



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/10.20.16.08-TDI

## VARIABILIDADE CLIMÁTICA INTERANUAL LOCAL E REMOTA DO ATLÂNTICO SUL SOBRE OS GRANDES ECOSSISTEMAS MARINHOS BRASILEIROS

Helena Cachanhuk Soares

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Douglas Francisco Marcolino Gherardi e Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em 14 de novembro de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3H9CNL5>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

**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

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO  
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

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

**Membros:**

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

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas  
(CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (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:**

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/10.20.16.08-TDI

## VARIABILIDADE CLIMÁTICA INTERANUAL LOCAL E REMOTA DO ATLÂNTICO SUL SOBRE OS GRANDES ECOSSISTEMAS MARINHOS BRASILEIROS

Helena Cachanhuk Soares

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Douglas Francisco Marcolino Gherardi e Luciano Ponzi Pezzi, aprovada em 14 de novembro de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3H9CNL5>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Soares, Helena Cachanhuk.

So11v      Variabilidade climática interanual local e remota do Atlântico Sul sobre os Grandes Ecossistemas Marinhos brasileiros / Helena Cachanhuk Soares. – São José dos Campos : INPE, 2014.  
xxvi + 122 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/10.20.16.08-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientadores : Drs. Douglas Francisco Marcolino Gherardi, e Luciano Ponzi Pezzi.

1. Variabilidade climática interanual. 2. Modos locais e remotos de variabilidade climática. 3. Dados de satélite aplicados a validação de modelos numéricos. 4. Grandes ecossistemas marinhos. 5. Atlântico Sul. I.Título.

CDU 502.51(261.67)

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Doutor(a)** em  
**Sensoriamento Remoto**

Dr. Douglas Francisco Marcolino  
Gherardi



---

Presidente / Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Luciano Ponzi Pezzi



---

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

Dra. Mary Toshie Kayano



---

Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

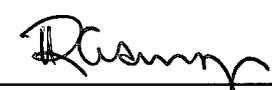
Dr. Flávio Barbosa Justino



---

Convidado(a) / UFV / Viçosa - MG

Dr. Ricardo de Camargo



---

Convidado(a) / IAGIUSP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Helena Cachanhuk Soares**

São José dos Campos, 14 de Novembro de 2014



*“All we have to decide is what to do with the time that is given us.”*

*J.R.R. Tolkien*



*A minha mãe Anita e a minha irmã Amanda.*

*À memória de meu pai Ivo.*



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a minha mãe Anita, por todo o seu apoio, força e ensinamentos que me guiaram até este momento. Também agradeço a minha irmã Amanda por seu companheirismo e incentivos que tornaram tudo mais fácil. Ao meu companheiro Carlos por todos os conselhos e por toda a ajuda que foram fundamentais para que este trabalho fosse realizado. Muito obrigada aos meus orientadores Dr. Douglas Francisco M. Gheradi e Dr. Luciano Ponzi Pezzi pela oportunidade de realizar este trabalho, pelos ensinamentos e ajuda em todas as etapas do curso. Agradeço também a todos os amigos da Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto (PGSER), em especial aos da turma de 2010, que tornaram os momentos complicados mais leves. Agradeço João Marcelo Absy, Daniela Faggiani Dias e Cristina Schultz por toda a ajuda prestada durante o desafio que foi trabalhar com o modelo. Um obrigada especial a todos os meus amigos, aos de infância, do colégio, graduação e da pós-graduação em Meteorologia do INPE e a todos os demais amigos da minha vida. Agradeço aos funcionários e amigos do CPTEC por toda a colaboração que recebi durante os dois anos e meio do doutorado em que fiz o trabalho lá. Agradeço a todos os colaboradores da PGSER. À Capes pela concessão da bolsa de doutorado que permitiu que este trabalho fosse possível. E, finalmente, um agradecimento especial a todos os professores que tive ao longo da minha vida, pelos conhecimentos passados, pelos incentivos e pelos bons exemplos, que com certeza foram fundamentais para esta conquista. Muito obrigada a todos!



## RESUMO

As influências dos modos remotos e locais de variabilidade climática sobre as características oceânicas e atmosféricas do Atlântico Sul foram avaliadas neste trabalho e as análises permitiram identificar os impactos destas variações sobre os Grandes Ecossistemas Marinhos (GEM) brasileiros. Os modos remotos considerados foram o El Niño Oscilação Sul (ENOS) e a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP). Os modos locais são o modo tropical do Atlântico Norte (TNA), o modo tropical do Atlântico Sul (TSA) e a Oscilação Antártica (AAO). A primeira análise foi fundamentada em análise de correlações total e parcial entre os índices climáticos, como o Niño3, TSA, TNA e AAO e as variáveis atmosféricas e oceânicas sobre o Atlântico Sul, como a temperatura da superfície do mar (TSM), tensão do vento à superfície do mar, transporte de Ekman, radiação de onda longa emergente e pressão ao nível do mar. Todas as variáveis e índices climáticos foram filtrados na escala interanual. O impacto da mudança de regime da ODP (1976/1977) foi avaliado através de diferenças de correlações durante as fases quente e fria da ODP. Após a identificação dos modos de variabilidade mais influentes foi realizada uma simulação numérica entre 1980 e 2007 utilizando o modelo regional de circulação oceânica ROMS. Com os resultados desta simulação foi possível avaliar a evolução das características oceânicas durante os eventos ENOS que ocorreram na fase quente da ODP. A validação dos resultados do modelo foi efetuada com base na comparação com dados de satélites, para isto foi empregada a TSM do sensor radiômetro AVHRR a bordo dos satélites NOAA, as velocidades de correntes geostróficas e altura do nível do mar provenientes de dados altimétricos do AVISO. Com a análise de correlações verificou-se que o GEM do Sul do Brasil é fortemente influenciado pelas relações termodinâmicas envolvidas nas interações entre oceano e atmosfera no Atlântico Sudoeste. Estas relações são fortemente impactadas pela mudança de fase da ODP. Com as correlações parciais foi identificado que o TSA reduz a influência do ENOS sobre as anomalias de TSM (ATSM) durante o período quente da ODP (1977-2008) nos GEMs do Norte e Leste do Brasil e no GEM da corrente da Guiné. O TSA também intensifica os padrões de correlações entre o AAO e as ATSM na região tropical. No GEM do Sul do Brasil foram encontradas correlações negativas entre o AAO e as ATSM e este padrão foi persistente mesmo com a remoção dos outros índices. Com a correlação entre os índices climáticos Niño3, TSA e AAO e as ATSM do ROMS foi possível verificar que o modelo é capaz de reproduzir as principais relações climáticas que explicam a variabilidade das ATSM no oceano Atlântico Sul. Esta pesquisa evidencia a complexidade das interações entre os modos locais e remotos de variabilidade climática no oceano Atlântico Sul e mostra a importância de considerá-las ao empregar os GEMs para a gestão dos recursos marinhos do Brasil.



# **LOCAL AND REMOTE INTERANNUAL CLIMATE VARIABILITY OF THE SOUTH ATLANTIC ON THE BRAZILIAN LARGE MARINE ECOSYSTEMS**

## **ABSTRACT**

The remote and local climate variability influences on the oceanic and atmospheric South Atlantic characteristics were evaluated and the analysis allowed to identify the impacts of these variations on the Brazilian Large Marine Ecosystems (LME). The El Niño Southern Oscillation (ENSO) and the Pacific Decadal Oscillation (PDO) are the remote climate modes. The local variability is represented by the Tropical North Atlantic (TNA), the Tropical South Atlantic (TSA) and the Antarctic Oscillation (AAO). The initial analysis was based on total and partial correlation between climate indices representing these modes as Niño3, TSA, TNA and AAO and oceanic and atmospheric variables on the South Atlantic ocean, as sea surface temperature (SST), wind stress, Ekman transport, outgoing longwave radiation and sea level pressure. All the variables were filtered on the interannual scale. The impact of the PDO regime shift (1976/1977) was assessed by the differences between the correlations during the cold and warm PDO phases. After identifying the most influential modes of variability, a numerical simulation was carried out between 1980 to 2007, using the regional ocean circulation model ROMS. With the results of this simulation it was possible to evaluate the evolution of oceanic characteristics during the ENSO events that occurred in the warm PDO phase. The validation of the model results was performed based on comparison with satellite data, for this the SST from the AVHRR radiometer aboard the NOAA satellites, geostrophic currents velocities and sea level height based on altimetry data from the AVISO were used. With the correlation analysis it was found that the South Brazil LME is strongly influenced by the thermodynamic relations involved in the ocean atmosphere interactions in the southwest of South Atlantic Ocean. These relationships are strongly affected by the PDO regime shift. With the partial correlations it was identified that TSA reduces the influence of ENSO on the sea surface temperature anomalies (SSTA) during the warm PDO period (1977-2008) in the North and East Brazil LMEs and in the Guinea current LME. The TSA also intensifies the patterns of correlations between AAO and the SSTA in the tropical region. In the South Brazil LME were found negative correlations between the AAO and the SSTA and this pattern was persistent, even with the removal of the other indices. With the correlation between the climate indices Niño3, TSA and AAO and the SSTA produced by ROMS was possible to verify that the model is able to reproduce the main climate relationships that explain the variability of SSTA in the South Atlantic Ocean. This research highlights the complexity of the interactions between local and remote climate modes on the South Atlantic ocean and shows the importance of considering them to use the LME for the management of Brazilian marine areas.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 – Grandes Ecossistemas Marinhos.....	2
Fonte: NOAA.....	2
Figura 1.2 – Grandes Ecossistemas Marinhos brasileiros e da costa oeste Africana.....	3
Figura 2.1 – Ilustração dos principais sistemas atmosféricos que impactam os GEMs brasileiros: ZCAS, ZCIT, ASAS e os Sistemas Frontais (SF).....	12
Figura 2.2 – Representação esquemática da circulação oceânica superficial de grande escala, com as correntes geostróficas e frentes oceânicas do Atlântico Sul.....	13
Fonte: Adaptado de Peterson e Stramma (1991) e de Johns et al. (1998). ....	13
Figura 2.3 – Representação da circulação oceânica na região de encontro das correntes do Brasil e de Malvinas. ....	15
Fonte: Adaptado de Matano, Palma e Piola (2010).....	15
Figura 2.4 – Esquema ilustrativo do ENOS: a) La Niña: ocorre a intensificação da célula de Walker e a termoclina fica mais rasa no Pacífico leste, com resfriamento do Pacífico central e leste. b) El Niño: vento anômalo de oeste, termoclina mais profunda à leste e aquecimento anômalo do Pacífico central e leste e criação da célula de Walker secundária. ....	19
Fonte: NOAA/PMEL/ <i>Tropical Atmosphere Ocean (TAO) Project Office</i> .....	19
Figura 2.5 – Padrão característico da ODP para as anomalias de TSM (cores), ventos (vetores) e pressão ao nível do mar (contornos) associados à fase quente (à esquerda) e fria (à direita) da ODP. ....	23
Figura 2.6 – Modo oscilação antártica representado pela primeira componente principal da anomalia de altura geopotencial em 850 hPa na região extratropical do Hemisfério Sul. ....	26
Figura 3.1 – Localização das áreas empregadas para o cálculo dos índices climáticos Niño3, TNA e TSA. ....	37
Figura 4.1 - Correlações entre Niño3 e ATSM(°C) durante: (a) fase fria da ODP; (b) fase quente da ODP; (c) diferenças entre as correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre Niño3 e APNM (hPa) durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP; (f) diferença de correlação entre (d) e (e). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas. ....	50
Figura 4.2 - a) Correlações entre Niño3 e AROL(W.m <sup>-2</sup> ); b) TSA e AROL; c) TNA e AROL. Somente as correlações significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas. ....	51
Figura 4.3 – Correlações entre Niño3 e ATV(Pa), em cores a correlação com a magnitude das componentes da ATV e os vetores são a resultante vetorial da correlação com cada componente de ATV durante: (a) fase fria; (b) fase da ODP; (c) diferenças de correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre Niño3 e ATE (kg.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> ) durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP;	

(f) diferença entre as correlação mostrados em (d) e (e). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas. ....	54
Figura 4.4 – Correlações entre TNA e ATSM(°C) durante: (a) fase fria da ODP; (b) fase quente da ODP; (c) diferenças de correlações mostrados em (a) e (b). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas. ....	55
Figura 4.5 – Correlações entre TSA e ATSM(°C) durante: (a) fase fria; (b) fase da ODP; (c) diferenças de correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre TSA e ATV (Pa), em cores a correlação com a magnitude das componentes da ATV e os vetores são a resultante vetorial da correlação com cada componente da ATV durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP; (f) diferença entre as correlações mostradas em (d) e (e). Correlações entre TSA e APNM (hPa) durante: (g) fase fria da ODP; (h) fase quente da ODP; (i) diferença entre as correlações mostradas em (g) e (h). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas. ....	57
Figura 4.6 - Correlações entre: a) AAO e ATSM(°C); b) AAO e AROL(W.m <sup>-2</sup> ); c) AAO e ATV(Pa); d) AAO e ATE(kg.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> ), a região de 2°N a 2°S não apresenta dados devido a singularidade equatorial associada ao parâmetro de Coriolis. Somente as correlações significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.....	61
Figura 4.7 - Correlações entre Niño3 e ATSM(°C) com exclusão do TSA durante: (a) fase fria da ODP; (b) fase quente da ODP; (c) diferenças entre as correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre Niño3 e APNM (hPa) com exclusão do TNA durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP; (f) diferença de correlações entre (d) e (e). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.....	64
Figura 4.8 - Correlações entre Niño3 e ATV(Pa) com exclusão do TSA durante: (a) fase fria da ODP; (b) fase quente da ODP; (c) diferenças de correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre Niño3 e ATV(Pa) com exclusão do TNA durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP; (f) diferenças de correlações entre (d) e (e). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.....	65
Figura 4.9 -. Correlações entre Niño3 e APNM(hPa) com exclusão do TSA durante: (a) fase fria da ODP; (b) fase quente da ODP; (c) diferenças de correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre Niño3 e APNM (hPa) com exclusão do TNA durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP; (f) diferenças de correlação entre (d) e (e). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.....	66
Figura 4.10 - Correlações entre: a) AAO e ATSM(°C) com exclusão do Niño3; b) AAO e ATSM(°C) com exclusão do TSA; c) AAO e ATV(Pa) com exclusão do Niño3; d) AAO e ATV(°C) com exclusão do TSA; e) AAO e AROL(W.m <sup>-2</sup> ) com exclusão do Niño3; f) AAO e AROL(W.m <sup>-2</sup> ) com exclusão do TSA. Somente as	

correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas. ....	68
Figura 5.1 - Comparações de médias trimestrais de 1985 a 2007 para TSM (°C): a) AVHRR média de JFM; b) ROMS média de JFM; c) AVHRR média de AMJ; d) ROMS média de AMJ; e) AVHRR média de JAS; f) ROMS média de JAS; g) AVHRR média de OND; h) ROMS média de OND.....	74
Figura 5.1 - Conclusão. ....	75
Figura 5.2 - Comparações de médias trimestrais de 1993 a 2007 para ANM (m): a) AVISO média de JFM; b) ROMS média de JFM; c) AVISO média de AMJ; d) ROMS média de AMJ; e) AVISO média de JAS; f) ROMS média de JAS; g) AVISO média de OND; h) ROMS média de OND.....	76
Figura 5.2 - Conclusão. ....	77
Figura 5.3 - Comparações de médias trimestrais de 1993 a 2007 para componente zonal de correntes geostróficas ( $m.s^{-1}$ ): a) AVISO média de JFM; b) ROMS média de JFM; c) AVISO média de AMJ; d) ROMS média de AMJ; e) AVISO média de JAS; f) ROMS média de JAS; g) AVISO média de OND; h) ROMS média de OND.....	79
Figura 5.4 - Comparações de médias trimestrais de 1993 a 2007 para componente meridional de correntes geostróficas ( $m.s^{-1}$ ): a) AVISO média de JFM; b) ROMS média de JFM; c) AVISO média de AMJ; d) ROMS média de AMJ; e) AVISO média de JAS; f) ROMS média de JAS; g) AVISO média de OND; h) ROMS média de OND.....	81
Figura 5.4 - Conclusão. ....	82
Figura 5.5 - Comparações de médias trimestrais de 1993 a 2007 para magnitude de velocidade de correntes geostróficas ( $m.s^{-1}$ ) e resultante vetorial das componentes $U_g$ e $V_g$ : a) AVISO média de JFM; b) ROMS média de JFM; c) AVISO média de AMJ; d) ROMS média de AMJ; e) AVISO média de JAS; f) ROMS média de JAS; g) AVISO média de OND; h) ROMS média de OND. ...	83
Figura 5.6 - Estatísticas de validação para TSM (°C) do ROMS comparada a TSM (°C) do AVHRR para o período de 1985 a 2007: a) Viés (°C); b) RMSE (°C); c) Skill; .....	86
Figura 5.7 - Estatísticas de validação para ANM (m) do ROMS comparada a ANM (m) do AVISO para o período de 1985 a 2007: a) Viés (°C); b) RMSE (°C); c) Skill;.....	88
Figura 5.8 - Comparação entre ROMS e dados do AVISO: (a) Viés para componente zonal de velocidade geostrófica ( $U_g$ ) ( $m.s^{-1}$ ); (b) Viés para componente meridional de velocidade geostrófica ( $V_g$ ) ( $m.s^{-1}$ ); (c) RMSE para $U_g$ ( $m.s^{-1}$ ); (d) RMSE para $V_g$ ( $m.s^{-1}$ ); (e) Skill para $U_g$ ; (f) Skill para $V_g$ . A região entre 2°N e 2°S não é mostrada devido a singularidade equatorial associada ao parâmetro de Coriolis. ....	90
Figura 5.9 - Correlação entre: (a) Niño3 e ATSM (°C) simulada pelo ROMS com defasagem de 7 meses; (b) TSA e ATSM (°C) simulada pelo ROMS sem defasagem; (c) AAO e ATSM (°C) simulada pelo ROMS sem defasagem. Somente as correlações significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas. ....	92

Figura 5.10 - Composições de ATSM (°C) durante eventos de EL Niño para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM; (e) JJA do ano seguinte ao início dos eventos.....	95
Figura 5.11 - Composições de ATSM (°C) durante eventos de La Niña para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM; (e) JJA do ano seguinte ao início dos eventos .....	98
Figura 5.12 - Composições de AANM (m) durante eventos de El Niño para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM.....	100
Figura 5.13 - Composições de AANM (m) durante eventos de La Niña para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM.....	101
Figura 5.14 - Composições de ASAL durante eventos de El Niño para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM;.....	102
Figura 5.15 - Composições de ASAL durante eventos de La Niña para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM;.....	103
Figura 5.16 - Composições da magnitude e da resultante vetorial de anomalias de velocidade zonal (AU) ( $m.s^{-1}$ ) e Anomalias de velocidade meridional AV( $m.s^{-1}$ ) durante eventos de El Niño para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM.....	104
Figura 5.17 - Composições da magnitude e da resultante vetorial de AU ( $m.s^{-1}$ ) e AV( $m.s^{-1}$ ) durante eventos de El Niño para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM.....	105

## LISTA DE TABELAS

	<b><u>Pág.</u></b>
Tabela 3.1. Resumo dos dados empregados durante as etapas de análise de correlações e análise numérica.....	30
Tabela 3.2. Eventos de El Niño e La Niña que ocorreram durante o período de 1980 a 2007 .....	46
Tabela 4.1 - Correlações entre os índices para os períodos indicados. As correlações significativas ao nível de confiança de 95% são indicadas com um asterisco.....	62



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AAO	Índice de Oscilação Antártica
AANM	Anomalia de Altura do Nível do Mar
AMJ	Abril, Maio e Junho
ANM	Altura do Nível do Mar
APNM	Anomalia de Pressão ao Nível do Mar
AROL	Anomalia de Radiação de Onda Longa emergente
ASAL	Anomalia de Salinidade
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ATE	Anomalias de Transporte de Ekman
ATSM	Anomalias de Temperatura da Superfície do Mar
ATV	Anomalias de Tensão do Vento à superfície do mar
AV	Anomalias de velocidade meridional
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
AVISO	<i>Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data</i>
AU	Anomalias de velocidade zonal
BSST	<i>Best Sea Surface Temperature</i>
CAS	Corrente do Atlântico Sul
CB	Corrente do Brasil
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CM	Corrente das Malvinas
CNB	Corrente Norte do Brasil
CNES	<i>Centre National d'Études Spatiales</i>
CSE	Corrente Sul Equatorial
CTD	<i>Conductivity, Temperature and Depth</i>
DJF	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
ENOS	El Niño Oscilação Sul
EOF	<i>Empirical Orthogonal Functions</i>
EP	Erro Padrão

ERS	<i>European Remote Sensing</i>
ERSST	<i>Extended Reconstruction Sea Surface Temperature</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
GEM	Grandes Ecosistemas Marinhos
JAS	Julho, Agosto e Setembro
JFM	Janeiro, Fevereiro e Março
JJA	Junho, Julho e Agosto
MAM	Março, Abril e Maio
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NLSST	<i>Non Linear SST</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
ODP	Oscilação Decenal do Pacífico
OND	Outubro, Novembro e Dezembro
PNM	Pressão ao Nível do Mar
PODAAC	Physical Oceanography Distributed Active Archive Center
ROL	Radiação de Onda Longa emergente
ROMS	<i>Regional Ocean Modeling System</i>
SeaWIFS	<i>Sea-viewing Wide Field-of-view</i>
SODA	<i>Simple Ocean Data Assimilation</i>
SON	Setembro, Outubro e Novembro
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TNA	<i>Tropical North Atlantic</i>
TSA	<i>Tropical South Atlantic</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

$E$	Transporte de Ekman
$f$	Parâmetro de Coriolis, $s^{-1}$
$g$	Aceleração da gravidade, $m.s^{-2}$
$\eta$	Altura do Nível do Mar, m
$\tau$	Tensão do vento à superfície do mar
$\rho$	Coefficiente de correlação
$u_g, v_g$	Componente zonal e meridional de velocidade geostrófica, $m.s^{-1}$ , respectivamente
$X_{mod}$	Variável do modelo
$X_{sat}$	Variável proveniente de dados de satélites
$z$	Coefficiente de correlação após a transformação Fisher



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos .....	5
1.1.1. Geral .....	5
1.1.2. Específicos.....	5
<b>2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>7</b>
2.1. Grandes Ecossistemas Marinhos.....	7
2.2. Principais características atmosféricas e oceânicas do Atlântico Sul.....	10
2.3. Padrões de variabilidade climática e conexões com o Atlântico Sul .....	17
2.3.1. El Niño Oscilação Sul.....	17
2.3.2. Variabilidade do Atlântico Tropical .....	19
2.3.3. Oscilação Decenal do Pacífico.....	23
2.3.4. Oscilação Antártica .....	25
<b>3 METODOLOGIA .....</b>	<b>29</b>
3.1. Dados .....	29
3.1.1. Dados reconstruídos e reanálises.....	30
3.1.2. Dados de Satélites .....	33
3.1.3. Dados de linha de costa e batimetria para o ROMS .....	36
3.2. ANÁLISE ESTATÍSTICA .....	36
3.2.1. Índices Climáticos .....	36
3.2.2. Retenção da variabilidade interanual: filtro ondaleta de Morlet.....	38
3.2.3. Coeficientes de correlação Total e Parcial .....	38
3.2.4. Diferença de correlações e significância destas diferenças .....	40
3.3. ANÁLISE DE MODELAGEM HIDRODINÂMICA .....	41
3.3.1. O Modelo ROMS.....	41
3.3.2. Experimentos numéricos com o ROMS .....	42
3.3.3. Validação .....	43
3.3.4. Influência do Niño3, TSA e AAO nos campos de TSM simulados pelo ROMS .....	44
3.3.5. Análise de composições dos eventos ENOS .....	45
<b>4 ANÁLISE ESTATÍSTICA .....</b>	<b>47</b>
4.1. Correlações Totais: Análise das forçantes climáticas remotas e locais..	47

4.2. Correlações Parciais: Análise das forçantes climáticas remotas e locais	62
4.3. Sumário .....	69
<b>5 ANÁLISE DE MODELAGEM HIDRODINÂMICA.....</b>	<b>71</b>
5.1. Campos simulados pelo ROMS comparados a dados de Satélites.....	71
5.1.1. Comparação de Médias Trimestrais.....	71
5.1.2. Estatísticas de validação: Viés, RMSE e Skill .....	84
5.2. Correlações entre a TSM simulada pelo ROMS e os índices Niño3, TSA e AAO.....	91
5.3. Análise de eventos ENOS simulados pelo ROMS.....	93
5.3.1. Composições .....	93
5.4. Sumário .....	106
<b>6 CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>109</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>113</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A motivação para este estudo surgiu da necessidade de conhecimento sobre quais são as consequências das flutuações do clima sobre os ecossistemas marinhos brasileiros e como isto afeta o manejo destas unidades. Estudos como o realizado por Sherman et al. (2009) tem identificado tendências de aquecimento na região dos Grandes Ecossistemas Marinhos (GEMs) do globo e estas tendências são relacionadas a impactos na biologia marinha, como variações na distribuição e abundância de recursos pesqueiros. Estas tendências apresentam intensidades que não são uniformes em cada GEM. Estes cenários revelam a importância de estudos sobre as influências da variabilidade climática global sobre as áreas marinhas. Os impactos desta variabilidade são o resultado da interação entre modos climáticos que oscilam em diferentes escalas de tempo e também da interação entre modos locais e remotos das bacias oceânicas. Devido a isto, neste trabalho são investigadas as interações entre os modos locais e remotos de variabilidade climática do oceano Atlântico Sul a fim de identificar seus impactos sobre os GEMs brasileiros. Com o avanço do conhecimento nesta área espera-se contribuir para o refinamento das políticas de gestão dos recursos naturais marinhos brasileiros.

Um dos primeiros trabalhos a apresentar a ideia dos GEMs como unidades de gerenciamento dos recursos marinhos foi o de Sherman (1991). Essas unidades foram definidas como extensas áreas do oceano (acima de 200 000 km<sup>2</sup>), que foram estabelecidas por meio de diferenças da batimetria, regimes hidrográficos, produtividade e relações de dependência trófica das populações. De acordo com Olsen et al. (2006) os limites geográficos dos GEMs também consideram os contornos continentais e os limites das correntes oceânicas superficiais. Com base nestas definições foram globalmente estabelecidos pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) 64 GEMs (Figura 1.1) como unidades de manejo e avaliação dos recursos marinhos.

Essas regiões representam 80% da produção marinha pesqueira mundial (SHERMAN et al., 2009). Entretanto, são as áreas do oceano com maior poluição e alteração do ambiente marinho (DUDA; SHERMAN, 2002). Os GEMs foram definidos para auxiliar a tomada de decisões visando minimizar os impactos da poluição e controlar o uso sustentável dos recursos marinhos. O objetivo é que essas unidades auxiliem no desenvolvimento de estratégias de recuperação de estoques pesqueiros em depleção, restauração de habitats degradados e na redução da poluição costeira. O uso dos GEMs como unidades de manejo dos recursos naturais é mais realista do que o manejo que apenas considera a dinâmica do recurso. Isto porque, os GEMs são definidos com visão de ecossistema, o que significa que as interações entre os recursos e o meio físico são consideradas.

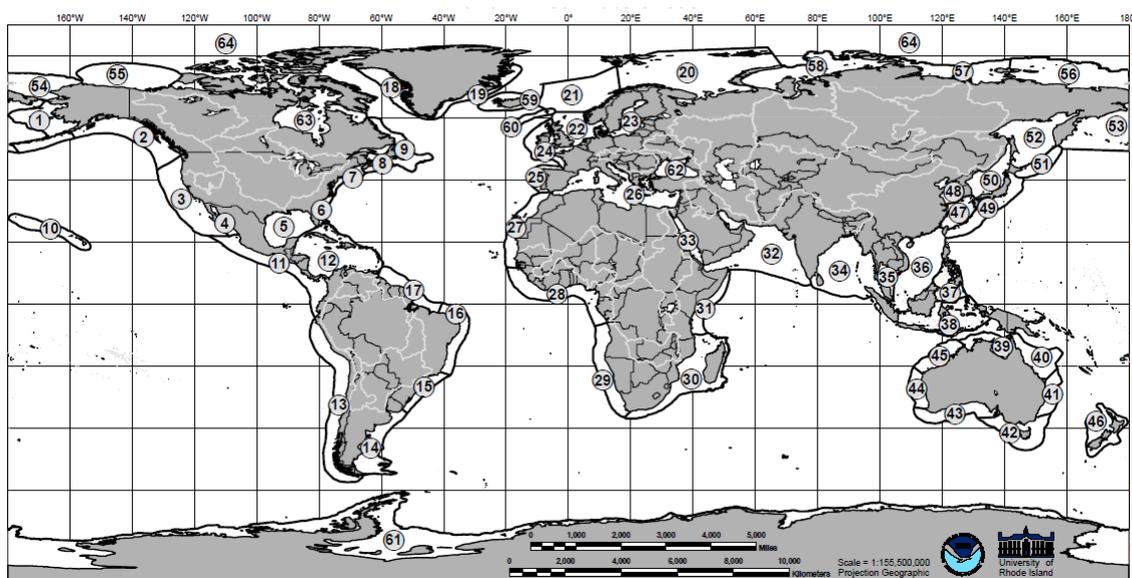


Figura 1.1 – Grandes Ecossistemas Marinhos.

Fonte: NOAA

Para o Brasil foram definidas três unidades: o GEM brasileiro do norte, do leste e do sul (Figura 1.2). No entanto, estas três regiões apresentam diferentes regimes climáticos dentro de cada GEM. A região Norte do Brasil é bastante influenciada pela presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), apresentando desta forma um regime de precipitação de acordo com a

migração deste sistema atmosférico. A parte norte do GEM do leste do Brasil tem seu regime de precipitação associado à migração meridional da ZCIT, com os meses de precipitação concentrados entre março e junho. Entretanto, a região mais a sul do mesmo GEM, não apresenta esse mesmo regime climático. O mesmo ocorre para o GEM do sul do Brasil, que engloba as regiões sul e sudeste brasileiras, no entanto as duas regiões apresentam regimes climáticos bastante diferentes. Durante o verão austral, o sudeste brasileiro tem precipitação abundante devido à presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Já o sul do Brasil não é afetado por este sistema atmosférico, mas é intensamente influenciado pela passagem de sistemas frontais.

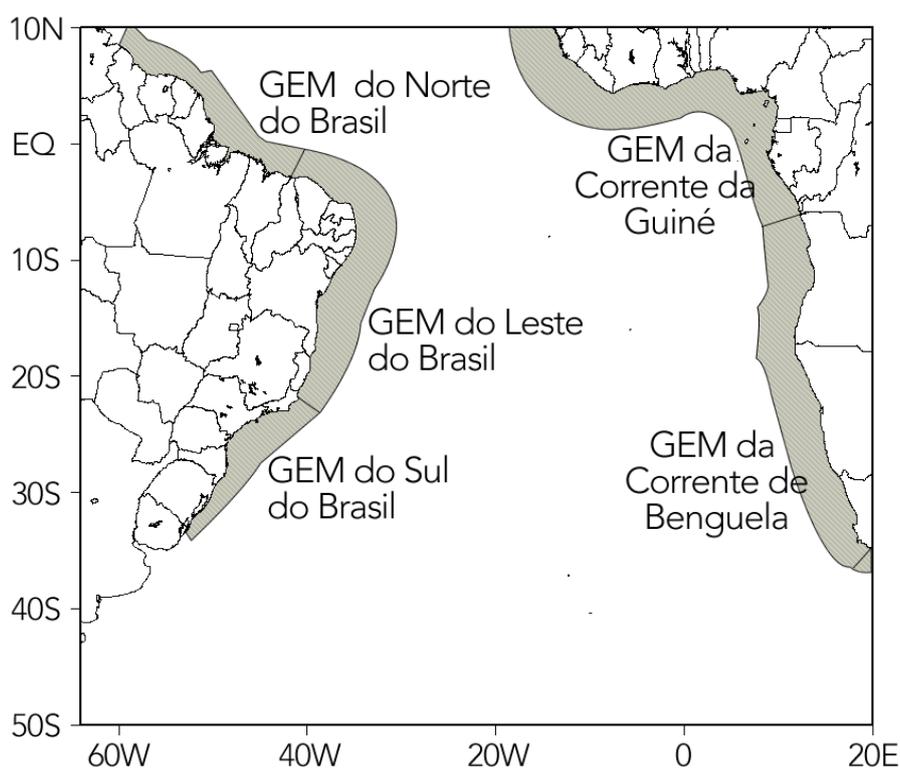


Figura 1.2 – Grandes Ecosistemas Marinhos brasileiros e da costa oeste Africana.

Os impactos das variações no clima dos GEMs são conduzidos pela variabilidade climática global que é transmitida por grandes distâncias por meio de teleconexões atmosféricas e modificados por processos oceânicos locais e regionais (SCHWING et al., 2010). Como os processos físicos envolvidos não são apenas locais torna-se necessário analisar não apenas a região costeira, mas sim todo o Atlântico Sul e os efeitos climáticos das outras bacias oceânicas. Além disso, estas oscilações do clima ocorrem em diferentes escalas temporais, o que torna o problema mais complexo. Uma mesma região pode ser afetada por diferentes padrões de variabilidade climática, que oscilam na escala de meses (intrassazonais), anos (interanuais) ou décadas (interdecenais). Sendo que, os impactos das oscilações climáticas são também resultantes das interações entre esses diferentes modos de variação temporal do clima.

A justificativa para este interesse no entendimento dos efeitos das variações climáticas sobre os GEMs está no fato de que as alterações do ambiente marinho surgem como consequência das alterações do clima. Essas alterações do ambiente podem ser, por exemplo, mudanças do padrão de transporte oceânico e temperatura da água, os quais afetam diretamente a produtividade oceânica. Por consequência, a alimentação, o crescimento e a reprodução dos organismos marinhos são afetados por estas alterações do padrão de transporte e mistura oceânicos (LASKER, 1975; CURY; ROY, 1989; BAKUN, 1998). Estas mudanças físicas impostas ao oceano passam a impactar toda a cadeia trófica marinha. Desta forma, entender como ocorrem estas alterações das características físicas oceânicas em função da variabilidade climática local e remota, torna-se essencial para o melhor gerenciamento dos recursos marinhos.

Nesta tese são avaliados quais são os impactos da variabilidade climática interanual sobre os GEMs brasileiros. A hipótese do trabalho é a de que um mesmo GEM brasileiro não reage de forma homogênea aos efeitos da variabilidade climática. Isto faz com que o emprego destas unidades como

ferramentas de manejo dos recursos naturais marinhos possa suscitar resultados inconsistentes, caso não sejam considerados os diferentes impactos que as variações do clima causam em cada área dos GEMs. No Atlântico Sul, também, estão presentes os GEMs da costa oeste Africana, o GEM da corrente de Benguela e o GEM da Corrente de Guiné (Figura 1.2), alguns dos impactos sobre estes GEMs também serão discutidos, a fim de comparar com o que ocorre nos GEMs brasileiros.

Para estudar este problema inicialmente são avaliadas as correlações entre índices climáticos, que representam as variações do clima, e variáveis oceânicas e atmosféricas no Atlântico Sul. Nesta etapa são avaliados os efeitos locais e remotos da variabilidade climática sobre o Atlântico Sul, assim como as interações entre estes modos. Esta análise permitiu identificar quais são os modos de variabilidade climática mais influentes sobre o Atlântico Sul. Na última parte do trabalho, os resultados de um experimento numérico são avaliados a fim de identificar os efeitos destes modos climáticos sobre as características oceânicas do Atlântico Sul.

## **1.1. Objetivos**

### **1.1.1. Geral**

O objetivo geral do trabalho é identificar os impactos das variações climáticas interanuais locais e remotas do oceano Atlântico Sul sobre os GEMs brasileiros.

### **1.1.2. Específicos**

Para alcançar o objetivo geral os seguintes objetivos específicos foram propostos:

- 1- Identificar as relações entre os principais modos de variabilidade climática global interanual e as características oceânicas e atmosféricas na região dos GEMs brasileiros;

- 2- Separar e avaliar os efeitos dos padrões climáticos, como o El Niño Oscilação Sul (ENOS), Oscilação Antártica e variabilidade do Atlântico tropical sobre as características oceânicas e atmosféricas do Atlântico Sul;
- 3- Avaliar os impactos da mudança de fase da Oscilação Decenal do Pacífico nas relações entre os padrões climáticos e as variáveis oceânicas e atmosféricas na região dos GEMs;
- 4- Investigar os possíveis processos responsáveis pela manutenção dos campos de correlação entre a variabilidade climática global e as variáveis oceânicas e atmosféricas no oceano Atlântico Sul;
- 5- Avaliar os impactos dos modos de variabilidade climática mais influentes sobre as principais características oceânicas do Atlântico Sul.

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1. Grandes Ecossistemas Marinhos

O conceito de Grande Ecossistema Marinho foi primeiramente apresentado por Kenneth Sherman e Lewis M. Alexander durante um encontro da *American Association for the Advancement of Science* em 1984. Sherman (1991) cita que estas regiões foram definidas com base em quatro critérios ecológicos: batimetria, hidrografia, produtividade e relações tróficas de dependência entre as populações. Estas unidades, de acordo com Duda e Sherman (2002) são “regiões oceânicas que englobam desde as áreas costeiras, bacias hidrográficas e estuários até os limites das plataformas continentais, mares fechados e semi-fechados e os limites das principais correntes oceânicas”.

A justificativa para o uso dos critérios acima citados para o estabelecimento dos GEMs é de que a batimetria influencia diretamente a estrutura da coluna de água e os fluxos de água. Por sua vez, os processos de circulação verticais e horizontais, alteram o fluxo de nutrientes na coluna de água. Estas alterações da disponibilidade de nutrientes causam variações na abundância e distribuição da produtividade primária do fitoplâncton. As alterações de produtividade primária impactam o fluxo de energia entre todos os níveis tróficos, desde a base da cadeia alimentar, representada pelos organismos planctônicos, passando pelos peixes até pássaros e mamíferos marinhos (SHERMAN; HEMPEL, 2008).

A definição do GEM é fundamentada na visão ecossistêmica. Um ecossistema envolve as interações tróficas entre as diferentes comunidades de organismos vivos que ocupam uma determinada área e as interações destas comunidades com o ambiente físico. Estas interações, assim como os impactos das atividades humanas sobre estas comunidades, extrapolam as fronteiras políticas. Assim, medidas de gerenciamento dos recursos marinhos com base nos ecossistemas são mais eficientes.

Em um dos trabalhos em que primeiramente é discutido o conceito dos GEMs, Sherman (1991) explica que a ideia surgiu da necessidade de gerenciamento dos recursos da biomassa marinha. O autor cita que estudos desde a década de 70 já discutiam a preocupação com a poluição costeira e a sobrepesca. Neste trabalho também é observada a necessidade de identificar as forças físicas que causam alterações de larga escala na biologia marinha.

