



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-13832-TDI/1055

**VALIDAÇÃO DOS FLUXOS DE CALOR SOBRE O ATLÂNTICO
TROPICAL: MODELO ACOPLADO OCEANO-ATMOSFERA DO
CPTEC E OBSERVAÇÕES**

Léo San Pedro Siqueira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo
Dr. Paulo Nobre, aprovada em 20 de maio de 2005.

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

551.465.73

Siqueira, L. S. P.

Validação dos Fluxos de Calor sobre o Atlântico Tropical: Modelo Acoplado Oceano-Atmosfera do CPTEC e Observações / Léo San Pedro Siqueira. – São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2005.

172 p.; - (INPE-13832-TDI/1055)

1.Meteorologia. 2.Interação Oceano-Atmosfera. 3.Fluxo de Calor. 4.Acoplamento. 5.Oceano Atlântico. I. Título

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

Dr. Prakki Satyamurty



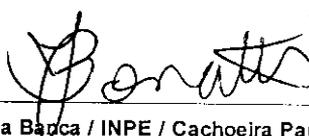
Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Paulo Nobre



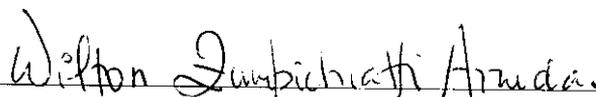
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. José Paulo Bonatti



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Wilton Zumpichiatti Arruda



Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Aluno (a): Léo San Pedro Siqueira

São José dos Campos, 20 de maio de 2005

“ ... Considero a condição dos poderosos e legisladores como grãos de poeira. Observo os tesouros de dinheiro e ouro como sendo folhas secas e tijolos. Para mim, as mais finas vestes são trapos esfarrapados. Vejo mundos de miríades, no universo, como pequenas sementes de fruta e o maior dos oceanos como uma gota d’água em meu pé. Percebo os ensinamentos do mundo como a ilusão dos mágicos. Distingo a mais alta concepção de libertação como um enfeite dourado de um sonho e vejo o caminho sagrado dos iluminados como flores que aparecem nos olhos de alguém. Encaro a meditação como o pilar de uma montanha, o paraíso como um pesadelo em pleno dia. Considero o julgamento do que é certo e errado como a dança sinuosa de uma cobra e o aparecer das idéias como nada mais do que vestígios das quatro estações ... ”

Hakum Zan

Dedico este trabalho à minha família pelo apoio, amor e carinho que muito contribuíram nesta etapa de minha vida. Por mais belas e sinceras que sejam as palavras escritas neste momento, serão sempre insuficientes para traduzir meus sentimentos em relação a vocês. E, finalmente, ao meu orientador, Dr. Paulo Nobre pelo incentivo e companheirismo. Obrigado a todos vocês.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof. Dr. Paulo Nobre, que me despertou para o tema deste trabalho e forneceu as diretrizes para conduzi-lo. Agradeço pela amizade, pelo incentivo para prosseguir em busca dos objetivos, pelas ferramentas colocadas em minhas mãos, que possibilitar-me-á a abertura de novos horizontes e pelo resultado de um esforço comum e consciente em prol do desenvolvimento não apenas profissional, sobretudo como ser humano.

Aos membros da Banca Examinadora, por analisar este trabalho e pelas relevantes contribuições recebidas.

Aos colegas do INPE, pelo apoio e o constante incentivo.

À CAPES pelo suporte financeiro.

A todo o Corpo Docente e amigos que se fizeram presentes e que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho tem por objetivo inferir a importância dos fluxos de calor, estimados por diversos métodos, na determinação dos campos de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico tropical utilizando um conjunto de simulações do modelo de circulação geral dos oceanos Modular Ocean Model version 3 (MOM3) e uma simulação do modelo acoplado oceano-atmosfera do CPTEC. Inicialmente são apresentados as motivações e objetivos para a realização deste trabalho assim como uma revisão bibliográfica sobre a variabilidade do oceano Atlântico Tropical e sua influência no clima da América do Sul. Como resultados são apresentadas análises comparativas entre as séries temporais das observações de radiação solar das bóias Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) e estimativas feitas a partir de imagens de satélite usando o modelo de transferência radiativa Global Radiation (GL 1.2) desenvolvido no CPTEC e do modelo baseado nos dados do International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) produzidas pela Universidade de Maryland no programa PATHFINDER, assim como os campos de reanálises do National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research Reanalyses (NCEP-NCAR) e European Centre for Medium-Range Forecasts European Reanalyses 40 (ECMWF ERA40). Os modelos de transferência radiativa, baseados em imagens de satélite do ISCCP e o modelo GL 1.2 mostraram correlações mais altas com as séries temporais das bóias PIRATA em comparação com os campos de reanálises. Em seguida, é apresentado o estudo de simulações numéricas oceânicas e acoplada, utilizando campos forçantes dinâmicos e termodinâmicos observados para o modelo de circulação geral oceânica. Por fim é feita a comparação entre os campos de fluxo de calor à superfície e TSM obtidos de integrações do modelo oceânico MOM3 e da modelagem acoplada sobre o Atlântico tropical e os dados observados do National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA) Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis (OI SST) e fluxos de superfície do Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS). O fluxo total de calor apresentou uma significativa redução dos erros para a simulação utilizando os campos de radiação solar baseado em estimativas de satélites e/ou fluxos de calor parametrizados. O modelo acoplado oceano-atmosfera do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) apresentou erros menores na TSM e fluxo de calor em comparação com as simulações oceânicas forçadas apenas por campo de reanálises, exceto sobre a bacia central, onde a maior magnitude dos erros provavelmente está relacionada a defasagens na intensificação do vento e problemas relacionados ao transporte de calor na componente oceânica. Na conclusão é feita uma discussão sobre a análise comparativa e são apresentadas algumas sugestões de pesquisas futuras.

VALIDATION OF HEAT FLUXES OVER THE TROPICAL ATLANTIC: CPTEC COUPLED OCEAN-ATMOSPHERE MODEL AND OBSERVATIONS

ABSTRACT

The goal of this work is to infer the importance of surface heat fluxes, estimated by several methods, in the determination of the Sea Surface Temperature (SST) fields in the tropical Atlantic using a set of general circulation ocean model Modular Ocean Model 3 (MOM 3) simulations and a Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) coupled ocean-atmosphere model simulation. Initially the goals and motivations for the accomplishment of this work as well as a bibliographical revision about the variability of the Tropical Atlantic Ocean and its influence in the South American climate are presented. Comparative analyses between the observed solar short wave radiation time series of the Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) buoys and estimatives made from satellite images using the radiative transfer model Global Radiation version 1.2 (GL1.2) developed at the CPTEC and the model based on the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) data produced by the University of Maryland under the PATHFINDER program, as well as the National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research Reanalyses (NCEP-NCAR) and European Centre for Medium-Range Forecasts European Reanalyses 40 (ECMWF ERA40) reanalyses fields are performed. The radiative transfer models based on ISCCP imagery and the GL1.2 have shown higher correlations with the PIRATA buoys time series when comparing with the reanalysis fields. An oceanic and coupled numerical simulations study, using observed dynamic and thermodynamic forcing fields for the general circulation ocean model are also presented. Finally it is made a comparison between the SST and surface heat flux fields obtained from the numerical simulations over the tropical Atlantic and the observed National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA) Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis (OI SST) data and Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) surface fluxes. The net heat flux has shown a significant error reduction for the simulations using solar radiation fields based on satellite estimates and/or the heat flux parametrization. The CPTEC coupled ocean-atmosphere model presented smaller error magnitude in SST and heat fluxes comparing to the oceanic simulation forced by reanalysis fields only, except over the central basin, where the higher magnitude is probably related to lags in wind intensification and heat transport deficiencies in the oceanic component. In the conclusion a discussion about the comparative analysis is made and some suggestions of future researches are presented.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO	27
1.1 – Objetivos	33
1.2 - Esboço geral	34
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	35
2.1 - Características atmosféricas	39
2.1.1 - Variabilidade atmosférica	42
2.2 – Características oceânicas	47
2.2.1 - Variabilidade oceânica	51
2.3 - Variabilidade do sistema acoplado oceano-atmosfera	55
2.3.1 - Variabilidade climática observada no atlântico tropical	62
2.4 – Discussão	66
CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA	71
3.1 – Dados	71
3.2 - Metodologia	75
3.2.1- Análise observacional da radiação solar a superfície	75
3.2.2- Simulações numéricas	82

CAPÍTULO 4 – ANÁLISE OBSERVACIONAL E SIMULAÇÕES NUMÉRICAS	93
4.1 - Análise observacional da radiação solar à superfície	93
4.2 - Simulações numéricas	113
4.3 - Simulações dos fluxos de calor à superfície e TSM	114
4.3.1 - Ciclo sazonal médio em locais específicos	143
CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	153
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	161
APÊNDICE A - FILTRAGEM ESPECTRAL DE LANCZOS	173

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
2.1 - Mapa de localização.(A) Leste da Amazônia, (B) Norte do Nordeste e (C) Sul do Nordeste	37
2.2 - Coeficientes de correlação entre TSM do Atlântico e média da chuva entre Fortaleza e Quixeramobim	38
2.3 - Variação diária da insolação no topo da atmosfera como função da latitude e dia do ano em $J m^{-2}$	39
2.4 - Série temporal de radiação de onda curta observada na superfície em $15^{\circ}N38^{\circ}W$	39
2.5 - Média anual (1961-1990) de PNM menos 1000 hPa e do vetor vento à superfície.	40
2.6 - Padrão espacial E1(PNM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.18 são significantes no nível de 95%.	43
2.7 - Padrão espacial E2(PNM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.16 são significantes no nível de 95%	44
2.8 - Padrão espacial E3(PNM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.13 são significantes no nível de 95%.	44
2.9 - Série temporal dos coeficientes de expansão e_1 (PNM), e_2 (PNM) e e_3 (PNM) dos três modos de PNM.	45
2.10 – Média Anual de TSM em $^{\circ}C$ de 1961-1990 COADS.	46
2.11 - Representação esquemática da circulação superficial do oceano Atlântico Sul.	47
2.12 - Padrão espacial E1(TSM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.25 são significantes no nível de 95%.	51
2.13 - Padrão espacial E2(TSM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.21 são significantes no nível de 95%.	51
2.14 - Padrão espacial E3(TSM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.16 são significantes no nível de 95%.	52

2.15 - Série temporal dos coeficientes de expansão $e_1(\text{TSM}), e_2(\text{TSM})$ e $e_3(\text{TSM})$ dos três modos de TSM.	53
2.16 - Mapa de orientação. Linhas sólidas demarcam as localidades dos domínios N ($10^\circ\text{-}30^\circ\text{N}, 10^\circ\text{-}50^\circ\text{W}$) e S ($0^\circ\text{-}20^\circ\text{S}, 0^\circ\text{-}40^\circ\text{W}$).	55
2.17 - Série temporal de (a) diferença de TSM entre os domínios norte e sul (NS) em janeiro, (b) NS em março-abril e (c) TSM do Pacífico equatorial em janeiro.	55
2.18 - (a) Correlações defasadas entre $e_1(\text{PNM})$ e $e_2(\text{PNM})$. (b) Correlações defasadas entre $e_3(\text{PNM})$ e $e_3(\text{TSM})$. Linhas pontilhadas mostram o nível de significância de 95%. Defasagem está representada em meses.	59
2.19 - (a) Correlações defasadas entre $e_3(\text{TSM})$ e IOS. (b) Correlações defasadas entre $e_3(\text{PNM})$ e IOS. Linhas pontilhadas mostram o nível de significância de 95%. Defasagem está representada em meses.	60
2.20 - Padrão espacial do primeiro EOF das anomalias mensais de TSM, tx e ty sobre o Atlântico tropical de setembro de 1963 a agosto de 1987. Contornos representam os pesos (“loadings”) de TSM. Vetores representam a soma dos pesos de tx e ty	63
2.21 - Série temporal dos coeficientes associados ao EOF1.	64
3.1 – Localização das bóias fixas utilizadas do projeto PIRATA	75
4.1 – Série temporal diária de radiação solar de onda curta à superfície das bóias do projeto PIRATA: a) $15^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; b) $12^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; c) $8^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; d) $4^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; e) $0^\circ\text{N}35^\circ\text{W}$; f) $0^\circ\text{N}23^\circ\text{W}$; g) $0^\circ\text{N}0^\circ\text{E}$; h) $10^\circ\text{S}10^\circ\text{W}$	94
4.2 – Ciclo anual de radiação solar à superfície da bóia do projeto PIRATA em $10^\circ\text{S}10^\circ\text{W}$	96
4.3 - Correlação diária média móvel 30 dias de radiação solar à superfície das bóias PIRATA e NCEP-NCAR: a) $15^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; b) $12^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; c) $8^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; d) $4^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; e) $0^\circ\text{N}35^\circ\text{W}$; f) $0^\circ\text{N}23^\circ\text{W}$; g) $0^\circ\text{N}0^\circ\text{E}$; h) $10^\circ\text{S}10^\circ\text{W}$	97
4.4 – Correlação série filtrada Lanczos (15-45) dias das bóias PIRATA e NCEP-NCAR: a) $15^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; b) $12^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; c) $8^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; d) $4^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$; e) $0^\circ\text{N}35^\circ\text{W}$; f) $0^\circ\text{N}23^\circ\text{W}$; g) $0^\circ\text{N}0^\circ\text{E}$; h) $10^\circ\text{S}10^\circ\text{W}$	99

