 60, 111-130, 1998.

MO, K.C.; & WHITE, G.H., Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, v.113, n.1, p. 22-37, 1985.

MOORE, C.M.; MILLS, M.M.; ACHTENBERG, E.P.; GEIDER, R.J.; LAROCHE, J.; LUCAS, M.I.; MCDONAGH, E.L.; PAN, X.; POULTON, A.J.; RIJKENBERG, M.J.A.; SUGGETT, D.J.; USSHER, S.J.; WOODWARD, E.M.S. Large-scale distribution of Atlantic nitrogen fixation controlled by iron availability. *Nature Geoscience*, v. 2, p. 867-871, 2009.

NAN, S.; LI, J. The relationship between summer precipitation in the Yangtze River valley and the previous Southern Hemisphere Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 2266, 2003.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). *Cli- mate Prediction Center/NCEP. ENSO Cycle: Evolution Current Status and Predictions*. 2008. 36 transparências.

NORTH, G.R.; BELL., T.L.; CAHALAN, R.F.; MOENG, F.J. Sampling errors in the estimation of Empirical Orthogonal Functions. *Monthly Weather Review*, v.110, p. 699-706, 1982.

OLGUÍN, H.F.; BOLTOVSKOY, D.; LANGE, C.B.; BRANDINI, F. Distribution of spring phytoplankton (mainly diatoms) in the upper 50 m of the Southwestern Atlantic Ocean (30-61°S), *Journal of Plankton Research*, v.28, n.12, p.1107-1128, 2006.

PALMA, E.D.; MATANO, R.P.; PIOLA, A.R. A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf Circulation: Stratified ocean response to local and offshore forcing. *Journal of Geophysical Research*, v. 113, C11010, 2008.

PAPARAZZO, F.E.; BIANUCCI, L.; SCHLOSS, I.R.; ALMANDOZ, G.O.; SOLÍS, M.; ESTEVES, J.L., Cross-frontal distribution of inorganic nutrients and chlorophyll-a on the Patagonian Continental Shelf of Argentina during summer and

fall, *Revista Marina y Oceanografía*, v.45, n.1, p.107-119, 2010.

PELIZ, A.; J. DUBERT; D. B. HAIDVOGEL; AND B. LE CANN, Generation and unstable evolution of a density-driven Eastern Poleward Current: The Iberian Poleward Current, *J. Geophys. Res.*, 108(C8), 3268, 2003.

PETERSON, R.G. AND STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog.Oceanogr*, 26(1):1-73, 1991.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R.B.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M.M.; GARCIA, C.A.E.; CAMARGO, R. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region, *J. Geophys. Res.*, 114, D19103, 2009.

PIMENTA, F.; GARVINE, R.W.; MÜNCHOW, A. Observations of coastal upwelling off Uruguai downshelf of the Plata estuary, South America. *Journal of Marine Research*, 66, 835-872, 2008.

PIOLA, A.R.; ROMERO, S.I.; ZAJACZKOVSKI, U. Space-time variability of the Plata plume inferred from ocean color. *Continental Shelf Research*, v. 28, p. 1556-1567, 2008.

RASMUSSEN, E.M.; WALLACE, J.M. Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, v.222, n.4629, p. 1195-1202, 1983.

REBOITA, M.S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems.

## PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

### **Teses e Dissertações (TDI)**

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

### **Manuais Técnicos (MAN)**

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

### **Notas Técnico-Científicas (NTC)**

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

### **Relatórios de Pesquisa (RPQ)**

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

### **Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)**

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

### **Publicações Didáticas (PUD)**

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

### **Publicações Seriadas**

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Contam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

### **Programas de Computador (PDC)**

São a sequência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

### **Pré-publicações (PRE)**

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.