As principais forças que causam as mudanças de grande escala dos recursos marinhos variam em cada GEM. Devido a isso, Sherman (1994) discute que os avanços no gerenciamento dos recursos marinhos somente serão obtidos por meio da avaliação e comparação do comportamento de cada unidade sobre diferentes fontes de estresse. Este autor também destaca que a vantagem em utilizar estas unidades é que elas representam a ligação entre eventos locais, como a pesca e a poluição, que ocorrem na escala temporal de dias a eventos sazonais ou de maior período, como as oscilações das características de circulação oceânica.

Os dados de satélite têm sido de grande utilidade para os estudos sobre os GEMs. Em um estudo que apresenta estimativas dos efeitos da elevação da temperatura global sobre a produtividade, Sherman et al. (2009) identificaram tendências de aquecimento em 61 dos 64 GEMs do globo. Este trabalho foi realizado com base na comparação de dados de captura pesqueira, estimativas de produtividade derivada das informações de cor do oceano coletadas pelo sensor *Sea-viewing Wide Field-of-view* (SeaWiFS) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e Temperatura da Superfície do Mar (TSM) com 1º de resolução espacial proveniente do centro meteorológico do Reino Unido, o *Met Office Hadley Centre*. Os autores identificaram diferentes níveis de aquecimento nos GEMs e concluíram que este aquecimento gera um desequilíbrio na distribuição de abundância pesqueira.

Um outro exemplo de aplicação de dados derivados de sensoriamento remoto é o trabalho de Belkin et al. (2009). Neste foram utilizados dados de TSM do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) da NOAA para mapear as frentes termais oceânicas nas regiões dos GEMs. O mapeamento destas frentes oceânicas auxilia na identificação dos pontos de maior produtividade biológica (“*hot spots*”) e também nas áreas de maior concentração de poluentes. Isso porque as regiões de frentes termais são acompanhadas por áreas de convergência de massas de água. Neste trabalho foi apresentada uma discussão sobre a distribuição destas frentes para GEMs específicos.

Com relação aos GEMs que estão na área da zona costeira brasileira (Figura 1.2), poucos estudos foram realizados, o que caracteriza mais uma motivação para pesquisas que tratem destas unidades. Um dos poucos trabalhos que utiliza os GEMs brasileiros é o de Freire e Pauly (2010). Este estudo trata sobre o decaimento da biomassa pesqueira no GEM do leste. Entretanto, os autores perceberam que trabalhar com o GEM inteiro não seria eficiente para estudar o problema. Isso porque como a unidade é muito grande, condições oceânicas bastante diversas estão presentes tanto na batimetria quanto nas correntes oceânicas, o que faz com que os resultados sejam mascarados e não sejam representativos da realidade. Assim, os autores dividiram o GEM do leste e analisaram apenas a cadeia trófica da sua parte norte. Com esta divisão foi possível identificar que o GEM do leste está perdendo biodiversidade, com uma taxa de decaimento trófico bastante elevada, quando comparado com dados de outras regiões do mundo. Esta necessidade de divisão do GEM do leste, no trabalho de Freire e Pauly (2010), demonstra a necessidade de estudos que avaliem a definição dos GEMs brasileiros.

## **2.2. Principais características atmosféricas e oceânicas do Atlântico Sul**

Um dos sistemas atmosféricos de grande relevância para a dinâmica oceânica e atmosférica do oceano Atlântico Sul é a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Este sistema é um centro semipermanente de alta pressão, com circulação anticiclônica, que faz parte do cinturão subtropical global de pressão. A influência da ASAS sobre o Atlântico Sul está associada ao seu deslocamento sazonal meridional e zonal. Essa migração ocorre de acordo com a variação da incidência de radiação solar no Hemisfério Sul. Nos meses de inverno, as temperaturas são mais baixas sobre os continentes que sobre o mar, assim esse centro de alta pressão desloca-se em direção ao continente. No verão o continente apresenta-se mais aquecido e assim a ASAS se afasta do continente em direção ao oceano (WAINER; TASHETO, 2006; BASTOS; FERREIRA, 2000; PEZZI; SOUZA, 2009). Desta forma, durante o verão o centro da ASAS é localizado mais ao sul e a leste, em aproximadamente 5°W e 32°S. No inverno, a localização é em aproximadamente 10°W e 27°S (PETERSON; STRAMMA, 1991). Durante o inverno a ASAS dificulta o deslocamento dos sistemas frontais para as latitudes mais baixas (BASTOS; FERREIRA, 2000). No verão, a circulação atmosférica associada a ASAS contribui para a manutenção da convergência de umidade necessária ao estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (KODAMA, 1992; QUADRO, 1993).

A ZCAS é uma zona de convergência de umidade que se estende pelo continente sul americano, com orientação de noroeste a sudeste (KODAMA, 1993; QUADRO, 1993). De acordo com o estudo de Quadro (1993) o tempo mínimo de permanência da banda de nebulosidade, para ser definida como ZCAS, é de 4 dias. Este sistema impacta as anomalias de TSM (ATSM) no Atlântico Sudoeste. Uma vez que essa banda de nebulosidade se estende até o sudeste do Brasil e atinge o oceano Atlântico. Desta forma este sistema atinge a parte norte do GEM brasileiro do Sul e também a parte sul do GEM do leste. De acordo com a discussão apresentada por Chaves e Nobre (2004),

sobre a interação entre a ZCAS e as anomalias de temperatura da superfície do mar (ATSM) no Atlântico Sul, a cobertura de nuvens ocasionada pela ZCAS induz um resfriamento da superfície do oceano gerando anomalias negativas de TSM na região sob este sistema. Esta discussão foi realizada com base em resultados de um modelo de circulação geral oceânico. Os autores também demonstraram com base nos resultados de um modelo de circulação geral atmosférico que a presença de ATSM positivas no Atlântico Sul causam a intensificação da ZCAS e um deslocamento desta na direção norte. Enquanto que ATSM negativas levam a um enfraquecimento da banda de nebulosidade.

Sobre o GEM do Sul, as frentes frias são os sistemas atmosféricos que apresentam maior frequência. Estas têm seu período de maior atividade entre maio e setembro e são menos frequentes durante o verão austral. Estes sistemas atmosféricos ocorrem em maior número e durante todo o ano entre as latitudes de 25°S e 30°S, com maior frequência nesta região entre os meses de maio a outubro (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009). Estes sistemas frontais, durante o verão, muitas vezes auxiliam a formação e permanência da ZCAS (QUADRO, 1993).

Sobre o Atlântico equatorial, na região da zona de confluência dos ventos alísios, têm-se outra zona de nebulosidade, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Climatologicamente, a ZCIT localiza-se em sua posição mais a norte durante agosto e setembro, em torno de 14°N, e nos meses de março e abril em sua posição mais a sul, em torno de 2°S (MELO et al., 2009). Seu deslocamento determina o ciclo de chuvas na região norte do Nordeste do Brasil e também impacta as ATSM na região do Atlântico tropical. Os GEMs com maior influência direta da ZCIT são o do norte e a parte norte do GEM do leste. A Figura 2.1 apresenta uma ilustração dos principais sistemas atmosféricos que afetam os GEMs brasileiros.



Figura 2.1 – Ilustração dos principais sistemas atmosféricos que impactam os GEMs brasileiros: ZCAS, ZCIT, ASAS e os Sistemas Frontais (SF).

A presença da ASAS influencia a circulação oceânica superficial por meio da divergência dos ventos em baixos níveis da atmosfera, que colabora para a formação do giro subtropical do Atlântico Sul. Este giro é composto pela Corrente Sul Equatorial (CSE) a qual se desloca na direção nordeste através do Atlântico e faz o limite norte do giro, pela Corrente do Brasil (CB), a qual limita o giro a oeste, o limite ao sul é feito pela Corrente do Atlântico Sul (CAS), a qual flui na direção leste e finalmente a Corrente de Benguela na costa Africana completa o giro na borda leste. A bifurcação da CSE forma a CB e a Corrente Norte do Brasil (CNB). A circulação superficial do Atlântico Sul é apresentada na Figura 2.2, que foi adaptada de Peterson e Stramma (1991) entre as latitudes de 0° e 70°S e de Johns et al. (1998) entre 10°N e 0°.

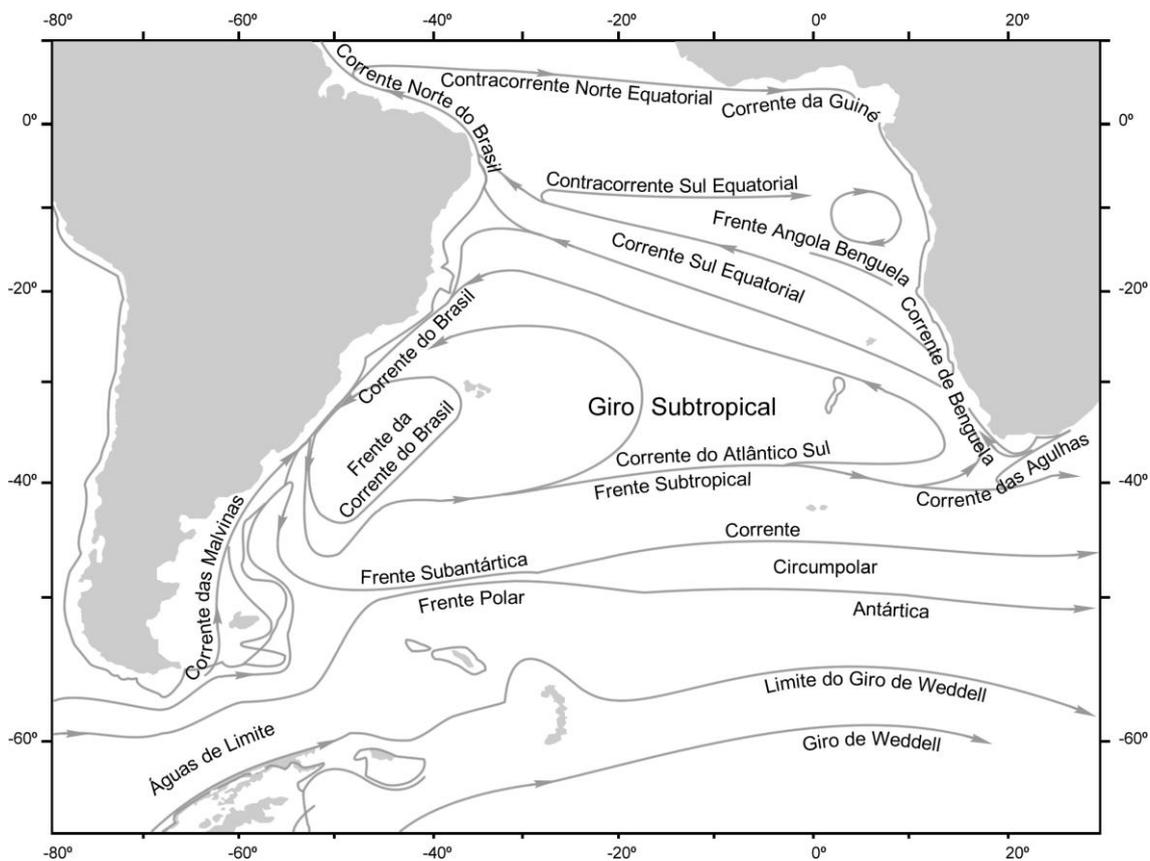


Figura 2.2 – Representação esquemática da circulação oceânica superficial de grande escala, com as correntes geostroficas e frentes oceânicas do Atlântico Sul.

Fonte: Adaptado de Peterson e Stramma (1991) e de Johns et al. (1998).

Em aproximadamente 10°S o fluxo da Corrente Sul Equatorial (CSE) é dividido e uma parte segue em direção ao norte dando origem a corrente Norte do Brasil (SILVEIRA et al., 1994; JONHS et al., 1998). Esta corrente segue até aproximadamente 6-7°N, nesta região sofre retroflexão e forma a Contracorrente Norte Equatorial (JONHS et al., 1998). O fluxo da CNB alimenta as contracorrentes equatoriais e proporciona o transporte cruzando o equador das águas superficiais do Atlântico Sul como parte da célula de revolvimento meridional do Atlântico (*Atlantic Meridional Overturning Cell*) que compõe a circulação termohalina global (JONHS et al., 1998).

Um outro ramo da bifurcação da CSE origina a Corrente do Brasil (CB), que é uma corrente de contorno oeste, com início entre as latitudes de 5 e 10°S. Esta corrente flui ao longo costa da América do Sul até as latitudes de 33 °S e 38°S. As correntes de contorno oeste são caracterizadas pela alta intensidade de fluxo, em regiões estreitas e bem definidas ao longo das margens continentais (CASTRO et al., 2006). Entretanto, comparada a outras correntes de contorno oeste do globo a CB apresenta um fluxo bem menos intenso (PETERSON e STRAMMA, 1991; GARZOLI, 1993). Peterson e Stramma (1991) atribuem isso a divisão do volume transportado pela CSE, que ao chegar a costa da América do Sul tem uma parcela do fluxo que segue em direção ao Hemisfério Norte e outra que alimenta as contracorrentes equatoriais, enfraquecendo assim o ramo que segue em direção ao sul.

A CB, em aproximadamente 38°S, encontra a corrente das Malvinas formando uma das regiões mais energéticas dos oceanos globais (PIOLA; MATANO, 2001). A CM, que tem origem como o ramo norte da Corrente Circumpolar Antártica, apresenta águas mais frias, abaixo de 7°C na superfície durante o inverno, e com menor salinidade em comparação a CB, temperatura na superfície acima de 26°C (SARACENO et al., 2004). O encontro destas duas correntes gera uma frente termohalina na região chamada de Confluência Brasil Malvinas. Os trabalhos de Pezzi et al. (2005) e Pezzi et al. (2009) mostram que na região de confluência, os intensos contrastes meridionais de TSM se refletem nas camadas limites oceânica e atmosférica. A camada limite atmosférica torna-se mais instável e profunda sobre águas quentes e com ventos mais intensos próximos a superfície oceânica, o oposto ocorre sobre águas frias (PEZZI et al., 2009). Após a confluência a Corrente do Brasil se separa em dois ramos e um deles retorna para o norte formando uma célula de recirculação e o outro segue em direção leste, contribuindo para a formação da Corrente do Atlântico Sul (CAS). Já a CM após o encontro com a CB retorna para o sul formando o fluxo de retorno da CM, que em torno de 45°S passa a seguir a direção leste (SARACENO et al., 2004). Na região também existe um

centro semipermanente de circulação anticiclônica chamado de vórtice de Zapiola (Figura 2.3), que fica localizado em aproximadamente 45°S e 42°W e contribui intensamente para os processos de mistura e trocas de massas de água na região (GARZOLI et al., 2008; SARACENO et al., 2009).

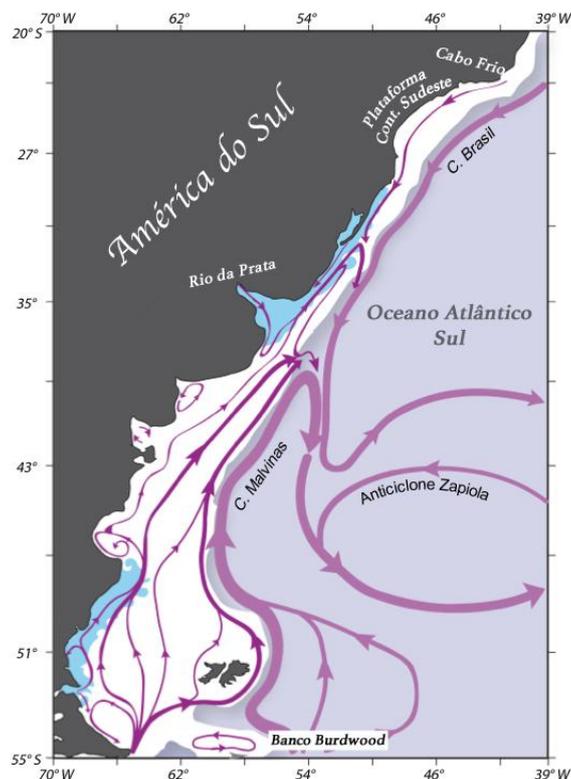


Figura 2.3 – Representação da circulação oceânica na região de encontro das correntes do Brasil e de Malvinas.

Fonte: Adaptado de Matano, Palma e Piola (2010).

Devido às características do contorno da costa sudeste do Atlântico Sul, a CB sofre meandramentos que levam a formação de vórtices. Estes contribuem para processos de mistura e aporte de nutrientes das regiões mais profundas do oceano. Ao longo da costa brasileira também existem regiões de intensa ressurgência, que se caracterizam pela ascensão das águas mais profundas à superfície. Um dos pontos em que a ressurgência é mais intensa é a região entre Cabo Frio (23°S; 42°W) e Cabo São Tomé (22°S; 40°W) (CASTRO et al.,

2006). Estas áreas apresentam importância para a produtividade marinha, devido a maior disponibilidade de nutrientes.

A circulação superficial oceânica na parte leste do Atlântico Sul é marcada pelas correntes que bordejam a costa oeste da África do Sul, entre estas está a corrente de Benguela, que faz parte de um dos 4 maiores sistemas de ressurgência de borda leste do globo (HILL et al., 1998), o que faz com que a região apresente uma alta produtividade biológica. As características marcantes desta corrente foram utilizadas para definir o GEM da corrente de Benguela, que também tem em seus limites a presença da Corrente da Angola ao norte e a influência da corrente das Agulhas ao Sul. A corrente da Benguela é localizada na parte sul da costa oeste africana, entre 5-37°S. Esta corrente que flui na direção norte apresenta águas frias, que são associadas aos intensos eventos de ressurgência na região (JURY; COURTNEY, 1995). A corrente de Benguela se encontra com a corrente de Angola que flui entre 17°S e 24°S (GYORI et al. 2004) em direção ao sul.

A região de confluência entre as correntes de Benguela e da Angola, que possui águas mais quentes e mais salinas que a primeira, forma uma frente oceânica, que é localizada em aproximadamente 20°S durante o verão e 16°S no inverno (KOSTIANOY; LUTJEHARMS, 1999). Ainda na costa oeste Africana tem-se a Corrente de Guiné, que flui em aproximadamente 4°N e caracteriza o outro GEM da costa leste Africana o GEM da Corrente da Guiné. A circulação superficial oceânica na parte leste do Atlântico Sul também é marcada pela presença do corredor de vórtices da corrente das Agulhas, entre 25°S e 35°S. Estes vórtices são consequência da retroflexão da corrente das Agulhas, que retorna em direção ao oceano Índico, após se separar do continente Africano (GARZOLI; GORDON, 1996). Estes vórtices são responsáveis pelo transporte calor, salinidade e energia do oceano Índico para o oceano Atlântico (OLSON, 1991; BYRNE et al. 1995; MATANO et al. 1998). A variabilidade climática interanual do oceano Atlântico Sul, de acordo com Grodsky e Carton (2006), pode ser explicada por três diferentes fontes: interação entre oceano e

atmosfera no próprio Atlântico, teleconexões atmosféricas do Pacífico Tropical e influência do oceano Índico. Sendo que sobre a influência do Índico a corrente das Agulhas é a maior responsável pela comunicação entre as bacias.

## **2.3. Padrões de variabilidade climática e conexões com o Atlântico Sul**

### **2.3.1. El Niño Oscilação Sul**

O ENOS é um padrão oscilatório que possui uma fase quente (El Niño) e uma fase fria (La Niña), que apresentam padrões espaciais inversos nos campos de TSM, ventos e pressão ao nível do mar. Um evento de El Niño é caracterizado pelo aquecimento das águas do Pacífico central e leste, com sinal correspondente no campo de pressão, isto é, pressão mais baixa sobre águas quentes e mais alta sobre águas frias. Esta gangorra no campo de pressão em superfície é chamada de Oscilação Sul e primeiramente foi descrita por Walker e Bliss (1932).

O máximo de desenvolvimento de eventos ENOS ocorre durante o inverno boreal (WANG; FIEDLER, 2006). Os impactos do ENOS são globais, porque com seu estabelecimento ocorrem alterações das circulações de Walker e Hadley, as quais representam fontes de distribuição de calor na atmosfera (WANG, 2002a).

A diferença zonal de pressão produzida durante o El Niño resulta em um gradiente de pressão direcionado para o Pacífico leste. Desta forma ocorre um enfraquecimento dos ventos alísios equatoriais. Com esse enfraquecimento dos ventos alísios no Pacífico leste e central, a termoclina se aprofunda nestas regiões, o que faz com que ocorra uma elevação ainda mais intensa da temperatura superficial do oceano (Figura 2.4). Esta interação entre pressão ao nível do mar, deslocamento da termoclina e elevação da TSM é uma interação positiva, que garante o crescimento e manutenção de um episódio quente de

ENOS. Este mecanismo foi primeiramente explicado por Bjerknes (1969). Esta teoria também se aplica na explicação do evento de La Niña, mas com características opostas.

Associados aos padrões anômalos de TSM e pressão estão também alterações nas células de circulação atmosférica de Walker e Hadley, tanto no Pacífico (WANG, 2002a) como no Atlântico (WANG, 2002b). No oceano Pacífico, a célula de Walker, que define a circulação zonal, torna-se enfraquecida durante eventos de El Niño e apresenta um ramo ascendente anômalo no Pacífico leste (Figura 2.4b). Já a célula de circulação meridional de Hadley aparece com sentido de circulação oposta no Pacífico oeste e leste. No Pacífico leste o ramo ascendente é localizado sobre o equador e o ramo descendente nos subtrópicos. Já no Pacífico oeste é observado o inverso.

As alterações dos ramos das células de circulação vertical atmosférica alteram também as ATSM da região do Atlântico tropical. De acordo com Enfield e Mayer (1997) este impacto é devido à redução dos ventos de nordeste sobre o Atlântico tropical norte, que induz uma redução nos fluxos de calor sensível e latente na região, o que resulta em aquecimento das águas superficiais. Este padrão provoca o deslocamento da ZCIT para o norte, induzido pelo aquecimento do Atlântico tropical norte, fato que explica os eventos de seca intensos no Nordeste do Brasil, após eventos de El Niño.

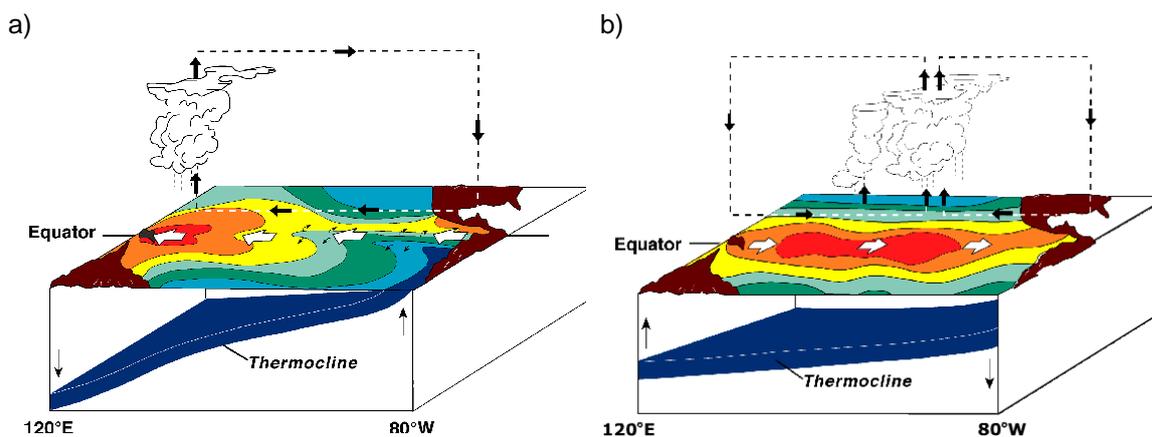


Figura 2.4 – Esquema ilustrativo do ENOS: a) La Niña: ocorre a intensificação da célula de Walker e a termoclina fica mais rasa no Pacífico leste, com resfriamento do Pacífico central e leste. b) El Niño: vento anômalo de oeste, termoclina mais profunda à leste e aquecimento anômalo do Pacífico central e leste e criação da célula de Walker secundária.

Fonte: NOAA/PMEL/Tropical Atmosphere Ocean (TAO) Project Office

### 2.3.2. Variabilidade do Atlântico Tropical

O padrão climático sazonal do Atlântico Equatorial é determinado pelo ciclo anual de radiação solar, pelos processos que ocorrem sobre os continentes adjacentes e pela assimetria geométrica da bacia (XIE e CARTON, 2004; RICHTER e XIE, 2008). O máximo de TSM no Atlântico equatorial ocorre durante o outono austral. Um componente característico da região é o surgimento das águas frias, que cruzam a bacia ao sul do Equador (língua de águas frias equatorial). Essas águas frias surgem durante os meses de abril a julho, como resultado do padrão de vento predominante de sul, na costa oeste da África e também do início das Monções no oeste Africano (OKUMURA; XIE, 2004). Outra característica do Atlântico tropical é a presença de uma faixa zonal de TSM elevadas, ao norte do Equador, que acompanha a ZCIT e favorece a permanência dessa banda de nebulosidade (XIE; CARTON, 2004). Além deste padrão sazonal do clima no Atlântico equatorial, a região também apresenta modos de variabilidade específicos. Um deles é semelhante ao El Niño do Pacífico e outro é um gradiente inter-hemisférico de TSM.

O modo de oscilação climática semelhante ao El Niño, chamado de Niño do Atlântico ou modo Equatorial Zonal do Atlântico, foi identificado por meio de análises de observações e modelagem numérica por Zebiak (1993). A fase quente deste modo é caracterizada por ventos alísios enfraquecidos sobre o Atlântico equatorial oeste e águas mais aquecidas a leste, a fase fria tem características opostas (WANG, 2002b). O crescimento do modo Niño do Atlântico, assim como no Pacífico também é explicado pelo processo de Bjerknes (interação entre ventos superficiais, gradiente de TSM e variações de profundidade da termoclina). Entretanto, no Atlântico o padrão Niño apresenta oscilações interanuais mais fracas, o padrão espacial apresenta-se menos simétrico em relação ao Equador e com ATSM intensas a oeste (no Pacífico essas anomalias são mais intensas a leste) (ZEBIAK, 1993). De acordo com Latif e Grötzner (2000) o modo no Atlântico tem forte influência do Niño do Pacífico. A fase mais intensa no Atlântico ocorre durante o verão boreal, isto é, após seis meses da fase mais madura do evento no Pacífico. Em uma análise de dados observacionais Keenlyside e Latif (2007) encontraram que a máxima intensidade do processo de Bjerknes no Atlântico Tropical ocorre durante o verão e primavera boreal, desaparecendo nas outras estações.

O outro modo do Atlântico tropical é chamado de gradiente inter-hemisférico de TSM, ou dipolo do Atlântico em alguns trabalhos. Este modo já foi assunto de diversos estudos, que trataram da caracterização, discussão das causas, além de avaliação de impactos das ATSM sobre a precipitação nos continentes adjacentes (MOURA; SHUKLA, 1981; SERVAIN et al., 2000; NOBRE; SHUKLA, 1996; CHANG et al., 1997; ENFIELD; MAYER, 1997; ENFIELD et al. 1999; WANG, 2002b; GIANNINI, et al. 2004; XIE; CARTON, 2004). O modo de gradiente inter-hemisférico de TSM é caracterizado por ATSM localizadas no Atlântico tropical norte e no Atlântico tropical sul. Para as áreas abrangidas por essas ATSM foram definidos por Enfield et al. (1999) índices climáticos: *Tropical South Atlantic* (TSA) e *Tropical North Atlantic* (TNA), que são calculados com base na anomalia média de TSM em cada região. O gradiente

inter-hemisférico de TSM fica caracterizado quando a TSM da região do TNA está anômala, quando a TSM na região do TSA é anômala ou quando ambas as regiões estão em condição anômala (WANG, 2002b).

Em uma análise sobre a variabilidade decenal do Atlântico tropical, Xie (1999) por meio de simulações realizadas com um modelo numérico acoplado oceano e atmosfera, concluiu que as interações entre vento, TSM e evaporação determinam o crescimento e a oscilação do gradiente inter-hemisférico de TSM. Entretanto, o estado médio também exerce um papel importante para a manutenção da estrutura espacial do dipolo. Essa relação entre TSM, vento e evaporação acontece porque anomalias positivas de TSM ao norte do equador e negativas ao sul produzem uma diferença meridional de pressão entre os dois hemisférios. Com isso, no Hemisfério Sul tem-se a intensificação dos ventos alísios e no Hemisfério Norte um enfraquecimento desses ventos. Conseqüentemente ocorre um maior fluxo de calor e maior evaporação ao sul, o que resulta em um resfriamento da superfície do mar. Ao norte o fluxo de calor e a evaporação diminuem o que resulta em aquecimento e intensificação do gradiente de TSM meridional. Essa mesma relação também foi verificada por Chang et al. (1997), com base na análise de anomalias de tensão do vento, fluxo de calor e TSM no Atlântico equatorial.

O trabalho de Wu et al. (2004) busca entender a origem dos modos de variabilidade do Atlântico Tropical (TNA, TSA e Niño do Atlântico). Com base na análise de resultados de experimentos empregando um modelo acoplado oceano atmosfera, os autores concluem que a origem dos modos é predominantemente devido a própria variabilidade climática do Atlântico tropical, no entanto forçantes remotas como o ENOS e a Oscilação do Atlântico Norte (NAO-*North Atlantic Oscillation*) podem intensificar a variância destes modos e modular sua evolução temporal. As oscilações interanuais são fortemente influenciadas pelo ENOS e as decenais por interações extratropicais e tropicais. Os autores também identificaram que no Atlântico Tropical Norte as variações decenais simuladas são primeiramente associadas

ao fluxo de calor na superfície e amortecidas pelo transporte de calor oceânico, mas na região equatorial e ao sul, as anomalias são geradas pelo transporte de calor oceânico por meio de advecção anômala de calor e amortecidas pelo fluxo de calor superficial.

O aquecimento do Pacífico devido ao El Niño tem como consequências o aquecimento do Atlântico Norte. De acordo com Wang (2002.b) esta elevação das temperaturas do oceano ao norte do Equador no Atlântico deve-se as alterações das células de circulação atmosféricas de Walker e Hadley. Estas células se comportam como pontes troposféricas de transferências das anomalias de circulação atmosférica do Pacífico para o Atlântico Norte.

Um estudo sobre os efeitos de eventos ENOS e das anomalias de TSM no Atlântico Tropical sobre a variabilidade da precipitação na América do Sul foi realizado por Pezzi e Cavalcanti (2001). Os autores identificaram que as ATSM no Atlântico Tropical impactam principalmente a variabilidade de precipitação da parte norte do Nordeste brasileiro. Os resultados deste trabalho indicaram que durante a fase positiva do ENOS, os efeitos deste modo climático sobre a precipitação do Nordeste brasileiro são dominantes em relação aos impactos do Atlântico Tropical. Entretanto, durante a fase negativa do ENOS as anomalias de TSM no Atlântico tropical é que passam a dominar.

As conexões entre o ENOS e a variabilidade do Atlântico Tropical também foram estudadas por Giannini et al. (2004). Estes autores concluíram que a relação entre o ENOS e a variabilidade da precipitação no Nordeste brasileiro é dependente do estado das anomalias de TSM no oceano Atlântico tropical durante a fase mais intensa de desenvolvimento do ENOS no Pacífico Rodrigues et al. (2011) sugerem que eventos de El Niño com diferentes intensidades e duração têm impactos diferentes sobre as ATSM no oceano Atlântico equatorial e sul. Entretanto, os impactos do El Niño no Atlântico equatorial norte são semelhantes, independente da intensidade e duração do evento no Pacífico.

Com as discussões apresentadas nesses trabalhos, fica claro que a variabilidade climática do Atlântico equatorial é complexa, com a presença de modos próprios de oscilação que interagem com os modos de variabilidade externos ao Atlântico, como o ENOS no Pacífico. Também fica evidente que ainda existe a necessidade de mais estudos que busquem entender as variações do clima desta região.

### 2.3.3. Oscilação Decenal do Pacífico

A Oscilação Decenal do Pacífico (ODP) é um padrão de variabilidade climática com escala temporal de oscilação entre 20 e 30 anos. Mantua e Hare (2002) descrevem que a fase quente da ODP é caracterizada por TSM anormalmente negativa no Pacífico Norte Central e anomalias positivas de TSM na costa oeste da América do Norte, para a fase fria é observado o inverso. A Figura 2.5 apresenta o padrão espacial das anomalias de TSM, vento e pressão em superfície, associados às fases quente (esquerda) e fria (direita) da ODP.

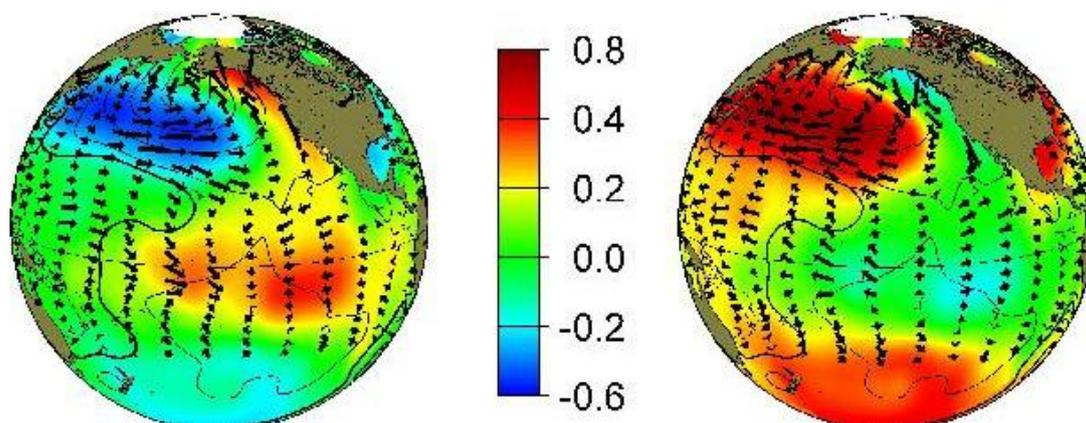


Figura 2.5 – Padrão característico da ODP para as anomalias de TSM (cores), ventos (vetores) e pressão ao nível do mar (contornos) associados à fase quente (à esquerda) e fria (à direita) da ODP.

Fonte: Mantua (2000)

O primeiro estudo a sugerir o nome *Pacific Decadal Oscillation* (Oscilação Decenal do Pacífico) foi o trabalho de Mantua et al. (1997). Neste estudo as mudanças de regime desta oscilação em 1925, 1947 e 1976 foram associadas as variações de produção de salmão no Pacífico Norte.

A ODP apresenta semelhanças com o ENOS em seu padrão espacial e em seus impactos globais. Entretanto, além da diferença de escala de variabilidade temporal entre estes dois padrões climáticos, a assinatura espacial da ODP é mais intensa no Pacífico Norte e costa oeste da América do Norte do que nos trópicos (ZHANG et al. 1997; MANTUA et al., 1997). Além disso, os impactos da ODP tendem a coincidir com os do ENOS, mas são menos extremos (MANTUA; HARE, 2002; MACDONALD; CASE, 2005).

Os mecanismos que causam a ODP foram estudados por Shneider e Cornuelle (2005). Os autores mostram que esse modo de variabilidade pode ser reconstruído a partir das ATSM no Pacífico produzidas por diferentes forçantes. Estas forçantes seriam a variabilidade da Baixa das Aleutas (centro semipermanente de baixa pressão do Hemisfério Norte), o ENOS e as anomalias da extensão zonal das correntes oceânicas de Kuroshio e Oyashio (correntes de contorno oeste, localizadas no Pacífico norte).

Os impactos da ODP na América do Sul, de acordo com MacDonald e Case (2005), são períodos mais secos, durante a fase quente da ODP, na região norte do continente. Enquanto que no sudeste do Brasil e parte central da América do Sul são observados períodos mais úmidos. Em trabalho desenvolvido por Kayano et al. (2009) foram estudadas as relações entre a precipitação sobre a América do Sul e as variações de TSM tropical associadas a mudança de regime da ODP em 1976. Os autores discutem que a ODP atua enfraquecendo ou intensificando as relações entre ENOS e precipitação. Wang e An (2002) discutem que mudanças nos ventos, posição da termoclina e intensidade das correntes oceânicas na escala decenal associada com a ODP

amplifica os eventos ENOS, além de causar um atraso entre as transições de fase do fenômeno. Os autores concluem com base em resultados de experimentos numéricos, que a mudança de fase da ODP afeta o período e amplitude dos eventos ENOS.

#### **2.3.4. Oscilação Antártica**

O modo Oscilação Antártica, também chamado de modo anular, representa uma gangorra de oscilação de pressão entre latitudes altas e médias no Hemisfério Sul. Esta diferença de pressão provoca um processo de troca de massas atmosféricas entre essas regiões (GONG; WANG, 1999).

Este padrão de variabilidade climática representa o principal modo de variabilidade da circulação atmosférica dos extratropicais no Hemisfério Sul (THOMPSON; WALLACE, 2000; HALL; VISBECK, 2002). Este padrão pode ser identificado por meio da técnica de Análise de Componentes Principais aplicado ao campo de altura geopotencial em 850 hPa (Figura 2.6). A primeira componente principal resultante dessa análise é o modo Oscilação Antártica. Esta componente explica 47% da variância total da variável no Hemisfério Sul (THOMPSON; WALLACE, 2000).

Um índice que representa esse padrão foi definido por Gong e Wang (1999) com base na diferença de pressão média zonal entre 40°S e 60°S. Os autores também identificaram que esta oscilação apresenta sinal em todos os meses do ano. Entretanto, o mês em que a maior parte da variabilidade da pressão em superfície é explicada pela oscilação Antártica é dezembro (33.1% da variância). Já o mês de menor parcela de variância explicada é março (17.2%). Thompson e Wallace (2000) também identificaram que a oscilação existe o ano inteiro, mas é amplificada em altos níveis da atmosfera durante o mês de novembro.

Em um estudo sobre os principais modos de variabilidade climática de altas latitudes no Hemisfério Sul, Yuan e Li (2008) descrevem as características desta oscilação. Segundo os autores, anomalias positivas da oscilação Antártica indicam valores mais baixos de pressão sobre a Antártica e valores mais altos de pressão nas latitudes médias, resultando em um fortalecimento dos ventos de oeste.

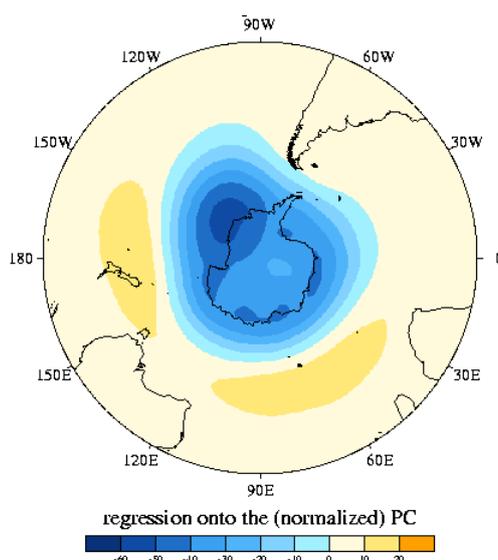


Figura 2.6 – Modo oscilação antártica representado pela primeira componente principal da anomalia de altura geopotencial em 850 hPa na região extratropical do Hemisfério Sul.