4.5 – Comparação entre a série temporal de radiação a superfície observada (linha contínua) e filtrada com Lanczos (linha traço-ponto) em 15°N38°W: a) (2-7) dias; b) (7-22) dias; c) (15-45) dias e d) média móvel 30 dias (linha pontilhada).	101
4.6 – Correlação diária das bóias PIRATA e NCEP-NCAR: a) 15°N38°W; b) 12°N38°W; c) 8°N38°W; d) 4°N38°W; e) 0°N35°W e f) 0°N23°W; g) 0°N0°E; h) 10°S10°W.	104
4.7 - Correlação diária das bóias PIRATA e ECMWF ERA40: a) 15°N38°W; b) 12°N38°W c) 8°N38°W; d) 4°N38°W; e) 0°N35°W; f) 0°N23°W; g) 0°N0°E e h) 10°S10°W.	105
4.8 - Correlação série filtrada Lanczos (15-45) dias das bóias PIRATA e ECMWF ERA40: a) 15°N38°W; a) 12°N38°W; c) 8°N38°W; d) 4°N38°W; e) 0°N35°W; f) 0°N23°W; g) 0°N0°E; h) 10°S10°W.	106
4.9 - Correlação diária das bóias PIRATA e GL 1.2: a) 15°N38°W; a) 12°N38°W; c) 8°N38°W; d) 4°N38°W.	107
4.10 - Correlação diária das bóias PIRATA e ISCCP DX: a) 15°N38°W; b) 0°N35°W; c) 0°N0°E; e) 10°S10°W.	108
4.11 – Correlação das bóias PIRATA e ISCCP DX para série filtrada com Lanczos (15-45) dias: a) 15°N38°W; b) 0°N35°W; c) 0°N0°E; e) 10°S10°W.....	109
4.12- Diagrama de dispersão entre a série temporal diária (1998) de radiação solar à superfície em 15°N38°W da bóia PIRATA e: a) ECMWF ERA40; b) ISCCP DX; c) GL 1.2.	110
4.13- Diagrama de dispersão entre a série temporal diária (1998) de radiação solar à superfície em 15°N38°W da bóia PIRATA e: a) GL 1.2 (2.5°lat × 2.5°lon); b) GL 1.2 (0.5° lat × 0.5°lon); c) GL 1.2 (0.04° lat × 0.04° lon).	111
4.14- Diagrama de dispersão entre a série temporal diária (1998) de radiação solar à superfície em 0°N35°W da bóia PIRATA e: a) ECMWF ERA40; b) ISCCP DX; c) GL 1.2.....	112
4.15- Diagrama de dispersão entre a série temporal diária de radiação solar à superfície em 0°N0°E da bóia PIRATA e: a) ECMWF ERA40; b) ISCCP DX.	112

4.16- Diagrama de dispersão entre a série temporal diária de radiação solar à superfície em 10°S10°W da bóia PIRATA e: a) ECMWF ERA40; b) ISCCP DX.	113
4.17- Média anual da TSM e viés obtidos na simulações numéricas com fluxos observados: a) Exp. ERA40; b) Exp. ISCCP.	115
4.18- Média anual da TSM e viés obtidos nas simulações numéricas com fluxos de calor parametrizados: a) Exp. ERA40_HFparam; a) Exp. ISCCP_HFparam.	116
4.19- Média anual da TSM obtida na simulação numérica: Exp. Oberhuber.	117
4.20- Média anual da TSM obtidos na simulação numérica: Acoplado CPTEC.....	117
4.21- RMSE da TSM obtidos nas simulações numéricas: a) Exp. ERA40; b) Exp. ISCCP; c) Exp. ERA40_HFparam; d) Exp. ISCCP_HFparam; e) Exp. Oberhuber; f) Acoplado CPTEC	120
4.22- Média anual do fluxo total de calor observado: COADS.	121
4.23- Média anual e viés do fluxo total de calor obtidos nas simulações numéricas com fluxos observados: a) Exp. ERA40; b) Exp. ISCCP; c) Exp. ERA40_HFparam; d) Exp. ISCCP_HFparam; e) Exp. Oberhuber; f) Acoplado CPTEC	123
4.24 - RMSE do fluxo total de calor obtidos nas simulações numéricas: a) Exp.ERA40; b) Exp. ISCCP; c) Exp. ERA40_ HFparam; d) Exp. ISCCP_HFparam; e) Exp. Oberhuber; f) Acoplado CPTEC	126
4.25- Média anual da radiação solar de onda curta: ISCCP.	127
4.26- Média anual e viés da radiação solar de onda curta obtidas nas simulações numéricas: a) Exp. ERA40; b) Acoplado CPTEC.....	128
4.27 - RMSE da radiação solar de onda curta obtidos nas simulações numéricas: a) Exp. ERA40; b) Acoplado CPTEC.	129
4.28- Média anual do fluxo de calor latente observado: COADS.	130
4.29- Média anual de calor latente obtidos nas simulações numéricas: a) Exp. ERA40; b) Exp. ERA40_HFparam; c)Exp. ISCCP_HFparam; d) Exp. Oberhuber; e) Acoplado CPTEC	132

4.30 - RMSE LHsfc obtidos nas simulações numéricas: a) Exp. ERA40; b) Exp. ISCCP; c) Exp. ERA40_HFparam; d) Exp. ISCCP_HFparam; e) Exp. Oberhuber; f) Acoplado	136
4.31- Média anual da observação: a) calor sensível; b) onda longa.	137
4.32 - RMSE de SHsfc obtidos nas simulações numéricas: a) Exp. ERA40; b) Exp. ISCCP; c) Exp. ERA40_HFparam; d) Exp. ISCCP_HFparam; e) Exp. Oberhuber; f) Acoplado	139
4.33 - RMSE de emissão de onda longa obtidos nas simulações numéricas: a) Exp. ERA40; b) Exp. ISCCP; c) Exp. ERA40_HFparam; d) Exp. ISCCP_HFparam; e) Exp. Oberhuber; f) Acoplado CPTec	141
4.34 – Série temporal de TSM das simulações e fluxo total de calor: a) 10°N20°W; b) 0°N0°E e c) 10°S10°E.	145
4.35 – Série temporal de radiação solar de onda curta e fluxo de calor latente das simulações em: a) 10°N20°W; b) 0°N0°E; c) 10°S10°E	148
4.36 – Série temporal de fluxo de calor sensível e emissão de onda longa das simulações: a) 10°N20°W; b) 0°N0°E; c) 10°S10°E	149
A.1 – A curva (a) é uma função resposta passa-baixa ideal com frequência de corte f_c . A curva (b) é uma função resposta suavizada dada pela Eq.(A6) e cuja banda de transição é $2f = 2f_N/n$	175
A.2 – A curva (a) função resposta de um filtro passa baixa. A curva (b) é uma função resposta suavizada utilizando 21 pesos. A curva (c) é o resultado da filtragem de Lanczos em que a função peso foi multiplicada pelo fator sigma.	177
A.3 – As magnitudes da oscilação máxima de Gibbs positiva (G_+) e a razão de largura da banda esquerda ($?f_L/?f$) como função do número de pesos e frequência de corte para a filtragem de Lanczos. Na região G_- (negativa) a função resposta nunca passa pelo zero.	178
A.4 - As magnitudes da oscilação máxima de Gibbs negativa (G_-) e a razão de largura da banda direita ($?f_R/?f$) como função do número de pesos e frequência de corte para a filtragem de Lanczos. Na região G_- (negativa) a função resposta nunca passa pelo zero.	179

LISTA DE TABELAS

	Pág.
2.1 – Coeficientes de correlação entre os três primeiros modos de EOF, TSM, PNM e IOS.	58
3.1 – Amostragem das variáveis disponibilizadas pelas bóias NEXT GENERATION ATLAS	74
4.1 – Média espacial do RMSE das numéricas das variáveis: TSM e componentes do fluxo de calor.	142

LISTA DE SÍMBOLOS

SÍMBOLOS LATINOS

- L - Calor latente de vaporização ($2.501 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$).
 r - Umidade relativa.

SÍMBOLOS GREGOS

- S - Constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$).
 t - Tensão do vento ou fluxo de momentum através da interface ar-mar, é a transferência vertical de momento horizontal por unidade de área (Nm^2).

SÍMBOLOS COM INDÍCES INFERIORES

- e_a - Pressão de vapor atmosférica (Hpa).
 T_s - Temperatura do oceano (K).
 T_a - Temperatura do ar (K).
 r_a - Densidade do ar (1.2 kgm^{-3}).
 c_p - Capacidade específica ($1.005 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$).
 C_H - Coeficiente de troca turbulenta para o calor sensível (1.1×10^{-3}).
 p_a - Pressão atmosférica (1013.25hPa).
 $e_{sat}(T)$ - Pressão de saturação do vapor (hPa).

SÍMBOLOS ESPECIAIS

- t_x - Componente zonal da tensão do vento (Nm^2).
 t_y - Componente meridional da tensão do vento (Nm^2).
 s - Fator sigma de Lanczos.
 x_t - Seqüência de dados de entrada.
 y_t - Seqüência de dados de saída.

- w_k - Coeficientes de Fourier.
- f_N - Frequência de Nyquist.
- f_c - Frequência de corte.
- f_{c1} - Frequência de corte inferior.
- f_{c2} - Frequência de corte superior.
- dq/dT - Fator de sensibilidade com relação à TSM do relaxamento do fluxo de calor ($Wm^{-2}K^{-1}$).
- $X(f)$ - Função densidade da amplitude de Fourier de entrada.
- $Y(f)$ - Função densidade da amplitude de Fourier de saída.
- $R(f)$ - Função resposta da frequência.

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ASAN	- Anticiclone Subtropical do Atlântico Norte.
ASAS	- Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul.
COADS	- Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set.
CPTEC	- Centro de Previsão de tempo e Estudos Climáticos.
DJF	- dezembro-janeiro-fevereiro.
DMV	- Média Móvel Diária
ECMWF	- European Centre for Medium-Range Forecasts.
ENOS	- El-Niño Oscilação Sul.
EOF	- Funções Ortogonais Empíricas.
ERA40	- European Reanalyses 40 years.
GFDL	- Geophysical Fluid Dynamics Laboratory.
GL1.2	- Global Radiation version 1.2.
GOES	- Geostationary Operational Environmental Satellites.
IOS	- Índice de Oscilação Sul.
ISCCP	- International Cloud Climatology Project.
JJA	- junho-julho-agosto.
MAM	- março-abril- maio.
MCGA	- Modelo de Circulação Geral da Atmosfera.
MCGC	- Modelo de Circulação Geral Acoplado.

MCGO	- Modelo de Circulação Geral dos Oceanos.
MMV	- Média móvel Mensal.
MOM3	- Modular Ocean Model version 3.
NAO	- Oscilação do Atlântico Norte.
NCAR	- National Center for Atmospheric Research.
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction.
NS	- Diferença Norte-Sul.
OI SST	- NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis.
PIRATA	- Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic.
PNM	- Pressão ao Nível do Mar.
SON	- setembro-outubro-novembro.
SST	- Sea Surface Temperature.
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar.
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul.
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O clima é composto por diversos subsistemas, tais como a criosfera, biosfera, hidrosfera, troposfera e a estratosfera, sendo resultado de interações muito complexas entre estes subsistemas. A atmosfera e o oceano são as principais componentes do sistema climático responsáveis pela variabilidade interanual, decadal e interdecadal do clima, assim o estudo das interações entre esses dois sistemas é fundamental para o entendimento das variações climáticas.

As condições oceânicas e atmosféricas sobre a Bacia do Atlântico tropical influem fortemente na variabilidade interanual do clima sobre as Américas e África, segundo diversas evidências observacionais, teóricas e resultados de modelos de circulação geral da atmosfera (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Chu, 1984; Hastenrath, 1990; Nobre e Shukla, 1996).

Sobre a América do Sul, três regiões são mais significativamente influenciadas pelas circulações atmosféricas moduladas pelos campos de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico tropical: o leste da Amazônia, a região norte do Nordeste do Brasil

e o extremo sul do Brasil e Uruguai (Molion, 1987, 1993; Alves et al., 1993; Nobre, 1993; Rao et al., 1993; Diaz e Studzinski, 1994; Nobre e Shukla, 1996).

Já a região sudeste do Brasil, sujeita a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) representa um caso singular em que simulações climáticas utilizando Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) apresentam destreza praticamente nula (Marengo et al., 2003). Resultados recentes (Chaves e Nobre, 2004), sugerem que na região das ZCAS a TSM seja modulada por fluxos radiativos da atmosfera para o oceano.

Devido à grande capacidade térmica dos oceanos relativa à da atmosfera e dos grandes fluxos de calor através da interface oceano-atmosfera, é provável que as variações climáticas devam incluir os oceanos de alguma forma bastante significativa.

O espectro de frequências dos processos oceânicos e atmosféricos sobre o Atlântico é amplo, englobando a variabilidade intrasazonal, interanual e interdecadal das correntes oceânicas e do campo de temperatura das camadas superiores do mar. Além disso, as oscilações de frequência decadal detectadas nos campos atmosféricos de vento e precipitação sobre o Atlântico tropical são possivelmente induzidas pelas condições de contorno oceânicas com variação lenta do ambiente marinho. Juntamente, o ciclo anual

dos ventos e do calor sensível armazenado nas camadas superiores do Atlântico tropical constituem os sistemas de monção dos continentes circunjacentes, fazendo com que a variabilidade interanual dos ventos e da temperatura da superfície do mar sobre o Atlântico sejam moduladas pelo ciclo anual do aquecimento solar (Hastenrath, 1984). Assim, o padrão espacial predominante do ciclo anual e da variabilidade interanual da TSM e ventos à superfície sobre o Atlântico apresentam uma estrutura norte-sul mais pronunciada do que a estrutura leste-oeste.

A presença de gradientes meridionais anômalos de TSM no Atlântico tropical altera a circulação da célula Hadley e exerce um profundo impacto na precipitação total sobre o norte do Nordeste do Brasil através da modulação do posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é o maior sistema gerador de precipitação no período de março-maio, estação chuvosa na região. O padrão de TSM anômala sobre o Atlântico tropical que está mais comumente associado com anos de seca e enchente no Nordeste mostra anomalias de sinais opostos ao norte e ao sul do equador (Nobre e Shukla, 1996).

Apesar de as anomalias de temperatura da superfície do mar no Atlântico tropical serem mais fracas que as associadas ao fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) do Pacífico, pesquisas dos últimos

trinta anos indicam uma forte ligação dessas anomalias com a variabilidade climática nos países que circundam a bacia tropical Atlântica (Hastenrath et al., 1987; Aceituno, 1988; Mechoso et al., 1990; Alves et al., 1993; Enfield e Mayer, 1997; Chang e Li, 2000).

A previsão climática sazonal tornou-se uma realidade na última década com vários centros operacionais e de pesquisa em meteorologia emitindo previsões climáticas sazonais regularmente (e.g. www.ncep.noaa.gov, www.ecmwf.int, www.cptec.inpe.br, www.iri.ideo.columbia.edu). No entanto, as metodologias recentes para a previsão climática, tanto dinâmicas quanto estatística, são extremamente dependentes da TSM (Shukla, 1984; Ward e Folland, 1991). Os MCGA usam campos de TSM como forçantes de processos iterativos (fluxos de calor, por exemplo) do sistema oceano-atmosfera, enquanto os modelos estatísticos utilizam anomalias de TSM como preditores de equações de regressão. A mais recente e promissora classe de métodos para a previsão sazonal do clima emprega MCGA acoplado a um Modelo de Circulação Geral dos Oceanos (MCGO) para prever anomalias sazonais de precipitação sobre algumas regiões do globo com prazo de 1-3 meses, esses modelos são denominados Modelos de Circulação Geral Acoplados (MCGC).

Os modelos acoplados representam as ferramentas mais promissoras disponíveis para se resolver um dos problemas mais desafiadores da atualidade: prever as variações climáticas e prever à longo prazo a precipitação tropical. No momento esses modelos capturam apenas uma parte do que se acredita estar envolvido na representação das diversas e complexas interações no sistema climático. Os modelos possuem algumas incertezas, mas apesar de tudo eles representam uma ferramenta promissora para a previsão e interpretação da variabilidade climática assim como na compreensão das interações e mecanismos de realimentação do clima.

A modelagem acoplada tem avançado consideravelmente na última década, mas ainda estamos longe de ter modelos bem validados que possam ser usados com confiança na previsão climática. As diferentes escalas de tempo e mecanismos de realimentação entre os vários processos tornam os cálculos extremamente complexos e caros computacionalmente. Os mecanismos destes processos estão ligados principalmente a distúrbios menores do que a escala resolvida explicitamente pelo modelo, desde nuvens convectivas até processos moleculares. O efeito que estes processos de subgrade tem nas escalas maiores só pode ser computado por meio de parametrizações, i.e. formulando indiretamente seu efeito geral em termos de variáveis conhecidas na escala da grade do modelo.

Os modelos de previsão climática possuem incertezas nas parametrizações físicas, diferenças na configuração do modelo e na assimilação de dados que levam a discrepâncias nos fluxos de superfície. A avaliação da representatividade destes fluxos é necessária.

Apesar da limitação no tempo e espaço da quantidade de dados in situ de alta frequência provenientes de bóias na superfície, navios e outras plataformas, estes são aptos à servir como dados reais de referência para quantificar localmente ou regionalmente as incertezas nos produtos de fluxos dos modelos, já que as mudanças nos fluxos de superfície, induzidos por mudanças na velocidade do vento, são a causa principal da variabilidade da TSM na região subtropical do Atlântico (Carton et al., 1996; Seager et al., 2000). Desta maneira, fluxos de calor acurados na escala da bacia do Atlântico são necessários para melhor entender e prever as mudanças do clima, sendo essas as principais motivações para a realização deste trabalho.

1.1 Objetivos

Este trabalho tem por objetivos:

- Inferir a importância dos fluxos de calor, estimados por diversos métodos, na determinação dos campos de TSM no

Atlântico tropical utilizando um conjunto de simulações do modelo de circulação geral dos oceanos e uma simulação do modelo acoplado oceano-atmosfera do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

- Realizar análises comparativas entre as séries temporais das observações de radiação solar das bóias Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) e estimativas feitas a partir de imagens de satélite usando o modelo de transferência radiativa Global Radiation version 1.2 (GL 1.2) desenvolvido no CPTEC e do modelo baseado nos dados do International Cloud Climatology Project (ISCCP), assim como os campos de reanálises do National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) e European Centre for Medium-Range Forecasts European Reanalyses 40 (ECMWF ERA40).

- Realizar o estudo de simulações numéricas oceânicas e acoplada, utilizando campos forçantes dinâmicos e termodinâmicos observados (radiação solar estimada) para o modelo de circulação geral oceânica.

– Comparar os campos de fluxo de calor à superfície e TSM obtidos de integrações do Modular Ocean Model version 3

(MOM3) e da modelagem acoplada sobre o Atlântico tropical com os dados observados do NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis (OI SST) e fluxos de superfície do Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS).

1.2 Esboço geral

Este trabalho foi dividido em mais quatro capítulos, descritos à seguir:

CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA: Neste capítulo são apresentados alguns dos principais trabalhos e teorias existentes sobre a variabilidade interanual e interdecadal do Atlântico tropical e sua importância na determinação do clima sobre as Américas.

CAPÍTULO 3 – DADOS E METODOLOGIA: Este capítulo contém a descrição dos dados e a metodologia utilizada na obtenção dos resultados.

CAPÍTULO 4 – ANÁLISE OBSERVACIONAL E SIMULAÇÕES NUMÉRICAS: Resultados e discussão das análises comparativas dos métodos aplicados e das simulações numéricas são apresentados neste capítulo.

CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS: Conclusões e perspectivas de trabalhos futuros sobre os métodos estudados e analisados.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A atmosfera e o oceano representam as duas principais componentes do sistema climático responsáveis pela variabilidade interanual, decadal e interdecadal do clima. O estudo da interação entre esses dois sistemas é fundamental para o entendimento das variações climáticas.

Durante as últimas décadas tem sido feito um esforço considerável voltado para uma melhor compreensão da variabilidade climática em escalas de tempo interanual a decadal. Para determinar os mecanismos governantes nestas variações climáticas, é essencial a caracterização das interações de grande escala entre o oceano e atmosfera. Inúmeros estudos recentes têm procurado identificar tais interações e escalas de tempo associadas, analisando ambos dados observacionais e resultados de modelos climáticos.

Mecanismos termodinâmicos induzidos pelo vento tais como trocas de calor, entranhamento, mistura vertical e outros forçados por tensão do vento, tem sido freqüentemente propostos como meios em que a atmosfera força as anomalias superficiais de temperatura no oceano (Wallace et al., 1990; Miller e Delgenio, 1994 e Battisti, 1995). Outros estudos, no entanto, têm sugerido que o oceano

poderia induzir anomalias na circulação atmosférica através de mudanças de grande escala nos padrões de TSM na escala interanual e na circulação termohalina em escala interdecadal ou até maiores. Alguns pesquisadores também propuseram processos de realimentação positivos entre a TSM e a circulação atmosférica na escala interdecadal (Deser e Blackmon, 1993; Latif e Barnett, 1996).

Tem sido aceito em geral que a variabilidade interanual de diversas variáveis climáticas é determinada principalmente pela atmosfera, enquanto a variabilidade de escalas maiores está associada com mudanças no oceano (Deser e Blackmon 1993; Kushnir, 1994).

Na literatura, existem diversas evidências sugerindo que a média temporal e espacial da precipitação sobre os trópicos é modulada por variações lentas nas condições de contorno como a TSM e umidade do solo (Shukla, 1984; Dirmeyer e Shukla, 1993), evidências estas observacionais e resultados de modelos de circulação geral da atmosfera, que sugerem as condições oceânicas e atmosféricas sobre a bacia do Atlântico tropical como fatores fortemente influentes na variabilidade interanual do clima sobre as Américas (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Chu, 1984; Hastenrath, 1990; Nobre e Shukla,

1996) e África (Lamb, 1978; Lough, 1986; Palmer, 1986; Parker et al., 1988; Folland, 1991).

Particularmente sobre a América do Sul, as regiões mais significativamente influenciadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico tropical são (Figura 2.1):

- O leste da Amazônia (Molion, 1987, Nobre e Shukla, 1996).
- A Região Norte do Nordeste do Brasil (Namias, 1972; Hastenrath e Heller, 1977; Markham e McLain, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Hastenrath, 1990; Alves et al., 1993; Nobre, 1993; Rao et al., 1993; Nobre e Shukla, 1996).
- O extremo sul do Brasil e Uruguai (Diaz e Studzinski, 1994).

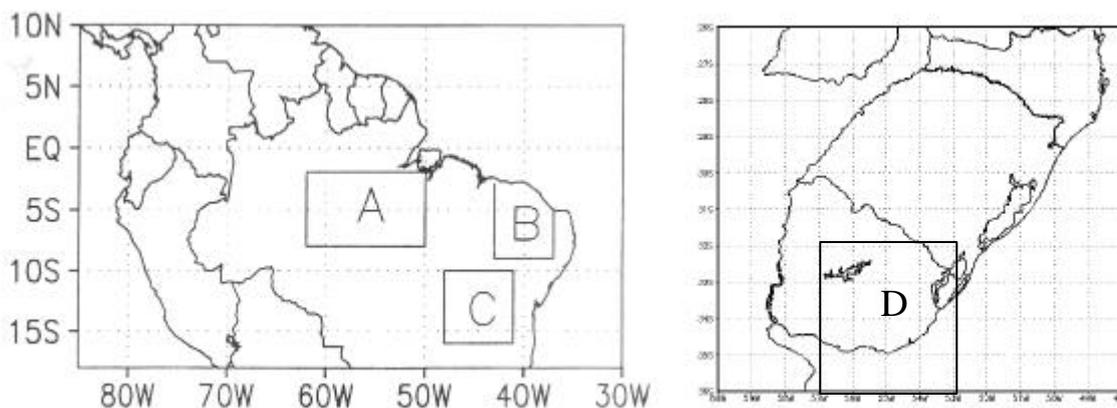


FIGURA 2.1 - Mapa de localização: (A) Leste da Amazônia, (B) Norte do Nordeste (C) Sul do Nordeste e (D) Sul do Brasil e Uruguai.

Apesar de as anomalias de TSM no Atlântico tropical serem mais fracas que as associadas ao El Niño do Pacífico, pesquisas dos

últimos trinta anos indicam uma forte ligação dessas anomalias com vários fenômenos relacionados ao clima nos países que circundam a bacia tropical Atlântica. A Figura 2.2 mostra o mapa de correlações entre anomalias de TSM no Atlântico tropical e de chuvas para duas estações no norte do Nordeste (Moura e Shukla, 1981).

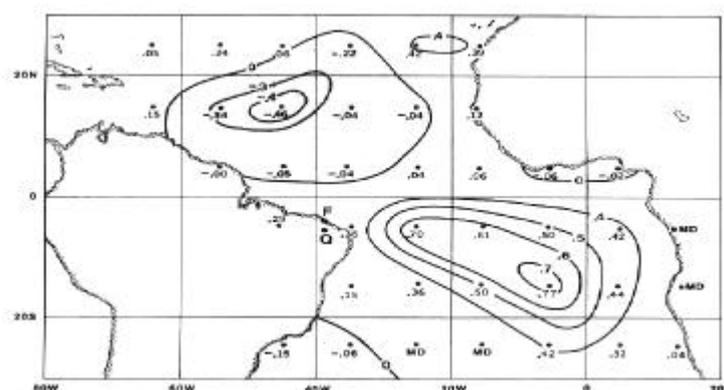


FIGURA 2.2 - Coeficientes de correlação entre TSM do Atlântico e média da chuva entre Fortaleza e Quixeramobim. FONTE: Moura e Shukla (1981).

2.1 - Características atmosféricas

As principais características atmosféricas de interesse no estudo de interação oceano-atmosfera estão relacionadas com as fontes primárias de energia e os mecanismos forçantes da atmosfera sobre o oceano e vice-versa. O ciclo sazonal de radiação solar no topo da atmosfera é semi-anual no Equador e anual nos trópicos com

máximo em mar-abr-maio (MAM) e set-out-nov (SON) sobre o Equador como apresenta a Figura 2.3.