Fonte: Mitchell (2003)

Os impactos da oscilação Antártica na atmosfera do Hemisfério Sul, gelo marinho e oceano foram avaliados por Hall e Visbeck (2002). Os autores concluíram que a fase positiva da oscilação Antártica está associada a uma intensificação dos ventos de oeste em superfície no oceano circumpolar (cerca de 60°S) e um enfraquecimento dos ventos de oeste em latitudes mais baixas. Isto contribui para que a circulação da corrente circumpolar seja mais intensa. Neste trabalho também foram calculadas correlações entre o índice de oscilação antártica e o transporte de calor oceânico. Os resultados indicaram

que a fase positiva da oscilação antártica é associada a uma intensificação do transporte de calor em direção ao polo em aproximadamente 30°S e uma diminuição deste transporte na região circumpolar (60°S).

Um estudo sobre as fases opostas desta oscilação e suas conexões com a variabilidade interanual e intrassazonal dos trópicos, foi realizado por Carvalho et al. (2005). As diferenças de fase da oscilação foram definidas pelos valores acima ou abaixo de um desvio padrão, na série diária do índice de oscilação antártica para os meses de verão austral. Os autores efetuaram análises de compostos, em que foram realizadas médias dos campos atmosféricos globais para eventos positivos e negativos da oscilação. Com esta análise foi identificada a configuração típica de ocorrência de eventos de El Niño no Pacífico, nos campos de vento zonal em altos níveis, TSM e ROLE, associados com a fase negativa da oscilação Antártica. Já o padrão de La Niña foi obtido para os eventos de fase positiva da oscilação. De acordo com L'Heureux e Thompson (2005) o ENOS influencia a oscilação Antártica por meio de mudanças nas anomalias de vento zonal nas latitudes subtropicais. Os mesmos autores encontraram que 25% da variabilidade da Oscilação Antártica durante o verão austral é explicada pelo ENOS.



### **3 METODOLOGIA**

A metodologia deste trabalho foi definida de modo a permitir uma avaliação dos efeitos dos modos de variabilidade climática locais e remotos do Atlântico Sul sobre as características oceânicas e atmosféricas da região. A primeira parte do trabalho é fundamentada em análises estatísticas e a segunda em uma análise dos resultados de uma simulação com um modelo de circulação oceânica. A análise estatística foi realizada por meio do cálculo de correlações entre os índices climáticos e as anomalias das variáveis oceânicas e atmosféricas no Atlântico Sul. A análise de modelagem hidrodinâmica foi realizada com base na avaliação dos resultados de uma simulação realizada para o período de 1980 a 2007 com o modelo numérico *Regional Ocean Modeling System* (ROMS). Em sequência são descritos os conjuntos de dados utilizados em cada etapa do trabalho e apresentados os métodos empregados.

#### **3.1. Dados**

No desenvolvimento do trabalho foram utilizados dados de satélites, séries reconstruídas com base em modelos estatísticos e séries provenientes de reanálises. As características das variáveis avaliadas em cada conjunto de dados como fonte, resolução, período e aplicação no trabalho estão apresentadas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1. Resumo dos dados empregados durante as etapas de análise de correlações e análise numérica.

Variável	Fonte	Resolução	Período utilizado no trabalho	Aplicação no trabalho
Temperatura da Superfície do Mar (TSM)	TSM reconstruída ERSST.v3	2x2°	1948-2008	Correlação com índices climáticos
Tensão do vento à superfície do mar e Transporte de Ekman	SODA	0.5x0.5°	1948-2001	
Radiação de Onda Longa	Satélites NOAA	2x2°	1979-2008	
Pressão atmosférica ao Nível do Mar	Reanálise NCEP	2.5x2.5°	1948-2008	
Velocidade do vento, temperatura do ar, pressão atmosférica	Reanálise CFSR NCEP	0.5°x0.5°	1980-2008	Forçantes atmosféricas para os experimentos numéricos
Temperatura do oceano, salinidade, Altura do nível do mar	SODA	0.5x0.5°	1980-2007	Condição inicial e de contorno oceânica
Altura do nível do mar	AVISO	1/3°	1993-2007	Validação dos do modelo numérico ROMS
TSM	AVHRR/NOAA	4 km	1985-2007	

### 3.1.1. Dados reconstruídos e reanálises

Para o cálculo das correlações foram empregados dados de reanálises e séries reconstruídas com base em técnicas estatísticas. Os dados reconstruídos são os de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) da série *Extended Reconstruction Sea Surface Temperature* (ERSST) versão 3 (SMITH et al., 2008). Estes dados podem ser acessados neste endereço:

<http://www.cdc.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.ersst.html>. A reconstrução desta série de TSM foi realizada com base em interpolação feita por meio do emprego da técnica estatística de Funções Ortogonais Empíricas ou *Empirical Orthogonal Functions* (EOF). A descrição de como esta técnica foi aplicada está em Smith et al. (1996). A resolução espacial do ERSST é de  $2 \times 2^\circ$  em latitude e longitude. Esta série é constituída de dados mensais relativos ao período entre 1854 até 2008, o período utilizado neste trabalho foi de 1948 a 2008.

As reanálises utilizadas são a oceânica *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA), a versão 1 do conjunto de reanálises atmosféricas do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) e a *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) do mesmo centro. Estas reanálises foram obtidas a partir de dados observacionais coletados de diversas formas, como medidas de satélites, navios de oportunidade, perfis hidrográficos provenientes de CTDs (*Conductivity, Temperature and Depth*) entre outras. Estes dados observados foram empregados para a correção dos resultados dos modelos numéricos por meio de técnicas de assimilação de dados, resultando assim nos conjuntos de reanálises.

O dados de Pressão ao Nível do Mar (PNM) utilizados na etapa de correlações é proveniente do conjunto de reanálise atmosférica do NCEP1 descrita em Kalnay et al. (1996). Esta se estende desde 1948 a 2011 e a resolução espacial é de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  em latitude e longitude.

A reanálise oceânica SODA, de acordo com Carton e Giese (2008), foi criada para reproduzir as mudanças físicas do clima oceânico global. Na etapa de análise de correlações foi utilizada a informação de tensão do vento à superfície do mar deste conjunto. O período é de 1958 a 2001 e a resolução espacial é de  $0.5^\circ$ . A informação de tensão do vento à superfície do mar do SODA foi empregada também para derivar o transporte de Ekman por meio da

Equação 3.1. Estas duas variáveis foram correlacionadas com os índices que expressam os padrões de variabilidade climática.

$$\vec{E} = \frac{\vec{k} \times \vec{\tau}}{f} \quad (3.1)$$

Onde  $E$  ( $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ) é o transporte de Ekman  $k$  é o vetor unitário verticalmente orientado,  $\vec{\tau}$  ( $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-2}$  ou Pa) é a tensão do vento à superfície do mar e  $f$  é o parâmetro de Coriolis ( $\text{s}^{-1}$ ).

As condições de contorno e inicial do oceano foram obtidas com o uso da versão 2.2.4 do conjunto de reanálises oceânicas SODA. Estes dados se estendem de 1960-2007. As variáveis temperatura do oceano, salinidade, altura do nível do mar e componentes zonal, meridional e vertical da velocidade das correntes oceânicas foram utilizadas como condição oceânica inicial e de contorno para os experimentos numéricos. A resolução espacial dos dados é de  $0.5 \times 0.5^\circ$  em latitude e longitude. As variáveis temperatura, salinidade e velocidade das correntes apresentam dados distribuídos em 40 níveis de profundidade.

Como forçante atmosférica do modelo numérico foi utilizada a reanálise CFSR, produzida pelo NCEP. Saha et al. (2010) descreve os procedimentos e as características desta reanálise e também apresenta uma avaliação da qualidade destes dados. De acordo com estes autores, esta reanálise apresenta melhor qualidade em relação às reanálises anteriores do NCEP, e estas melhorias são devidas ao emprego de modelo acoplado oceano atmosfera e gelo. Além disto, este conjunto apresenta melhor resolução espacial e temporal. As melhorias são mais evidentes no hemisfério Sul, pois os dados se estendem de 1979 a 2010, o que possibilita a assimilação dos dados de radiância adquiridas pelos satélites. A resolução espacial dos dados utilizados é de  $0.5^\circ$ . As variáveis utilizadas como forçantes atmosféricas para o modelo regional de circulação oceânica ROMS são: fluxo incidente de radiação

de onda longa e curta em superfície, pressão atmosférica, umidade relativa do ar, temperatura do ar em superfície, taxa de precipitação e componentes zonal e meridional de velocidade do vento a 10 m.

### **3.1.2. Dados de Satélites**

O dado de Radiação de Onda Longa emergente (ROL) foi utilizado na etapa de análise de correlações. A informação de ROL foi coletada por satélites de órbita polar da NOAA. Esses dados possuem resolução espacial de 2.5° em latitude e longitude e período entre 1974 e 2013. A descrição sobre as técnicas de interpolação aplicadas para obtenção desta série é encontrada em Liebmann e Smith (1996). Os dados estão disponíveis em

[http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp\\_OLR.html](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html). De acordo com Liebmann e Smith (1996) as estimativas de ROL são utilizadas para distinguir as áreas de convecção profunda e para estimar o balanço de radiação da Terra. Os dados de ROL foram utilizados com o intuito de avaliar a relação entre a variabilidade climática e a cobertura de nuvens no Atlântico Sul.

A análise da qualidade da representação das principais características oceânicas pelo modelo numérico foi realizada por meio da comparação dos resultados do modelo com os dados de satélite. Os dados de TSM empregados para a validação dos resultados do modelo numérico são derivados a partir dos sensores radiômetros multiespectrais AVHRR, presentes nos satélites NOAA. Estes dados fazem parte do projeto Pathfinder, que é uma parceria entre as agências NOAA e NASA, que proporcionam a distribuição destes dados pelo *Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PODAAC)*. Os dados possuem resolução espacial de 4 km e período entre 1985 até o presente. A versão dos dados utilizados neste trabalho é o Pathfinder versão 5. Uma descrição sobre a evolução do Pathfinder e sobre as técnicas aplicadas para obter a quinta versão deste conjunto é apresentada por Casey et al. (2010).

O AVHRR é um sensor radiômetro transportado pelos satélites NOAA que possuem órbita heliossíncrona quase polar, em altitude aproximada de 850 km. Estes radiômetros possuem atualmente 6 canais, sendo que os dados de TSM são derivados a partir das informações de temperatura de brilho obtidas por meio das radiâncias detectadas nos canais 3, 4 e 5 da faixa do infravermelho termal, que estão centrados nos comprimentos de onda de 3,7  $\mu\text{m}$ , 10,8  $\mu\text{m}$  e 12  $\mu\text{m}$ . A radiação de onda longa que é registrada pelo sensor AVHRR é proveniente da camada milimétrica superficial do oceano, de forma que a temperatura desta camada é denominada temperatura de pele. O algoritmo utilizado para derivar os valores de TSM com correção atmosférica é o *Non Linear SST* (NLSST), inicialmente desenvolvido por Walton (1998), com melhorias que foram implementadas no algoritmo descritas em Kilpatrick (2001) e Casey et al. (2010). Souza et al. (2009) descreve que este algoritmo produz estimativas de TSM que possuem um viés em relação aos dados *in situ* de TSM. A fim de reduzir este viés a NOAA utiliza dados de boias oceanográficas e navios de oportunidade, que sejam aproximadamente coincidentes em tempo e espaço com a passagem do satélite. Desta forma, os dados de TSM do AVHRR são equivalentes aos dados da chamada temperatura de balde (profundidade entre 5 e 10 m). Os dados AVHRR utilizados são dados mensais do produto *Best Sea Surface Temperature* (BSST), em que foi aplicado um algoritmo de interpolação espacial a fim de incluir pixels com menor contaminação por nuvens.

Os dados de Altura do Nível do Mar (ANM) e velocidade das correntes geostróficas são estimados a partir de observações de altímetros a bordo de satélites. Os altímetros são radares que emitem um sinal em direção a terra e com base no tempo de retorno deste sinal é derivada a altura do nível do mar. Com base no valor de altura do nível do mar são derivadas as componentes de velocidade das correntes geostróficas. Estas duas variáveis também foram empregadas na etapa de validação dos resultados do modelo numérico.

A ANM tem sido frequentemente utilizada para a verificação do desempenho de modelos numéricos de circulação oceânica (MARCHESIELLO et al. 2003; CHASSIGNET et al. 2006; HALLBERG; GNANADESIKAN, 2006 ; KELLY et al. 2007; HAIDVOGEL et al., 2008; IVANOV et al., 2009). Esta informação é útil para estudos sobre variabilidade climática, pois as variações da ANM associam-se com as variações na quantidade de calor armazenado no oceano.

Os dados de altura do nível do mar e velocidade das correntes geostróficas empregados neste trabalho são os fornecidos pelo *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (AVISO). Esta base é composta por dados de diferentes altímetros, como os presentes nos satélites da agência espacial norte americana NASA e da francesa *Centre National d'Études Spatiales* (CNES): TOPEX/Poseidon e Jason-1 e 2 e também os satélites *European Remote Sensing* (ERS) 1-2 e ENVISAT da *European Space Agency* (ESA). A disponibilidade destes dados é de 1993 até o presente, com resolução espacial de  $1/3^\circ$ . Os dados são encontrados em: <http://www.aviso.altimetry.fr/en/data.html>.

Os dados disponíveis do AVISO são médias semanais, desta forma foram calculadas as médias mensais para então fazer a comparação com os resultados do modelo. O dado de velocidade das correntes geostróficas, também proveniente do AVISO, refere-se à velocidade das correntes que fluem sobre a condição de equilíbrio geostrófico, isto é, equilíbrio entre a força de Coriolis e a força de gradiente de pressão, que atuam sobre a água em movimento. Nesta situação, a velocidade das correntes relaciona-se com a altura da superfície do mar, a qual é derivada a partir das informações coletadas pelos altímetros. Como o modelo ROMS não fornece a informação de velocidade das correntes geostróficas, foi utilizada a altura do nível do mar que é uma variável produzida pelo modelo, para então derivar as velocidades geostróficas e assim compará-las aos dados de velocidade do AVISO. O cálculo das componentes de velocidade geostróficas foi feito por meio das seguintes relações:

$$v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (3.2)$$

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (3.3)$$

Onde:

$\eta$  é altura do nível do mar (m) gerada pelo modelo ROMS;

$f$  é o parâmetro de Coriolis ( $s^{-1}$ );

$g$  é a aceleração da gravidade ( $m.s^{-2}$ );

### 3.1.3. Dados de linha de costa e batimetria para o ROMS

Para a definição do domínio espacial do modelo numérico foram necessárias as informações de linha de costa e batimetria. A linha de costa utilizada foi a proveniente do banco de dados *World Cost Line* da NOAA com resolução de 1:5.000.000. Este dado pode ser obtido por meio do endereço eletrônico <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/coast/>.

A informação de batimetria utilizada foi a proveniente *Shuttle Radar Topography Mission* da (SRTM), denominada SRTM30\_plus, que possui resolução espacial de 30 arco segundos. A descrição sobre o desenvolvimento desta base é encontrada em Becker et al. (2009).

## 3.2. ANÁLISE ESTATÍSTICA

### 3.2.1. Índices Climáticos

As anomalias mensais calculadas em cada ponto da grade para as variáveis de interesse TSM, tensão do vento à superfície do mar, transporte de Ekman, ROL e PNM foram correlacionadas a índices climáticos que representavam modos climáticos remotos e locais que impactam a variabilidade climática do

Atlântico Sul. Os índices climáticos utilizados foram o Niño3, TSA, TNA e AAO. Os índices Niño3, TSA e TNA são calculados por meio da ATSM média de áreas que representam a variabilidade climática dos modos climáticos associados a estes índices. O Niño3 representa a variabilidade dos eventos ENOS, a área utilizada para determinar este índice é entre: 5°S-5°N e 150°W-90°W. O gradiente inter-hemisférico de TSM do Atlântico Tropical é representado pelos índices TNA e TSA. O TNA é dado pela média de ATSM entre 5.5°N-23.5°N e 15°W-57.5°W e o TSA entre 0°-20°S e 10°E-30°W (Figura 3.1). Antes do cálculo dos índices, os dados de TSM foram submetidos à remoção da tendência linear em cada ponto da grade.

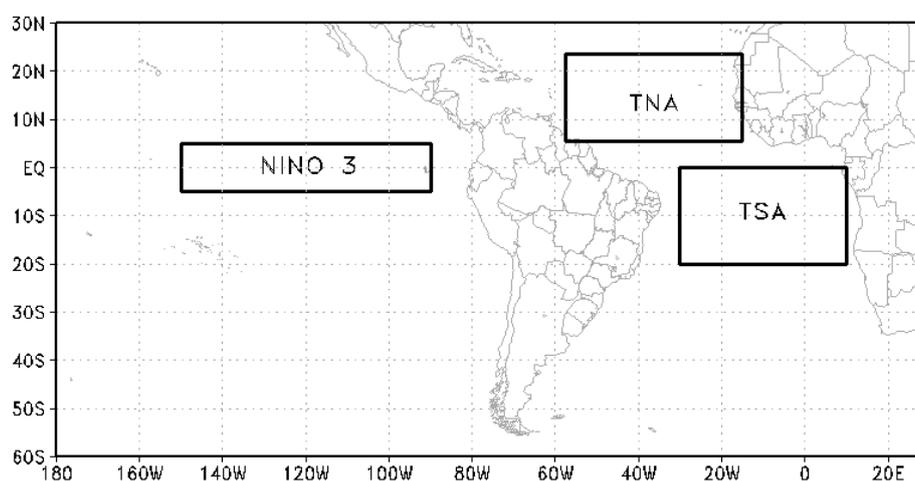


Figura 3.1 – Localização das áreas empregadas para o cálculo dos índices climáticos Niño3, TNA e TSA.

O Índice de Oscilação Antártica (AAO) também foi empregado. Este é o primeiro modo resultante da aplicação da técnica de Funções Ortogonais Empíricas aos dados de anomalia de altura geopotencial em 700 hPa. Estes dados iniciam em 1979 e seguem até 2009. A série de dados relativa a este índice pode ser encontrada em

[http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily\\_ao\\_index/aa/ao\\_index.html](http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aa/ao_index.html).

### 3.2.2. Retenção da variabilidade interanual: filtro ondaleta de Morlet

Antes de calcular as correlações, primeiramente foi calculada a anomalia mensal de cada variável em cada ponto de grade. Após obter estas séries anômalas foi realizada a remoção de tendência linear dos dados. Em sequência, com o intuito de analisar apenas a variabilidade na escala interanual (entre 2 e 7 anos), as séries e os índices climáticos foram submetidos ao processo de filtragem. O filtro utilizado é do tipo passa banda, que é formulado com base na ondaleta de Morlet. A descrição sobre este filtro é encontrada em Torrence e Compo (1998). A aplicação deste filtro foi realizada após a retirada de tendência linear dos dados.

### 3.2.3. Coeficientes de correlação Total e Parcial

Os processamentos descritos anteriormente produziram séries de anomalias mensais das variáveis de interesse e índices climáticos que apresentavam apenas variabilidade na escala interanual e sem a presença de tendência linear. Estas variáveis foram correlacionadas aos índices climáticos por meio de correlação total e correlação parcial.

A correlação total é dada por meio do cálculo dos coeficientes de correlação entre os índices que expressam a variabilidade climática e as variáveis em cada ponto da grade da área de interesse, que abrange a região entre 10°N e 50°S e 57°W e 20°E. A equação utilizada para determinar estes coeficientes de correlação é a seguinte:

$$\rho_{x,y} = \frac{\sum_{j=1}^n (x_j - \bar{x})(y_j - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{j=1}^n (x_j - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{j=1}^n (y_j - \bar{y})^2}} \quad (3.4)$$

Onde:

$x$  e  $y$  representam as variáveis a serem correlacionadas;

$\bar{x}$  e  $\bar{y}$  são as médias dessas variáveis;

$n$  representa o comprimento em meses da série temporal de dados correlacionados;

As correlações também foram determinadas para diferentes defasagens entre o índice e as variáveis na área de estudo, a fim de determinar um possível tempo de resposta às forçantes climáticas. Com o interesse em entender as diferenças entre a mudança da fase fria para a fase quente da Oscilação Decenal do Pacífico (1976/1977), os coeficientes de correlação foram determinados para o intervalo anterior e posterior a esta mudança de fase da ODP.

A fim de interpretar somente as correlações estatisticamente significativas foi aplicado o teste t-Student, ao nível de confiança de 95%. Esta avaliação da significância das correlações é a mesma adotada nos trabalhos de Servain et al. (2000) e Kayano et al. (2009).

Com o intuito de isolar o efeito de cada índice também foram calculadas correlações parciais, seguindo a metodologia utilizada por Kayano et al. (2009). Uma descrição sobre o cálculo deste tipo de correlação é encontrada em Panofsky e Brier (1968). Estes autores apresentam a seguinte equação para o cálculo da correlação parcial:

$$\rho_{12,3} = \frac{\rho_{12} - \rho_{13} \cdot \rho_{23}}{\sqrt{1 - \rho_{13}^2} \sqrt{1 - \rho_{23}^2}} \quad (3.5)$$

Na equação acima:

$\rho_{12,3}$  refere-se a correlação parcial entre as variáveis 1 e 2 com a exclusão da variável 3;

$\rho_{12}$  trata-se da correlação simples entre as variáveis 1 e 2, calculado por meio da Equação 1;

$\rho_{13}$  e  $\rho_{23}$  tratam-se da correlação simples entre as variáveis 1 e 3 e entre as variáveis 2 e 3 respectivamente;

#### **3.2.4. Diferença de correlações e significância destas diferenças**

A análise das diferenças impostas pela mudança de fase da ODP foi realizada por meio do cálculo das diferenças entre os coeficientes de correlações. Para avaliar a significância estatística das diferenças primeiramente foi realizada uma transformação de Fisher aos coeficientes de correlação encontrados em cada fase da ODP, por meio da Equação 3.6. O novo coeficiente de correlação foi obtido pela seguinte equação:

$$z = \frac{1}{2} [\log_e(1 + \rho) - \log_e(1 - \rho)] \quad (3.6)$$

Com os valores de  $z$  foi calculada a diferença entre a fase quente e fria da ODP. Para determinar a significância deste resultado foi efetuada a razão entre as diferenças entre cada par  $z$  e o erro padrão (EP). O erro EP é encontrado por meio da Equação 3.7. Nesta equação  $n_1$  e  $n_2$  são os graus de liberdade para cada período da ODP. A diferença de correlação é significativa com uma grau de confiança de 95% somente quando o valor desta divisão é maior do que 1.96 (teste t-Student).

$$EP = \sqrt{\frac{1}{n_1 - 3} + \frac{1}{n_2 - 3}} \quad (3.7)$$

### 3.3. ANÁLISE DE MODELAGEM HIDRODINÂMICA

#### 3.3.1. O Modelo ROMS

O modelo ROMS foi desenvolvido pela universidade Rutgers em Nova Jersey, com base em um modelo anterior denominado *S-Coordinate Rutgers University Model* (SCRUM). A descrição sobre o SCRUM é encontrada em Song e Haidvogel (1994). O ROMS é um modelo numérico que resolve as equações de Navier-Stokes por meio do método de diferenças finitas e aplicação da média de Reynolds (HAIDVOGEL et al., 2008). Entre as características do ROMS herdadas do SCRUM está a solução das equações empregando a aproximação de Boussinesq (considera o oceano como um fluido incompressível), com aproximação hidrostática, superfície livre e por meio de coordenada vertical que acompanha as ondulações do terreno (coordenada sigma).

Para que o ROMS apresentasse melhor eficiência de solução das equações foram realizadas modificações em relação ao modelo SCRUM. Estas são descritas em Marchesiello et al. (2003). Entre estas adaptações estão alterações da forma de solução do gradiente de pressão, a fim de minimizar erros decorrentes do tipo de coordenada vertical utilizada. Detalhes sobre a formulação matemática do ROMS podem ser encontrados em Haidvogel et al. (2000) e Shchepetkin e McWilliams (2005). O trabalho de Haidvogel et al. (2008) apresenta uma revisão das características dinâmicas e formulação do modelo ROMS e de seus componentes. Além disso, são discutidos nesse trabalho exemplos de avaliação da eficiência deste modelo em diferentes condições oceanográficas. Estas condições são representadas por uma região de estuário governada por maré, uma área com cobertura de gelo em altas latitudes, uma região costeira e uma bacia oceânica em latitude média. Os resultados da avaliação da eficiência do modelo, realizadas por Haidvogel et al. (2008), indicaram que o ROMS tem grande habilidade em realizar simulações para estes tipos de condições oceânicas.

As simulações foram realizadas também empregando um modelo de gelo como um componente do modelo oceânico ROMS. Este modelo de gelo consegue representar deslocamento, fusão e o congelamento do gelo. Detalhes sobre as características da dinâmica deste modelo estão descritas em Budgell (2005). O emprego do modelo de gelo permite a melhoria na representação das características oceânicas na porção sul do oceano Atlântico Sul.

### **3.3.2. Experimentos numéricos com o ROMS**

Antes de iniciar a simulação de 1980 a 2007, que é o experimento cujos resultados foram avaliados na etapa de análise de resultados, foi efetuada uma primeira simulação de *spin-up* do modelo. Esta simulação de *spin-up* é necessária para que o modelo numérico atinja um estado de equilíbrio dinâmico de solução das equações. Este período de simulação permite que ocorra um equilíbrio entre a solução das equações e as forçantes do modelo.

Neste procedimento a simulação foi realizada para o período entre janeiro de 1980 a janeiro de 1995, um período de 15 anos em que foram empregadas como forçantes atmosféricas as variáveis: fluxo incidente de radiação de onda longa e curta em superfície, temperatura do ar em superfície, pressão atmosférica, umidade relativa do ar, taxa de precipitação e componentes zonal e meridional de velocidade do vento a 10 m, dados este provenientes da reanálise CFSR do NCEP. As condições iniciais e de contorno oceânicas foram fornecidas pelas variáveis: componentes zonal e meridional de velocidade das correntes oceânicas, temperatura, salinidade, variáveis estas tridimensionais e a altura do nível do mar e componentes zonal e meridional de velocidade de correntes integradas na vertical que são bidimensionais. Estas variáveis foram fornecidas pela reanálise oceânica SODA. O domínio espacial utilizado para as simulações é entre 10°N e 75°S e 70°W e 25°E. A resolução espacial da grade

empregada para as simulações foi de  $1/4^\circ$  em latitude e longitude. Os dados de inicialização e de condições de contorno foram interpolados para a mesma resolução da grade do modelo. Com relação à resolução vertical foram empregados 30 níveis verticais, com maior resolução nas camadas mais próximas a superfície. Com este experimento foi gerada a condição inicial para o experimento de 1980 a 2007.

O experimento de janeiro de 1980 a dezembro de 2007 foi realizado utilizando como condição inicial a gerada pelo experimento de *spin up* e as demais configurações do experimento foram iguais as descritas para o primeiro experimento. Como resultado foram obtidos 28 anos simulados, as variáveis de interesse foram salvas com saídas mensais. Estas variáveis foram temperatura, salinidade, velocidade das correntes oceânicas e altura do nível do mar.

### **3.3.3. Validação**

A fim de verificar se o modelo numérico foi capaz de reproduzir as principais feições oceânicas do Atlântico Sul, os resultados do experimento de 27 anos foram comparados aos dados de satélite. Nesta comparação foram empregados dados de TSM do AVHRR, altura do nível do mar e velocidade das correntes geostróficas do AVISO. Em uma primeira análise foi realizada uma comparação de médias trimestrais entre os campos do modelo e os dados de satélite. Esta análise teve como objetivo verificar como o modelo representava as principais características oceânicas e a sazonalidade climática do Atlântico Sul. A avaliação do desempenho do modelo foi realizada por meio do cálculo das seguintes estatísticas: o viés, a Raiz Quadrada do Erro Quadrático Médio (RMSE- *Root Mean Square Error*) e a destreza (*skill*) do modelo. O viés foi calculado com base na Equação 3.8 e avalia a diferença entre o campo previsto pelo modelo e os dados de satélites. A Equação 3.9 foi

usada para calcular o RMSE e a Equação 3.10 foi empregada para o cálculo de destreza do modelo. Esta equação foi obtida a partir do trabalho de Haidvogel et al. (2008). Se o modelo concorda perfeitamente com as observações o valor de destreza é 1, no caso inverso, ou seja total discordância o valor resultante é zero.

$$BIAS = \frac{\sum (X_{mod} - X_{sat})}{n} \quad (3.8)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (X_{mod} - X_{sat})^2}{n}} \quad (3.9)$$

$$skill = 1 - \frac{\sum |X_{mod} - X_{sat}|^2}{\sum (|X_{mod} - \bar{X}_{sat}| + |X_{sat} - \bar{X}_{sat}|)^2} \quad (3.10)$$

Nas equações de 3.8 a 3.10,  $X_{mod}$  representa o resultado do modelo para a variável em análise,  $X_{sat}$  as observações de satélites e  $\bar{X}_{sat}$  o valor médio destas observações de satélites usadas para a validação.

### 3.3.4. Influência do Niño3, TSA e AAO nos campos de TSM simulados pelo ROMS

A fim de avaliar como o modelo ROMS representou a influência da variabilidade climática local e remota sobre o Atlântico Sul foram calculadas as correlações entre os índices Niño3, AAO e TSA e as anomalias de TSM produzidas pelo modelo. Estas correlações foram calculadas para todo o período simulado pelo modelo, que foi entre 1980 e 2007. Os resultados desta análise foram comparados aos encontrados com a análise de correlação total entre as ATSM reconstruídas da conjunto ERSST e estes mesmos índices climáticos.

O processamento realizado aos dados de TSM do modelo foi o mesmo dado aos dados ERSST. Desta forma, antes de calcular as correlações foi calculada a anomalia mensal da TSM do ROMS. Em sequência, estes dados foram filtrados com o mesmo filtro já descrito na etapa de análise de correlações, a fim de reter apenas a variabilidade interanual (2-7 anos). Por fim os coeficientes de correlações foram calculados com base na Equação 3.4, apresentado no item 3.2.3 deste documento.

### **3.3.5. Análise de composições dos eventos ENOS**

Uma análise da evolução do ROMS durante os eventos ENOS foi realizada por meio do cálculo de composições das anomalias trimestrais das variáveis: temperatura, salinidade, altura do nível do mar e velocidade das correntes superficiais.

O primeiro passo para a análise destes eventos foi o cálculo das anomalias mensais das variáveis para o período de 1980 a 2007. Em sequência, foram realizadas as médias trimestrais e por fim calculado a composição, isto é, o campo médio para os eventos de El Niño e o campo médio dos eventos de La Niña. Para os eventos de El Niño foram oito episódios que contribuíram para o campo médio (composição de El Niño) e para La Niña o campo médio (composição de La Niña) foi composto por seis eventos que estão indicados na Tabela 3.2. Os eventos de ENOS ocorridos durante o período de 1980 a 2007 foram obtidos por meio de consulta a tabela do CPC/NOAA disponível em:

([http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)) que classifica os meses em que ocorreram episódios de El Niño e La Niña. O critério para a definição dos meses com eventos anômalos é ATSM acima de 0.5°C na região do Niño 3.4.

Tabela 3.2. Eventos de El Niño e La Niña que ocorreram durante o período de 1980 a 2007

<b>El Niño</b>	<b>La Niña</b>
Abril de 1982 - Julho de 1983	Agosto de 1983 - Fevereiro de 1984
Julho de 1986 - Março de 1988	Setembro de 1984 - Outubro de 1985
Abril de 1991 - Julho de 1992	Abril de 1988 - Junho de 1989
Agosto de 1994 - Abril de 1995	Agosto de 1995 - Abril de 1996
Abril de 1997- Maio de 1998	Junho de 1998 - Abril de 2001
Abril de 2002 - Março de 2003	Outubro de 2005 - Abril de 2006
Junho de 2004 - Fevereiro de 2005	
Agosto de 2006 - Fevereiro de 2007	

## **4 ANÁLISE ESTATÍSTICA**

Neste item primeiramente são apresentados e discutidos os resultados da análise de correlação total, entre os índices climáticos Niño3, TNA, TSA e AAO e as anomalias das variáveis TSM, PNM, radiação de onda longa, tensão do vento à superfície do mar e transporte de Ekman. Após esta avaliação da influência dos índices climáticos nas características oceânicas e atmosféricas do Atlântico Sul, são apresentados e discutidos os resultados das correlações parciais. Com as correlações parciais investiga-se quais são os impactos da remoção de um determinado modo climático nas relações encontradas com a análise de correlações total.

### **4.1. Correlações Totais: Análise das forçantes climáticas remotas e locais**

O cálculo da correlação total entre o índice Niño3 e as anomalias de TSM (ATSM) resultou em um padrão positivo de correlação em grande parte da área de estudo, para a fase fria e quente da ODP (Figura 4.1a e Figura 4.1b). A defasagem entre a ocorrência do evento ENOS e as ATSM no Atlântico Sul, que resultou em valores maiores de correlações foi de 7 meses. Esta defasagem entre a ocorrência do ENOS e seus efeitos sobre as ATSM no Atlântico Sul está de acordo com o período encontrado em trabalhos como o de Lanzante (1996), Enfield e Mayer (1997) e Kayano et al. (2012).

Os coeficientes de correlação positivos indicam que a ocorrência de eventos de El Niño (La Niña) estão associados a um aquecimento (resfriamento) da superfície do oceano em grande parte do Atlântico Sul. Notam-se também diferenças marcantes entre o padrão de correlações encontrado nas fases quente e fria da ODP. Durante a fase fria (Figura 4.1a) a correlação na região tropical norte é mais intensa que na fase quente (Figura 4.1b). Nesta fase as correlações significativas que cruzam a bacia do Atlântico Sul, entre 10°S e 30°S, são maiores. Na fase quente da ODP também aparecem áreas de

correlações negativas ao Sul da bacia, estas correlações não estão presentes na fase fria. Durante a fase quente outro fato notável é ausência de correlações significativas na região do GEM do Sul do Brasil, na fase fria existe um núcleo de correlações positivas entre 26°S e 40°S, na fase quente este núcleo não está mais presente. No campo de diferenças de correlações (Figura 4.1c) este foi o local com maiores diferenças significativas.

Vários estudos como o realizado por Curtis e Hastenrath (1995), Nobre Shukla (1996), Enfield e Mayer (1997) e Giannini et al. (2004) identificaram um aquecimento das águas superficiais na região tropical do Atlântico Sul após eventos de El Niño. Os estudos de Hastenrath (2006) e Handoh et al. (2006) discutem que os impactos do ENOS nas ATSM do Atlântico tropical ocorrem por teleconexões atmosféricas entre o oceano Pacífico e Atlântico Norte. Os resultados da análise de correlação apresentadas aqui indicam uma forte correlação positiva entre o Niño3 e as ATSM que cruzam a bacia do Atlântico Sul, entre as latitudes de 10°S e 30°S, isso significa que os impactos do ENOS no Atlântico Sul não são restritos apenas às ATSM do Atlântico tropical Norte. Um padrão de correlação semelhante foi encontrado por Alexander et al. (2002), mas para a correlação entre um índice representando o ENOS durante os meses de novembro, dezembro e janeiro e as ATSM no Atlântico para os meses de fevereiro, março e abril. No entanto as correlações encontradas por estes autores apresentam menores valores. Isto pode ser atribuído à defasagem entre o índice e as ATSM, que deveria ser maior. Também pode ser explicado devido ao fato de que os autores não realizaram os mesmos processamentos que foram realizados aqui, como a remoção de tendência linear e uso de filtro para reter apenas a variabilidade interanual das séries de dados.

Com relação aos impactos sobre os GEMs brasileiros, nota-se que eventos de El Niño na fase fria da ODP (Figura 4.1a) estão correlacionados a um aquecimento mais intenso das águas superficiais nas regiões do GEM do norte, do leste e parte do GEM do sul do Brasil. Na fase quente (Figura 4.1b), o GEM

do norte apresenta um aquecimento menos intenso que na fase fria da ODP (Figura 4.1a). O GEM do leste apresenta um aquecimento mais intenso e o GEM do sul não seria influenciado pelo evento ENOS.

O padrão espacial de correlação encontrado para a fase quente da ODP (Figura 4.1b) apresenta semelhança com o modo de variabilidade climática do Sudoeste do Atlântico Sul, que foi identificado por Kayano et al. (2012). Este modo é a terceira componente resultante do cálculo das EOFs das ATSM do Atlântico Sul, com padrão espacial centrado em 30°S e 40°W. Segundo os autores, este modo exerce um efeito combinado com o ENOS sobre a precipitação na região sul e sudeste da América do Sul. Os autores discutem que a precipitação associada a eventos ENOS é reforçada pelas ATSM na região deste modo. No caso de eventos de El Niño, que são associados a maiores condições de chuvas no sudeste e sul da América do Sul, o aquecimento da superfície do mar na região deste modo intensificaria as chuvas, o oposto ocorre em condições de La Niña. Os autores também identificaram que eventos de El Niño precedem até 1 ano a ocorrência de ATSM positivas na região do modo Sudoeste do Atlântico Sul.

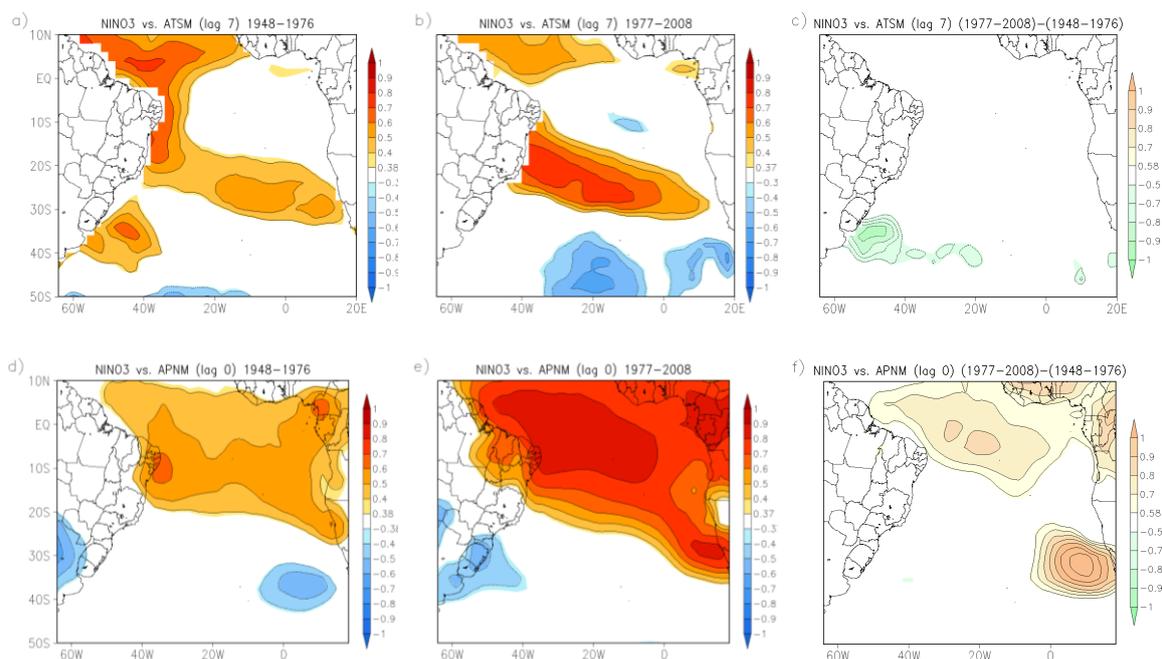


Figura 4.1 - Correlações entre Niño3 e ATSM(°C) durante: (a) fase fria da ODP; (b) fase quente da ODP; (c) diferenças entre as correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre Niño3 e APNM (hPa) durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP; (f) diferença de correlação entre (d) e (e). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.

As correlações entre o Niño3 e as Anomalias de Pressão ao Nível do Mar (APNM) mostram que grande parte da área de estudo (entre 10°N e 30°S) é dominada por correlações positivas. Na fase quente (Figura 4.1e) da ODP os valores de correlação são maiores, chegando a coeficientes entre 0.8 e 0.9. Durante esta fase são notáveis os centros de altos valores positivos de correlação (0.8) próximos à fronteira da Namíbia, Angola e na região tropical do Atlântico Sul, entre 8°N e 10°S, área esta que inclui o Nordeste do Brasil. Na porção sul do GEM da corrente de Benguela também existe um núcleo intenso de correlações positivas. As diferenças de correlações são maiores diferenças na região tropical e no sul da costa oeste Africana (Figura 4.1f).

No GEM do Sul do Brasil durante a fase fria da ODP (Figura 4.1d) não existem correlações significativas entre as APNM e o Niño3 e para a fase quente (Figura 4.1e) as correlações negativas (-0.4 a -0.5) passam a aparecer. Estas áreas de correlações negativas indicam que eventos de El Niño (La Niña) são associados a valores de pressão mais baixos (mais altos) que a média na região sudoeste do oceano Atlântico Sul. Desta forma, pode-se concluir que eventos de El Niño (La Niña) durante a fase quente da ODP são associados a um aumento (diminuição) da condição favorável de nebulosidade no Atlântico Sudoeste, o que faz com que haja redução (aumento) da energia radiativa que alcança a superfície do oceano. Esta redução da energia dificulta o aquecimento da superfície do mar durante a fase quente da ODP, o que pode explicar o desaparecimento das correlações positivas significativas entre o Niño3 e as ATSM durante a fase quente da ODP para a região do GEM do sul do Brasil (Figura 4.1b). Ao avaliar a correlação entre as anomalias de ROL (AROL) e o Niño3 (Figura 4.2a) nota-se coerência com esta discussão, pois são observadas fortes correlações negativas (-0.8) na região do GEM do Sul do Brasil durante a fase quente da ODP. Estas correlações negativas indicam um aumento (uma diminuição) da nebulosidade na região associada a eventos de El Niño (La Niña), o que confirma a relação encontrada por meio da análise das correlações entre o Niño3 e as APNM.

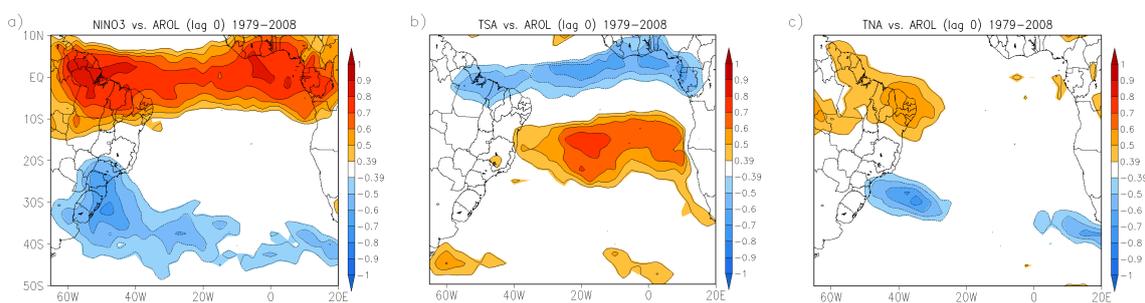


Figura 4.2 - a) Correlações entre Niño3 e AROL( $W.m^{-2}$ ); b) TSA e AROL; c) TNA e AROL. Somente as correlações significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.

Com base nos padrões de correlação entre Niño3 e as ATSM, as APNM e com as AROL é possível argumentar que a ODP exerce um controle termodinâmico das relações de interação oceano atmosfera que influenciam a variabilidade local das ATSM no GEM do Sul do Brasil. Uma vez que eventos de El Niño (La Niña) durante a fase quente da ODP estariam associados à diminuição (aumento) da PNM, o que favoreceria ao aumento (diminuição) de nebulosidade, fato este que é constatado no campo de correlação com as AROL (Figura 4.2a). Estes fatores causariam uma diminuição das condições favoráveis ao aquecimento (resfriamento) da superfície do mar durante eventos El Niño na fase quente da ODP no GEM do Sul do Brasil. Esta discussão concorda com a discussão de Chaves e Nobre (2004), sobre a interação que existe entre as ATSM sob a porção oceânica da ZCAS, em que a presença da zona de nebulosidade reduziria a incidência de radiação de onda curta sobre o oceano, levando a um resfriamento da superfície do oceano. Estas relações entre a ZCAS e seu efeitos sobre as ATSM também foram encontradas no trabalho de Soares et al. (2011), em que foi sugerido que estas interações podem estar associadas as variações interanuais de captura da Sardinha-verdadeira na Plataforma Continental Sudeste brasileira.

Com relação aos efeitos do ENOS na cobertura de nuvens convectivas no oceano no Atlântico Sul, nota-se que as correlações entre Niño3 e AROL (Figura 4.2a) apresentam coeficientes positivos na região tropical, entre 10°N e 10°S. Este padrão de correlação indica que eventos de El Niño (La Niña) seriam associados a menor (maior) cobertura de nuvens nesta região. Já para a região sul, entre 20°S e 40°S, na região do GEM do sul do Brasil a correlação é negativa. O índice TSA apresenta padrão oposto ao do Niño3 para a região tropical, uma vez que a correlação é negativa, porém a área de correlações significativas é menor (Figura 4.2b). O TSA se correlaciona positivamente com as AROL entre 10°S e 25°S. Na região do GEM do norte do Brasil também notam-se correlações positivas com o TNA (Figura 4.2c), o qual apresenta correlações negativas na área da Plataforma Continental Sudeste. Esta área de

correlação negativas entre o TNA e as AROL (Figura 4.2c) é coincidente com a região de formação da ZCAS.

A correlação entre os índices Niño3 e TNA e as AROL sugerem uma relação entre a intensificação da convergência em superfície e a formação de nuvens. No trabalho de Wu et al. (2004) é formulada a hipótese de que os modos TNA e TSA tem origem local, no sistema do Atlântico tropical, e que o ENOS contribui para intensificar sua variância e modular a sua evolução temporal.

A correlação entre o Niño3 e as anomalias de tensão do vento à superfície do mar (ATV) na região tropical entre 5°N e 5°S apresenta um padrão de fortalecimento (enfraquecimento) dos ventos alísios de sudeste durante eventos de El Niño (La Niña). Na fase quente da ODP (Figura 4.3b) este padrão é mais acentuado e se estende desde a costa do Brasil até a costa Africana, na fase fria (Figura 4.3a) a área de correlação é restrita a costa norte do Brasil. Nas duas fases da ODP o GEM do Norte do Brasil apresenta correlações com valores altos. Este padrão de intensificação das ATV durante eventos de El Niño pode estar relacionado com a intensificação das APNM na região tropical, que foi identificado no campo de correlação entre Niño3 e as APNM (Figura 4.1d e Figura 4.1e). Na região próxima da costa da Angola (entre 10°S e 20°S) as correlações apresentam um padrão de enfraquecimento (fortalecimento) das ATV de sudoeste durante eventos de El Niño (La Niña). O campo de correlações com as anomalias de transporte de Ekman (ATE) mostra uma intensificação do transporte nesta região em direção a costa durante eventos de El Niño, este padrão é mais intenso durante a fase quente da ODP (Figura 4.3e). Ainda na fase quente da ODP, entre 25°S e 30°S, existe uma correlação positiva entre o Niño3 e as ATV, que está associada a intensificação da tensão do vento em direção a noroeste. A correlação com as anomalias de transporte de Ekman (ATE) (Figura 4.3e) para esta área indica um transporte intenso em direção ao mar aberto. Nesta área fica localizado um dos pontos mais intensos da ressurgência da corrente de Benguela (SHANNON et al.,

1985). Entre 40°S e 50°S uma grande área de correlação positiva é observada, que está associada a um fortalecimento (enfraquecimento) dos ventos de oeste nesta área durante eventos de El Niño (La Niña).

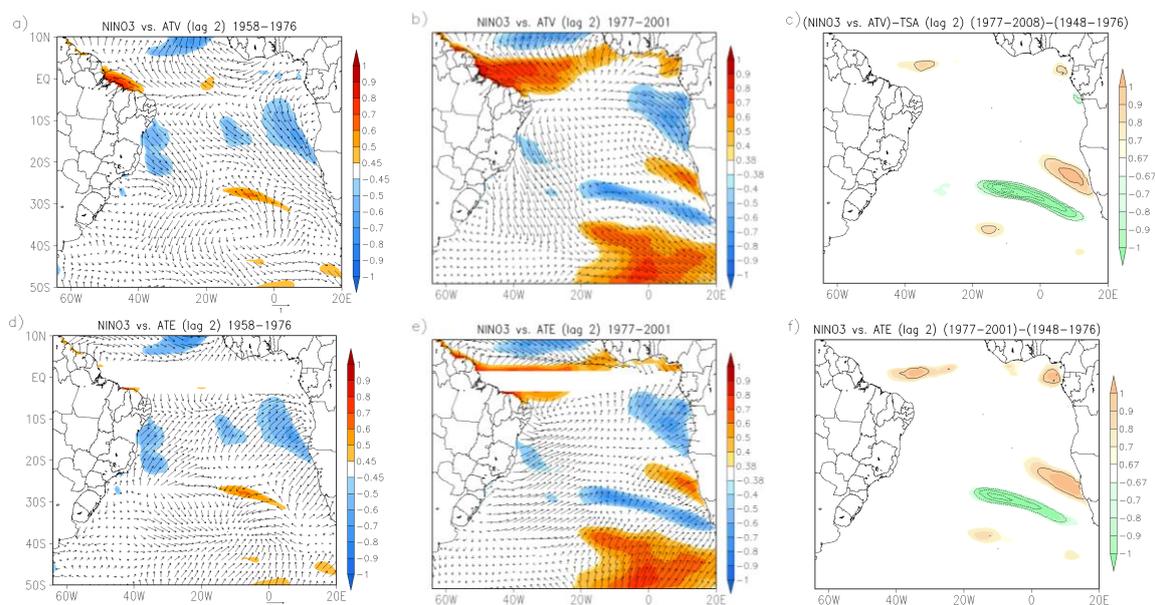


Figura 4.3 – Correlações entre Niño3 e ATV(Pa), em cores a correlação com a magnitude das componentes da ATV e os vetores são a resultante vetorial da correlação com cada componente de ATV durante: (a) fase fria; (b) fase da ODP; (c) diferenças de correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre Niño3 e ATE ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ) durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP; (f) diferença entre as correlação mostrados em (d) e (e). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.

Com a análise das diferenças entre os mapas de correlação na fase fria e quente da ODP (Figura 4.3f) fica evidente que a variabilidade espacial das correlações entre as ATSM e ATV aumentou da fase fria para a fase quente da oscilação. O mapa de diferenças de correlações mostra como pontos de maiores diferenças a região da costa sul da Namíbia, que coincide com a área dos núcleos mais intensos de ressurgência da Corrente de Benguela e também para a região do corredor de vórtices da corrente das Agulhas (GRODSKY; CARTON, 2006; SHANNON; NELSON, 1996).

A influência dos modos locais do oceano Atlântico Sul que representam a variabilidade do Atlântico Tropical é representada pelos modos TSA e TNA. As correlações entre o TNA e as ATSM (Figura 4.4a e Figura 4.4b) não resultaram em correlações significativas em grande parte da área de estudo. Para as duas fases da ODP aparecem valores maiores de correlações positivas na região Atlântico tropical Norte, entre 0 e 10°N. A diferença entre a mudança de fase da ODP é mais evidente na faixa de correlações positivas que atinge a parte Sul do GEM do leste e está presente apenas na fase quente da ODP (Figura 4.4b).

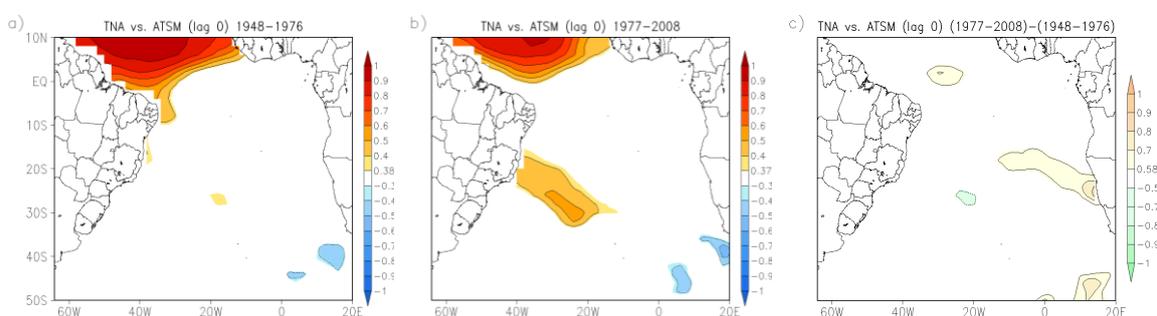


Figura 4.4 – Correlações entre TNA e ATSM(°C) durante: (a) fase fria da ODP; (b) fase quente da ODP; (c) diferenças de correlações mostrados em (a) e (b). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.

Entre os dois modos que representam o gradiente inter-hemisférico de TSM o TSA é o que apresenta maior influência nas ATSM no Atlântico Sul. As correlações entre o TSA e as ATSM nos dois períodos da ODP são positivas em uma grande área que se estende desde a região equatorial até a faixa entre 20° e 30°S (Figura 4.5a e Figura 4.5b). O núcleo de correlação mais intensa (0.8-0.9) diminui da fase fria para a fase quente da ODP e fica concentrado mais a leste. A região próxima a corrente de Benguela, entre 24°S e 33°S, que na fase fria da ODP (Figura 4.5a) apresenta correlações significativas passa a não apresentar mais durante a fase quente (Figura 4.5b). Outro fator interessante é a presença de correlações negativas entre 30°S e 45°S somente na fase quente da ODP, na costa sul da América do Sul, área que inclui parte do GEM do Sul do Brasil. Nesta área a diferença entre os campos de

correlações é bastante intensa (Figura 4.5e). A região de correlações próxima à área da corrente de Benguela também aparece como uma área de intensa diferença de correlações entre a fase quente e fria da ODP. Com estas análises é possível concluir que as áreas do GEM do Sul do Brasil e do GEM da corrente da Benguela são regiões em que a variabilidade decenal associada a ODP influencia fortemente o padrão de variabilidade interanual das ATSM.

A transição da fase fria para a fase quente da ODP fez com que o padrão de correlação entre o TSA e as ATSM apresente um padrão mais zonal. Na fase quente da ODP, as correlações positivas entre o TSA e as ATSM podem ser associadas com o enfraquecimento do ventos de leste na região equatorial, que está representado no campo de correlações entre o TSA e as anomalias de tensão do vento (Figura 4.5e). O padrão zonal encontrado nas correlações entre o TSA e as ATSM entre 5°N e 20°S para a fase quente da ODP (Figura 4.5b) é similar ao modo Niño do Atlântico descrito por Zebiak (1993). E este padrão de correlação aparece em área praticamente complementar ao padrão de correlação significativa encontrado entre o Niño3 e as ATSM (Figura 4.1a e Figura 4.1b). Wu et al. (2004) discutem que a variabilidade das ATSM na região tropical é produzida devido ao transporte de calor oceânico por meio de anomalias verticais de advecção de calor e são amortecidas pelo fluxo de calor na superfície. A correlação entre o TSA e as ATV na região equatorial oeste também apresenta valores negativos na fase quente da ODP (Figura 4.5e). Durante a fase fria as correlações negativas são concentradas na porção leste do Atlântico tropical Norte (Figura 4.5d). Para a fase quente da ODP, o sinal de correlação na região equatorial é oposto ao que foi encontrado na correlação das ATV com o Niño3 (Figura 4.3b). Sendo assim, eventos de El Niño (La Niña) intensificam (enfraquecem) a tensão do vento na região equatorial, incluindo a área do GEM do Norte do Brasil. Já anomalias positivas de TSM na região do TSA atuam enfraquecendo a tensão do vento nesta mesma região.

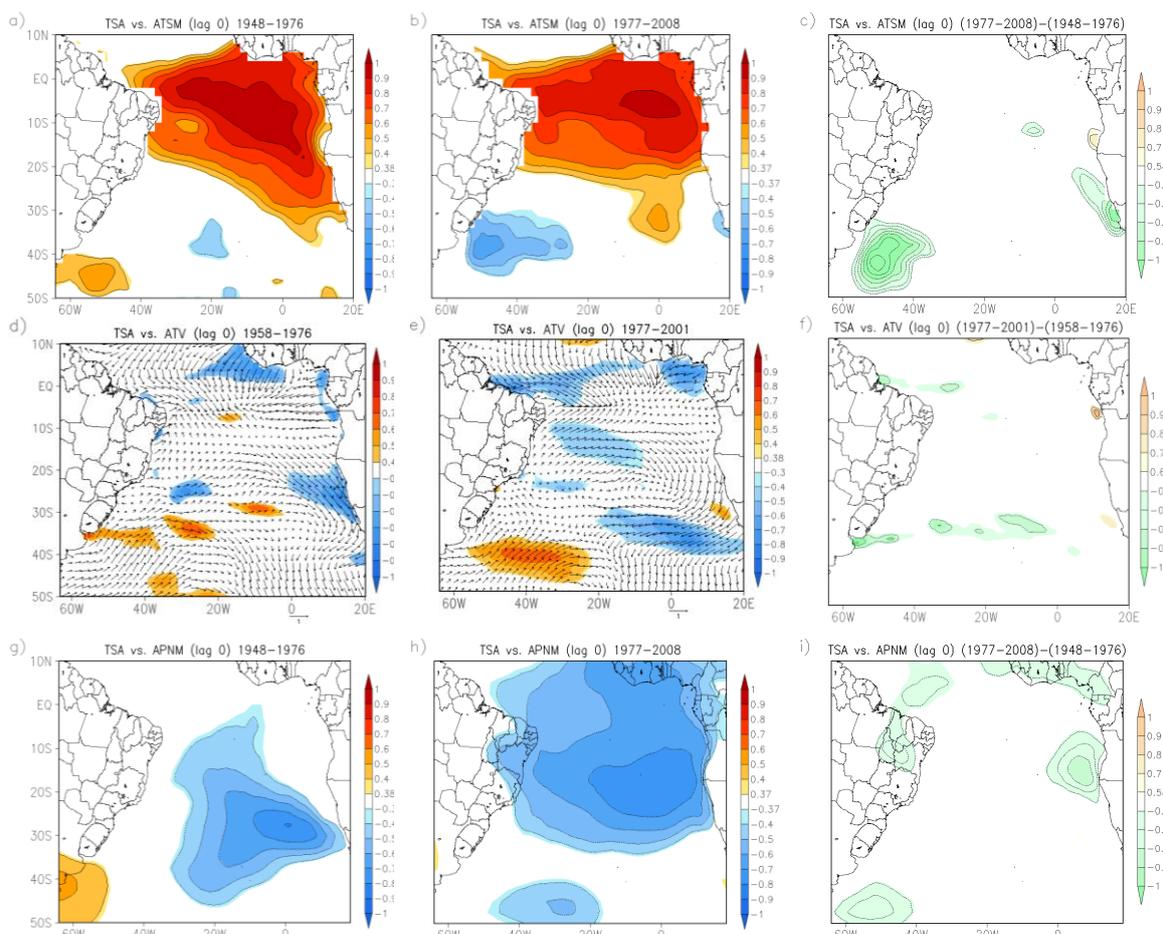


Figura 4.5 – Correlações entre TSA e ATSM(°C) durante: (a) fase fria; (b) fase da ODP; (c) diferenças de correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre TSA e ATV (Pa), em cores a correlação com a magnitude das componentes da ATV e os vetores são a resultante vetorial da correlação com cada componente da ATV durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP; (f) diferença entre as correlações mostradas em (d) e (e). Correlações entre TSA e APNM (hPa) durante: (g) fase fria da ODP; (h) fase quente da ODP; (i) diferença entre as correlações mostradas em (g) e (h). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.

A correlação entre as APNM e o TSA apresenta tanto na fase fria quanto na fase quente da ODP um padrão intenso de correlação negativa. Na fase fria da ODP (Figura 4.5g) este padrão está centrado em 30°S e 0°, com a passagem da fase fria da ODP (Figura 4.5h) para a fase quente, o centro de correlação foi deslocado para o norte e passou a ser localizado em 18°S e 0°. A área de abrangência das correlações significativas é maior na fase quente (Figura 4.5h), se estende de 10°N até 30°S. Com isto pode-se afirmar que existe uma

relação entre o TSA e o posicionamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), pois o centro deste sistema na média anual é 30°S e 25°W. A ODP também parece exercer influência sobre a relação entre o TSA e a mudança de posição da ASAS. Ainda com relação às diferenças notadas com a mudança de fase da ODP, na fase fria é observada uma região de correlações positivas, em parte da área do GEM do sul. O mapa de diferença (Figura 4.5i) das correlações apresenta um centro em aproximadamente 47°S e 55°W e também existem diferenças significativas na região próxima à costa da Angola.

Ao comparar os mapas de correlação entre TSA e APNM (Figura 4.5h) e Niño3 e APNM (Figura 4.1e) nota-se que os coeficientes de correlação possuem sinais opostos entre 10°N e 20°S, especialmente para a fase quente da ODP. O que evidencia a relação de competição entre forçantes locais e remotas no oceano Atlântico Sul. Comparando os mapas de diferença também é possível notar que a mudança de fase da ODP impactou mais fortemente a relação entre Niño3 e as APNM (Figura 4.1f) do que a relação entre o TSA e as APNM (Figura 4.5i).

O mapa de correlação entre o TSA e as AROL (Figura 4.2b) mostra padrão opostos aos encontrados com o TNA (Figura 4.2c) e Niño3 (Figura 4.2a) para a região tropical e ainda apresenta uma área diferente de correlações positivas entre 10°S e 25°S. Este padrão de correlações positivas pode ser associado às correlações negativas que foram encontradas entre o TSA e as ATV (Figura 4.5e). Neste mapa o TSA positivo estaria associado ao enfraquecimento da tensão do vento entre 10°S e 20°S, que seria a porção norte da circulação associada a ASAS, isto provocaria uma redução do transporte de calor, o que elevaria a TSM na região. Este enfraquecimento da ASAS também é associado ao TSA pelo campo de correlação entre este índice e as APNM durante a ODP quente (Figura 4.5h).

Com relação ao impacto da mudança de fase da ODP é marcante também que em praticamente todas as análises ocorreu uma intensificação dos padrões de correlações durante fase quente da ODP. Isto pode ser observado para o GEM do leste, na correlação entre Niño3 e as ATSM (Figura 4.1b), para grande parte do Atlântico Sul nas correlações do Niño3 e as APNM (Figura 4.1d), também para as correlações com ATV na região tropical (Figura 4.3b). Apesar de ser mais notável para a correlação com o Niño3, a relação do TSA com as APNM (4.5h) também se encaixa neste padrão.

Os efeitos do El Niño serem mais intensos durante a fase quente da ODP podem ser explicados com base em discussões apresentadas por Mantua et al. (1997) e Wang e An (2002). Os autores discutem que ao entrar em fase com a ODP os efeitos do ENOS são mais intensos, eventos de El Niño durante a fase quente da ODP, portanto teriam efeitos mais intensos do que durante a fase fria da oscilação decenal. Mantua et al. (1997) estudando os efeitos da ODP sobre os eventos ENOS concluíram que durante períodos quentes da ODP, como o de 1925-1946 e 1977-2000, houve uma maior ocorrência de eventos de El Niño do que nas fases frias da ODP (1910-1924 e 1947-1976), nesses períodos houve mais eventos de La Niña. Isso indica que os eventos de ODP podem agir de forma construtiva para a ocorrência de eventos ENOS. Wang e An (2002) discutiram que as mudanças no padrão de vento, nas correntes oceânicas e na posição da termoclina na escala decenal associadas a ODP, amplificam os eventos ENOS e também causam atrasos na transição entre um evento quente e frio do ENOS. Com base nos resultados de experimentos numéricos estes autores concluíram que a mudança de fase da ODP afeta a duração e a amplitude dos eventos ENOS.

Com relação ao efeito de outro modo local do Atlântico Sul, o modo oscilação Antártica, nota-se pela análise das correlações entre o AAO e as ATSM (Figura 4.6a), que entre 5°N e 15°S e entre 40 e 50°S as correlações são positivas. Entre 25°S e 35°S existe uma área de correlações negativas. Nesta região tem-

se parte do GEM do Sul do Brasil, que coincide também com a porção oceânica de atuação da ZCAS. Hall e Visbeck (2002) com base em resultados de um modelo acoplado oceano atmosfera mostraram que AAO positivo está correlacionado com uma redução de transporte de calor em direção aos polos em torno da latitude de 50°S e um aumento deste transporte em torno de 30°S. Os resultados destes autores podem ser associados com os resultados aqui encontrados, uma vez que no local em que são encontradas correlações positivas entre AAO e ATSMs, este mesmo índice está associado a redução no transporte de calor e nas área de correlações negativas com as ATSM este transporte é intensificado. As correlações entre AAO e as ATV (Figura 4.6c) também estão de acordo com esta discussão, uma vez que entre 40°S e 50°S existe uma faixa de correlações negativas entre estas variáveis, embora esteja concentrada apenas a leste de 20°W. Em torno de 30°S é possível notar poucas áreas com correlações positivas, que indicam intensificação da tensão do vento associada à AAO positivo. O enfraquecimento dos ventos em torno de 50°S favoreceria ao maior armazenamento de calor, e aquecimento da área, o que reflete nas correlações positivas entre AAO e as ATSM (Figura 4.6a) na região. O efeito esperado sobre o armazenamento de calor regional também é confirmado pelo aumento das AROL para AAO positiva (Figura 4.6b), que se espalha em toda a bacia sul de 40°S. De acordo com Hall e Visbeck (2002), a migração em direção aos polos da corrente de jato poderia levar a uma redução na atividade baroclínica e dos movimentos ascendentes, portanto, reduzindo a formação de nuvens na região em torno de 40°S. Esta relação explicaria a ampla região de correlação positiva entre AAO e AROL junto uma faixa latitudinal entre 40°S e 50°S (Figura 4.6b).

De acordo com a discussão apresentada por Hall e Visbeck (2002) o modo AAO contribui para a covariabilidade entre a variabilidade climática do oceano e da atmosfera no Hemisfério Sul, isto devido principalmente à simetria zonal deste modo. O AAO é o modo predominante de variabilidade atmosférica no Hemisfério Sul, portanto desempenha um papel importante nas regiões que

englobam os GEMs brasileiros e da costa oeste africana. Isto foi confirmado pelos padrões de correlação aqui mostrados, uma vez que foi identificado que o AAO se correlaciona positivamente com as ATSM na região do GEM do norte do Brasil e negativamente com esta mesma variável no GEM do sul do Brasil (Figura 4.6a). Na região do GEMs da costa oeste Africana nota-se que o AAO é correlacionado com o enfraquecimento das ATV (Figura 4.6c) no GEM da corrente da Guiné, entre 4°N e 3°S e também associado ao enfraquecimento das ATV na região da Corrente de Benguela.

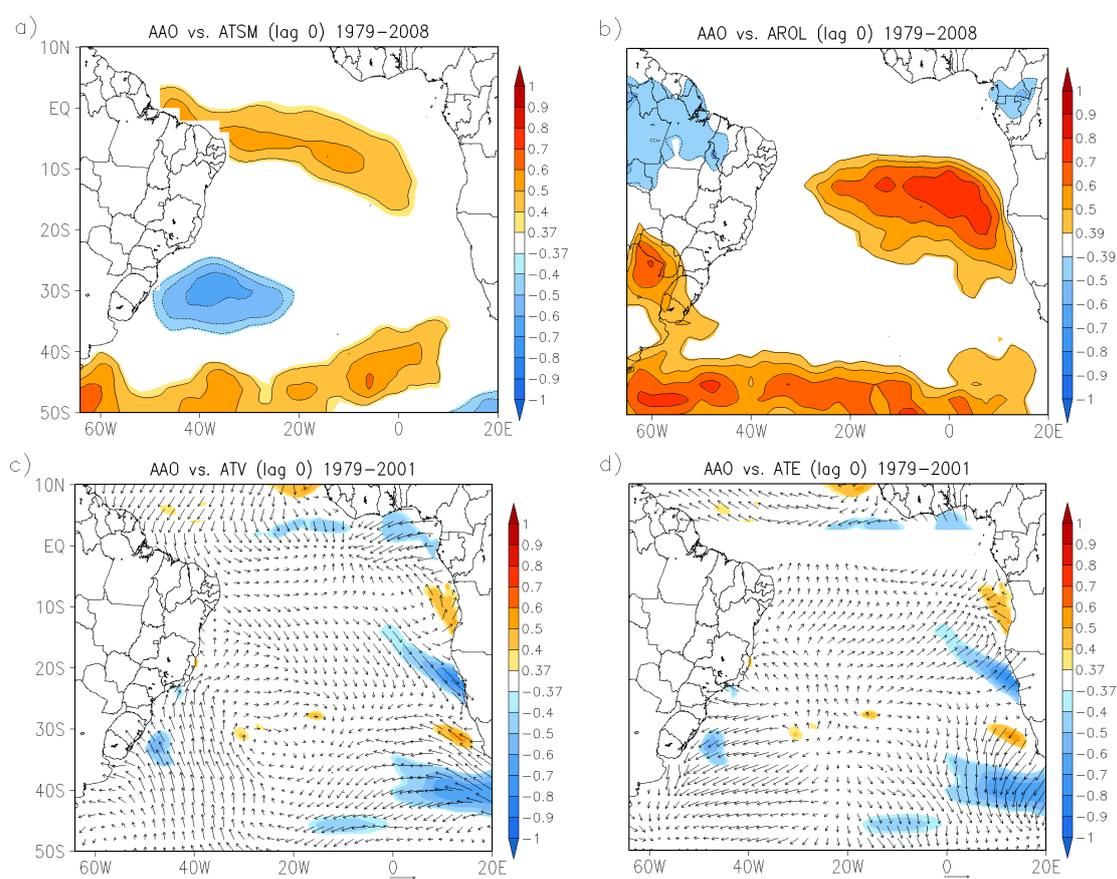


Figura 4.6 - Correlações entre: a) AAO e ATSM( $^{\circ}\text{C}$ ); b) AAO e AROL( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ); c) AAO e ATV(Pa); d) AAO e ATE( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ), a região de 2°N a 2°S não apresenta dados devido a singularidade equatorial associada ao parâmetro de Coriolis. Somente as correlações significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.

## 4.2. Correlações Parciais: Análise das forçantes climáticas remotas e locais

Nesta seção são discutidos os efeitos das interações dos modos climáticos estudados com base em análise de correlações parciais. A correlação parcial considera em seu cálculo também a interação entre os índices, como foi apresentado na Equação 3.5, portanto primeiramente estão apresentados na Tabela 4.1 os resultados das correlações entre os índices. A correlação entre o Niño3 e o TSA foi de -0.16 na fase fria (1948-1976) e de -0.34 na fase quente (1977-2008) da ODP. Entre o Niño3 e o TNA foram encontradas correlações positivas nas duas fases da ODP, no entanto apenas a correlação para a fase fria (0.47) é significativa. O TSA é o índice mais fortemente correlacionado com o AAO e esta correlação é positiva, com o valor de 0.38.

Tabela 4.1 - Correlações entre os índices para os períodos indicados. As correlações significativas ao nível de confiança de 95% são indicadas com um asterisco.

Índices	ODP Fria	ODP Quente
Niño3xTSA	0,16	-0,34*
Niño3xTNA	0,47*	0,31
Niño3xAAO		-0,15
AAOxTSA		0,38*
AAOxTNA		-0,12

A Figura 4.7 apresenta os mapas de correlação parcial entre o Niño3 e as ATSM com a remoção dos índices associados a variabilidade do Atlântico Tropical. A remoção do TSA da correlação entre o Niño3 e as ATSM provocou uma intensificação das correlações na maior parte das regiões que apresentam correlações significativas. Durante a fase quente da ODP (Figura 4.7b) pode-se notar que as correlações foram intensificadas com a remoção do TSA na região dos GEMs do Norte, do Leste e da Guiné. Este resultado indica que o TSA reduz a influência do ENOS nas ATSM nestas regiões. No trabalho de Wu et al. (2004) é discutido que o ENOS modula o comportamento do TSA pela intensificação da variância das ATSM, por meio de mudanças no fluxo de calor

na superfície. Os resultados aqui apresentados sugerem que o TSA também exerce influência sobre os efeitos do ENOS no Atlântico Sul. A influência do TSA na relação não parece mudar com a mudança de fase da ODP, uma vez que o mapa de diferenças de correlações parciais (Figura 4.7c) é bastante similar ao encontrado ao realizar as diferenças de correlações totais (Figura 4.1c).

A remoção do TNA da correlação entre Niño3 e as ATSM (Figura 4.7d e Figura 4.7e) provocou uma leve redução nas correlações no GEM do Norte e do Leste quando comparados a correlação total (Figura 4.1a e Figura 4.1b). A diferença de correlações entre as fases da ODP (Figura 4.7f) mostrou regiões significativas, além da região entre 30 e 40°S, que já estava presente no campo de diferenças de correlação total (Figura 4.1c) e também na diferença dos campos de correlações parciais para o TSA (Figura 4.7c). Estas diferenças são compostas por uma região entre 20°S e 30°S, com centro em 20°W, além de um sinal ao sul da costa sul africana e outro entre 5°S e 15°S, na porção leste da bacia. Desta forma, com relação aos impactos sobre os efeitos da mudança de fase da ODP, a remoção do TNA apresentou impactos significativos em mais áreas do que a retirada do TSA.

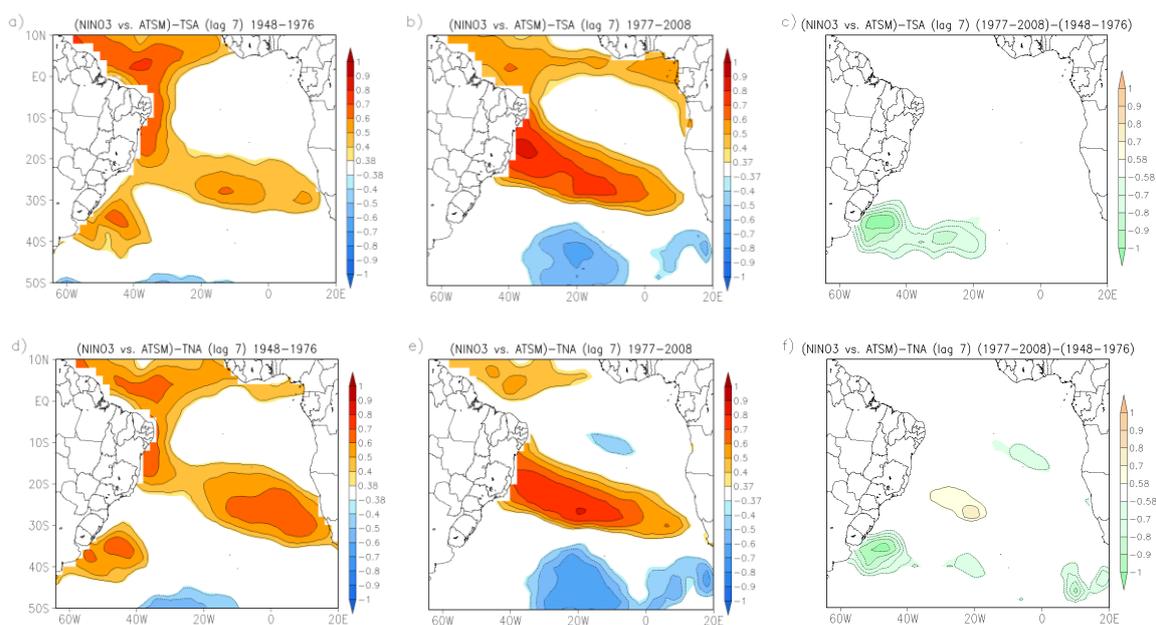


Figura 4.7 - Correlações entre Niño3 e ATSM(°C) com exclusão do TSA durante: (a) fase fria da ODP; (b) fase quente da ODP; (c) diferenças entre as correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre Niño3 e APNM (hPa) com exclusão do TNA durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP; (f) diferença de correlações entre (d) e (e). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.

A remoção do TSA e TNA no cálculo da correlação parcial entre ATV e Niño3 trouxe alguns impactos nos padrões de correlação (Figura 4.8). No GEM da corrente de Guiné com a remoção do TSA houve um maior enfraquecimento dos ventos de sudeste para o mapa de correlações durante a fase fria da ODP (Figura 4.8a comparado à Figura 4.3a). No GEM do leste do Brasil a remoção do TSA também causou impacto, onde as ATV de norte de noroeste foram intensificadas durante a fase quente da ODP (Figura 4.8b comparada à Figura 4.3b). A magnitude dos vetores de correlação também é maior após a retirada do TSA, o que é mais evidente na região entre 5°S e 40°S, sendo mais intenso na fase quente da ODP (Figura 4.8b).