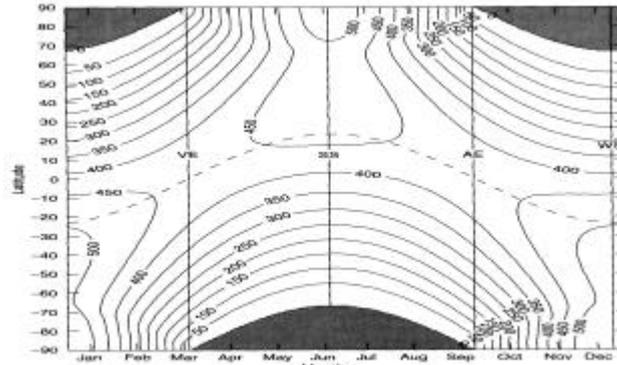


FIGURA 2.3 - Variação diária da insolação no topo da atmosfera como função da latitude e dia do ano em $J m^{-2}$. FONTE: Liou (1980).

Em contraste, a radiação de onda curta na superfície tem um harmônico anual significativo na maioria das localidades, como ilustra a série temporal de radiação de onda curta na superfície observada pela bóia fixa do projeto PIRATA em $15^{\circ}N38^{\circ}W$, apresentada na Figura 2.4.

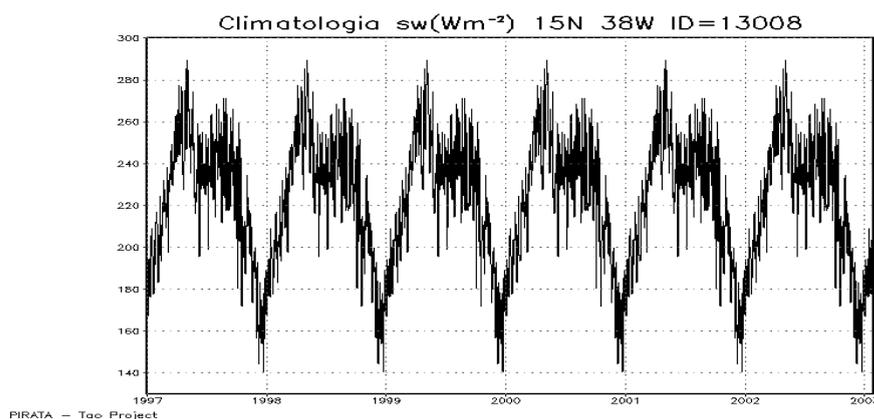


FIGURA 2.4 – Climatologia de radiação de onda curta observada na superfície em $15^{\circ}N 38^{\circ}W$ (1997-2003).

Para as bóias ao norte de 5°N a radiação solar à superfície alcança o máximo em MAM, quando a ZCIT está próxima a sua posição mais ao sul e o ângulo zenital solar é alto. Entre o equador e 5°N existe uma forte componente semi-anual, com máximo em MAM e SON, enquanto no equador o harmônico anual é novamente dominante com amplitude crescente para o oeste da bacia, alcançando o máximo em SON (figuras não mostradas). A amplitude reduzida no leste é devido ao aparecimento de nuvens stratus em SON sobre as águas frias da bacia leste (Klein e Hartmann, 1993; Philander et al., 1996).

Os campos anuais médios de Pressão ao Nível do Mar (PNM) e vento computados a partir das médias mensais (1961-1990) dos dados extraídos do COADS são apresentados na Figura 2.5.

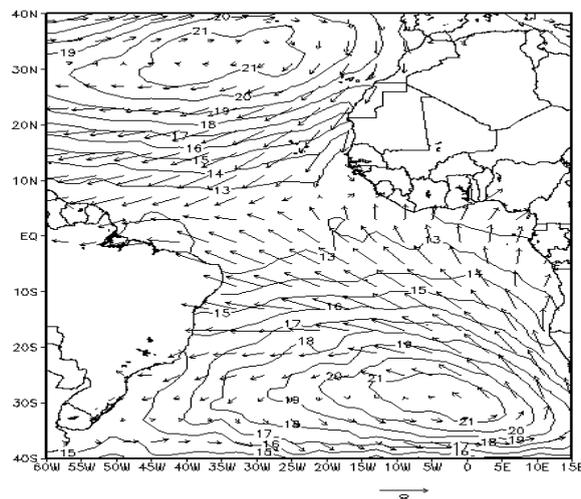


FIGURA 2.5 – Média anual (1961-1990) de PNM menos 1000 hPa e do vetor vento à superfície.

FONTE: COADS (2005).

Os campos de PNM e vento no Atlântico Sul são dominados pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), cujo centro está localizado em torno de 30°S e 5°W . Este centro é circundado por alíseos de sudeste ao norte e ventos de oeste ao sul. Já no Atlântico Norte, o campo de PNM é dominado pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Norte (ASAN) cujo centro está localizado em torno de 32°N e 33°W e é circundado por alíseos de nordeste ao sul e ventos de oeste ao norte. De maneira geral, o campo de vento à superfície no Atlântico tropical apresenta ventos alíseos de nordeste ao norte da ZCIT e alíseos de sudeste ao sul e ventos enfraquecidos entre estas duas circulações. No leste uma circulação de monção se desenvolve mudanças no vento em resposta ao aquecimento do continente africano ao norte e resfriamento da TSM ao sul gerando um gradiente de pressão e conseqüente direcionamento dos ventos de sul para norte. Os ventos de Sul forçam a divergência de Ekman na costa Africana gerando o fenômeno conhecido como ressurgência.

2.1.1 - Variabilidade atmosférica

Para se encontrar os padrões observados da variabilidade atmosférica, é comum realizar uma análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) sobre os campos de interesse. A análise de EOF é uma técnica estatística baseada em operações fundamentais de

matrizes. Esta técnica se provou útil em identificar objetivamente os principais modos (não correlacionados espacialmente) da variabilidade de um determinado campo. A análise se aplica a um campo dependente do espaço e do tempo com média temporal zero. A matriz de covariância do campo é construída e diagonalizada, resultando em um conjunto de autovalores e seus correspondentes autovetores que serão sempre reais, pois a matriz é simétrica. Cada autovetor (EOF) pode ser visto como um padrão espacial, um mapa. Para se ver como um dado padrão espacial evolui no tempo, o autovetor é projetado no campo original para se obter a série temporal, os chamados coeficientes de expansão. Assim como as EOFs são ortogonais no espaço (matriz simétrica e diagonalizável possui uma base ortogonal associada aos autovalores), as séries temporais associadas são ortogonais no tempo. A fração da variabilidade do campo total explicada por um dado EOF é proporcional ao seu autovalor associado. Juntos, um autovalor com seu correspondente EOF e coeficiente de expansão, definem um modo de variabilidade. O modo principal (relacionado ao maior autovalor) explica a maior fração da variância total, o segundo modo explica a maior fração da variância restante e assim por diante.

Desta maneira, para encontrar os padrões observados da variabilidade atmosférica, Venegas et al. (1997), realizaram uma

análise de EOF, sobre as anomalias de PNM mensais sobre o Atlântico Sul para o período de 1953-92, utilizando dados extraídos do COADS.

Os primeiros três modos de EOF somam 59% da variância de PNM mensal, enquanto que individualmente elas explicam frações de 35%, 16% e 8%. As Figuras 2.6, 2.7 e 2.8, mostram os três padrões espaciais: E1(PNM), E2(PNM) e E3(PNM) com mapas de correlação homogêneos, i.e. os contornos tem escalas tais que o valor de cada ponto de grade é o coeficiente de correlação entre as séries temporais dos coeficientes de expansão e a anomalia de PNM no ponto de grade.

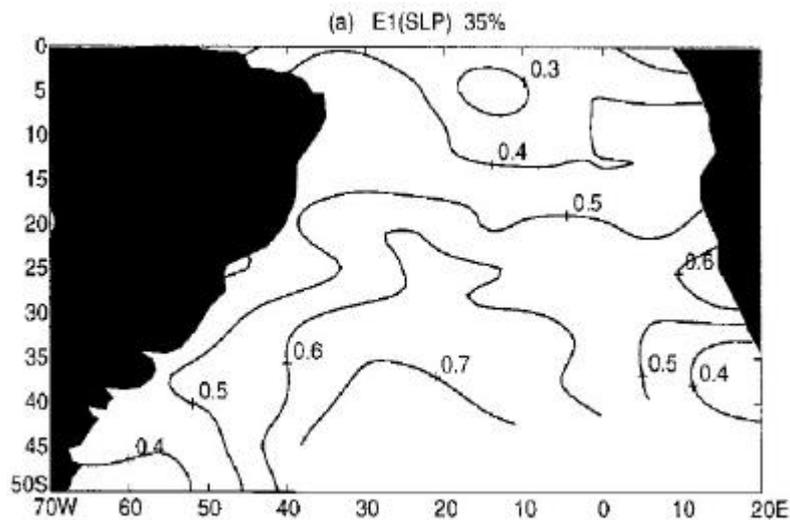


FIGURA 2.6 - Padrão espacial E1(PNM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.18 são significantes no nível de 95%.

FONTE: Venegas et al. (1997).

A primeira EOF, E1(PNM) possui valores positivos sobre todo o domínio. O centro de ação deste modo está localizado próximo ao centro do anticiclone subtropical. Desta maneira, este modo descreve o fortalecimento ou enfraquecimento (maior correlação com as anomalias) do anticiclone sobre o Atlântico tropical sul.

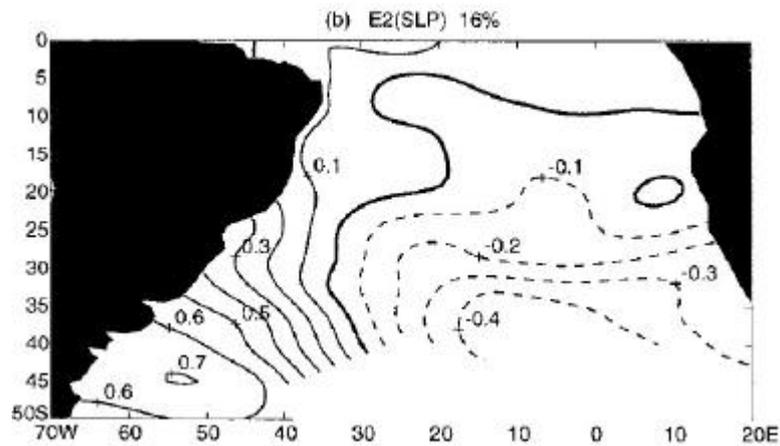


FIGURA 2.7 - Padrão espacial E2(PNM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.16 são significantes no nível de 95%.

FONTE: Venegas et al. (1997).

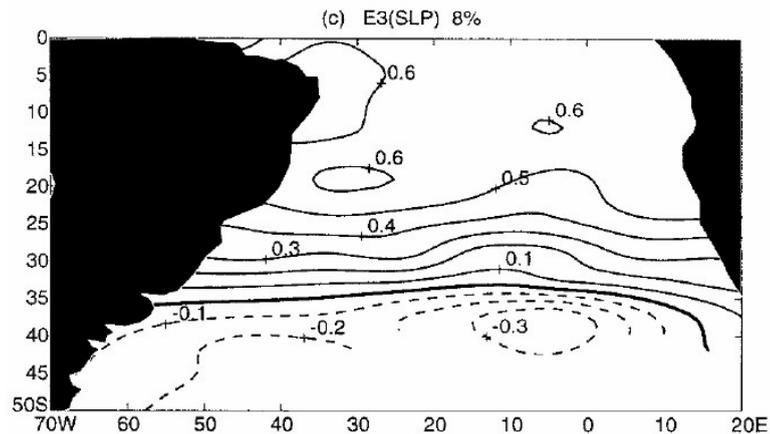


FIGURA 2.8 - Padrão espacial E3(PNM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.13 são significantes no nível de 95%.

FONTE: Venegas et al. (1997).

A segunda EOF, E2(PNM) tem uma estrutura de dipolo, com centros de ação orientados na direção leste-oeste e está relacionado com mudanças na direção leste-oeste da localização do centro do anticiclone subtropical.

Novamente, uma estrutura de dipolo pode ser observada em E3(PNM). Neste caso, mudanças na posição do anticiclone ocorrem na direção norte-sul. Os coeficientes de expansão e_1 (PNM), e_2 (PNM) e e_3 (PNM) são apresentados na Figura 2.9. As séries temporais foram suavizadas usando uma média móvel de 13 meses (13MMV) e suas amplitudes normalizadas pelo desvio padrão.