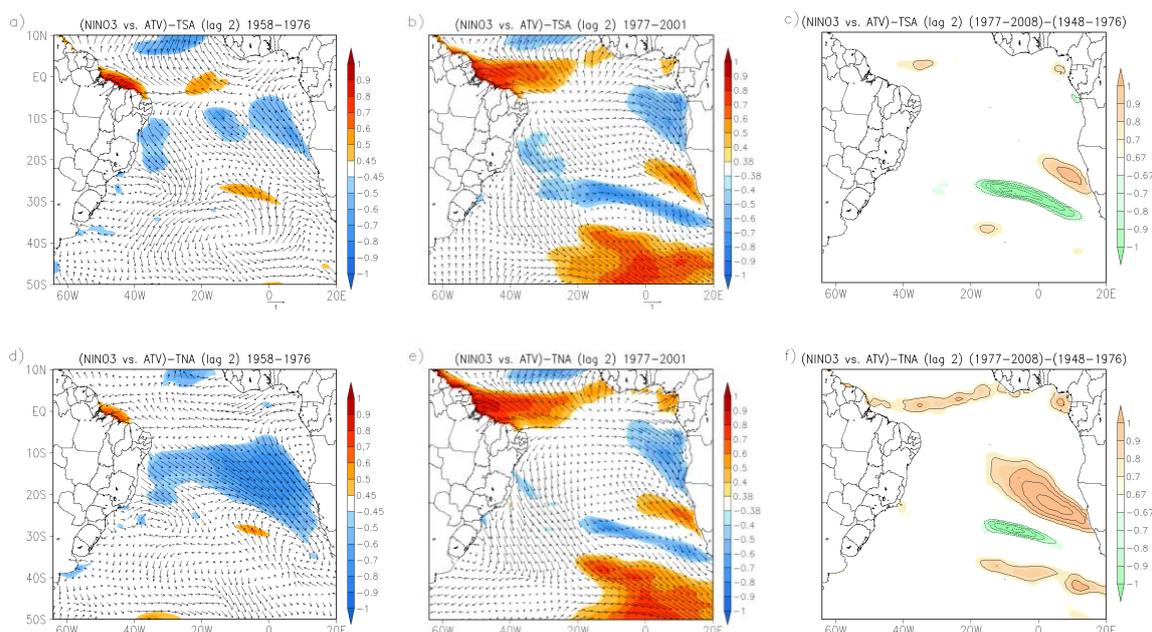


Figura 4.8 - Correlações entre Niño3 e ATV(Pa) com exclusão do TSA durante: (a) fase fria da ODP; (b) fase quente da ODP; (c) diferenças de correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre Niño3 e ATV(Pa) com exclusão do TNA durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP; (f) diferenças de correlações entre (d) e (e). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.

A retirada do TNA da correlação entre o Niño3 e as ATV (Figura 4.8d e Figura 4.8e) fez com que houvesse um fortalecimento da magnitude dos vetores de correlação para toda a área nas duas fases da ODP. Outro aspecto notável é que a retirada do TNA causou um alargamento da área em que há enfraquecimento das ATV de sudeste e um fortalecimento das ATV de noroeste no GEM do Leste durante a ODP fria (Figura 4.8d). Durante a fase quente (Figura 4.8e) ocorreu um fortalecimento dos vetores de norte e noroeste no oeste do Atlântico Sul entre 10°S e 40°S. Uma vez que o TNA e o Niño3 são positivamente correlacionados (Tabela 4.1) e que a remoção do TNA fez com que a influência do ENOS fosse intensificada, pode-se concluir que ocorre uma influência local na relação do ENOS e as ATV na escala interanual.

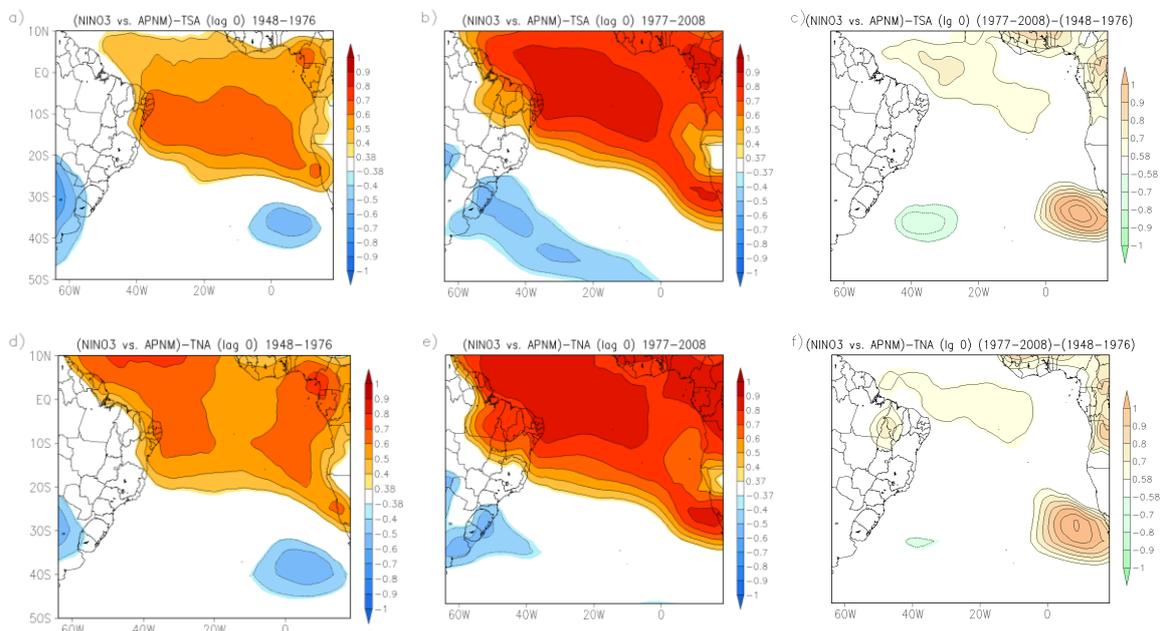


Figura 4.9 -. Correlações entre Niño3 e APNM(hPa) com exclusão do TSA durante: (a) fase fria da ODP; (b) fase quente da ODP; (c) diferenças de correlações mostrados em (a) e (b). Correlações entre Niño3 e APNM (hPa) com exclusão do TNA durante: (d) fase fria da ODP; (e) fase quente da ODP; (f) diferenças de correlação entre (d) e (e). Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.

As correlações entre as APNM e o Niño3 sem a influência do TSA apresentam um aumento nos valores dos coeficientes de correlação em grande parte da área que apresenta correlações positivas durante a fase fria da ODP (Figura 4.9a). Entretanto para a fase quente da ODP (Figura 4.9b) a remoção do TSA não teve um grande impacto da região de correlações positivas (comparação Figura 4.9b e Figura 4.1e). Na fase quente da ODP (Figura 4.9b) nota-se uma alteração da região de correlações negativas entre 20°S e 50°S, que com a retirada do TSA passou a se estender por uma área maior, atingindo até a longitude de 0° (no campo de correlações totais a região de correlação estava restrita até 40°W). Comparando os mapas de diferenças entre a fase quente e fria da ODP de correlações total (Figura 4.1f) e parcial com retirada do TSA (Figura 4.9c) na região mais sul nota-se um núcleo de diferenças significativas,

centrado em 37°S e 37°W, que não aparecia no mapa de diferenças parciais. Com a remoção do TNA as correlações positivas entre o Niño3 e as APNM tiveram um aumento nos valores, especialmente para a região entre 0 e 10°N durante a fase fria da ODP (Figura 4.9d). No mapa de diferença de correlações (Figura 4.9f) nota-se uma redução nos valores de diferença para a região tropical com a retirada do TNA, quando comparada a diferença das correlações totais (Figura 4.1.f). Isto ocorreu devido ao aumento nos valores de correlação durante a fase fria da ODP (Figura 4.9d) e permanência de intensidade de valores durante a fase quente (Figura 4.9e).

A remoção do TNA (não mostrado) e Niño3 (Figura 4.10a) da correlação entre AAO e as anomalias de TSM não resultou em grandes alterações nos padrões de correlação. Este fato era esperado uma vez que pelas correlações apresentadas na Tabela 3 nota-se que o AAO é fracamente correlacionado com o Niño3 e TNA. Estes resultados corroboram com o fato de que o AAO é um componente predominante de variabilidade das ATSM entre 20 e 35°S, no sudoeste do Atlântico Sul e entre 40°S e 50°S, apesar de os padrões de correlação serem opostos nestas duas regiões. Notam-se que as correlações positivas na região tropical, que eram vistas no mapa de correlações totais (Figura 4.6a) praticamente desaparecem com a retirada do TSA (Figura 4.10b). Isto significa que este modo de variabilidade modula a influência do AAO nas ATSM no Atlântico Tropical, com efeito de intensificação desta influência.

A remoção do Niño3 das correlações entre AAO e ATV (Figura 4.10c) causou uma redução das correlações de oeste entre 40 e 50°S (comparado a Figura 4.6c). Na região da Corrente de Benguela também nota-se uma menor extensão do padrão de correlações negativas. No oeste da região tropical norte passa a ser evidente um sinal de correlação positiva, que era bem pouco intenso na correlação total (Figura 4.6c). A retirada do TSA (Figura 4.10d) provocou a expansão da região de correlações negativas entre o AAO e as ATV no sudoeste do Atlântico sul, entre 30 e 45°S. Na região do GEM da

corrente da Guiné, as correlações significativas desapareceram, o que indica que o TSA exercia forte influencia na relação entre AAO e ATV nesta região.

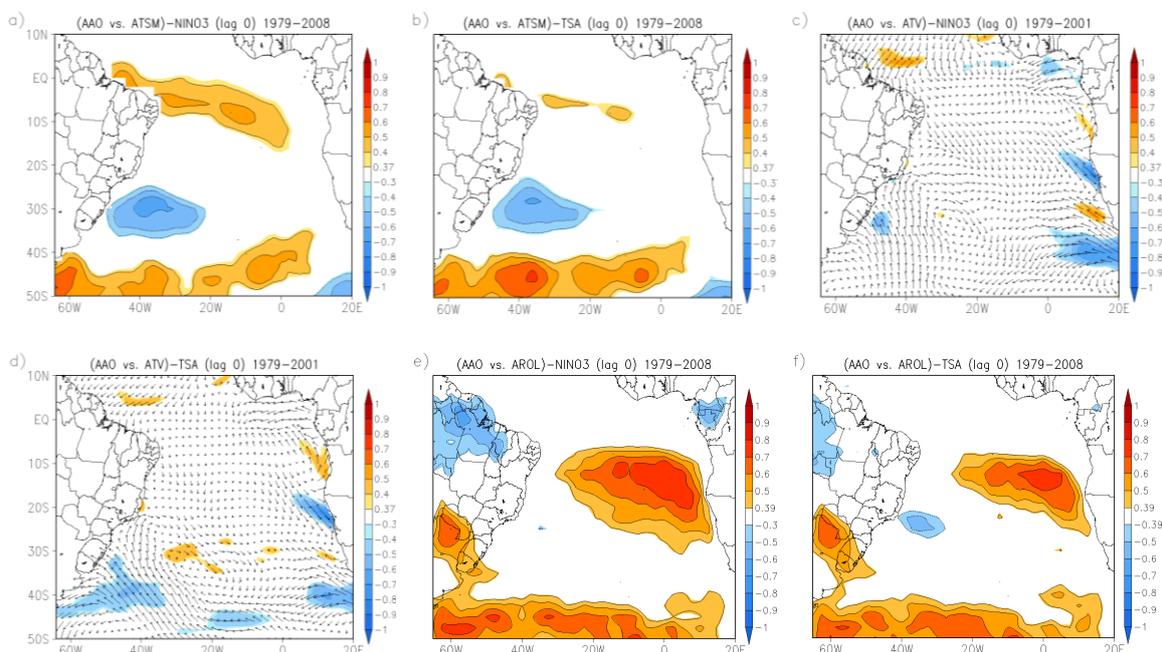


Figura 4.10 - Correlações entre: a) AAO e ATSM(°C) com exclusão do Niño3; b) AAO e ATSM(°C) com exclusão do TSA; c) AAO e ATV(Pa) com exclusão do Niño3; d) AAO e ATV(°C) com exclusão do TSA; e) AAO e AROL(W.m<sup>-2</sup>) com exclusão do Niño3; f) AAO e AROL(W.m<sup>-2</sup>) com exclusão do TSA. Somente as correlações e diferenças significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.

A forte modulação do efeito do TSA sobre os impactos da AAO (Figura 4.10f), quando comparado ao efeito do Niño (Figura 4.10e) é expresso pela análise do balanço radiativo que as AROL fornecem. Isto é mais evidente entre 10°S e 25°S, pois é possível observar uma redução na cobertura espacial dos coeficientes de correlação com a retirada do TSA, principalmente no GEM da corrente de Benguela (Figura 4.10f). Uma pequena, mas significativa área de correlações negativas que não era vista nas correlações totais entre o AAO e AROL (Figura 4.6b) aparece no GEM do leste, centrado em 25°S, na área climatológica da porção oceânica da ZCAS. Carvalho et al. (2004) sugerem que a atividade interanual da ZCAS oceânica é intensificada durante eventos

quente de ENOS e os resultados apresentados aqui indicam uma influência do TSA na variabilidade deste sistema.

### **4.3. Sumário**

A análise de correlações totais mostrou que os eventos ENOS impactam fortemente as anomalias das variáveis TSM, PNM, tensão do vento à superfície do mar e ROL. Estes eventos impactam as ATSM na região tropical, região que inclui o GEM do norte do Brasil. O GEM do Leste do Brasil também é fortemente relacionado com o ENOS. Estas relações apresentam uma defasagem de 7 meses, entre um evento ENOS no Pacífico e as máximas correlações com as ATSM no Atlântico. Também foi possível notar que a mudança de fase da ODP produz diferenças que são bastante intensas para o GEM do Sul do Brasil.

Com a análise conjunta dos campos de correlação entre o Niño3 e variáveis ATSM, APNM e AROL foi possível identificar que as variações interanuais de TSM no GEM do Sul do Brasil são comandadas pela termodinâmica das interações oceano-atmosfera na região. Esta relação indica que eventos de El Niño, durante a ODP quente, são associados a PNM mais baixas, maior nebulosidade no Atlântico Sudoeste, e estes fatores conduzem a TSM mais baixas na região que inclui o GEM do Sul do Brasil.

Também é notável que, para quase todas as variáveis, as correlações são maiores na fase quente da ODP, o que sugere que a mesma intensifica os efeitos do ENOS e também da variabilidade do Atlântico tropical sobre as características do Atlântico Sul. Com a análise de resultados desta etapa também foi possível concluir que os GEMs da costa oeste Africana são mais afetados pela mudança de fase da ODP para as variáveis APNM e ATV.

A análise da influência dos modos locais TSA e TNA permitiu identificar que o TSA tem uma influência maior sobre as variações interanuais de ATSM, sendo que o TSA apresenta correlação em áreas complementares à influência do

ENOS. O TSA também exerce uma relação sobre a ASAS, pois anomalias positivas de TSM na região deste índice são associadas a pressões mais baixas na região da ASAS. Notou-se que a ODP interfere nesta relação, deslocando a região de influência do TSA sobre as APNM.

No GEM do norte foi identificado que a nebulosidade é influenciada pelo ENOS e também de forma menos intensa pelo TNA. As correlações totais também permitiram identificar uma forte correlação negativa entre o AAO e as ATSM no GEM do sul do Brasil.

A análise de correlações parciais também possibilitou identificar que o TSA reduz a influência do fenômeno ENOS sobre as ATSM durante o período quente da ODP (1977-2008) nos GEMs brasileiros do Norte e Leste e também no GEM da corrente da Guiné. O TSA também parece intensificar as correlações entre AAO e ATSM no Atlântico tropical. Correlações negativas entre AAO e ATSM foram encontradas no GEM do Sul do Brasil, este padrão é persistente mesmo com a remoção dos outros índices (correlações parciais). Em relação às ATSM, ATV e APNM, é notável que os impactos da mudança de regime da ODP parecem ser mais intensos ao longo da costa oeste africana do que na costa brasileira.

Estas análises permitiram assim identificar os modos de variabilidade que impactam a região dos GEMs brasileiros e da costa oeste da África. Com a avaliação da relação entre os modos remotos e os modos locais foi identificado que os modos locais TSA e AAO afetam de forma mais significativa os efeitos do modo remoto ENOS. Com base neste resultado foram elaboradas análises para os resultados numéricos do modelo regional de circulação oceânica, para a simulação durante a fase quente da ODP. Além de verificar também se o modelo foi capaz de capturar as relações encontradas com as análises de correlações. Estes resultados são apresentados no próximo item.

## **5 ANÁLISE DE MODELAGEM HIDRODINÂMICA**

Neste item é avaliado o desempenho do modelo ROMS em representar as características oceânicas do Atlântico Sul. A avaliação é feita com base na comparação entre os resultados do modelo e dados provenientes de sensoriamento remoto. Em uma primeira análise foram comparadas as médias trimestrais entre os campos produzidos pelo modelo e dados de satélites para verificar se o modelo reproduz as principais feições do Atlântico Sul e suas variações sazonais. Em sequência são apresentadas estatísticas para obter uma avaliação quantitativa do desempenho do modelo em relação aos dados de satélites. Também foi avaliado como os índices Niño3, TSA e AAO são correlacionados com as anomalias de TSM simuladas pelo modelo. Uma avaliação de como o modelo representou a evolução das variáveis TSM, altura do nível do mar (ANM), salinidade e velocidade das correntes oceânicas no Atlântico Sul durante eventos ENOS também é apresentada. Para isto são discutidos os resultados da composição trimestral das anomalias das variáveis produzidas pelo ROMS para eventos de El Niño e de La Niña.

### **5.1. Campos simulados pelo ROMS comparados a dados de Satélites**

#### **5.1.1. Comparação de Médias Trimestrais**

O campo climatológico de TSM para as médias de Janeiro, Fevereiro e Março (JFM) produzido pelo ROMS (Figura 5.1b) apresenta uma boa correspondência na distribuição espacial das feições de TSM com o campo de TSM do AVHRR (Figura 5.1a). Nota-se que ao longo de todo o ano existe um viés entre os valores do ROMS e do AVHRR, com o ROMS apresentando valores mais baixos (2 a 3°C). Esta diferença é confirmada pela avaliação estatística, apresentada no próximo item (Figura 5.6a). Apesar desta diferença, as áreas de temperatura mais elevadas na região equatorial, na área da corrente do Brasil, que fazem parte do GEM do Norte do Brasil e do GEM do leste e também na costa da África entre 8°N e 10°S estão concordantes. Para esta

faixa de latitudes, na costa da África a região de temperaturas mais elevadas (acima de 30°C) é representada pelo modelo em uma área menor de que a apresentada no campo do AVHRR. Ainda na costa africana, a região de temperaturas mais baixas associadas à corrente de Benguela também foi bem representada pelo ROMS (Figura 5.1b).

Na costa brasileira o modelo representou as águas mais frias, que são associadas à Corrente das Malvinas, com temperatura entre 8°C e 12°C nos meses de verão (Figura 5.1b) e entre 6 e 8°C durante o inverno (Figura 5.1f). Brandini et al. (2000) citam que a TSM média na CM é de 6°C, já Saraceno et al. (2004) citam que a TSM na CM durante o inverno apresenta valores abaixo de 7°C, o que concorda com os resultados simulados pelo ROMS. Nos dados do AVHRR o meandramento da corrente das Malvinas não é bem representado devido a suavização dos dados, a temperatura na região da CM nos meses de verão para estes dados é entre 8 e 14°C (Figura 5.1a) e para os meses de inverno entre 7 e 12°C (Figura 5.1e). Esta corrente foi representada mais ao norte pelo modelo ROMS do que é notado pelos dados do AVHRR. Saraceno et al. (2004) apresentam que a região de encontro entre a CB e a CM ocorre entre 37°S e 41°S, o que está de acordo com o que nota-se nos dados do AVHRR, já nos dados do ROMS o encontro das duas correntes está aproximadamente em 35°S. Em Abril, Maio e Junho (AMJ) a região com águas mais quentes, que seguiam até 30°S ao longo da costa brasileira em JFM nos dados do AVHRR (Figura 5.1c), está representada mais ao norte pelo modelo (Figura 5.1d), alcançando até 20°S. Entretanto, nota-se que o ROMS conseguiu reproduzir esta variação devido a alteração sazonal da radiação solar. Em Julho, Agosto e Setembro (JAS) este deslocamento das águas mais frias em direção ao norte é ainda mais evidente (Figura 5.1f).

Ao longo de todos os meses nota-se grande coerência entre os campos com relação ao posicionamento das feições características, como a temperatura um pouco mais elevada na parte ao sul da costa africana e na área de retorno da Corrente das Agulhas. Com a média para Outubro, Novembro e Dezembro

(OND) é possível notar nos dados de satélites (Figura 5.1g) e nos simulados pelo modelo (Figura 5.1h) o retorno das águas mais aquecidas em direção ao sul.

É notável também que o modelo é capaz de reproduzir as características de meandramento do fluxo com mais realismo que os dados de satélite do AVHRR, uma vez que estes dados foram submetidos a interpolações para a retirada da contaminação por nuvens, o que fez com que houvesse a suavização dos padrões de escoamento. Isto é bastante notável na região entre 30°S e 55°S, região esta que inclui a área da confluência Brasil Malvinas, também a circulação da corrente do Atlântico Sul e da Corrente Circumpolar Antártica em direção a leste, assim como a presença da frente subtropical. Nos resultados do ROMS é possível notar o meandramento associado a estas feições de forma mais clara.

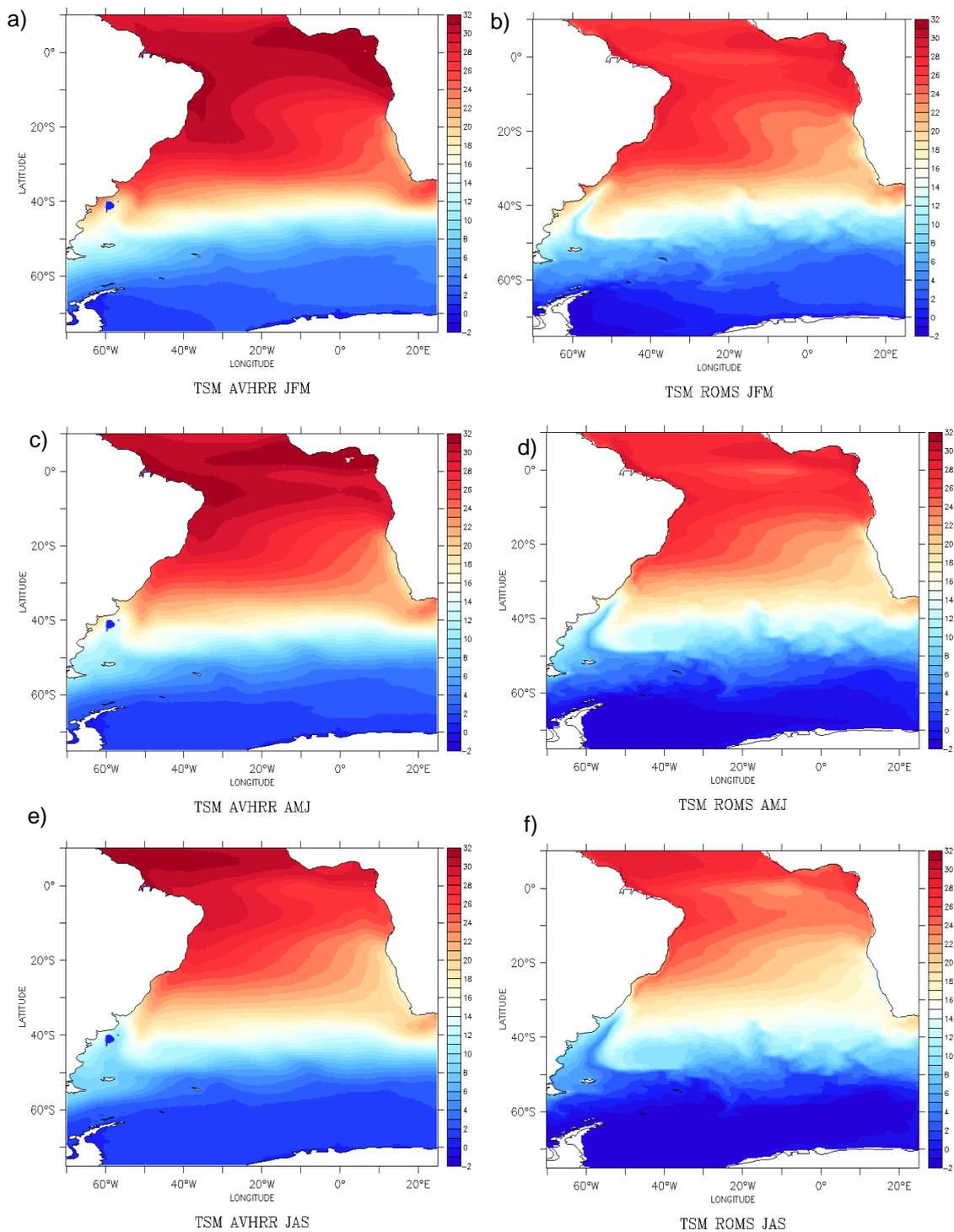


Figura 5.1 - Comparações de médias trimestrais de 1985 a 2007 para TSM (°C): a) AVHRR média de JFM; b) ROMS média de JFM; c) AVHRR média de AMJ; d) ROMS média de AMJ; e) AVHRR média de JAS; f) ROMS média de JAS; g) AVHRR média de OND; h) ROMS média de OND.

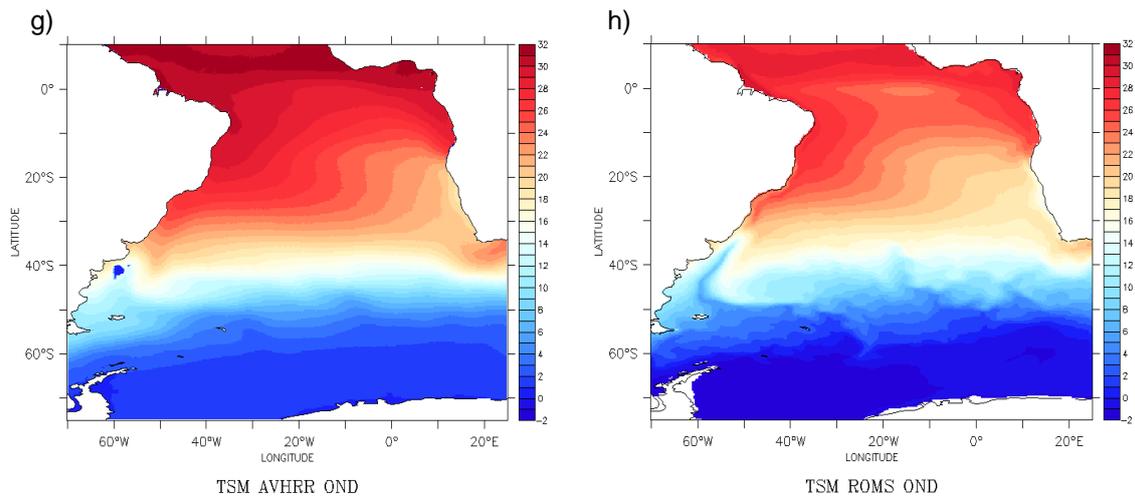


Figura 5.1 - Conclusão.

Com relação ao campo de altura do nível do mar (ANM) (Figura 5.2) nota-se que na maior parte do Atlântico Sul o ROMS apresenta valores mais baixos do que os dados altimétricos. Entretanto, assim como o encontrado para a TSM, existe uma grande coerência na representação das características espaciais do campo. A ANM apresenta valores mais elevados na região entre 10°S até a frente Subtropical, em aproximadamente 40°S. Esta frente separa ao norte as águas mais quentes e salinas de origem tropical e subtropical das águas mais frias e menos salinas ao sul com origem na região sub-antártica (PETERSON; STRAMMA, 1991; MATANO; PALMA; PIOLA, 2010). O ROMS representou esta região (Figura 5.2b, Figura 5.2d, Figura 5.2f e Figura 5.2h), mas com valores de ANM menores do que os dados do AVISO (Figura 5.2a, Figura 5.2c, Figura 5.2e e Figura 5.2g). A área retroflexão da corrente das Agulhas foi bem representadas pelo ROMS, pois a ANM é maior nesta área, como é observado no campo do AVISO. Entretanto, os valores de ANM reproduzidos pelo modelo são menores do que os apresentados pelos dados altimétricos. Na região do GEM da corrente da Benguela notam-se valores de ANM mais baixos nos dados do AVISO, que também foi bem representada pelo modelo. A região associada à CM está representada com valores bem mais baixos pelo ROMS, e a região de confluência com a corrente do Brasil é

apresentada bem mais ao norte do que é apresentado pelo AVISO. A posição da confluência nos dados do AVISO é em aproximadamente de 38°S para JFM (Figura 5.2a) e 40°S para JAS (Figura 5.2e). O ROMS representou a região de confluência em 34°S em JFM (Figura 5.2b) e em 30°S em JAS (Figura 5.2f). Com relação à sazonalidade da ANM, nos campos do AVISO nota-se que para JFM (Figura 5.2a) os valores de ANM são maiores entre 10°S e 40°S, em AMJ (Figura 5.2c) e JAS (Figura 5.2e) estes valores são menores. Em OND (Figura 5.2g) volta a ocorrer um aumento nos valores, mas estas alterações são bem suaves, o que mostra que a ANM não apresenta sazonalidade marcante. Este padrão de ANM nos meses de verão e primavera também é observado nos dados simulados pelo ROMS.

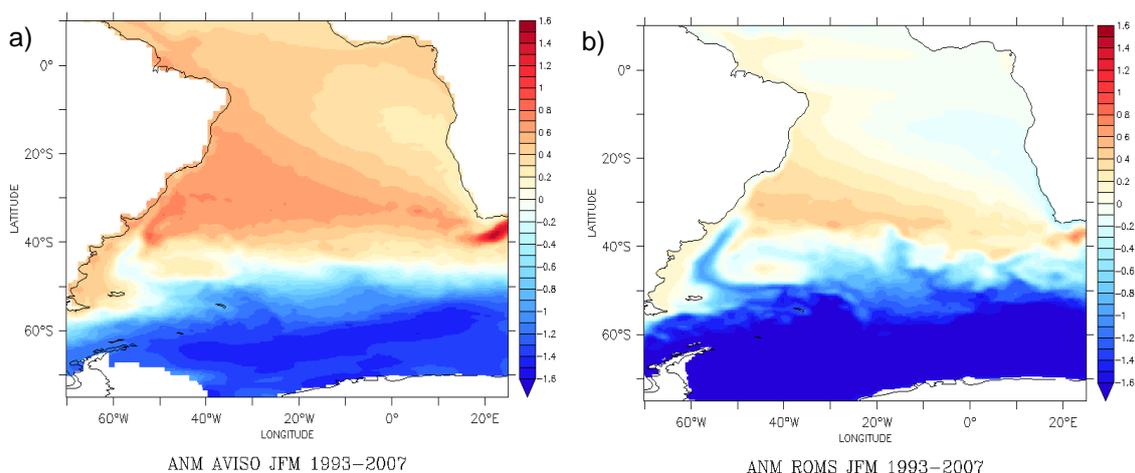


Figura 5.2 - Comparações de médias trimestrais de 1993 a 2007 para ANM (m): a) AVISO média de JFM; b) ROMS média de JFM; c) AVISO média de AMJ; d) ROMS média de AMJ; e) AVISO média de JAS; f) ROMS média de JAS; g) AVISO média de OND; h) ROMS média de OND.

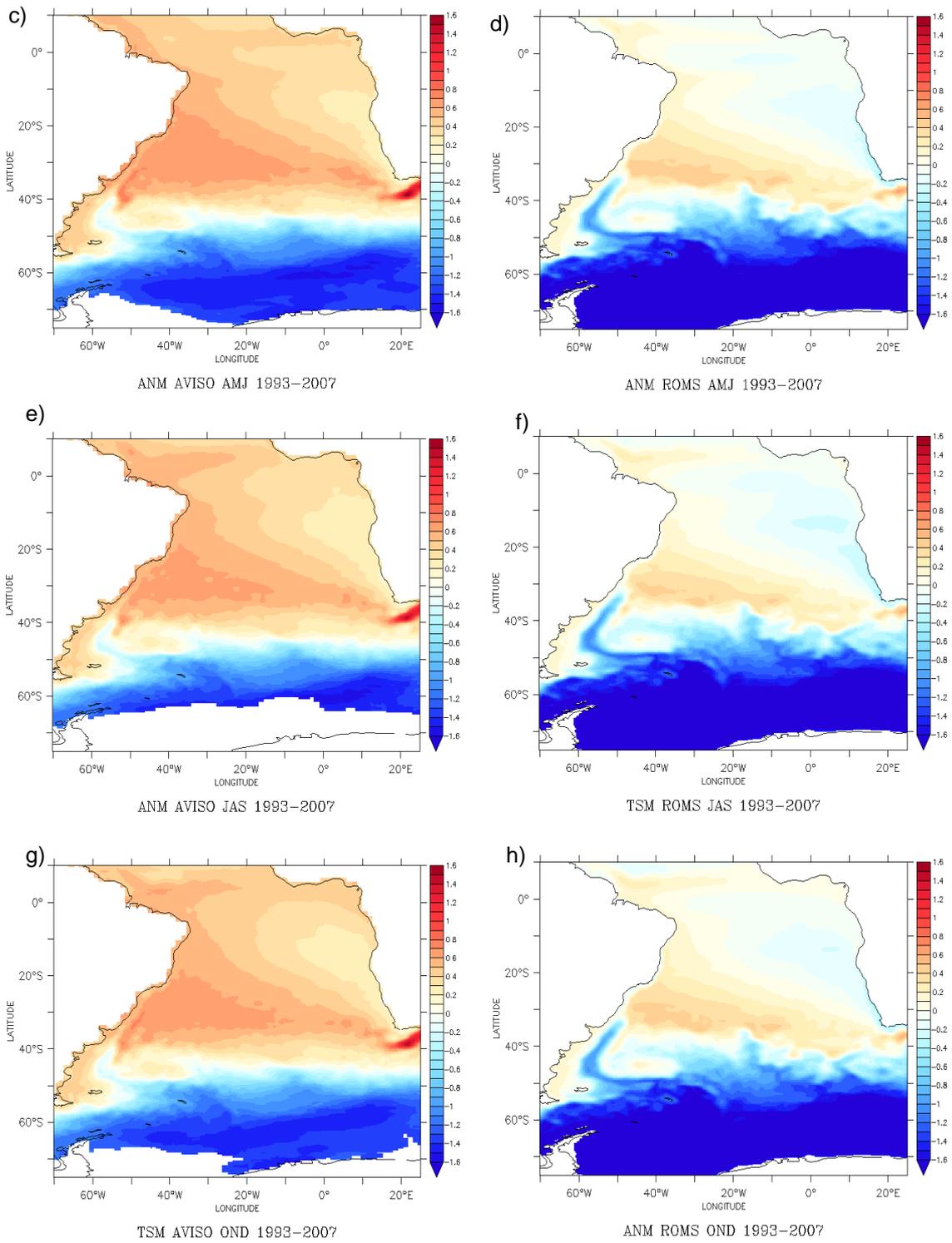


Figura 5.2 - Conclusão.

Os campos zonal (Figura 5.3) e meridional (Figura 5.4) de velocidade das correntes geostróficas derivadas a partir do ROMS são bastante coerentes com as características apresentadas pelos dados do AVISO. Os mapas para JFM (Figura 5.3a e Figura 5.3b) da componente zonal mostram correntes mais intensas na região tropical, com uma região com componente zonal de leste para oeste próximo a costa brasileira entre 10°N e 5°S, que é associada ao fluxo da Corrente Norte do Brasil. Um pouco mais afastado da costa, entre 5°N e 10°N, um ramo da CNB sofre retroflexão e passa a apresentar fluxo de oeste para leste. Esta componente da CNB alimenta o fluxo das correntes e contracorrentes equatoriais.

Os dados do AVISO (Figura 5.3a) assim como o ROMS (Figura 5.3b) mostram um sinal que inicia em torno de 7°N e cruza o Atlântico tropical até encontrar a região da Corrente da Guiné. Este sinal representa a componente zonal em direção ao leste ao longo da região tropical e é associado ao fluxo da Contracorrente Norte Equatorial (JONHS et al., 1998), que é um ramo da Corrente Norte do Brasil. Nos dados do AVISO nota-se entre 0 e 5°S o fluxo em direção a oeste que é associado a Corrente Sul Equatorial. Estas características estão bem representadas pelo ROMS, porém são um pouco mais intensas do que o que é observado nos dados do AVISO. Ao longo da costa da América do Sul e na região do retorno da Corrente das Agulhas também existe coerência espacial entre os campos, mas o ROMS apresenta velocidades mais intensas do que o apresentado pelo AVISO. Em AMJ não ocorrem grandes alterações em relação à JFM, somente na região tropical norte as velocidades são menos intensas que no trimestre anterior, e isto é observado nos dados do AVISO (Figura 5.3c) e também de forma similar nos dados do ROMS (Figura 5.3d). Em JAS (Figura 5.3e) o destaque é para os valores de velocidade na região tropical que passam a ser mais intensos, nos meses de OND (Figura 5.3g) a intensidade evolui ainda mais. Este aumento de intensidade ao longo dos meses foi reproduzido pelo ROMS (Figura 5.3f e Figura 5.3h). Entre 34°S e 60°S o ROMS apresenta ao longo de toda a bacia

durante todo o ano regiões com valores intensos de velocidade zonal de oeste para leste, nos dados de AVISO estes sinais são mais fracos.