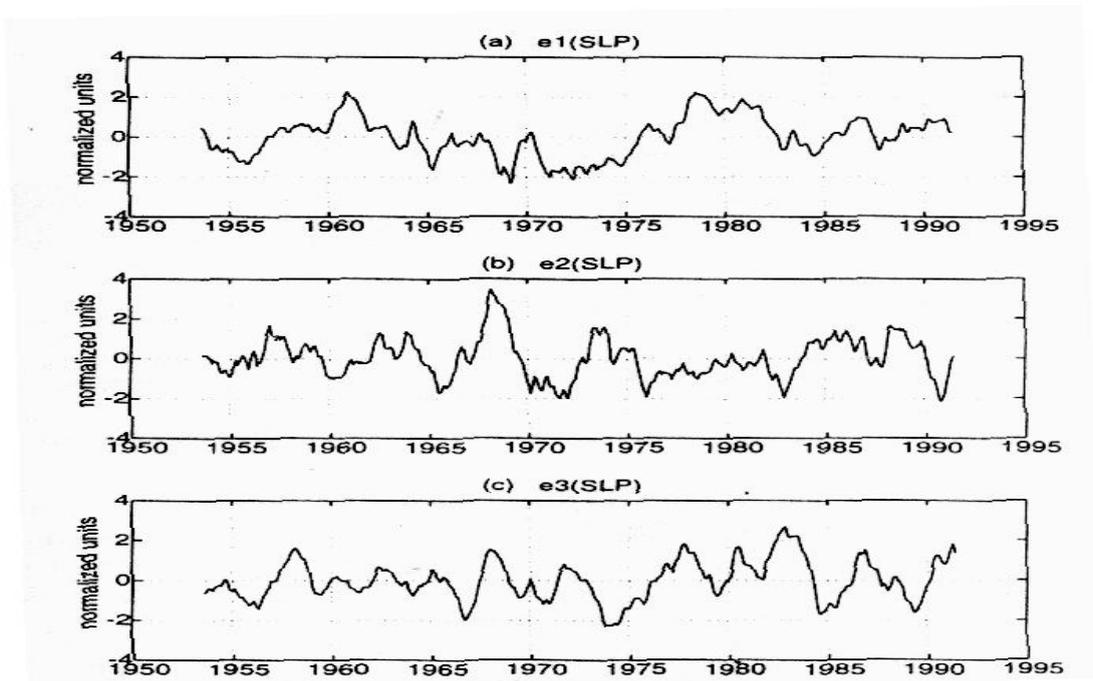


FIGURA 2.9 - Série temporal dos coeficientes de expansão e_1 (PNM), e_2 (PNM) e e_3 (PNM) dos três modos de PNM.

FONTE: Venegas et al. (1997).

A série temporal e1(PNM) é visivelmente dominada por oscilações de baixa frequência (escala decadal), enquanto e2(PNM) e e3(PNM) exibem predominantemente flutuações interanuais.

2.2 Características oceânicas

Assim como a atmosfera tropical, o oceano tropical também possui um forte harmônico anual. Um deslocamento para oeste de TSM quente ($>27^{\circ}\text{C}$) na banda de latitude de 5°N - 15°N ocorre em jun-jul-ago (JJA), juntamente com o desenvolvimento de águas pouco mais frias ($\sim 23^{\circ}\text{C}$) ao longo e bgo ao sul do equador a leste de 30°W . Os campos anuais médios de TSM computados a partir das médias mensais (1961-1990) dos dados COADS são apresentados na Figura 2.10.

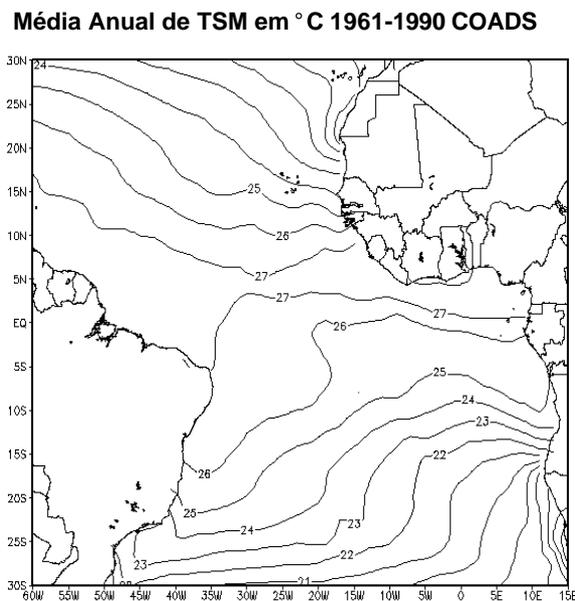


FIGURA 2.10 – Média anual de TSM em $^{\circ}\text{C}$ de 1961-1990.

FONTE: COADS (2005).

Este deslocamento ocorre concomitantemente com o crescimento anual e expansão para leste das águas quentes a oeste de 50°W (Wang e Enfield, 2001). No oeste, mudanças sazonais na TSM são fracas na região equatorial, enquanto que ao norte de 8°N um forte harmônico anual surge com máximo em SON. Ao sul do equador a TSM atinge seu máximo em MAM e apresenta um harmônico anual que próximo a costa da África cresce em amplitude até 3°C (Reynolds e Smith, 1994).

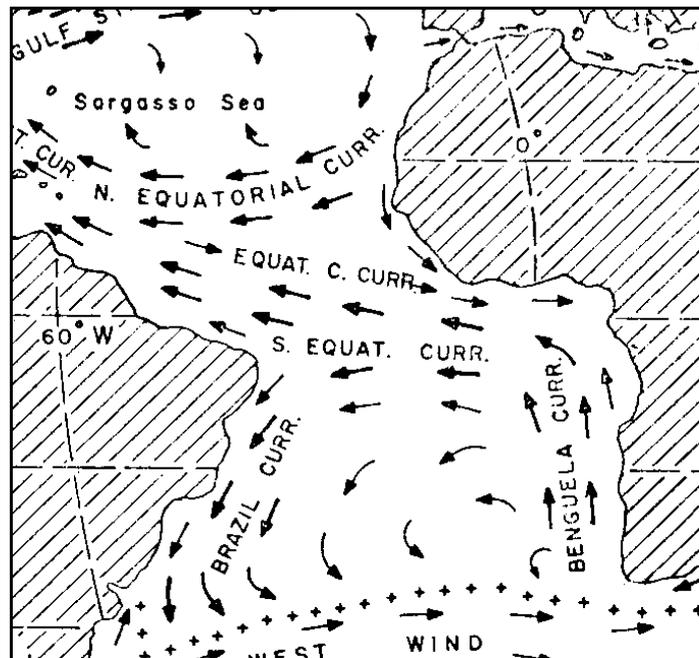


FIGURA 2.11 - Representação esquemática da circulação superficial anual do oceano Atlântico Tropical e Sul.

FONTE: Pickard (1975).

A representação esquemática da circulação superficial do oceano Atlântico tropical e subtropical é apresentada na Figura 2.11. Com

relação às correntes oceânicas superficiais, ao sul do equador a Corrente Sul Equatorial (CSE) que flui para oeste é mais intensa em JJA, com velocidades de 0.55ms^{-1} na bacia central (Richardson e Reverdin, 1987). Nos meses de dez-jan-fev (DJF) as correntes de leste chegam até cerca de 30 metros de profundidade, seguidas por correntes de oeste que se intensificam com a profundidade até atingirem o máximo (0.60ms^{-1}) à profundidade de 80m (Subcorrente Equatorial). Nos meses de JJA, as correntes em superfície se intensificam com máximo de 0.55ms^{-1} em 20m de profundidade para oeste e as correntes mais profundas se enfraquecem com máximo de 0.30ms^{-1} a 100m de profundidade.

Nos equinócios, a ZCIT está sobre o Equador caracterizada por ventos fracos de maneira que o transporte de Ekman é reduzido e as correntes em superfície são menos intensas. As variações temporais encontradas podem ser explicadas em função do deslocamento da ZCIT, nos meses de verão boreal (JJA) quando a ZCIT está mais ao norte e os alíseos de sudeste estão mais fortes aumentando o transporte de Ekman em 0°N para oeste na superfície.

As variações da Subcorrente Equatorial podem ser explicadas devido a que nos meses de inverno boreal (DJF) o empilhamento de água no contorno oeste é maior, fazendo com que a superfície

do mar se incline para cima na bacia tropical oeste ocorrendo um ajuste concomitante da termoclina de maneira que ela se inclina para baixo na bacia oeste. Como a camada de mistura é fina sobre o equador, o gradiente horizontal de pressão resultante da inclinação da superfície, se estende a profundidades maiores que o efeito da tensão do vento. Assim, a subcorrente flui na direção da força de gradiente de pressão, desta maneira se forma um tipo de corrente de jato para leste na região da termoclina denominada Subcorrente Equatorial (Bronn et al, 1998).

Próximo a latitude da ZCIT (5° - 10° N) a Contracorrente Norte-Equatorial é mais intensa durante JJA e SON com velocidades de 0.35ms^{-1} . A contracorrente é formada devido à geostrofia, pois o transporte de Ekman provocado pelos alíseos de sudeste transporta água para o oeste porém o fluxo é bloqueado pelo continente americano. Como resultado, na região equatorial a superfície se inclina para cima gerando um gradiente meridional de pressão para sul, logo a força do gradiente de pressão gera correntes zonais para leste por geostrofia. Pelo fato dos ventos se apresentarem fracos na ZCIT a água pode fluir para leste em uma corrente superficial contrária chamada Contracorrente Norte-equatorial. Nos meses de outono (SON), o empilhamento de água no oeste foi máximo durante JJA devido à intensificação da Corrente Sul Equatorial, provocada pelos ventos alíseos de sudeste sendo

durante JJA e SON o período que a Contracorrente Norte-Equatorial é mais intensa.

Entre estes dois grandes sistemas de correntes, ao longo do equador e na borda norte da região de águas frias no leste da bacia, situa-se a região das fortes flutuações meridionais das ondas de instabilidade tropicais, que exercem um papel importante no transporte de calor para dentro da região de águas frias na bacia leste e central (Weisberg e Weingartner, 1988).

2.2.1 Variabilidade oceânica

As análises de EOF realizadas por Venegas et al. (1997), sobre as anomalias não normalizadas, i.e. não divididas pelo desvio padrão, de TSM no Oceano Atlântico Sul para o período de 1953-92, resultam em três modos de EOF que somam 47% da variância total mensal da TSM. Individualmente eles explicam 30%, 11% e 6% da variância.

Os padrões espaciais associados à primeira EOF, E1(TSM) exibem um padrão de valores positivos estendendo-se sobre todo o domínio, decrescendo para o sul e para o oeste e máximo de variabilidade das anomalias na bacia leste ao sul do equador.

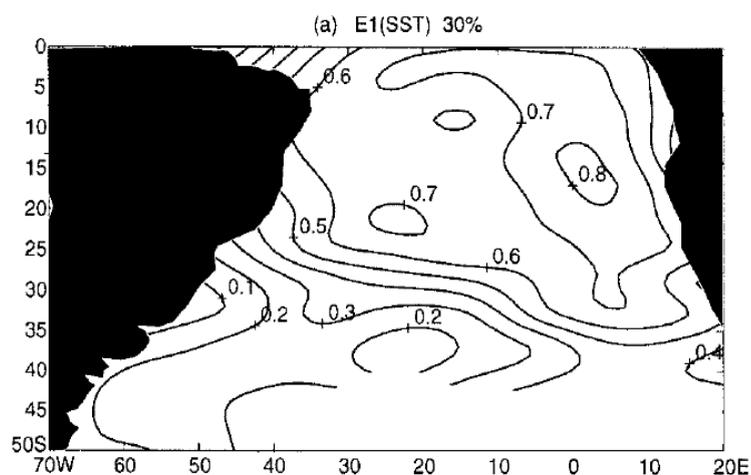


FIGURA 2.12 - Padrão espacial E1(TSM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.25 são significantes no nível de 95%.

FONTE: Venegas et al. (1997).

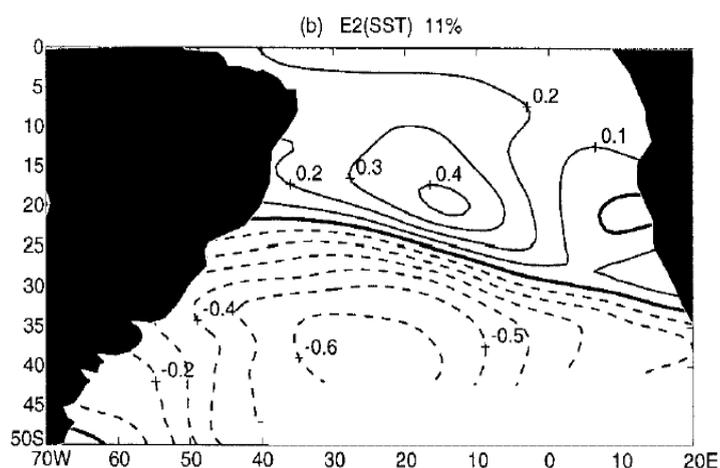


FIGURA 2.13 - Padrão espacial E2(TSM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.21 são significantes no nível de 95%.

FONTE: Venegas et al. (1997).

A segunda EOF E2(TSM) demonstra uma relação fora de fase entre anomalias de temperatura ao norte e ao sul de 25°S - 30°S , enquanto a terceira EOF E3(TSM) exhibe três bandas latitudinais com centros de ação de sinais opostos.

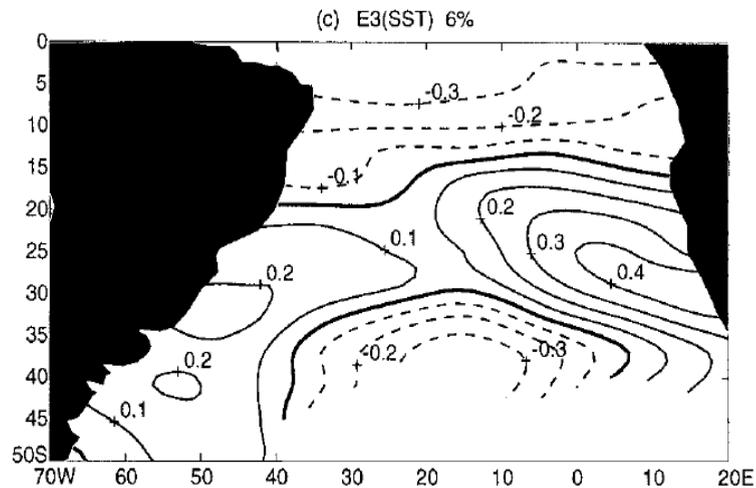


FIGURA 2.14 - Padrão espacial E3(TSM). Correlações acima (em valor absoluto) de ± 0.16 são significantes no nível de 95%.

FONTE: Venegas et al. (1997).

Uma banda de 20° de largura centrada em torno de 25°S é ladeada por duas bandas de polaridade oposta ao norte e ao sul de 15°S e ao sul de 35°S . As séries temporais dos coeficientes de expansão $e_1(\text{TSM})$, $e_2(\text{TSM})$ e $e_3(\text{TSM})$ são mostradas na Figura 2.15.

As séries temporais $e_1(\text{TSM})$ e $e_2(\text{TSM})$ são visivelmente caracterizadas por uma mistura de flutuações interanuais e interdecadais, enquanto que $e_3(\text{TSM})$ oscila principalmente na escala interanual.

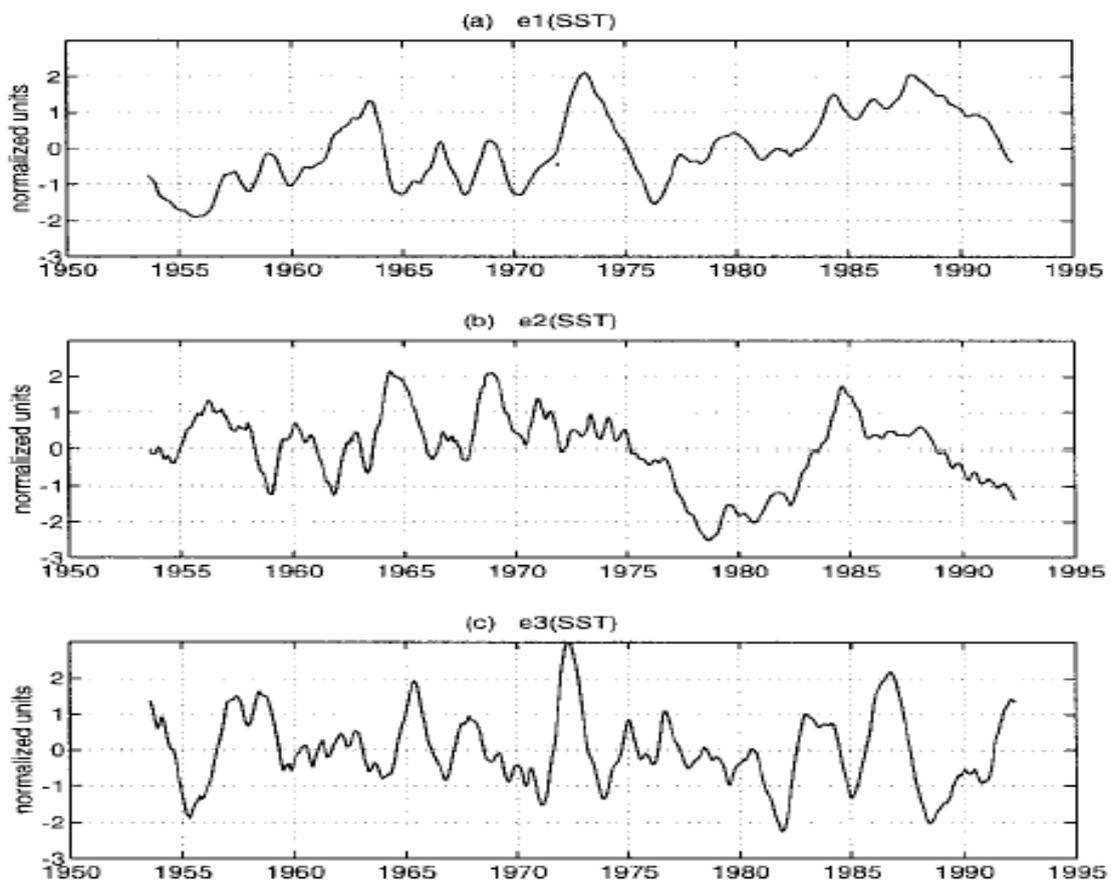


FIGURA 2.15 - Série temporal dos coeficientes de expansão $e_1(\text{TSM})$, $e_2(\text{TSM})$ e $e_3(\text{TSM})$ dos três modos de TSM.

FONTE: Venegas et al. (1997).

As oscilações de frequência decadal detectadas na intensidade do campo de PNM, i.e. $e_1(\text{PNM})$, são possivelmente induzidas pelas condições de contorno oceânicas, ou seja, variações na escala decadal na série temporal de $e_2(\text{TSM})$ que representa uma relação

entre anomalias de temperatura no eixo norte e sul. Estes dois modos são significativamente correlacionados (-0.34).

2.3 Variabilidade do sistema acoplado oceano-atmosfera

As anomalias de precipitação no Atlântico tropical estão intimamente ligadas à variabilidade da ZCIT. O gradiente inter-hemisférico de TSM é crucial na determinação do posicionamento da ZCIT, que é o sistema gerador de precipitação no período de MAM, no norte do Nordeste do Brasil. O contraste inter-hemisférico na temperatura média da camada de 850-1000 hPa é altamente correlacionado com os de TSM e participam em grande parte na formação do gradiente de pressão à superfície (Hastenrath e Greischar, 1993).

Um aumento na diferença de pressão entre o Atlântico tropical norte e o Atlântico tropical sul proporciona um aumento na componente norte dos ventos e um deslocamento para sul da ZCIT, o que tenderia a aumentar a precipitação no nordeste. O gradiente meridional de TSM capturado pela diferença de temperatura dos domínios Norte e Sul do Atlântico tropical são indicados na Figura 2.16.

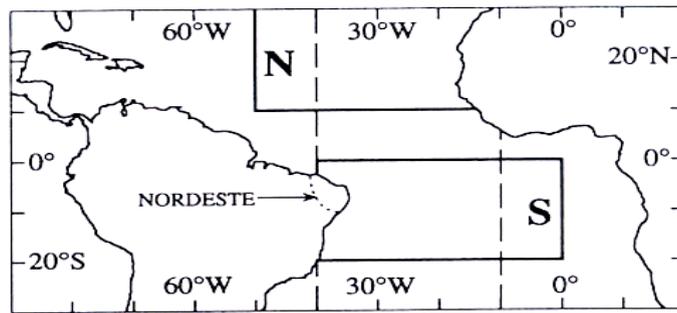


FIGURA 2.16 - Mapa de orientação. Linhas sólidas demarcam as localidades dos domínios N(10° - 30° N, 10° - 50° W) e S(0° - 20° S, 0° - 40° W).

FONTE: Wagner (1996).

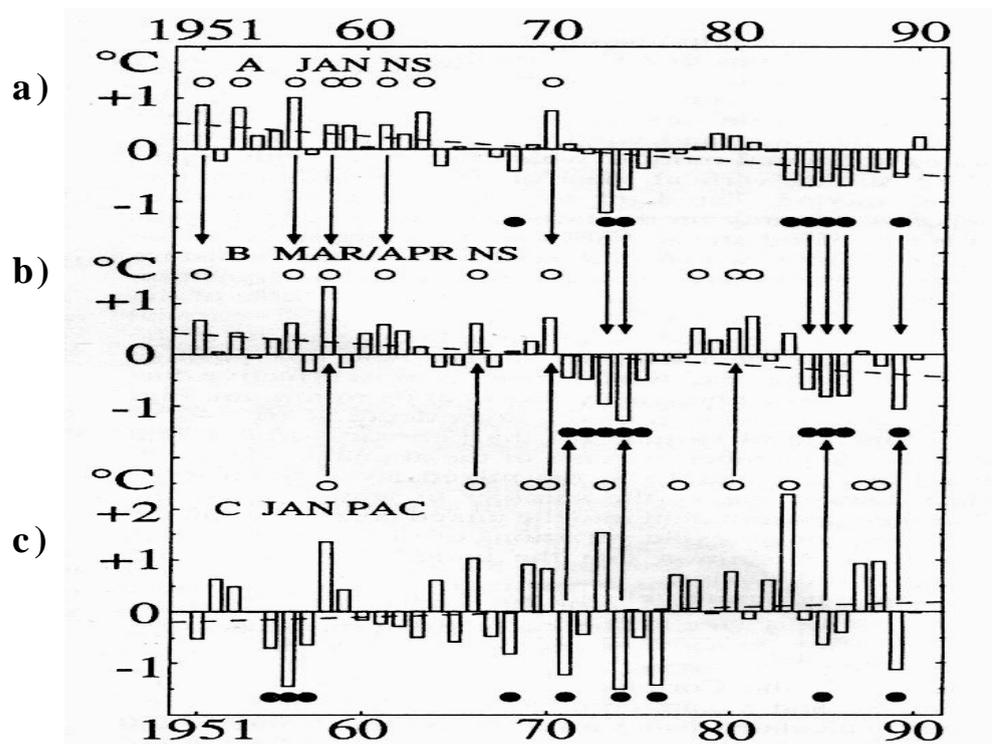


FIGURA 2.17 - (a) diferença entre os domínios Norte e Sul (NS) em janeiro, (b) NS em março-abril e (c) TSM do Pacífico equatorial em janeiro.

FONTE: Wagner (1996).

O posicionamento dos dois domínios não é simétrico com relação ao equador, reconhecendo que a ZCIT está tipicamente localizada entre o equador e 10°N. Na Figura 2.17 é apresentada a série temporal da diferença de TSM entre os domínios norte e sul (NS) em janeiro (Figura 2.17.a), diferença NS em março-abril (Figura 2.17.b) e TSM do Pacífico equatorial em janeiro (Figura 2.17.c).

Para (a) e (b), círculos abertos denotam valores maiores que +0.4°C, correspondendo a uma TSM anômala fraca, enquanto círculos fechados indicam valores menores que -0.4°C (forte gradiente). Em (c) anos com condições extremamente quentes ou frias são indicados com círculos abertos e fechados respectivamente. A linha tracejada indica a tendência linear em cada série temporal. Setas indicam anos com gradientes extremos em março-abril que foram precedidos por um gradiente extremo em janeiro. Similarmente, gradientes precedidos por TSM anômala no Pacífico tem setas de (c) para (b).

Os oito anos (1968, 73, 74, 83, 84, 85, 86 e 89) com anomalias menores que -0.4°C apresentam anos de forte gradiente para norte de TSM e os anos de (1951, 53, 56, 58, 59, 61, 63 e 70) com anomalias maiores que +0.4°C representam anos de fraco gradiente para norte de TSM. A tendência negativa na diferença NS é significativa no nível de 99%. A Figura 2.17.b indica a diferença

NS durante março-abril de 1951-90. Usando os mesmos critérios para as séries de janeiro, anos identificados com gradiente extremamente forte de TSM em março-abril coincidem com os de janeiro e a persistência das anomalias em NS é demonstrada por uma alta correlação positiva (+0.73) entre as duas séries, significativa no nível de 99%. A Figura 2.17.c ilustra a série temporal da TSM média no domínio em janeiro no Pacífico equatorial leste e exibe uma leve tendência para temperaturas mais altas. Condições quentes (frias) no Pacífico tendem a corresponder a anos com forte (fraco) gradiente em março-abril. O coeficiente de correlação para TSM de janeiro no Pacífico versus NS em março-abril é +0.34, significativa no nível de 95%. Por outro lado a TSM de janeiro no Pacífico e NS em janeiro são essencialmente descorrelacionadas (-0.11) (Wagner, 1996).

Desta maneira, o Atlântico tropical norte tende a esquentar durante janeiro até março-abril quando o Pacífico Equatorial está quente. Assim durante a fase quente do ENOS, o gradiente para norte de TSM se torna mais fraco devido ao aquecimento ao norte. Então o gradiente de TSM em março-abril reflete condições precedentes em ambos Atlântico tropical e Pacífico equatorial em janeiro.

Outra maneira de se encontrar possíveis ligações entre as flutuações oceânicas e atmosféricas é calcular o coeficiente de

correlação entre as séries temporais dos modos de PNM e TSM com a série temporal do Índice de Oscilação Sul (IOS) para possíveis ligações com o fenômeno ENOS. O Índice de Oscilação Sul é definido como sendo a diferença de pressão ao nível do mar normalizada entre o Tahiti e Darwin. A Tabela 2.1 mostra as correlações entre os três primeiros modos de EOF, e1, e2 e e3 de TSM e PNM apresentados nas Figuras 2.9 e 2.15 e entre estes modos e o IOS, números entre chaves são os níveis de significância calculados para cada correlação e correlações estatisticamente significantes estão em negrito.