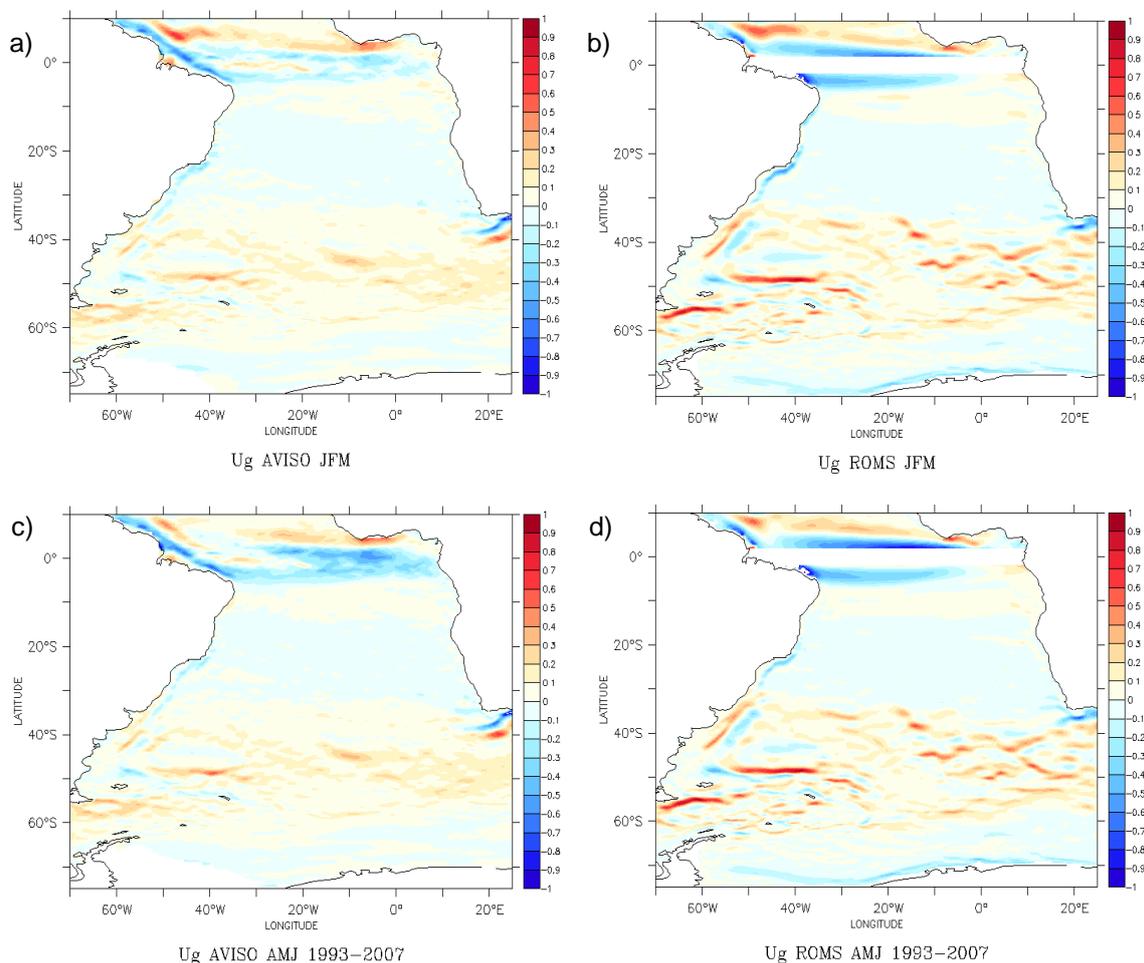


Figura 5.3 - Comparações de médias trimestrais de 1993 a 2007 para componente zonal de correntes geostróficas ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ): a) AVISO média de JFM; b) ROMS média de JFM; c) AVISO média de AMJ; d) ROMS média de AMJ; e) AVISO média de JAS; f) ROMS média de JAS; g) AVISO média de OND; h) ROMS média de OND.

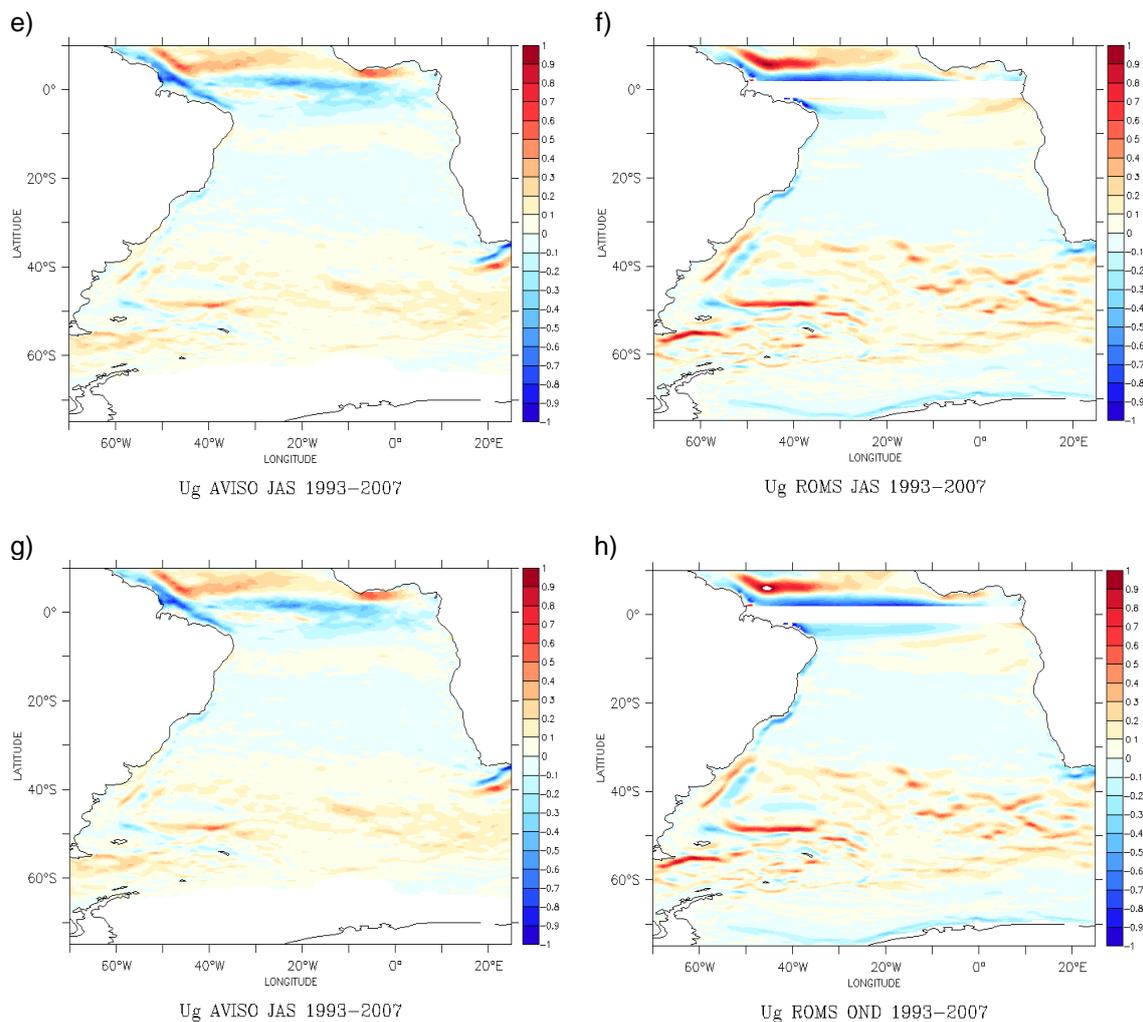


Figura 5.3 - Conclusão.

Para a velocidade meridional (Figura 5.4) nota-se no campo do AVISO valores maiores ao longo da costa brasileira, com destaque para as áreas da Corrente Norte do Brasil com velocidade de sul para norte, para a Corrente do Brasil fluindo de norte para sul entre 15°S e aproximadamente 38°S, região esta em que passa a existir o sinal da corrente das Malvinas fluindo de sul para o norte. Estas características são representadas pelo ROMS, entretanto os valores de velocidade são maiores, especialmente para a região da Corrente das Malvinas. Na costa da África também existe coerência entre os campos do modelo e os de satélite, com a região de valores menores de velocidade das correntes na área de retorno da corrente das Agulhas. Quanto a variação

sazonal, os dados do AVISO e os campos do ROMS não apresentam sazonalidade marcada.

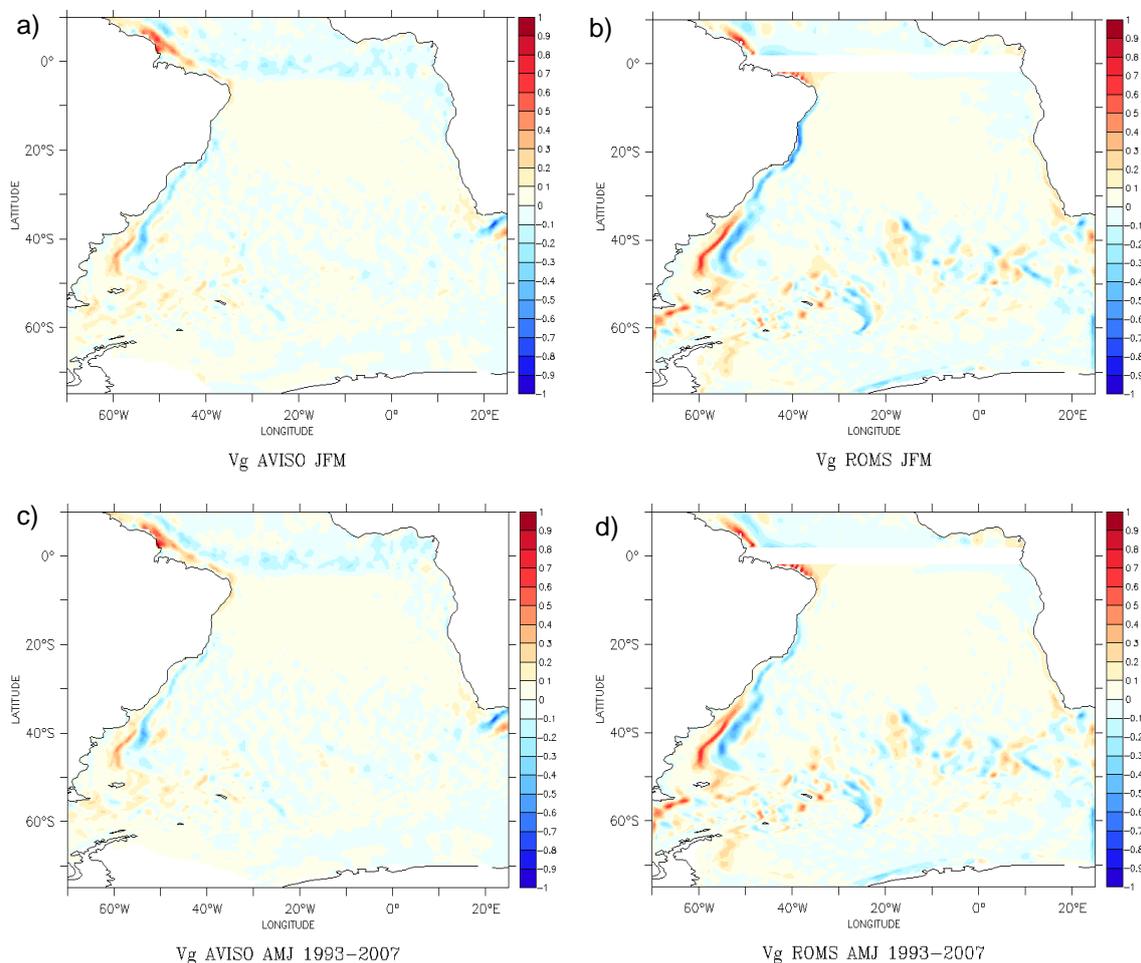


Figura 5.4 - Comparações de médias trimestrais de 1993 a 2007 para componente meridional de correntes geostóficas ( $m.s^{-1}$ ): a) AVISO média de JFM; b) ROMS média de JFM; c) AVISO média de AMJ; d) ROMS média de AMJ; e) AVISO média de JAS; f) ROMS média de JAS; g) AVISO média de OND; h) ROMS média de OND.

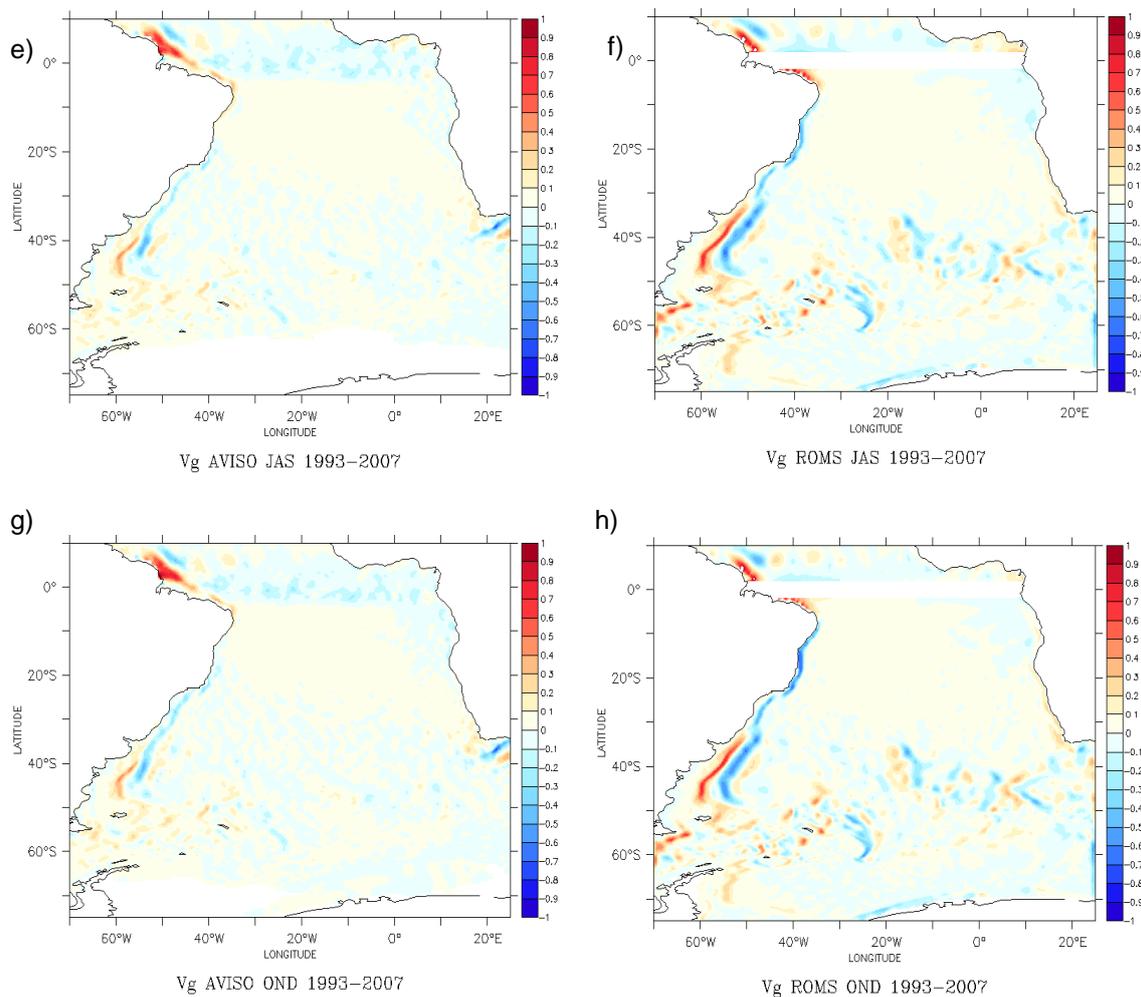


Figura 5.4 - Conclusão.

Na Figura 5.5 está apresentada a comparação entre o ROMS e os dados do AVISO da magnitude e da resultante vetorial das componentes de velocidade de correntes geostróficas zonal e meridional. Na região equatorial nota-se que o ROMS apresenta o escoamento associado a Corrente Norte do Brasil e a Contracorrente Norte Equatorial, mas o escoamento é mais intenso do que o observado nos dados do AVISO. Com relação ao fluxo da CB pode-se observar valores um pouco maiores de velocidade durante JFM (Figura 5.5a) que em JAS (Figura 5.5e) e isto é apresentado também nos campos do ROMS (Figura 5.5b e Figura 5.5f), entretanto no ROMS estes valores são mais intensos. A

região entre 35°S e 60°S aparece bem mais ruidosa nos campos produzidos pelo ROMS do que nos dados do AVISO.

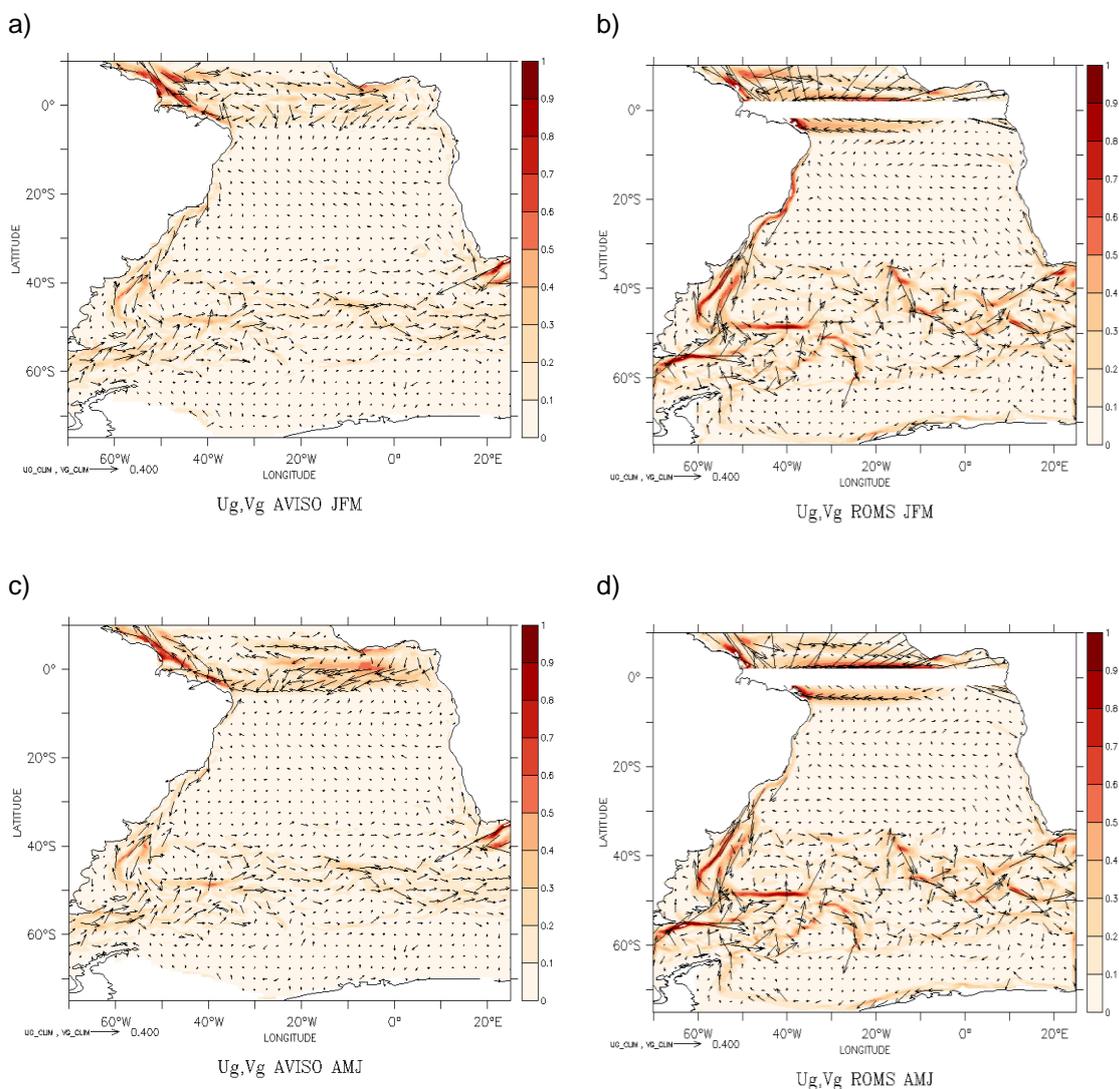


Figura 5.5 - Comparações de médias trimestrais de 1993 a 2007 para magnitude de velocidade de correntes geostróficas ( $m.s^{-1}$ ) e resultante vetorial das componentes  $U_g$  e  $V_g$ : a) AVISO média de JFM; b) ROMS média de JFM; c) AVISO média de AMJ; d) ROMS média de AMJ; e) AVISO média de JAS; f) ROMS média de JAS; g) AVISO média de OND; h) ROMS média de OND.

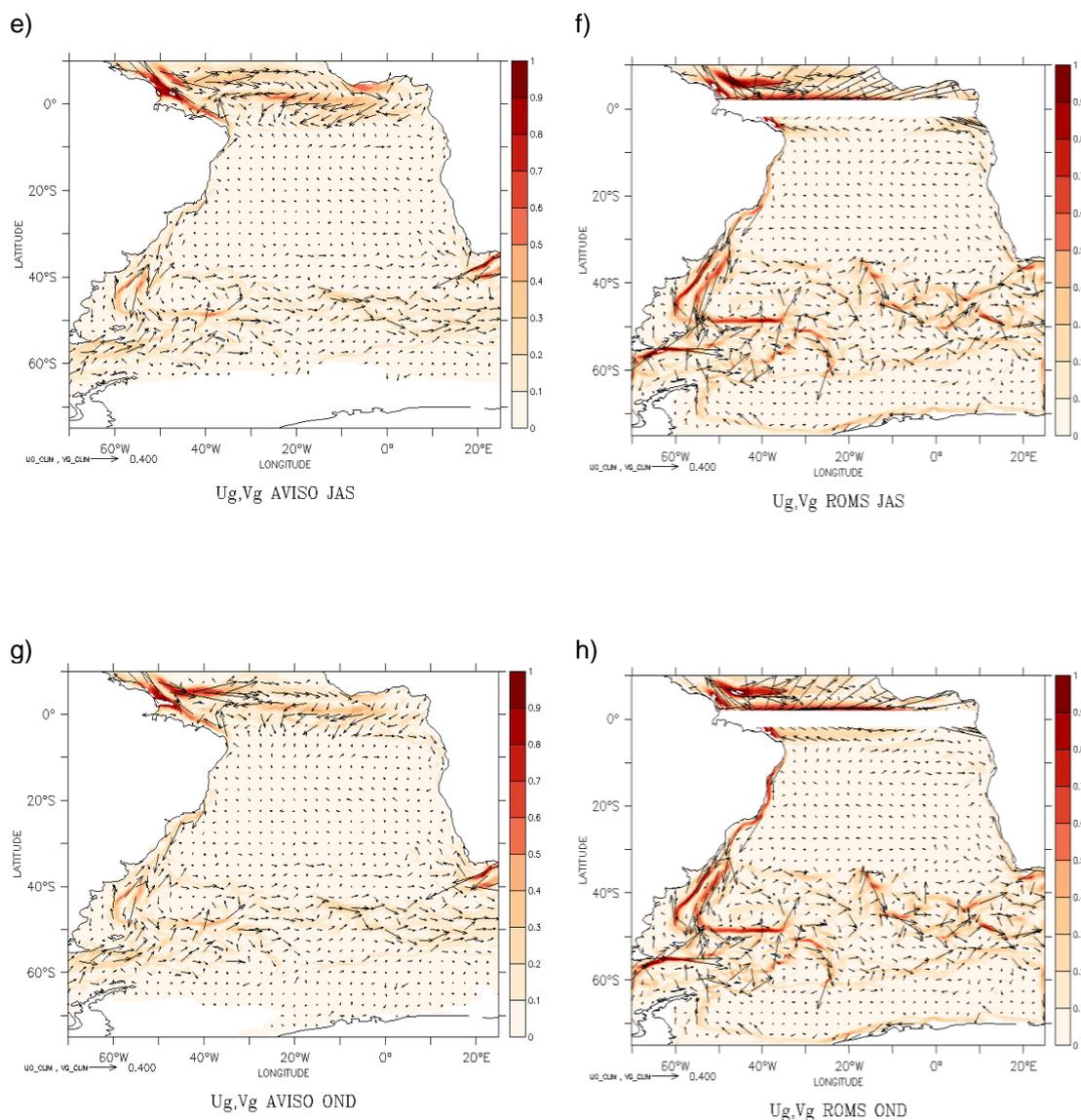


Figura 5.5 - Conclusão.

### 5.1.2. Estatísticas de validação: Viés, RMSE e Skill

O campo de TSM simulado pelo ROMS apresenta valores menores do que o AVHRR, o que pode ser observado pelo campo de viés (Figura 5.6a). Na maior parte da área a diferença entre os valores de temperatura simulados pelo ROMS e o AVHRR é de 1 a 3°C. Em algumas áreas esta diferença chega a ser maior, como na costa sul da África, em torno de 40°S, área esta que é bastante

energética devido ao retorno da corrente das Agulhas, na região da corrente das Malvinas o valor de viés chega a até 6°C. Na área entre 36°S e 38°S, região da confluência Brasil Malvinas, os valores de viés chegam a 8°C.

Devido a estas diferenças, as regiões com maiores valores de RMSE (Figura 5.6b) são a área da corrente das Malvinas e a região do retorno da corrente das Agulhas. A destreza do modelo (Figura 5.6c), mostra que o ROMS consegue melhor desempenho na região da Plataforma Continental Sudeste. Outra área de destreza elevada é a região da corrente da Guiné. A região da Corrente das Malvinas, a região tropical norte e a área de retorno da corrente das Agulhas apresentam menor destreza.

As diferenças que estão em torno de 2°C entre os valores de TSM simulados pelo ROMS e os dados do AVHRR podem em parte ser atribuídas ao fato de que esta temperatura no primeiro nível superficial do modelo é equivalente a temperatura média nos primeiros 5 m de profundidade. Já a temperatura do AVHRR é derivada a partir da TSM dos primeiros milímetros do oceano (temperatura de pele), que então é corrigida para que seja equivalente a temperatura de balde (de 5 a 10m). Estes dados de TSM estimados a partir dos registros do AVHRR apresentam incerteza de  $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ . Robinson (2004) discute que estas incertezas são atribuídas tanto à diferença entre a temperatura de pele e a temperatura de balde, como também a deficiências dos métodos de correções atmosféricas em tratar os efeitos dos aerossóis que são injetados em altos níveis da atmosfera devido às erupções vulcânicas.

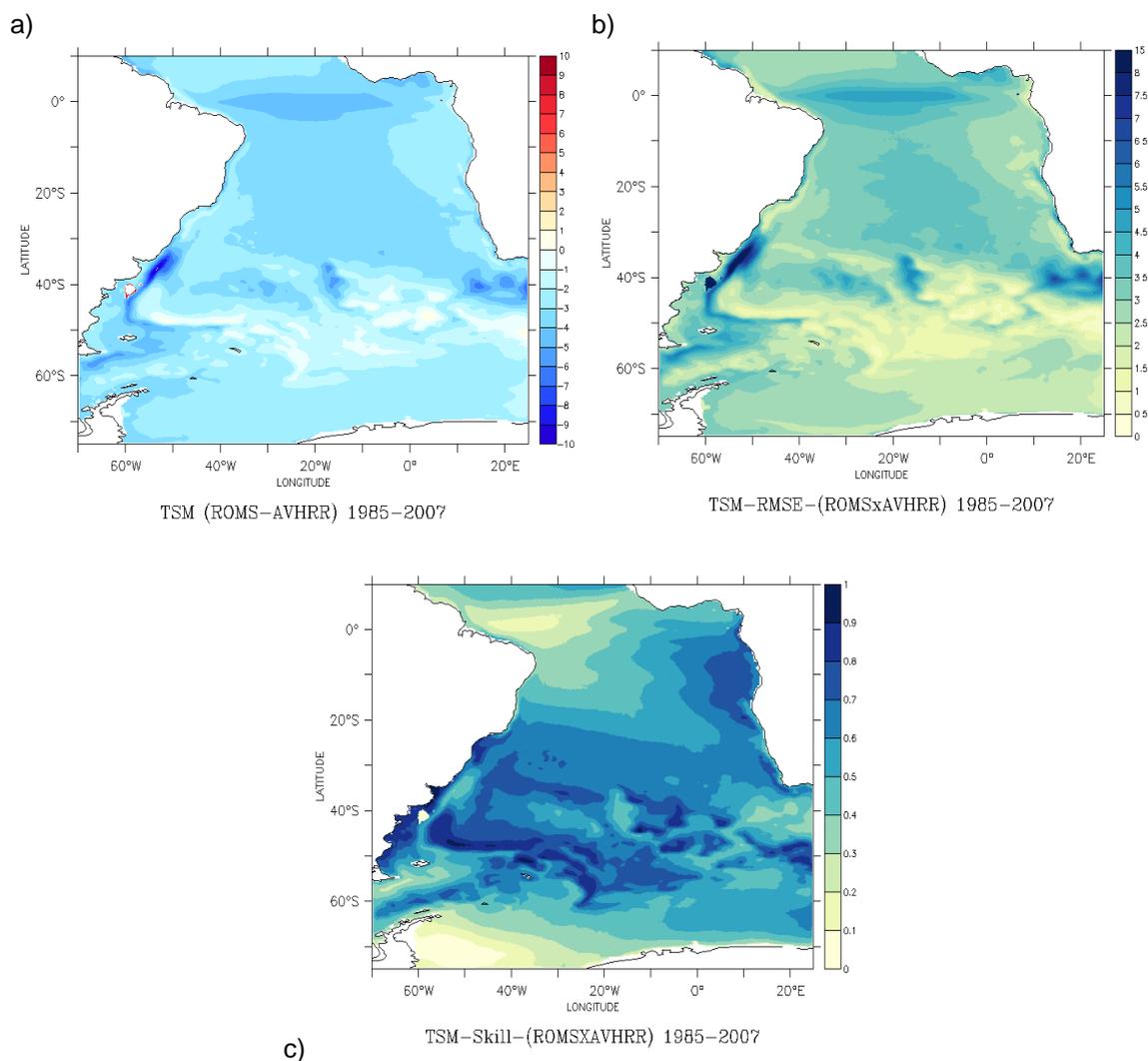


Figura 5.6 - Estatísticas de validação para TSM (°C) do ROMS comparada a TSM (°C) do AVHRR para o período de 1985 a 2007: a) Viés (°C); b) RMSE (°C); c) Skill;

A ANM simulada pelo ROMS também apresenta valores menores em relação ao dado de sensoriamento remoto em todo o campo, isto pode ser observado no campo de viés (Figura 5.7a). O valor da diferença na maior parte da área é entre 0.2 e 0.4 m, entretanto novamente na região da corrente das Malvinas e na área do retorno da corrente das Agulhas as diferenças são maiores, chegando a 1 m na região da confluência Brasil Malvinas. Os maiores erros estão concentrados na região costeira sul da América do Sul, atingido a região da corrente das Malvinas e da confluência e na área de retorno da corrente das

Agulhas (Figura 5.7b). No entanto na maior parte da bacia, entre 10°N e 35°S os erros são baixos, menores que 0.4 m. As regiões de melhor desempenho do modelo, melhor *Skill* (Figura 5.7c) são a área entre 25 e 40°S que cruza a bacia, região esta que inclui o corredor de vórtices da corrente das Agulhas, o Atlântico tropical Norte e a região do Vórtice Zapiola (centro em 45°S, 42°W). Entretanto, a destreza do ROMS é menor para ANM (Figura 5.7c) do que para a TSM (Figura 5.6c), pois para a TSM várias regiões apresentam valores de *skill* próximo a 1 e para a ANM os valores mais altos chegam a 0.6.

Esta diferença nos campos de ANM entre o ROMS e os dados do AVISO já foi observada por Dias et al. (2014), entretanto a área de estudo era menor, concentrada na região da Plataforma Continental Sudeste. Os autores sugerem que esta diferença pode ser associada com a expansão termal da coluna de água (*steric effect*) que está presente nos dados de ANM provenientes de altimetria, mas é ausente dos dados simulados pelo ROMS, devido aproximação de Boussinesq, que negligencia as variações de densidade. Os erros maiores encontrados na região da Corrente das Malvinas podem estar associados ao fato de que a configuração utilizada para o ROMS não resolve as marés, já nos dados do AVISO o efeito das marés estão representados. A área em que a Corrente das Malvinas flui ao longo da costa da América do Sul entre 38°S e 55°S, de acordo com Matano et al. (2010), é caracterizada por ventos de oeste intensos, alta amplitude de marés e grandes quantidades de descarga de águas menos salinas. Além disto, esta é uma das áreas mais energéticas do oceano, devido a alta variabilidade de mesoescala (OLSON et al. 1988; CHELTON et al., 1990, PEZZI et al. 2005). Estas características fazem desta área uma região de difícil representação pelo ROMS, como pode ser notado pela análise das estatísticas de validação.

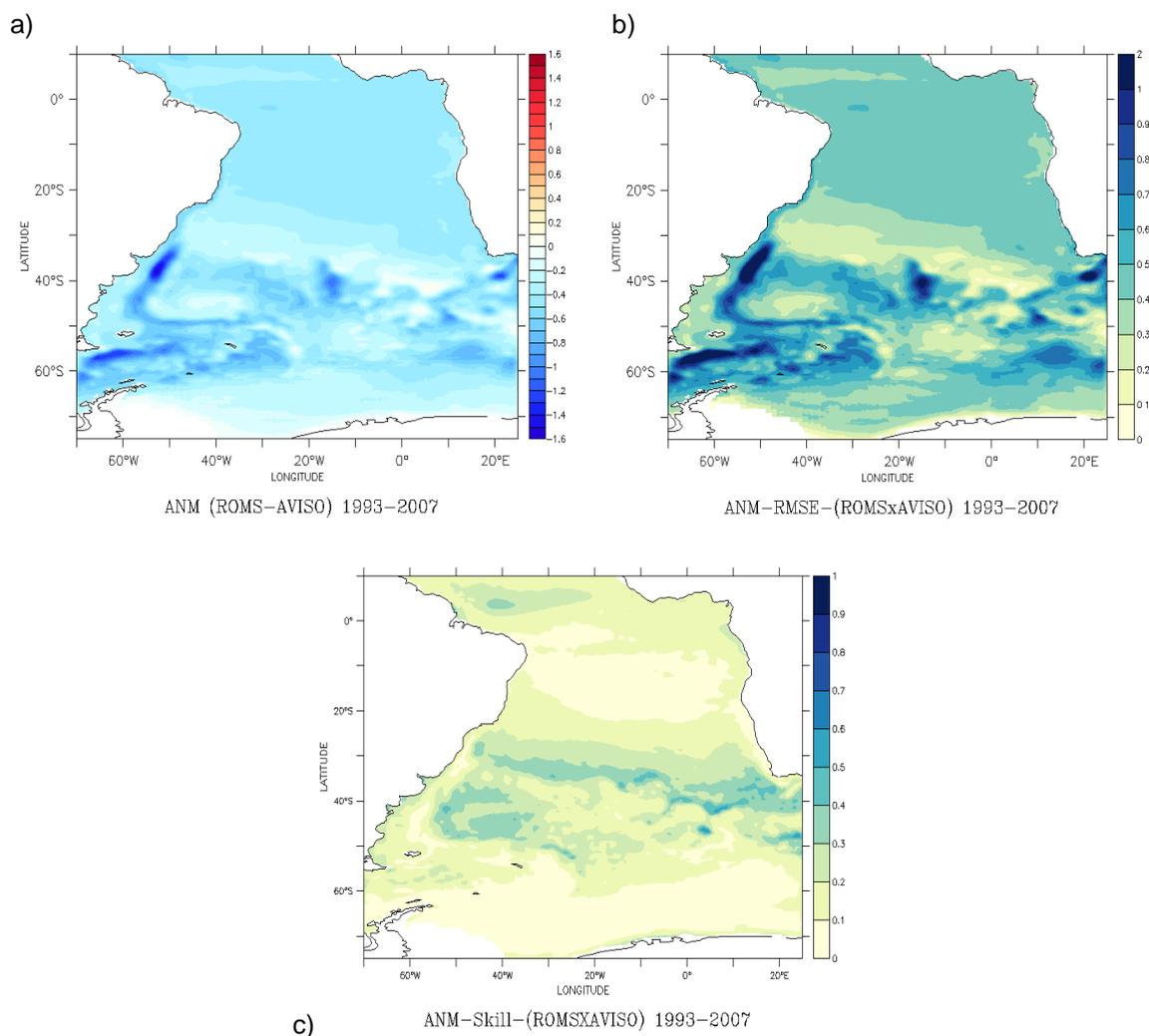


Figura 5.7 - Estatísticas de validação para ANM (m) do ROMS comparada a ANM (m) do AVISO para o período de 1985 a 2007: a) Viés (°C); b) RMSE (°C); c) Skill;

A comparação entre as componentes zonal e meridional de velocidade das correntes geostróficas derivadas a partir dos dados do ROMS e os dados de velocidade do AVISO não apresenta um viés no campo todo (Figura 5.8a e Figura 5.8b), como foi observado para a TSM (Figura 5.6a) e ANM (Figura 5.7a). Entretanto, novamente as regiões que apresentam maiores diferenças são a região da Corrente das Malvinas, especialmente para a componente meridional e a região de retroflexão da corrente das Agulhas. Para a componente zonal (Figura 5.8a) os valores mais intensos estão localizados na

região tropical, com uma predominância de valores de velocidade mais baixos que os valores que constam no AVISO. Na região bem próxima a costa brasileira, entre 2°N e 5°N, o ROMS apresenta valores mais elevados de velocidade zonal. Para a componente meridional (Figura 5.8b) o padrão é similar, exceto para a região costeira entre 2°N e 5°N, em que o viés positivo não está presente. Os erros RMSE para as duas componentes (Figura 5.8c e Figura 5.8d) são maiores na região da Corrente das Malvinas ( $0.4 \text{ m.s}^{-1}$ ) e na região de retroflexão da Corrente das Agulhas ( $0.5 \text{ m.s}^{-1}$ ). No Atlântico Norte tropical até 30°W também se notam maiores erros.

O campo de destreza para as duas componentes de velocidade não traz áreas bem definidas, somente para a componente zonal (Figura 5.8e) na região tropical entre 7°N e 7°S tem-se áreas em que os valores de destreza são elevados. Isto revela um bom desempenho do modelo na representação dos fluxos associados às correntes e contracorrentes equatoriais. Nas duas componentes podem ser observadas também áreas de melhor destreza na região da Plataforma Continental Sudeste, entre 23° e 30°S, na área bem próxima à costa. O campo de velocidade das correntes é bastante ruidoso tanto nos dados de altimetria como nos simulados pelo ROMS. De forma similar o campo de destreza também é bastante ruidoso. Os valores máximos de destreza chegam a 0.6.