TABELA 2.1 – Coeficientes de correlação entre os três primeiros modos de EOF, TSM, PNM e IOS.

	e1(SLP)	e2(SLP)	e3(SLP)	SOI
e1(SST)	-0.06 [0.25]	0.15 [0.16]	-0.09 [0.19]	-0.13 [0.24]
e2(SST)	-0.34 [0.23]	0.17 [0.16]	-0.18 [0.18]	0.18 [0.21]
e3(SST)	-0.11 [0.15]	-0.07 [0.14]	0.24 [0.17]	-0.35 [0.20]
SOI	-0.05 [0.17]	0.00 [0.16]	-0.35 [0.20]	

FONTE: Venegas et al. (1997).

As séries temporais e1(PNM) e e2(TSM) são significativamente correlacionadas negativamente (-0.34). O fato que o primeiro modo da variabilidade atmosférica está relacionado com o segundo modo da variabilidade oceânica sugere que os dois estejam ligados via forçantes da atmosfera para o oceano, já que se espera que um sinal forte sirva de forçante para um sinal fraco e não o contrário.

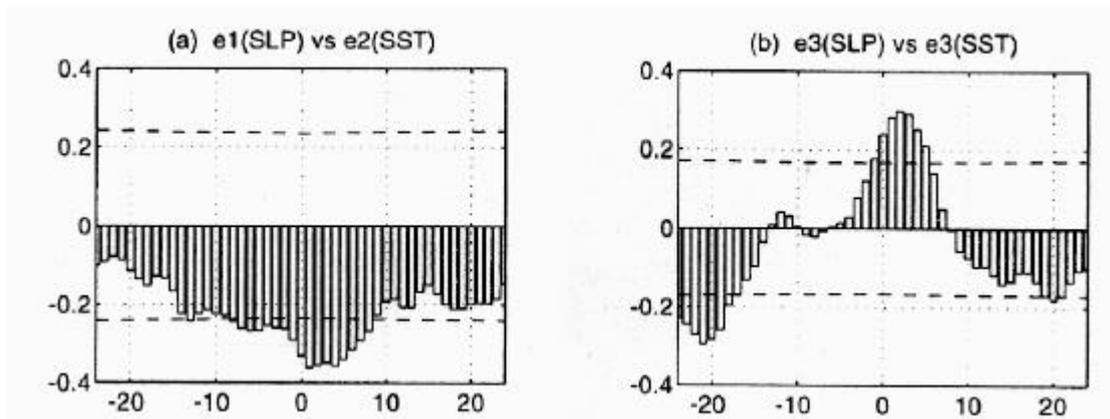


FIGURA 2.18 - (a) Correlações defasadas entre $e_1(\text{PNM})$ e $e_2(\text{TSM})$. (b) Correlações defasadas entre $e_3(\text{PNM})$ e $e_3(\text{TSM})$. Linhas pontilhadas mostram o nível de significância de 95%. Defasagem está representada em meses.

FONTE: Venegas et al. (1997).

Correlações defasadas entre estes dois coeficientes de expansão na Figura 2.18 indicam que os dois modos $e_1(\text{PNM})$ e $e_2(\text{TSM})$ são melhor correlacionados (-0.36) quando o oceano está defasado de 1-4 meses à frente do campo de PNM, consistente com a idéia de que as forçantes da atmosfera para o oceano sejam a ligação entre estes dois modos de variabilidade.

As séries temporais de $e_3(\text{PNM})$ e $e_3(\text{TSM})$ também são significativamente correlacionadas (+0.24). As correlações defasadas entre os dois modos apresentadas na Figura 2.18 exibem duas correlações significantes. A Figura 2.18.b mostra o campo de TSM defasado de 2 meses (+0.30) à frente do campo de PNM, sugerindo novamente a presença do forçamento atmosfera para

oceano. A outra correlação (em ~ -21 meses) é provavelmente um reflexo da periodicidade de ~ 2.5 anos que existe nas duas séries. Isto é, as duas séries estão fora de fase com uma defasagem igual à metade do período de oscilação (21 meses).

Os terceiros modos de ambos TSM e PNM são significativamente correlacionados com IOS (-0.35). Isto sugere que o ENOS tem um sinal discernível no Atlântico Sul, apesar destes modos explicarem somente uma pequena porcentagem da variabilidade em seus respectivos campos (6% e 8% para TSM e PNM respectivamente). A Figura 2.19 mostra as correlações defasadas entre os terceiros modos e o IOS.

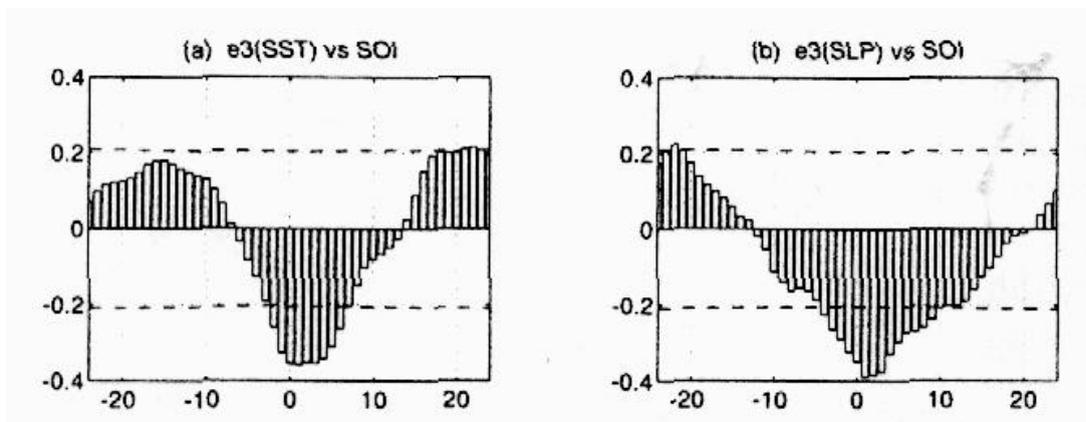


FIGURA 2.19 – (a) Correlações defasadas entre e3(TSM) e IOS.
(b) Correlações defasadas entre e3(PNM) e IOS.
Linhas pontilhadas mostram o nível de significância de 95%. Defasagem está representada em meses.

FONTE: Venegas et al. (1997).

As maiores correlações entre $e_3(\text{TSM})$ e IOS são encontradas quando a variável (TSM ou PNM) está defasada do IOS de 1-3 meses.

2.3.1 Variabilidade climática observada no atlântico tropical

Um dos mais desafiadores problemas da previsão à longo prazo da precipitação tropical é a previsão acurada da TSM sobre os trópicos. Se as anomalias de TSM pudessem ser previstas, seria possível fazer melhorias substanciais na previsão das anomalias à longo prazo da precipitação sobre o Nordeste. No entanto, o mecanismo responsável pelo desenvolvimento de padrões de TSM anômalos sobre o Atlântico tropical ainda é desconhecido (Nobre e Shukla, 1996), apesar de Foltz et al. (2003) sugerirem que os fluxos de calor assim como a advecção meridional e vertical de temperatura serem os fenômenos mais importantes na determinação do ciclo anual de TSM no Atlântico tropical.

Resultados observacionais e de simulações numéricas corroboram que valores positivos de IOS (indicando fase fria do ENOS) estão associados com anomalias frias de TSM e PNM mais altas sobre o Atlântico tropical norte e TSM mais quente com PNM mais baixas sobre a parte Sul do Atlântico tropical e vice versa, além do fato que as maiores correlações simultâneas entre IOS e TSM ocorrem durante MAM (Ropelewski e Halpert, 1987). Existem evidências

também que um fenômeno tipo El-Niño ocorre no Atlântico Equatorial (Philander e Pacanowski, 1986; Zebiak, 1993; Carton e Huang, 1994). No entanto, o modo do “El-Niño Atlântico” parece ser insuficiente para determinar a variabilidade total da TSM por si só, até mesmo próximo ao equador (Zebiak, 1993), portanto a variabilidade total deve ser alcançada pelos efeitos combinados de acoplamento equatorial do tipo ENOS, outros modos dinâmicos e forçamento por perturbações externas ou remotas refletidas em termos de variações nos fluxos de calor e momentum sobre o Atlântico de maneira que a modelagem acoplada representa uma valiosa ferramenta no estudo das anomalias no Atlântico tropical .

Novamente a análise de EOF foi utilizada para identificar os modos dominantes da variabilidade da tensão do vento sobre o Atlântico tropical em Nobre e Shukla (1996).

A tensão do vento à superfície é o fluxo de momentum através da interface ar-mar. Uma interpretação comum é a transferência vertical de momento horizontal por unidade de área. A tensão é aproximadamente constante com a altura próximo a superfície e diferentemente do vento, não precisa ser especificada uma altura na qual é medida. Assim como na velocidade de fricção (a raiz quadrada da tensão por unidade de densidade), a tensão não sendo uma função da altura, possui uma grande vantagem sobre o vento,

pois a dependência da estabilidade atmosférica está, em teoria, contida na observação e não necessita um ajuste dependendo da estabilidade atmosférica. Como as variâncias máximas de TSM e tensão do vento ocorrem durante DJF e MAM, então as análises foram apresentadas com dados cobrindo DJF e MAM apenas.

EOFs de TSM, t_x e t_y foram calculados em conjunto (TSM-t-EOF1), representando 13.1% da variância total após subtrair o ciclo sazonal e a primeira EOF é apresentada na Figura 2.20.

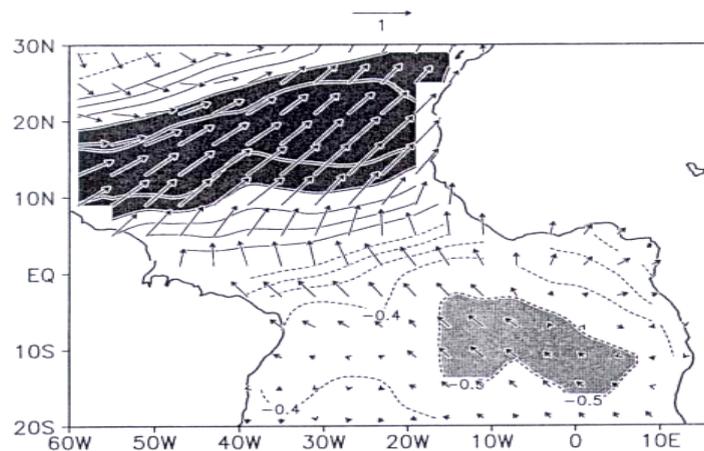


FIGURA 2.20 - Padrão espacial da primeira EOF das anomalias mensais de TSM, t_x e t_y sobre o Atlântico tropical de setembro de 1963 a agosto de 1987. Contornos representam os pesos (“loadings”) de TSM. Vetores representam a soma dos pesos de t_x e t_y .

FONTE: Nobre e Shukla (1996).

Pode-se notar na Figura 2.20 as TSM anômalas com sinais opostos ao norte e ao sul do equador associadas com t_x anômalo com um padrão similar de dipolo e t_y anômalo direcionados de uma região de TSM anômala fria para uma de TSM anômala quente. Isto sugere que as TSM quentes fora do equador estão associadas com alíseos mais fracos e TSM mais frias com alíseos mais fortes. A série temporal de TSM-t-EOF1 é de essencial importância para descrever a variabilidade interanual do sistema acoplado oceano-atmosfera no Atlântico tropical, já que ela carrega informação sobre ambos tensão do vento e TSM. A série temporal dos coeficientes associados à EOF1 é apresentada na Figura 2.21.

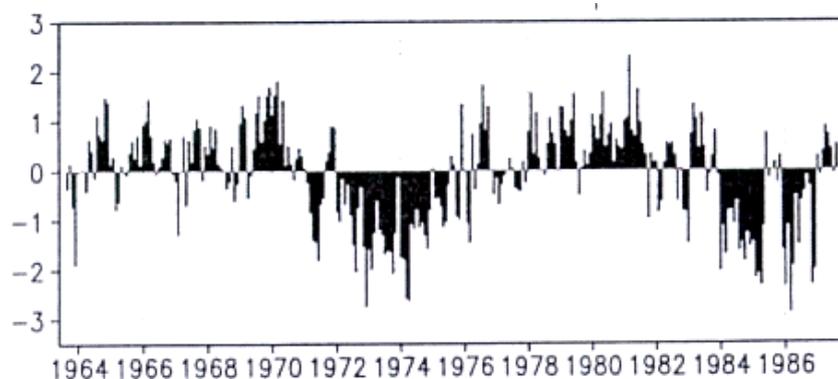


FIGURA 2.21 - Série temporal dos coeficientes associados ao EOF1.

FONTE: Nobre e Shukla (1996).

A Figura 2.21 ilustra uma visível variabilidade de baixa frequência na escala decadal, assim como uma variabilidade interanual superposta.

2.4 - Discussão

Trabalhos anteriores afirmaram que as anomalias de TSM dos dois hemisférios variam fora de fase dando origem à um padrão de dipolo (e.g. Moura e Shukla, 1981). No entanto, tem sido questionado se a variabilidade da TSM fora do equador é anticorrelacionada entre os dois hemisférios (Houghton e Tourre, 1992). Mais recentemente, Rajagopalan et al. (1998) e Enfield et al. (1999) concluíram que a TSM dos dois hemisférios não estão correlacionadas e a significância do padrão de dipolo na correlação de TSM com a precipitação ou com o vento é uma implicação de que o gradiente norte-sul de TSM é o fator dinâmico chave no processo (Hastenrath e Greischar, 1993; Chang et al., 2000, 2001).