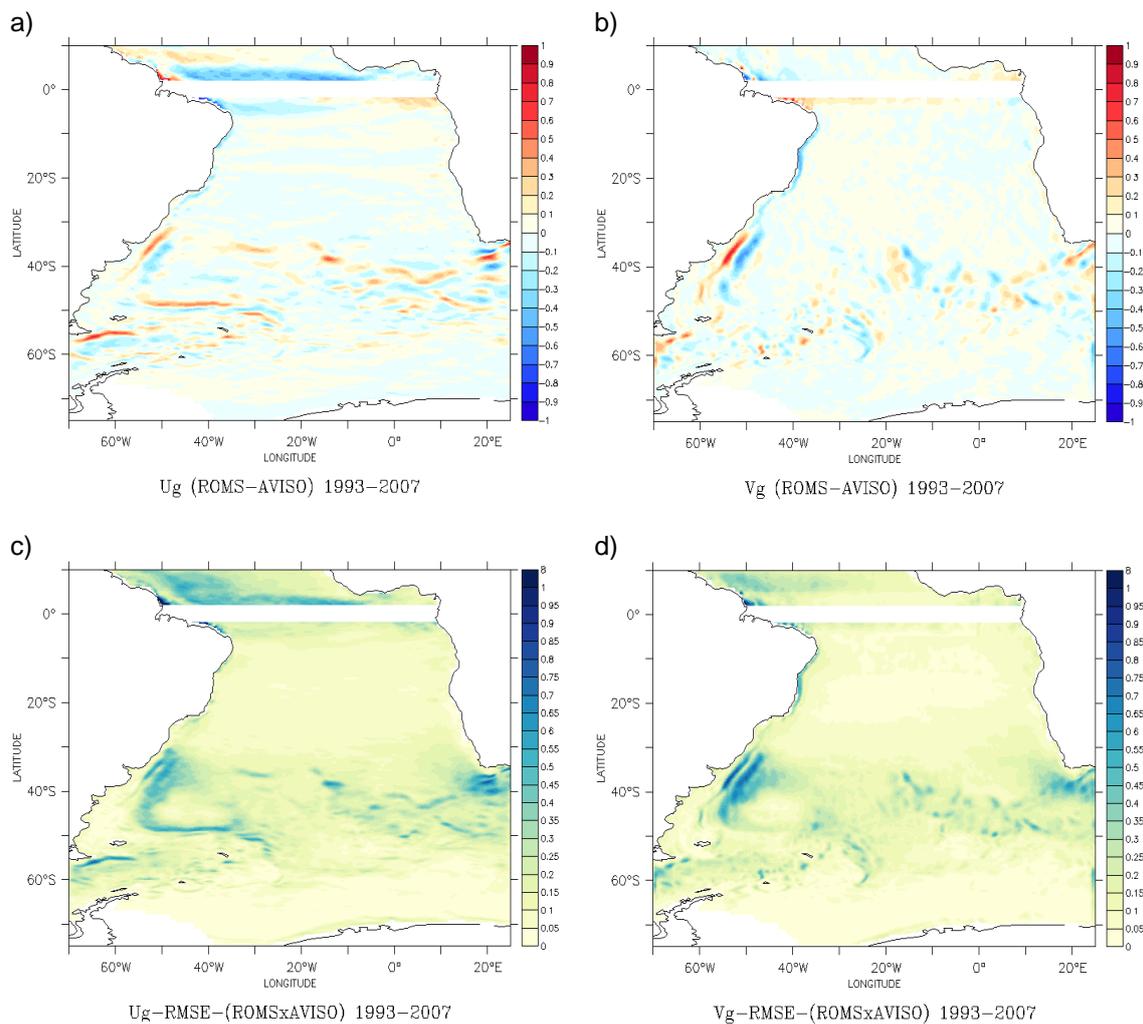


Figura 5.8 - Comparação entre ROMS e dados do AVISO: (a) Viés para componente zonal de velocidade geostrófica ( $U_g$ ) ( $m.s^{-1}$ ); (b) Viés para componente meridional de velocidade geostrófica ( $V_g$ ) ( $m.s^{-1}$ ); (c) RMSE para  $U_g$  ( $m.s^{-1}$ ); (d) RMSE para  $V_g$  ( $m.s^{-1}$ ); (e) Skill para  $U_g$ ; (f) Skill para  $V_g$ . A região entre  $2^\circ N$  e  $2^\circ S$  não é mostrada devido a singularidade equatorial associada ao parâmetro de Coriolis.

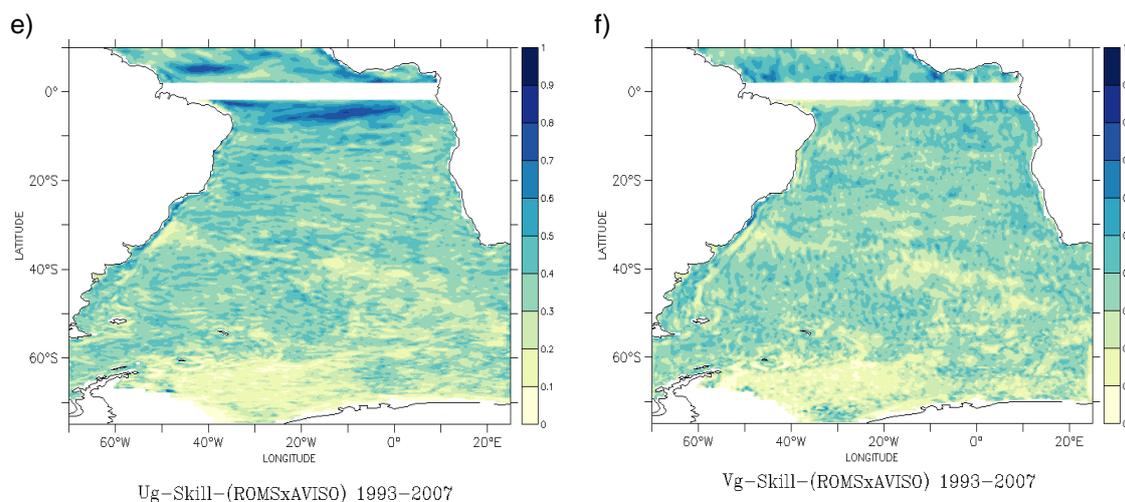


Figura 5.8 - Conclusão.

## 5.2. Correlações entre a TSM simulada pelo ROMS e os índices Niño3, TSA e AAO

O Niño3 e as ATSM simuladas pelo modelo ROMS apresentam padrão de correlação (Figura 5.9a) similar ao encontrado na etapa de análise de correlações com o conjunto de TSM reconstruída ERSST (Figura 4.1b). Com correlações máximas encontradas com a defasagem de 7 meses entre o índice climático e as anomalias da variável no Atlântico Sul. Os valores dos coeficientes de correlações são altos e positivos na maior parte da área referente ao GEM do leste, entre 12°S e 27°S, e estas correlações se estendem desde a costa da América do Sul até aproximadamente 10°E. No GEM do Sul do Brasil não existe um padrão de correlação significativo, também concordando com o que foi encontrada na análise com os dados ERSST para a fase quente da ODP.

A correlação entre o TSA e as ATSM produzidas pelo ROMS durante os eventos ENOS resultaram em um padrão de correlação positivo entre 5°N e 30°S e um sinal negativo entre 30°S e 55°S (Figura 5.9b). Com isto os GEMs do Norte e Leste do Brasil e os GEMs da costa oeste da África são dominados

por correlações positivas. O padrão de correlação encontrado é similar ao encontrado com a correlação entre o TSA e as ATSM do conjunto de TSM reconstruída ERSST na fase quente da ODP (Figura 4.5b). No Atlântico Sudoeste entre 30°S e 50°S são observadas correlações negativas. Ao comparar este padrão com o que foi encontrado com a correlação com a base de TSM ERSST nota-se que com os dados do ROMS a área de correlações negativas está mais afastada da costa da América do Sul, de forma que o GEM do Sul do Brasil não apresenta correlações significativas.

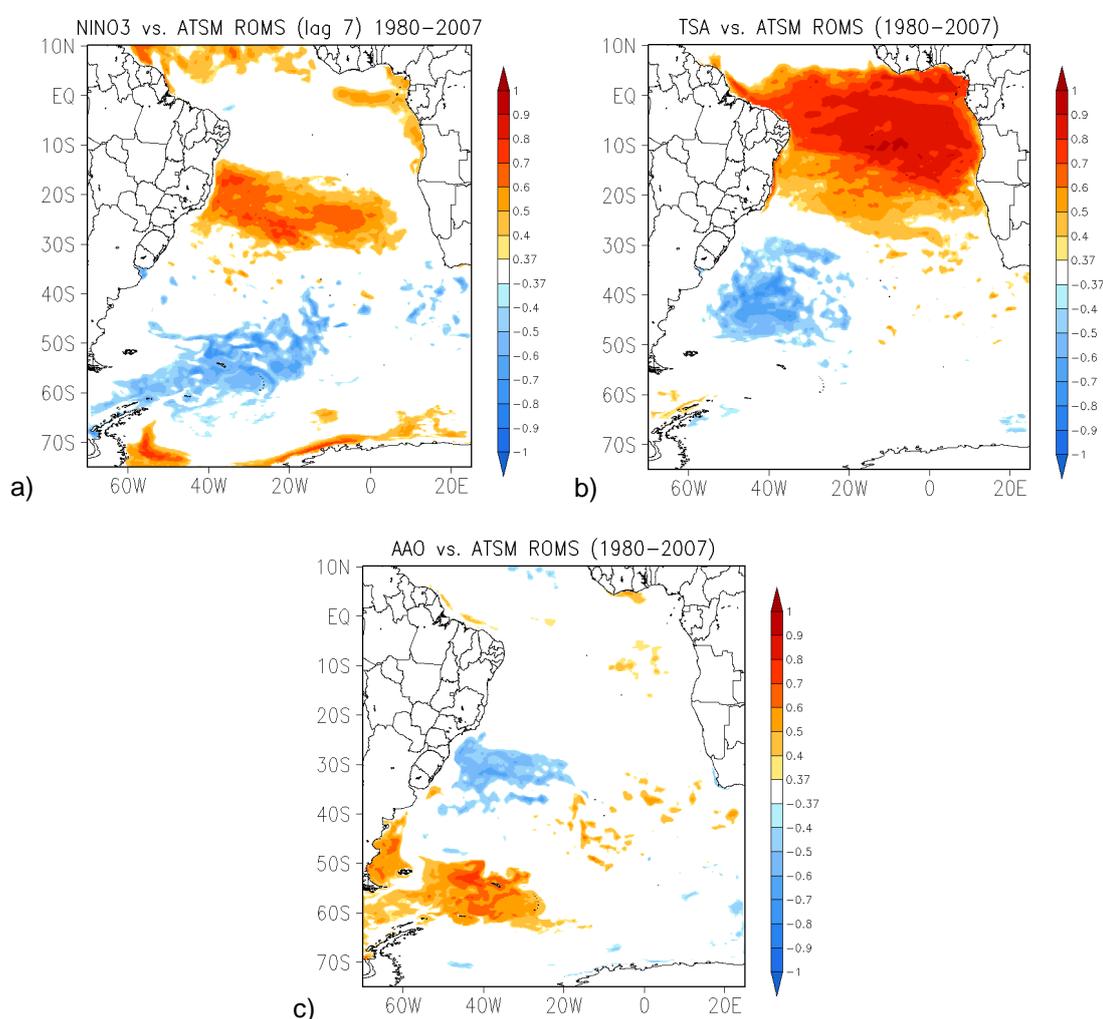


Figura 5.9 - Correlação entre: (a) Niño3 e ATSM (°C) simulada pelo ROMS com defasagem de 7 meses; (b) TSA e ATSM (°C) simulada pelo ROMS sem defasagem; (c) AAO e ATSM (°C) simulada pelo ROMS sem defasagem. Somente as correlações significativas ao nível de confiança de 95% são apresentadas coloridas.

O AAO apresenta correlações negativas com as ATSM (Figura 5.9c) do modelo entre 20°S e 35°S que seguem até 20°W, mais a oeste as correlações passam a ser positivas. Na parte sul da bacia, na região da Corrente das Malvinas, as correlações são positivas, o que significa que o AAO positivo estaria associado ao aquecimento da CM. A presença das correlações negativas entre 20°S e 30°S e de correlações positivas mais ao sul entre 40°S e 50°S são similares ao que foi encontrado com a análise de correlação total e parcial entre o AAO e as ATSM, durante o período de 1979 a 2008 (Figura 4.6a).

Os padrões de correlação encontrados entre os índices Niño3, TSA e AAO e as ATSM reproduzidas pelo modelo mostram que o modelo ROMS foi capaz de reproduzir os principais padrões de variabilidade climática encontrados para o período entre 1980 e 2007. Com isto é possível concluir que o modelo ROMS, forçado com a reanálise atmosférica CFSR e com as condições de contorno e inicial oceânica fornecidas pela reanálise SODA, foi eficaz em reproduzir os principais padrões de variabilidade climática que influenciam as anomalias de TSM no Atlântico Sul para o período entre 1980 e 2007.

### **5.3. Análise de eventos ENOS simulados pelo ROMS**

#### **5.3.1. Composições**

As composições trimestrais de ATSM com base nos resultados gerados pelo ROMS para os eventos ENOS mostram como o modelo evolui no Atlântico Sul durante o desenvolvimento do evento no oceano Pacífico. Em Julho, Junho e Agosto (JJA) (Figura 5.10a) no início do desenvolvimento do El Niño, entre 0 e 30°S ocorre uma predominância de fracas ATSM negativas. Entre 30°S e 50°S as ATSM positivas são predominantes, exceto por uma área centrada em 32°S e 48°W em que existe uma intensa anomalia negativa. Durante Setembro, Outubro e Novembro (SON) (Figura 5.10b) estas anomalias positivas entre 10° e 30°S passam a ser menos intensas, mas a região com presença de ATSM

positivas é maior. Nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF) (Figura 5.10c), auge de desenvolvimento do evento no Pacífico (RASMUSSEN; CARPENTER, 1982; WANG; FIEDLER, 2006), ocorre um aquecimento da superfície do mar entre 10°S e 30°S, com ATSM positivas mais intensas entre 15°S e 30°S. Neste mesmo período estão presentes anomalias ainda mais fortes na parte norte do GEM da corrente de Benguela e parte sul do GEM da corrente da Guiné. Nestes meses também nota-se, em média, anomalias negativas intensas centradas em 40°S e 20°W. Também fica evidente a presença de anomalias negativas associadas à Corrente das Malvinas. Em Março, Abril e Maio (MAM) (Figura 5.10d) as anomalias positivas ficam concentradas na região do GEM do leste e na região do GEM do norte e as anomalias negativas na região da Corrente das Malvinas ficam mais intensas. Em JJA (Figura 5.10e) do ano seguinte ao início do evento as ATSM permanecem positivas em grande parte da área, mas menos intensas que em MAM (Figura 5.10d).

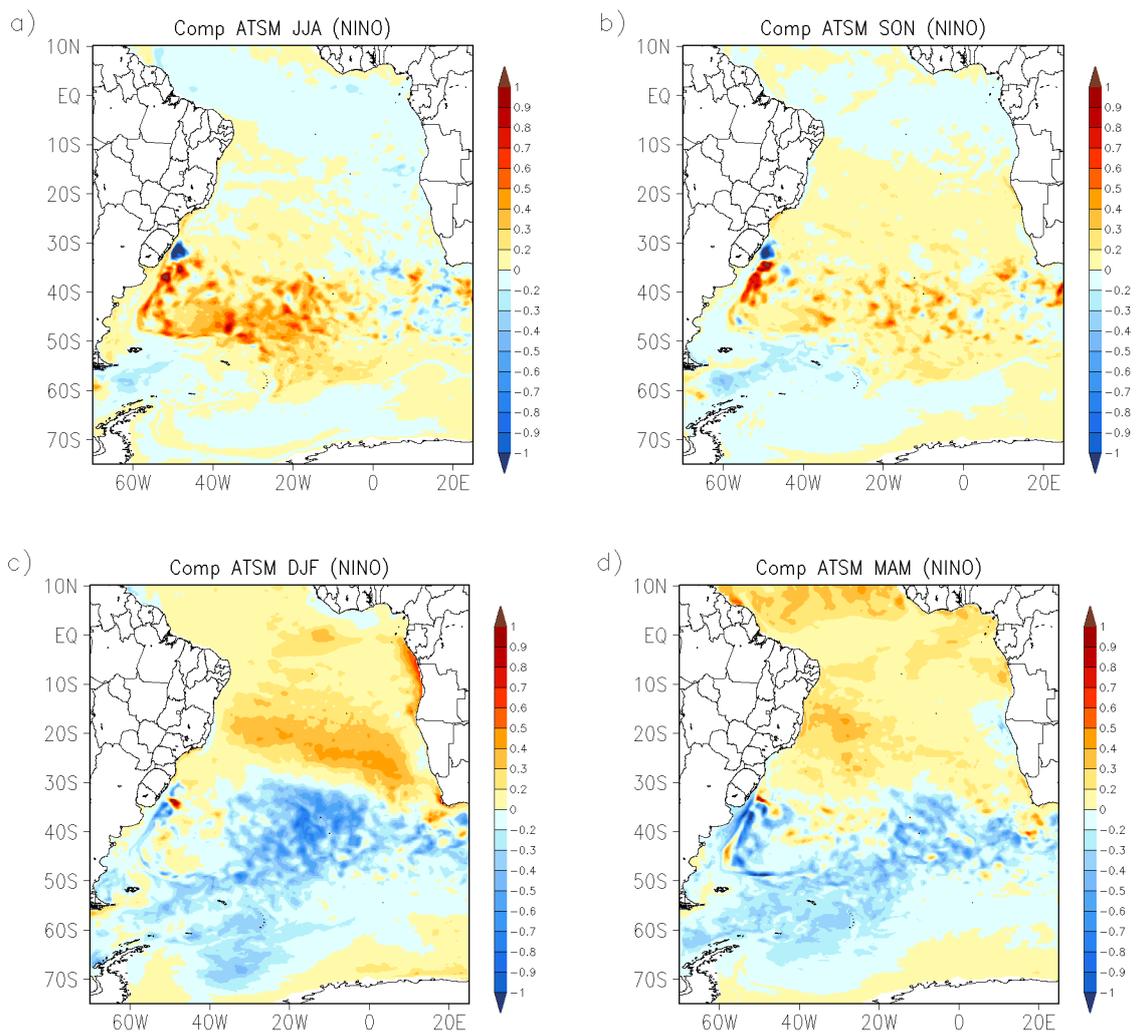


Figura 5.10 - Composições de ATSM (°C) durante eventos de EL Niño para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM; (e) JJA do ano seguinte ao início dos eventos

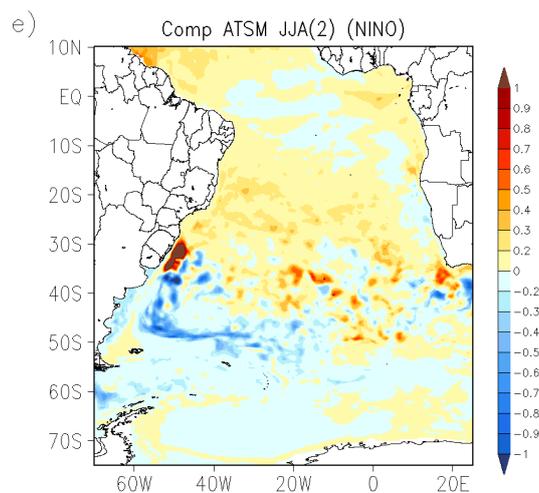


Figura 5.10 - Conclusão.

A evolução das ATSM durante os eventos de La Niña (Figura 5.11) apresenta certa defasagem em relação do que ocorre com o El Niño (Figura 5.10), uma vez que a maior parte dos eventos de La Niña iniciaram em SON (Tabela 3.2). A composição para JJA (Figura 5.11a) do ano de início do evento mostra anomalias médias positivas na região tropical, sendo especialmente intensas na região próxima à costa da África entre 2°N e 10°S. Já entre 30°S e 50°S ocorre uma predominância de intensas ATSM negativas. Estes padrões de ATSM são enfraquecidos em SON (Figura 5.11b) e nos meses de DJF (Figura 5.11c), estes sinais passam a ser ainda mais enfraquecidos. Na região entre 35°S e 45°S, no leste da bacia (entre 20°W e 25°E), as anomalias passam a ser positivas. Em MAM (Figura 5.11d) nota-se anomalias positivas entre 0° e 30°S e predominância de anomalias negativas entre 25°S e 45°S. Na região norte do GEM da corrente de Benguela, as anomalias positivas passam a ser intensas. Em JJA (Figura 5.11e) do ano seguinte é observado um padrão de aquecimento mais intenso na área entre 5°N e 10°S e as anomalias negativas na área entre 20°S e 38°S, que atingem o GEM do Sul do Brasil e chegam até 20°W.

Os campos de ATSM produzidas pelo ROMS apresentam as anomalias mais intensas tanto para os eventos de El Niño quanto para La Niña 6 meses após o início dos eventos no Pacífico. Esta defasagem concorda com a encontrada para a correlação entre o Niño3 e as ATSM. O padrão de anomalias positivas intensas entre 10°S e 30°S para os eventos de El Niño também é compatível com o padrão encontrado na etapa de análise de correlações (Figura 4.1b), com correlações positivas entre o Niño3 e as ATSM para a região entre 10°S e 20°S. Desta forma pode-se concluir que o ROMS consegue reproduzir os principais impactos que eventos de El Niño provocam sobre as ATSM do Atlântico Sul.

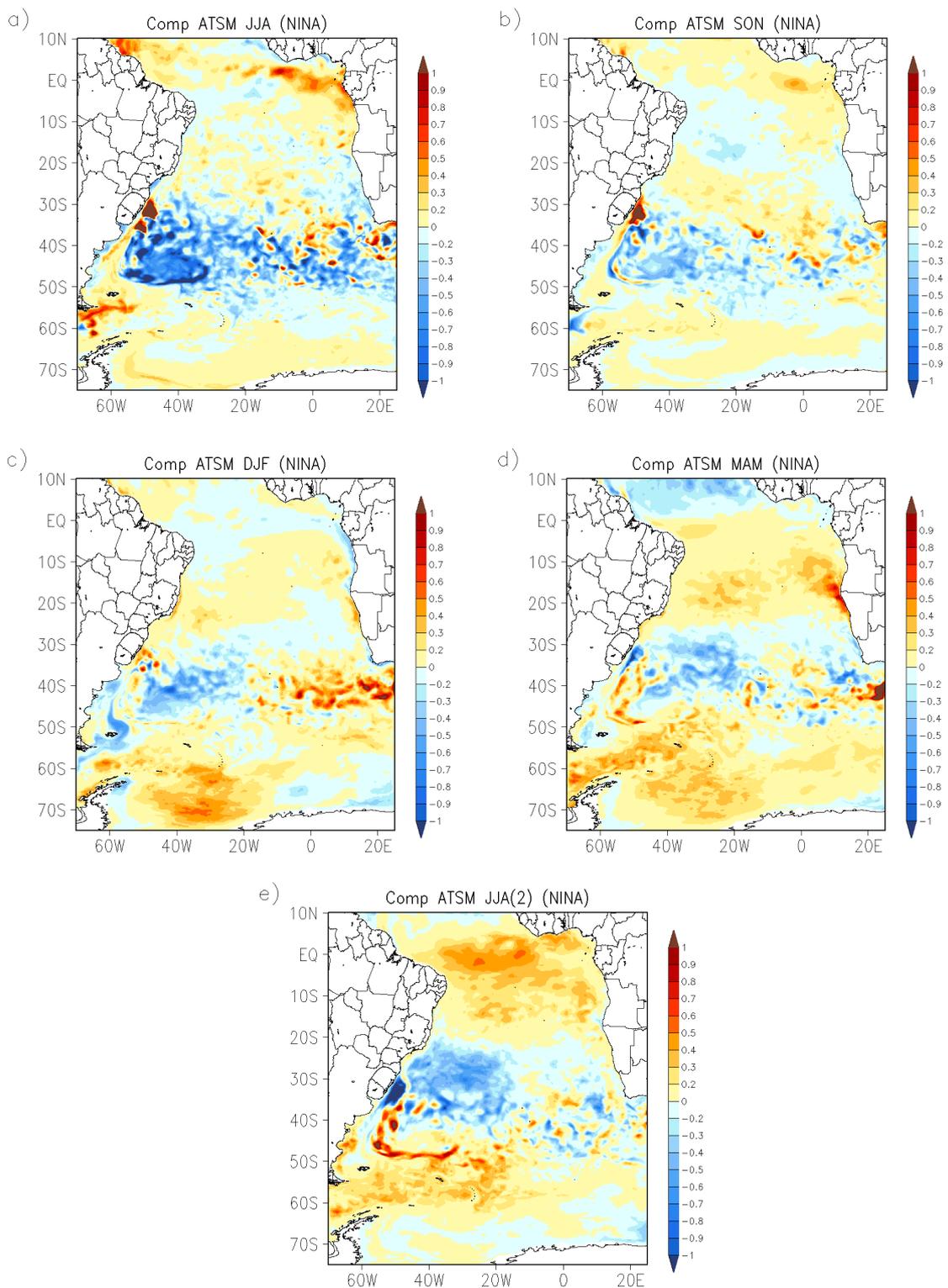


Figura 5.11 - Composições de ATSM (°C) durante eventos de La Niña para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM; (e) JJA do ano seguinte ao início dos eventos

Com relação à composição de anomalias de ANM (AANM) (Figura 5.12) o que pode ser notado é que na região do corredor de vórtices das correntes de Agulhas as anomalias são mais intensas. Nota-se também que as anomalias são predominantemente opostas para as composições de El Niño (Figura 5.12) e La Niña (Figura 5.13). Para os eventos de El Niño nota-se que em JJA (Figura 5.12a) as anomalias não são intensas e são negativas entre 10°N e aproximadamente 35°S, predominando então ANM mais baixas nestas regiões. Na parte sul da bacia o que predomina são anomalias positivas, isto é, nível do mar mais elevado. Em SON (Figura 5.12b) a maior parte da bacia passa a ser dominada por anomalias positivas e as anomalias na região do corredor de vórtices da corrente das Agulhas (30 a 40°S) passam a ser mais intensas. EM DJF (Figura 5.12c) não são vistas grandes alterações e em MAM (Figura 5.12d) o que são notáveis são as anomalias negativas de TSM centradas em 45°S e 42°W, área do anticiclone Zapiola. Para os eventos de La Niña para JJA (Figura 5.13a) e SON (Figura 5.13b) o comportamento é oposto ao observado para os eventos de El Niño (Figura 5.12a e Figura 5.12b) , com anomalias predominantemente negativas na região do corredor de vórtices da corrente das Agulhas. Em JJA (Figura 5.13a) o que são notáveis são as anomalias positivas na região da corrente das Malvinas, em SON (Figura 5.13b) este padrão já não está tão intenso e em DJF (Figura 5.13c) e MAM (Figura 5.13d) estas anomalias passam a ser negativas. EM DJF (Figura 5.13c) tem se uma região de anomalias positivas centradas em 45°S e 42°W, no mesmo local em que se encontram anomalias positivas para MAM de eventos EL Niño (Figura 5.12c) , área esta que é associada ao vórtice anticiclônico Zapiola.

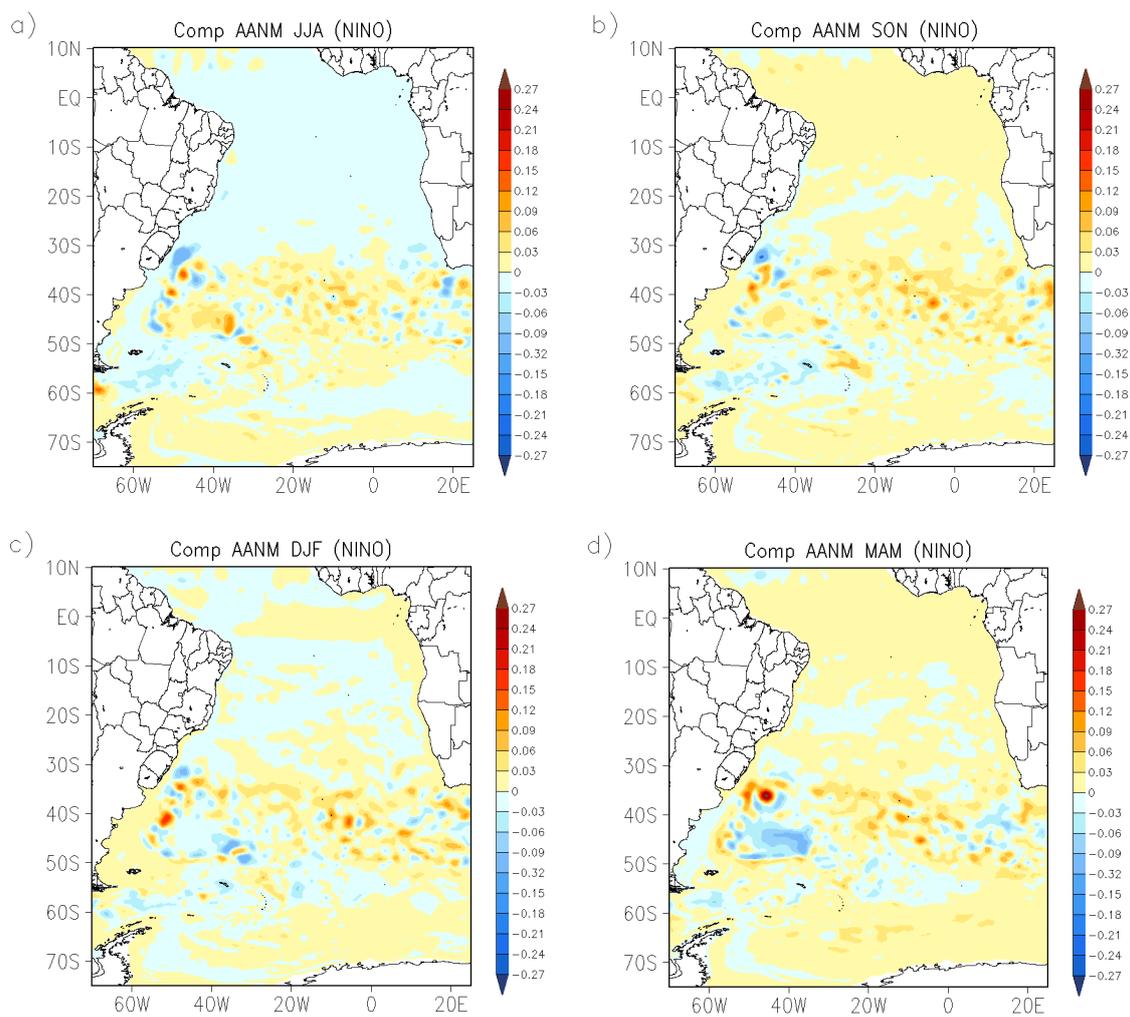


Figura 5.12 - Composições de AANM (m) durante eventos de El Niño para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM

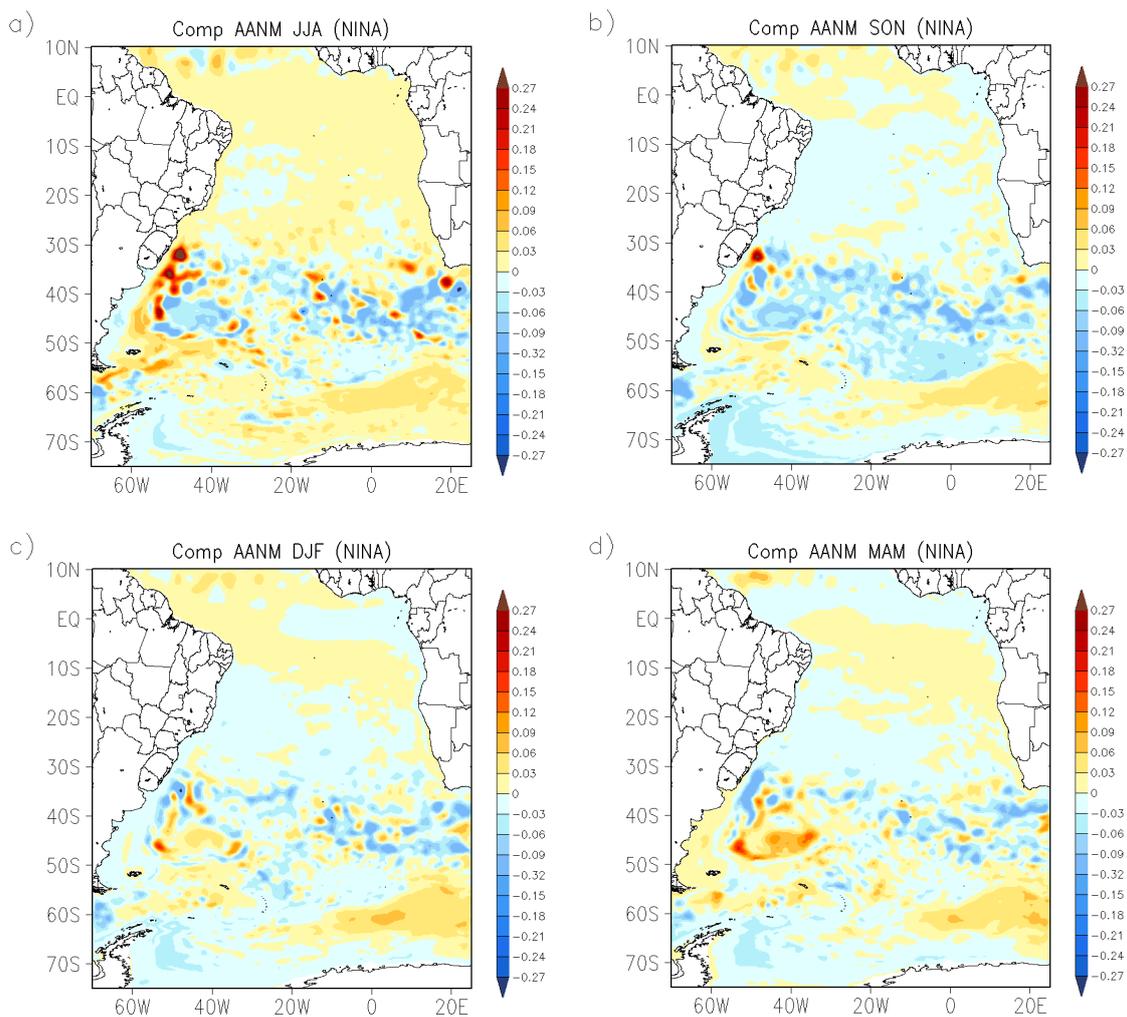


Figura 5.13 - Composições de AANM (m) durante eventos de La Niña para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM

A composição de anomalias de salinidade (ASAL) para eventos de El Niño (Figura 5.14) mostra anomalias positivas entre 10°N e 30°S em JJA (Figura 5.14a) e SON (Figura 5.14b), com áreas mais intensas ao longo da costa brasileira na região do GEM do leste. Em DJF (Figura 5.14c) e MAM (Figura 5.14d) ocorre uma intensificação das anomalias positivas, com a região mais intensa em MAM concentrada entre 10°S e 25°S. Para os eventos de La Niña (Figura 5.15) tem-se um padrão de anomalias oposto ao que é apresentado nas composições de El Niño, as anomalias são negativas entre 10°N e 30°S, sendo mais intensas nos meses de DJF (Figura 5.15c) e MAM (Figura 5.15d),

com anomalias positivas nas regiões costeiras, isto é salinidade mais elevada nestas áreas.

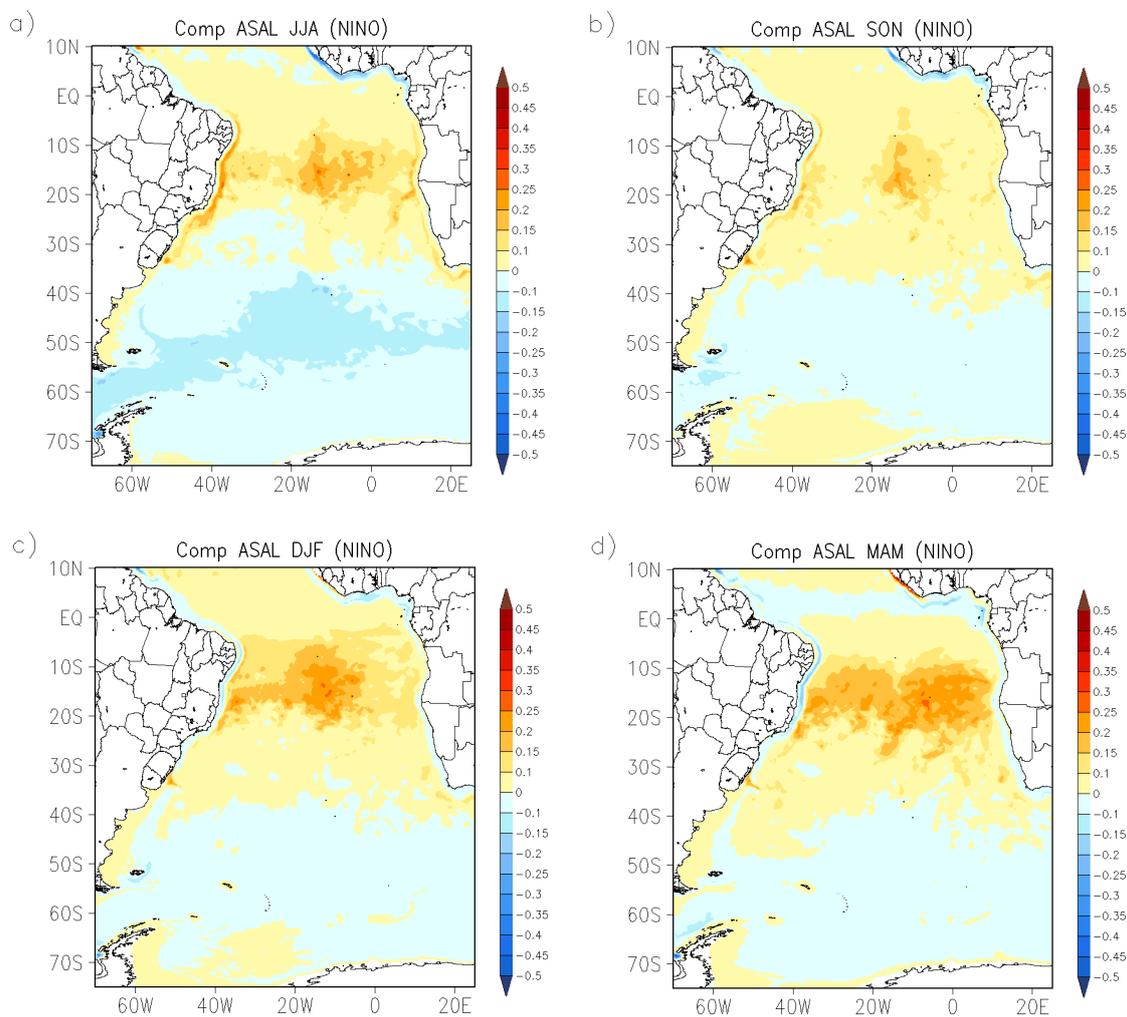


Figura 5.14 - Composições de ASAL durante eventos de El Niño para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM;

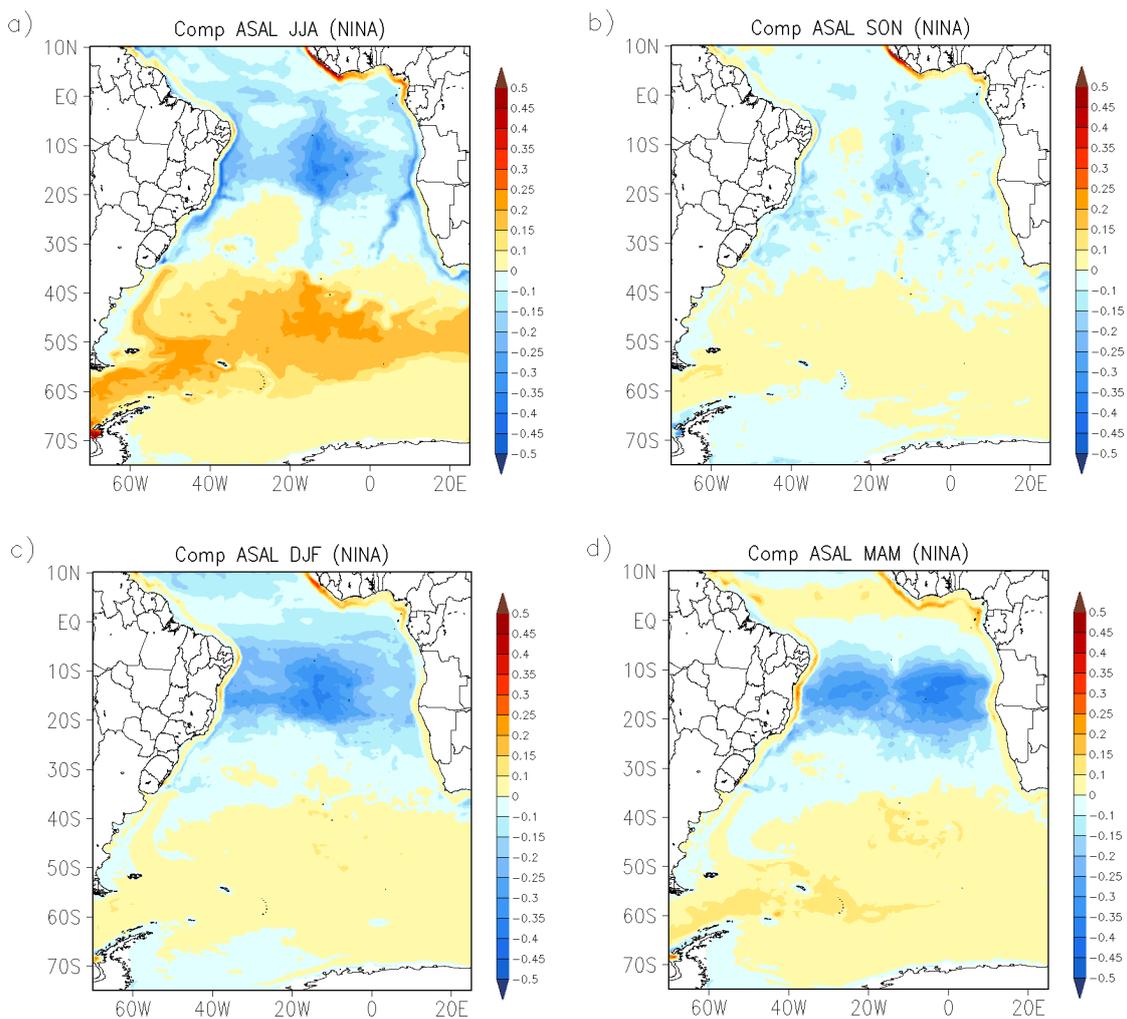


Figura 5.15 - Composições de ASAL durante eventos de La Niña para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM;

Os mapas de composição para a magnitude da velocidade das correntes e para a resultante vetorial das componentes de velocidade indicam que durante eventos de El Niño (Figura 5.16) em média o ROMS não reproduziu padrões intensos de anomalia. No entanto para os eventos de La Niña (Figura 5.17) notam-se anomalias mais intensas na região equatorial, especialmente na porção oeste do Atlântico Tropical norte e na região do corredor de vórtices da corrente das Agulhas entre 30 e 45°S, para JJA (Figura 5.17a) e SON (Figura 5.17b). Em DJF (Figura 5.17c) estas anomalias são menos intensas. Em MAM

o modelo apresenta um enfraquecimento do escoamento associado a corrente Norte do Brasil (Figura 5.17d).

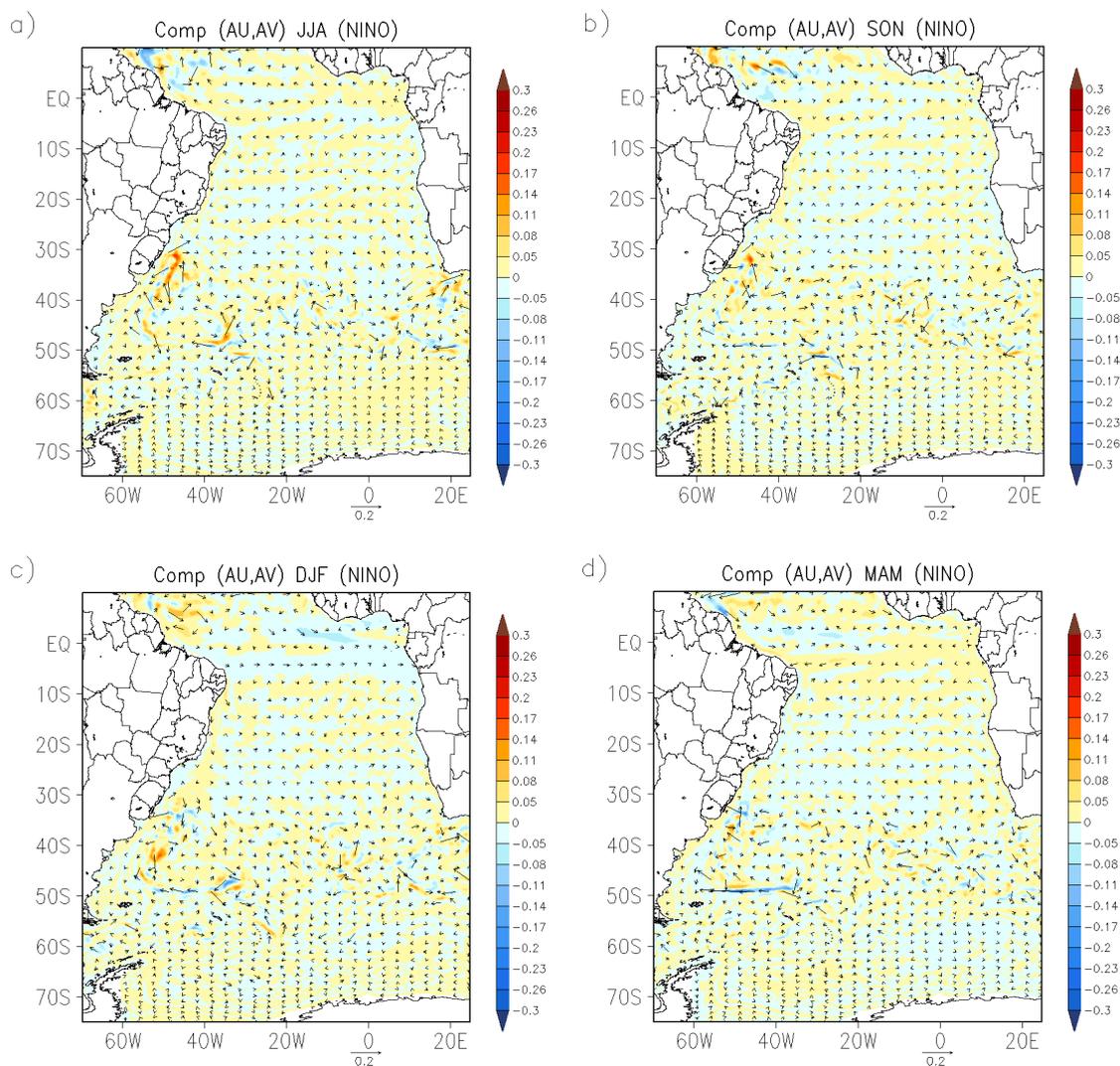


Figura 5.16 - Composições da magnitude e da resultante vetorial de anomalias de velocidade zonal (AU) ( $m.s^{-1}$ ) e Anomalias de velocidade meridional AV( $m.s^{-1}$ ) durante eventos de El Niño para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM

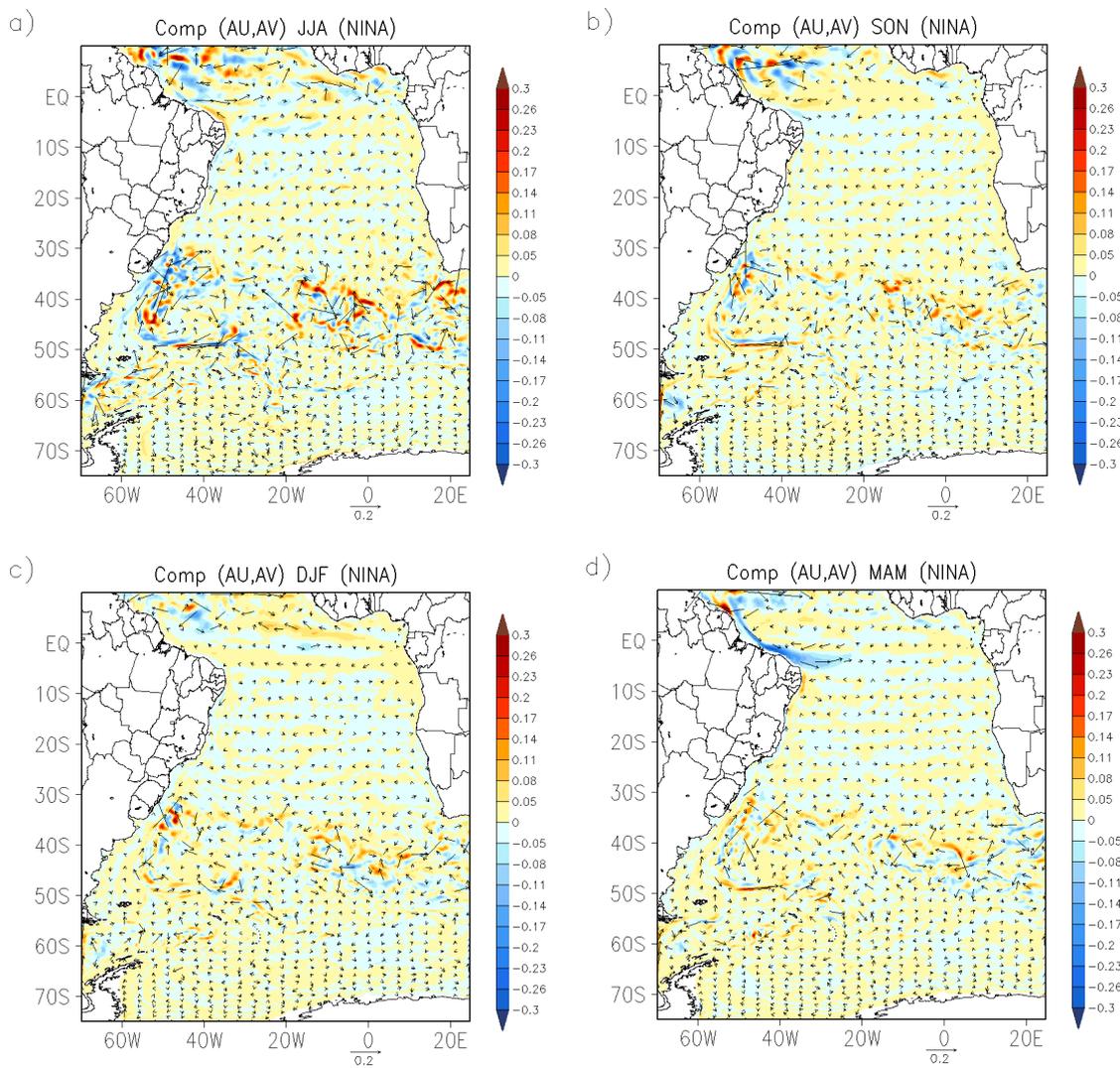


Figura 5.17 - Composições da magnitude e da resultante vetorial de AU ( $m.s^{-1}$ ) e AV ( $m.s^{-1}$ ) durante eventos de El Niño para: (a) JJA; (b) SON; (c) DJF; (d) MAM

#### 5.4. Sumário

Com a análise numérica foi possível avaliar como o modelo ROMS reproduziu as características oceânicas do Atlântico Sul durante os eventos ENOS e os efeitos que as interações com os modos locais TSA e AAO exercem sobre estas características. Na etapa de validação dos resultados do modelo, em que os dados simulados foram comparados aos dados de satélites foi verificado que o modelo conseguiu reproduzir as principais características oceânicas. O campo de TSM simulado pelo ROMS foi capaz de reproduzir a variabilidade sazonal que é mostrada pelos dados do AVHRR. Notou-se também que as características de mesoescala oceânicas são mais notáveis nos dados do ROMS do que nos dados de satélite. Isto pode ser notado pela melhor representação pelo modelo do meandramento das correntes e localização das frentes. Esta diferença ocorre porque os dados do AVHRR foram submetidos a processamentos para remoção de contaminação por nuvens, o que suavizou bastante estes dados.

Com relação as estatísticas de validação foi verificado que o ROMS apresentou um viés negativo para a TSM em toda a bacia do Atlântico Sul em relação aos dados do AVHRR. A ANM também apresentou um viés negativo em relação aos dados do AVISO. As regiões com maiores erros tanto para TSM, altura do nível do mar e velocidade das correntes são a área da Corrente das Malvinas e a região do retorno da Corrente das Agulhas, áreas que apresentam grande atividade de mesoescala. O campo de temperatura apresentou boa destreza (*skill*) na maior parte do campo, com os melhores desempenhos na área da Plataforma Continental Sudeste, na região entre 0 e 30°S na costa oeste da África, área que abrange parte do GEM de Benguela e do GEM da Corrente da Guiné. Para ANM a destreza foi menor do que para TSM. Os melhores desempenhos para ANM ocorreram para a região associada ao corredor de vórtices da corrente das Agulhas, a área associada ao Vórtice Anticiclônico Zapiola e a porção oeste do Atlântico tropical norte.

Com a correlação entre os índices que expressam a variabilidade local, o AAO e o TSA e a variabilidade remota Niño3, e as anomalias de TSM do ROMS, foi possível verificar que o ROMS conseguiu representar as principais influências locais e remotas que foram identificadas com a análise de correlações entre os índices climáticos e as ATSM da base ERSST. Os índices Niño3, AAO e TSA foram escolhidos porque apresentaram maiores influências sobre a variabilidade das ATSM no Atlântico Sul. No caso do TSA, anomalias positivas (negativas) na região deste índice é associado a aquecimento (resfriamento) da superfície oceânica entre 5°N e 30°S, área que abrange o GEM do Norte e do Leste brasileiros e também os GEMs da costa oeste Africana. Entre 30°S e 55°S o TSA está correlacionado negativamente com as ATSM, o que indica que em caso de aquecimento anômalo na região do TSA tem-se um resfriamento anômalo desta área. Sobre a influência do AAO, a correlação com as ATSM produzidas a partir dos resultados do ROMS resultou em fortes correlações negativas na região entre 20 e 35°S no Atlântico Sudoeste. Esta correlação tem o mesmo padrão do que o encontrado com a análise de correlações com os dados de ATSM do ERSST, padrão este que ficou persistente mesmo com a retirada da influência dos outros índices com as correlações parciais. E o Niño3 apresenta correlação mais intensa com o GEM do leste do Brasil, com um aquecimento da região com uma defasagem de 7 meses, como havia sido encontrado na etapa de análise correlações empregando a base reconstruída de TSM ERSST. Estes resultados indicam que o ROMS é capaz de reproduzir as relações encontradas entre os modos locais e remotos do Atlântico Sul.

As composições mostraram como o modelo representou a evolução das variáveis TSM, ANM, salinidade e velocidade das correntes ao longo do desenvolvimento do ENOS. Para os eventos de El Niño o modelo apresentou anomalias que concordaram com as relações encontradas na etapa de correlação, pois as anomalias positivas de TSM passaram a aparecer em torno de seis meses após o início do El Niño. Estas anomalias apresentaram o mesmo padrão espacial que foi encontrado para as correlações entre o Niño3 e

as ATSMs durante a fase quente da ODP, com um aquecimento na área do GEM do leste e cruzando bacia entre 10°S e 30°S, para as médias de DJF e MAM.

## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho teve como objetivo principal identificar os impactos das variações climáticas interanuais sobre os GEMs brasileiros. Com as análises aqui realizadas foi possível identificar que os GEMs brasileiros são afetados por modos locais do Atlântico Sul e também por modos remotos à bacia. Os modos locais que apresentam maior impacto são a Oscilação Antártica e a variabilidade do Atlântico Tropical Sul (TSA). Estes modos além de impactar diretamente as características oceânicas e atmosféricas do oceano Atlântico Sul, também atuam modulando os efeitos da influência remota representada pelo ENOS e pela ODP. Em alguns casos os modos locais intensificam os efeitos dos modos remotos, e em outros amortecem, revelando assim a existência de competição entre estas forçantes de variações climáticas.

O processamento inicial aplicado aos dados, como a remoção de tendência linear e a utilização de filtro para reter apenas a variabilidade interanual permitiu que a análise de correlações tornasse evidentes impactos dos modos climáticos que não haviam sido encontrados em trabalhos anteriores. Com a análise das correlações entre o índice Niño3 e as variáveis ATSM, APNM e AROL foi possível identificar que as ATSM no GEM do Sul do Brasil são regidas pelas interações termodinâmicas que envolvem estas variáveis. As diferenças encontradas na influência ENOS nas ATSMs do sudoeste do Atlântico Sul, explicadas com base em análise de interação entre APNM, AROL e impactos nas ATSM evidenciam a forte interação entre oceano e atmosfera na região. A análise dos resultados das correlações permitiu também sugerir que os modos locais impactam as relações entre os modos remotos e as características oceânicas e atmosféricas do Atlântico Sul. Isto ocorre por meio de alterações no fluxo de calor em superfície, transporte e armazenamento de calor no oceano.

A influência da variabilidade decenal, associada à mudança de fase da ODP, sobre os padrões de correlação são mais acentuadas do que as observadas quando as influências dos modos locais são removidos. Então, conclui-se que

existe uma forte influência da ODP sobre a variabilidade climática da bacia do Atlântico Sul e também sobre as relações na interação do oceano com a atmosfera, que estão envolvidas nestas variações. Isto ficou bastante claro nos resultados que a mudança de fase da ODP causou as características do GEM do Sul do Brasil. Outro aspecto notável é que a ODP parece influenciar mais intensamente os GEMs da costa oeste da África do Sul, do que os GEM brasileiros. Com a evolução da fase fria para a fase quente da ODP os GEMs da costa oeste Africana apresentaram maior complexidade espacial dos padrões de variabilidade associados às correlações.

Com a análise numérica foi possível verificar que o modelo ROMS é uma ferramenta robusta para estudos de variabilidade climática. Os resultados obtidos com o modelo foram bastante promissores para os estudos dos impactos da variabilidade climática sobre os GEMs. Com a comparação dos resultados do modelo e os dados de satélites foi possível verificar que o modelo é capaz de reproduzir as principais características oceânicas, como posicionamento das correntes oceânicas superficiais e as características associadas à presença da frente subtropical. O melhor desempenho do modelo foi na reprodução da TSM, entretanto a ANM fornecida pelo modelo e a velocidade das correntes geostróficas derivadas a partir dos dados do ROMS também tiveram uma boa representação. Os piores desempenhos para todas as variáveis foram para as regiões que apresentam maior complexidade dinâmica, devido a maior atividade de mesoescala como a região da Corrente das Malvinas, a área da Confluência Brasil Malvinas e a área de retorno da Corrente das Agulhas. Com a correlação entre os índices Niño3, TSA e AAO e as ATSM reproduzidas pelo ROMS foi possível verificar que as relações climáticas encontradas com a análise de correlação com os dados reconstruídos de TSM são bem representadas pelo modelo.

Com os resultados aqui discutidos é possível concluir que o emprego dos GEMs como unidades de gerenciamento e de planejamento deve ser realizado considerando a complexidade dos impactos que as variações do clima

acarretam sobre estas unidades. Os resultados apresentados mostraram que dentro de uma mesma unidade pode existir regiões afetadas mais intensamente por modos locais, e outras mais intensamente por modos remotos. Além de que, a interação entre estas forçantes pode produzir efeitos bem diferentes em áreas que estão na mesma unidade de gerenciamento. Portanto, medidas de longo prazo que sejam tomadas sem considerar a complexidade de variabilidade que o Atlântico Sul e os modos climáticos remotos proporcionam sobre os GEMs podem não ser bem sucedidas.

Em trabalhos futuros, deverão ser exploradas as relações aqui encontradas entre os modos locais e os modos remotos, a fim de avaliar com mais detalhes os processos físicos envolvidos nestas relações. Para isto, o ROMS será uma boa ferramenta, uma vez que foi mostrado que este modelo conseguiu reproduzir as interações encontradas entre os modos locais e remotos de variabilidade climática do Atlântico Sul. Um aspecto que traria um ganho de possibilidades de análises dos processos seria empregar um modelo atmosférico acoplado ao ROMS. Desta forma poderia ser avaliado com mais detalhes os impactos da atmosfera sobre as relações encontradas de interação entre os modos locais e remotos do Atlântico Sul.

Também, deve ser explorada em novos trabalhos a influência que os padrões de variabilidade aqui encontrados exercem sobre os processos biogeoquímicos do Atlântico Sul. Tanto verificando as alterações que as variações do clima induzem nas trocas de carbono entre oceano e atmosfera, com interesse em avaliar impactos de possíveis mudanças no clima, como também para avaliar o impacto sobre a dinâmica biológica, a distribuição de zooplâncton, de fitoplâncton e também os impactos sobre a distribuição dos recursos pesqueiros. Estas investigações podem ser realizadas empregando o componente biogeoquímico do modelo ROMS.

Finalmente espera-se que este estudo tenha contribuído para o melhor uso das unidades de gerenciamento marinho que são os Grandes Ecossistemas

Marinhos brasileiros. Que o emprego destas unidades para tomada de decisões sobre o gerenciamento dos recursos marinhos brasileiros, seja realizado considerando a complexidade das variações climáticas que impactam as características oceânicas e atmosféricas destas regiões. Considerando também que dentro de uma mesma unidade os impactos das variações do clima podem ser bastante diferentes.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BASTOS, C.C.; FERREIRA, N.J. Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2000.

BAKUN, A. Ocean triads and radical interdecadal variation: bane and boon to scientific fisheries management. In: PITCHER, T. J.; HART, P. J.; PAULY, D. (eds.). **Reinventing fisheries management**. London: Kluwer Academic Publishers, 1998.

BECKER, J.J., et al. Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30 PLUS, **Marine Geodesy**, v. 32, n.4, p. 355-371, 2009.

BELKIN, I. M. et al. An algorithm for oceanic front detection in chlorophyll and SST satellite imagery. **Journal of Marine Systems**, v. 78, p.319–326, 2009.

BYRNE, D. A. et al. Agulhas eddies: a synoptic view using geosat ERM data. **Journal of Physical Oceanography**. v. 25, 1995. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<0902:AEASVU>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<0902:AEASVU>2.0.CO;2).

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, 1969.

BUDGEELL, W. P. Numerical simulation of ice-ocean variability in the Barents Sea region Towards dynamical downscaling. **Ocean Dynamics**, v. 55, p. 370-387, 2005. DOI 10.1007/s10236-005-0008-3.

CAVALCANTI, I.F.A.; KOUSKY, V.E. Frentes frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A et al.( orgs). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 463pk, 2009.

CARTON, J. A.; GIESE, B. S. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA). **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 2999-3017, 2008.

CARVALHO, L. M. V. et al. Opposite phases of the Antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, p. 702-718, 2005.

CASEY, K.S. et al. The past, present and future of the AVHRR pathfinder SST program. In: BARALE, V.; GOWER, J.F.R.; ALBEROTANZA, L. (eds.). **Oceanography from space: revisited**. Springer, 2010.

CASTRO, B. M. et al. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. (eds.). **O ambiente oceanográfico da Plataforma**

**Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil.** São Paulo: Edusp – Editora da Universidade de São Paulo, 2006. p. 472.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between the South Atlantic Ocean and the atmospheric circulation over South America. **Geophysical Research Letters**, v. 31, p. 1-4, 2004.

CHANG, P. et al. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. **Nature**, v. 385, p. 516-518, 1997.

CHASSIGNET et al. Generalized Vertical Coordinates For Eddy Resolving Global And Coastal Ocean Forecasts. **Oceanography**, vol 19, n 1, 2006.

CURY, P.; ROY, C. Optimal environmental window and pelagic fish recruitment success in upwelling areas. **Can. J. Fish. Aquat. Sci**, v. 46, p. 670-680, 1989.

CURTIS, S.; HASTENRATH, S. Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 15835-15847, 1995.

DI LORENZO, E. et al. North Pacific gyre oscillation links ocean climate and ecosystem change. **Geophysical Research Letters**, v. 35, L08607, doi:10.1029/2007GL032838, 2008.

DUDA, A. M.; SHERMAN, K. A new imperative for improving management of large marine ecosystems. **Ocean & Coastal Management**, v. 45, p. 797–833, 2002.

ENFIELD, D. B.; MAYER, D. A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, 102, 929– 945, 1997.

ENFIELD, D. B. et al. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperature? **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 7841– 7848, 1999.

FREIRE, K. M. F.; PAULY, D. Fishing down Brazilian marine food webs, with emphasis on the east Brazil large marine ecosystem. **Fisheries Research**, v. 105, p. 57–62, 2010.

GARZOLI, S. L. Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil - Malvinas confluence, **Deep Sea Research**. Part I, v. 40, p. 1379-1403, 1993.

GARZOLI, S. L.; GORDON, A. L. Origins and variability of the Benguela Current. **Journal of Geophysical Research**. v. 101, p. 897– 906, 1996.

GARZOLI et al. **Workshop report**: a monitoring system for heat and mass transports in the South Atlantic as a component of the meridional overturning circulation. Buenos Aires:ICPO Publication Series no.125, 2008.

GIANNINI, A., SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of tropical Atlantic Variability in the development of ENSO teleconnection: implications for the prediction of Northeast rainfall. **Climate Dynamics**, v. 22, p. 839-855, 2004.

GYORI et al. **The Angola current** - ocean surface currents, 2004. Disponível em: <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/angola.html>. Acesso em: 07 de maio de 2014.

GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic oscillation index. **Geophysical Research Letters**, v.26, p. 459-462, 1999.

GRODSKY, S. A.; CARTON, J. A. Influence of the tropics on the climate of South Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 33: L06719.1-L06719.4, 2006.

HAIDVOGEL, D. B. et al. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: simulations in nonlinear terrain-following Coordinates. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 32, p. 239–281, 2000.

HAIDVOGEL et al. Ocean forecasting in terrain-following coordinates: formulation and skill assessment of the regional ocean modeling system. **Journal of Computational Physics**, v. 227, p. 3595–3624, 2008.

HALL, A.; VISBECK, M. Synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode. **Journal of Climate**, p.15, p. 3043-3057, 2002.

HALLBERG, R.; GNANADESIKAN, A. The role of eddies in determining the structure and response of the wind-driven Southern Hemisphere overturning: results from the Modeling Eddies in the Southern Ocean (MESO) Project. **Journal of Physical Oceanography**, v. 36, p. 2232-2252, 2006. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JPO2980.1>.

HASTENRATH, S. Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts. **Progress in Oceanography**, v.70, p. 407–415, 2006.

HANDOH et al. Interannual variability of the tropical atlantic independent of and associated with Enso: Part I. The North Tropical Atlantic. **International Journal of Climatology**. v. 26, p. 1937–1956, 2006.

HILL et al. Eastern Ocean boundaries coastal segment. In: ROBINSON A. R.; BRINK, K. H (eds.). **The Sea**. John Wiley & Sons, 1998..11, 1998.

IVANOV, L. M. et al. On model validation for meso/submesoscale currents: Metrics and application to ROMS off Central California. **Ocean Modelling**, v. 28, p. 209–225, 2009.

JURY, M. R.; COURTNEY, S. Climatic determinants of Benguela SST variability. **Continental Shelf Research**, v. 15, n. 11, p. 133, 1995.

JONHS, W. E. et al. Annual cycle and variability of the North Brazil current. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 1,, p. 103-128, 1998. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0103:ACAVOT>2.0.CO;2).

KALNAY, E. 'The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project', **Bulletin of the American Meteorological Society**, 77(3), 437-471, 1996.

KAYANO, M. T et al. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 1439-1448, 2009.

KAYANO, M. T. et al. Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall. **International Journal of Climatology**, 2012. DOI: 10.1002/joc.3569

KEENLYSIDE, N. S.; LATIF, M. Understanding equatorial atlantic interannual variability. **Journal of Climate**, v. 20, n.1, p. 131-142, 2007. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3992.1>.

KELLY et al. Evaluation of HYCOM in the Kuroshio Extension region using new metrics. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, C01004, 2007.

KILPATRICK, K. A. et al. Overview of the NOAA/NASA advanced very high resolution radiometer Pathfinder algorithm for sea surface temperature and associated matchup database. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C5, p 9179-9197, 2001.

KODAMA, Y-M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). part i: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. v. 70, n. 4, p. 813-841, 1992.

KODAMA, Y-M. Large-scale common features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, the SACZ). Part II: conditions of the circulations for generating STCZs. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 71, p.581–610, 1993.

- KOSTIANOY; LUTJEHARMS, 1999. Atmospheric effects in the Angola Benguela frontal zone. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C9, p. 20,963-20,970, 1999.
- LATIF, M.; GRÖTZNER, A. The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 213-218, 2000.
- LASKER, R. Field criteria for survival of Anchovy Larvae: The relation between inshore chlorophyll maximum layers and successful first feeding. **Fishery Bulletin**, v. 73, n. 3, p. 453-462, 1975.
- LANZANTE, J. R. Lag Relationship involving tropical sea surface temperatures. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2568 -2578, 1996.
- L'HEUREUX, M. L.; THOMPSON, D. W. J. Observed relationships between the El Niño–Southern oscillation and the extratropical zonal-mean circulation. **Journal of Climate**, v. 19, p. 276, 286, 2005.
- LIEBMANN B.; SMITH, C. A. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 1275-1277, 1996.
- MARCHESIELLO, P et al. Equilibrium structure and dynamics of the California Current System, **J. Phys. Oceanogr.**, v. 33, p. 753-783, 2003.
- MACDONALD, G. M.; CASE, R. A. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L08703, 2005. doi:10.1029/2005GL022478.
- MANTUA, N. J. et al. Pacific inter-decadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 1069-1079, 1997.
- MANTUA , N. J. **The Pacific Decadal Oscillation (PDO)**. JISAO, 2000. Disponível em: <http://jisao.washington.edu/pdo/>. Acesso em: 05 de agosto de 2014.
- MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation, **Journal of Oceanography**, v. 58, p. 35-44, 2002.
- MATANO, R. P. et al. Seasonal variability in the Agulhas Retroflexion region. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 23, p. 4361-4364, 1998.
- MATANO, R. P et al. The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation. **Ocean Sci.**, v. 6, p. 983–995, 2010.

- MELO, A. B. C. et al. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I.F.A. et al. (orgs.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 463p. 2009.
- MITCHELL, T. **Antarctic Oscillation (AAO) time series**, 1948 - 2002. JISAO, 2003. Disponível em: <http://www.jisao.washington.edu/aao/>. Acesso em: 10 de agosto de 2014.
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil - Observations, theory and numerical experiments with a general-circulation model. **J.Atmos. Sci.**, v. 38, p. 2653-2675, 1981.
- NOAA/PMEL/Tropical Atmosphere Ocean (TAO) **project office**. Disponível em: [http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj\\_over/diagrams/gif/normal\\_elnino.gif](http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/diagrams/gif/normal_elnino.gif). Acesso em: 08 de julho de 2014.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America, **Journal of Climate**, v. 9, p. 2464-2479, 1996.
- OKUMURA, Y.; XIE, S-P. Interaction of the Atlantic Equatorial Cold Tongue and the African Monsoon. **Journal of Climate**, v. 17, n. 18, p. 3589-3602, 2004. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3589:IOTAEC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3589:IOTAEC>2.0.CO;2)
- OLSEN, S. B. et al. **A handbook of governance and socioeconomics of Large Marine Ecosystems**. Coastal Resources Center. University of Rhode Island, 2006 Disponível em: [http://www.lme.noaa.gov/index.php?option=com\\_content&view=article&id=196&Itemid=66](http://www.lme.noaa.gov/index.php?option=com_content&view=article&id=196&Itemid=66). Acesso em: Janeiro de 2010.
- OLSON, D. B. Rings in the Ocean. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.** v.19, p. 283-311, 1991.
- PANOFSKY, H. A.; BRIER, G. W. **Some applications of statistical to meteorology**, Pennsylvania State University, 1968. 224p.
- PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper level circulation in the South Atlantic Ocean, **Prog. Oceanogr.**, v. 26, p. 1 – 73, 1991.
- PEZZI, L.P.; CAVALCANTI, I.F.A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v.17, p. 205-212, 2001.
- PEZZI, L. P. et al. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, (L22603), 2005.
- PEZZI, L. P. et al. Multi-year measurements of the oceanic and atmospheric

boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal Geophysical Research**, v. 114, n. D19, 16, 2009. DOI: 10.1029/2008JD011379.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade de meso-escala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: cavalcanti, i.F.A et al. (orgs.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463p.

PIOLA, A. R.; MATANO, R. P. **Brazil and Falklands (Malvinas) currents**. Academic Press, 2001. p. 340-349.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1993. 124 p. (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1993. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTCm13@80/2005/08.26.14.10>>. Acesso em: 12 jul. 2014.

RICHTER, I.; XIE, S.-P. On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models. **Clim. Dyn**, v. 31, n. 5, p. 587, 2008.

RODRIGUES, R. R. et al. The Impacts of Inter–El Niño variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil Climate. **J. Climate**, v. 24, p. 3402–3422., 2011.

SAHA, S. et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. **American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015-1057, 2010.

SARACENO et al. Brazil Malvinas frontal system as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, C05027, doi:10.1029/2003JC002127, 2004.

SARACENO et al. Long-term variation in the anticyclonic ocean circulation over the Zapiola Rise as observed by satellite altimetry: evidence of possible collapses. **Deep-Sea Research I**, v. 56, p. 1077–1092, 2009.

SERVAIN, J. et al. The relationship between the simulated climatic variability modes of the Tropical Atlantic. **International Journal of Climatology**, v. 20, p. 939-953, 2000.

SILVEIRA, I. C. A., MIRANDA, L. B. BROWN, W. S. On the origins of the North Brazil Current. **Journal of Geophysical Research**, v., 99, p. 22501-22512. 1994.

SHANNON, L., NELSON, G. The Benguela: large scale features and processes and system variability. In: WEFER, G., BERGER, W.H, SIDLER, G., WEBB,

D.J. (Eds.). **The South Atlantic**: present and past circulation. Berlin: Springer, 1996. p. 163–210.

SHERMAN, K. The large marine ecosystem concept: research and management strategy for living marine resources. **Ecological Applications**, v. 4, p. 349-360, 1991.

SHERMAN, K. Sustainability, biomass yields, and health of coastal ecosystems: an ecological perspective. **Mar. Ecol. Prog. Ser.** v. 122, p. 277-301, 1994.

SHERMAN, K.; HEMPEL, G. **The UNEP Large Marine ecosystem report: a perspective on changing conditions in LMEs of the world's Regional Seas.** UNEP Regional Seas Report and Studies . Nairobi: UNEP, 2008. 852p. n. No. 182. United Nations Environment Programme. ISBN 978-92-08075-2773-9.

SHERMAN, K. et al. Accelerated WARMING AND EMERGENT TRENDS IN FISHERIES BIOMASS YIELDS OF THE WORLD'S LARGE MARINE ECOSYSTEMS. **Journal of the Human Environment**, v.38, n.4, p. 215-224, 2009.

SCHNEIDER, N.; CORNUELLE, B. D. The forcing of the Pacific decadal oscillation. **Journal of Climate**, v. 18, n. 21, 4355-4373, 2005.

SCHWING, F . B et al. Climate change, teleconnection patterns, and regional processes forcing marine populations in the Pacific. **Journal of Marine Systems**, v. 79, p. 245–257, 2010.

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modelling** , v. 9, p. 347–404, 2005.

SMITH, T. M. et al. Reconstruction of sea surface temperature using empirical orthogonal functions. **Journal of Climate**, v. 9 , p. 1403–1420, 1996.

SMITH, T. M. et al. Improvements to NOAA's Historical merged Land Ocean surface temperature analysis (1880-2006). **Journal of Climate**, v. 2, p. 2283-2296, 2008.

SOARES et al. Oceanic and atmospheric patterns during spawning periods prior to extreme catches of the Brazilian sardine (*Sardinella brasiliensis*) in the southwest Atlantic. **Scientia Marina**, v. 75, n.4, p. 665-677, 2011.

SONG, Y., HAIDVOGEL, D.B. A semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate. **J. Comput. Phys.** v.115, p. 228–244, 1994.

SOUZA, R. B. et al. Estimativas da temperatura da superfície do mar através do sensoriamento remoto no infravermelho. In: souza, R. B. (ed.). **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, 2º Ed, 2009.

THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part 1: month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1000-1016, 2000.

TORRENCE, C., COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 61-78, 1998.

WAINER, I.; TASHETTO, A. S. Climatologia na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). Diagnóstico para os períodos relativos aos levantamentos pesqueiros do programa revizee. In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B.; MADUREIRA, L. S. (eds.). **O ambiente oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. São Paulo: Edusp – Editora da Universidade de São Paulo, p. 472. ISBN 85-314-0948-9, 2006.

WALKER, G. T.; BLISS, E. W. World weather V. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 4, n.36, p. 53-84, 1932.

WALTON, C. C. Nonlinear Multichannel Algorithms for Estimating Sea Surface Temperature with AVHRR Satellite Data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 27, p.115-124, 1998.

WANG, C. Atmospheric circulation cells associated with the El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 15, p. 399–419, 2002a.

WANG, C. Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells. **Journal of Climate**, v.15, p. 1516–1536, 2002b.

WANG, B.; AN, S. I. A mechanism for decadal changes of ENSO behavior: roles of background wind changes. **Climate Dynamics**,v. 18, p. 475–486, 2002.

WANG, C.; FIEDLER, P. C. ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. **Progress in Oceanography**, v. 69, p. 239–266, 2006.

WILKS D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2. ed. Burlington, MA: Academic Press, 2006. v. 100.

WU, L.; ZHANG, Q.; LIU, Z. Towards understanding tropical Atlantic variability using coupled modeling surgery. In: WANG, C., XIE, S.-P., CARTON, J.A. (Eds.). **Earth's climate: the ocean-atmosphere interaction**. Washington DC: AGU, 2004. p. 157-170. v. 147. Geophysical Monograph Series.

XIE, S-P. A Dynamic ocean–atmosphere model of the Tropical Atlantic decadal variability. **Journal of Climate**, v. 12, p. 64-70, 1999.

XIE, S-P.; CARTON, J. A. Tropical Atlantic variability: patterns, mechanisms, and impacts. In: WANG, C., XIE, S.-P., CARTON, J.A. (Eds.). **Earth climate: the ocean–atmosphere interaction**. Washington DC: AGU, 2004. p 121–142. Geophys Monograph Series.

YUAN, X.; LI, C. Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, C06S91, 2008.

ZEBIAK, S. E. Air-sea interaction in the tropical Atlantic region. **J. Climate** , v.6, p. 1567-1586, 1993.

ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; BATTISTI, D. S. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. **Journal of Climate**, v. 10, 1997.