O padrão de aquecimento e resfriamento subtropical está presente no Atlântico tropical em ambas as escalas, interanual e decadal. Na escala interanual este padrão pode aparecer como uma resposta à mudanças forçadas externamente na velocidade dos ventos associados com a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) (e.g. Seager et al., 2000) ou ENOS (e.g. Curtis e Hastenrath, 1995 ; Saravanan e Chang, 2000; Giannini et al., 2000). Ambos os mecanismos afetam o Atlântico subtropical norte. Como ocorre a variabilidade da TSM do Atlântico subtropical sul ainda não está muito claro (Venegas et al., 1997, 1998). A origem das variações decadais do

clima no Atlântico tropical ainda são obscuras. É possível que não haja variabilidade em escalas maiores que a interanual. No entanto, têm sido freqüentemente afirmado que existe um pico no espectro estatisticamente significativo próximo a escala decadal. Por exemplo, Mehta (1998) encontrou um pico no espectro em 12 anos, de um conjunto de dados de 100 anos do gradiente de TSM no equador, no entanto, não foi encontrada uma explicação dinâmica.

As mudanças nos fluxos de calor latente à superfície, induzidos por mudanças na velocidade do vento, são a causa principal da variabilidade da TSM na região subtropical (Carton et al., 1996; Seager et al., 2000). Se as mudanças na velocidade do vento são forçadas externamente pela NAO ou ENOS, então é esperado que isto implique em uma variabilidade climática de escala temporal similar no Atlântico tropical, apesar de múltiplas influências e da probabilidade de que o acoplamento local oceano-atmosfera também participe do processo, tornando a situação muito complexa. Além disso, ainda que não há causa conhecida para a escala temporal da variabilidade da NAO, apesar de haver algumas sugestões de que estaria ligada à TSM tropicais em escala decadal (Rajagopalan et al., 1998; Robertson et al., 2000). É provável que a variabilidade climática decadal do Atlântico tropical combine interações locais com influências de escala temporal similares as

do Atlântico norte e Pacífico tropical de uma maneira bastante complexa.

Na busca pela causa da variabilidade decadal do Pacífico e Atlântico, a atenção se voltou para o oceano por causa das escalas de tempo maiores associadas aos movimentos de transporte de calor do oceano. No caso do Atlântico tropical, Huang e Shukla (1997) argumentaram que as mudanças nos ventos que cruzam o equador poderiam criar mudanças na quantidade de calor superficial do oceano, com uma termoclina mais profunda no hemisfério para o qual o vento anômalo sopra e uma termoclina mais rasa no outro hemisfério, o que poderia afetar a TSM. Eles também sugeriram que a propagação das anomalias da quantidade de calor poderia causar uma oscilação decadal. No entanto, Carton et al. (1996) usando um modelo numérico e Wagner (1996), de considerações sobre dados de navios, demonstraram que o sinal decadal em regiões fora do equador poderia ser explicado em termos da variabilidade dos fluxos de superfície somente. Eles também mostraram que, apesar da diferença inter-hemisférica na quantidade de calor varia em escalas decadais, ela tem pouco efeito nas anomalias de TSM fora do equador.

Em contraste, outros têm apresentado argumentos para a importância da dinâmica dos oceanos. Chang et al. (2000) e Xie et

al. (1999) propuseram com base em experimentos com modelos que os fluxos de superfície e ventos agem construtivamente e que os campos alterados de TSM dão origem a ventos que mudam os fluxos de superfície de maneira a reforçar o campo de TSM.

Chang et al. (2001) propuseram um papel fundamental para o oceano onde mudanças no transporte de calor oceânico se opõe ao efeito dos fluxos e introduzem uma escala longa de tempo que permite que o sistema acoplado oscile. Em contraste, Huang e Shukla (1997) enfatizaram o papel da advecção meridional de calor por correntes oceânicas. Para que o sistema oscile como previsto na hipótese, o transporte de calor oceânico deve estar em defasagem com relação a TSM e fluxos de calor. No entanto, a causa exata de um deslocamento de fase e da origem de uma escala de tempo para oscilação ainda não está clara.

As mudanças no fluxo de calor à superfície parece ser a principal causa da variabilidade da TSM no Atlântico tropical. O fluxo de calor é uma combinação da perda de calor latente e sensível, absorção de radiação solar de onda curta e emissão de onda longa. A perda de calor sensível é insignificante (menos de 10Wm^{-2}) devido a pequena diferença entre a temperatura do ar e a TSM, enquanto que a emissão de onda longa é relativamente constante ($\sim 50\text{Wm}^{-2}$) (Da Silva et al., 1994). As mudanças sazonais na

perda de calor latente e radiação solar de onda curta são mais significantes e ambas são influenciadas pelo movimento latitudinal da banda de nebulosidade associada a ZCIT, além da radiação ser influenciada por mudanças no ângulo zenital solar.

No norte do Atlântico tropical a perda de calor latente é pequena durante JJA e SON, quando os ventos são fracos e a umidade relativa é alta (>85%). A perda de calor aumenta durante DJF e MAM quando a ZCIT está próxima ao Equador, a umidade é baixa e os alíseos de nordeste são mais intensos. No leste da bacia a perda de calor latente tem uma pequena variação sazonal, pois a umidade relativa e velocidade do vento são praticamente constantes ao longo do ano (Da Silva et al., 1994).

Foltz et al. (2003) apresentaram resultados importantes, baseados em medidas das bóias PIRATA, sobre o balanço de calor da camada de mistura no Atlântico tropical. Seus principais resultados incluem:

- No Atlântico tropical leste e oeste as mudanças no balanço de calor da camada de mistura são devidos, principalmente, às mudanças no fluxo de calor à superfície (perda de calor latente e radiação solar). Próximo ao Equador as contribuições da advecção horizontal de calor se tornam mais importantes.

- Ao longo do Equador na bacia oeste, o ciclo sazonal de advecção zonal de calor (resultado das variações sazonais da Corrente Sul Equatorial), advecção de calor por vórtices (associados às ondas de instabilidade tropicais), entranhamento (causado pela divergência de massa) e fluxo de calor à superfície, todos contribuem significativamente para a variabilidade sazonal da TSM.
- O balanço de calor no Atlântico equatorial central é similar ao do oeste com exceção das variações sazonais da perda de calor latente e entranhamento serem significativamente menores e a advecção zonal é mais intensa.
- Na bacia leste o resfriamento pela advecção meridional e o aquecimento por advecção de calor por vórtices, tendem ao balanço de maneira que as mudanças sazonais de TSM refletem variações na radiação solar.

Desta maneira, este estudo pretende examinar e quantificar as relações entre o fluxo de calor à superfície e TSM baseados nos dados do COADS e estimativas de radiação solar feitas a partir de imagens de satélite, assim como através do estudo de simulações numéricas oceânicas e acoplada utilizando campos forçantes dinâmicos e termodinâmicos observados para a componente oceânica do modelo Acoplado Oceano-Atmosfera do CPTEC.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1 – Dados

Os dados empregados neste estudo incluem a temperatura da superfície do mar extraída do projeto NOAA Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis (OI SST). Estes dados globais estão disponíveis como médias mensais em uma grade $1^\circ \text{ lat} \times 1^\circ \text{ lon}$ e esta análise usa TSM de medidas in situ e de satélite. Antes de análise ser computada, os dados de satélite são ajustados levando em consideração o viés, usando o método de Reynolds (1988) e Reynolds e Marsico (1993). A correção do viés melhora a acurácia na grande escala da OI SST.

Os dados de fluxos de calor latente, sensível e emissão de onda longa utilizados foram extraídos do conjunto de dados disponibilizados e obtidos de medidas in situ do COADS, um conjunto de dados globais contendo mais de 30 milhões de observações de superfície de bóias e navios.

É importante salientar que a qualidade destes campos possui uma forte dependência espacial que reflete a distribuição global das observações de bóias e navios. A qualidade é boa no Atlântico e Pacífico Norte com alta amostragem, mas decresce no Hemisfério

Sul. Em particular ao sul de 40°S os erros nos campos podem ser grandes e é reconhecida a existência de padrões espúrios que foram gerados durante a análise objetiva. As simulações numéricas realizadas neste estudo possuem um domínio espacial que se estende de 40°S - 40°N.

Para as análises de co-variabilidade entre campos utilizar-se-á anomalias, normalizadas pelo desvio padrão, da variável em cada ponto de grade. Isto garante que os campos comparados tenham média zero e variância unitária.

Utilizar-se-ão dados globais de reanálises do National Centers for Environmental Prediction – National Centre for Atmospheric Research Reanalyses Climate Data Assimilation System I (NCEP-NCAR CDAS I), e European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF ERA40) com resolução de 2,5° lat × 2,5° lon, incluindo diagnósticos de superfície diários das variáveis, fluxo de radiação solar à superfície, fluxo de calor latente, calor sensível e emissão de onda longa. O período disponível dos dados cobre os anos 1961-2002.

Com relação aos dados in situ, serão utilizados dados do projeto Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic (PIRATA) provenientes de 9 das 12 bóias fixas para o período de 1997-2004.

As bóias do projeto PIRATA cobrem uma variedade de regimes climáticos e estados do oceano (Figura 3.1). De norte a sul, as bóias amostram desde os alíseos de nordeste, com baixas TSM e freqüentes céus claros, a Zona de Convergência Intertropical, região de ventos fracos, altas TSM e forte convecção à região dos alíseos de sudeste ao longo de 10°W. Ao longo do equador, as bóias se estendem da região de águas quentes no oeste à região de águas frias no leste com forte ressurgência equatorial.

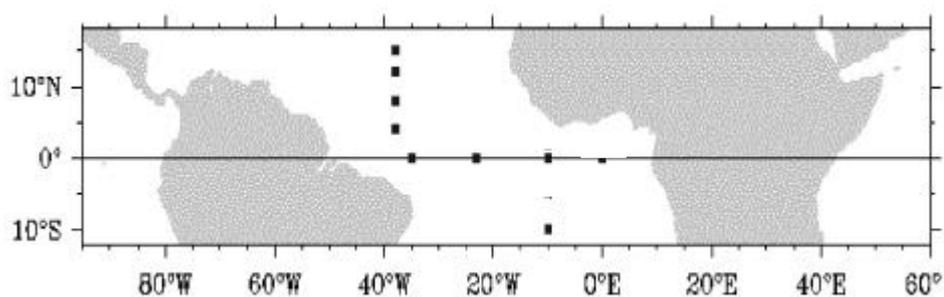


FIGURA 3.1 – Localização das bóias fixas utilizadas do projeto PIRATA.

O Tropical Atmosphere Ocean Project Office (TAO) fornece quase que em tempo real, médias diárias de dados à superfície e em profundidade das bóias ATLAS. As médias diárias são computadas inicialmente às 00:00 Greenwich Meridian Time (GMT) e são armazenadas como observação às 12:00GMT. A Tabela 3.1 apresenta as variáveis observadas e a amostragem das bóias ATLAS.

TABELA 3.1 - Amostragem das variáveis disponibilizadas pelas bóias Next Generation Atlas.

Medida	Período de Amostragem	Dados Gravados na Memória	Dados Transmitidos
Componentes da Velocidade do Vento, Temperatura do Ar, Umidade Relativa	2 min	10 min	Médias diárias
Taxa de Precipitação	1 min	1 min	Média diária, desvio padrão, porcentagem do tempo de chuva
Radiação de Onda Curta	2 min	2 min	Média diária e desvio padrão
TSM, Temperaturas em 10 Profundidades e Condutividade	Instantâneo	10 min	Média Diária

Outro conjunto de dados utilizado é referente à radiação solar à superfície, com resolução de $0.04^\circ \text{ lat} \times 0.04^\circ \text{ lon}$, provenientes do modelo de transferência radiativa desenvolvido na Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do CPTEC (DAS/CPTEC), o Global Radiation version 1.2 (GL 1.2) desenvolvido por Ceballos et al. (2004) e os dados derivados do International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP DX) com resolução de $0.5^\circ \text{ lat} \times 0.5^\circ \text{ lon}$ (Pinker e Laszlo, 1992) produzidos pela Universidade de Maryland no programa PATHFINDER.

3.2 – Metodologia

3.2.1 – Análise observacional da radiação solar a superfície

A radiação solar à superfície é uma variável importante devido ao seu papel principal em fenômenos tais como os balanços de calor na superfície. A transferência de radiação de onda curta na atmosfera é reconhecida como um fenômeno complexo, mas que pode ser descrito por procedimentos numéricos. A acurácia destes fluxos em situações reais é afetada pelas informações limitadas sobre a variabilidade temporal e espacial de alguns parâmetros (albedo do solo, conteúdo de vapor d'água, a quantidade de aerossóis e a nebulosidade) que são providos principalmente por modelos atmosféricos ou climatologias. Algumas discrepâncias entre teoria e observação ainda são assunto de discussão, sendo apontadas diferenças de ~10% para médias diárias e ~5% para médias mensais entre os diferentes métodos (Pinker et al., 1995).

Os dados referentes à radiação solar incluem a radiação solar à superfície dos projetos NCEP-NCAR CDAS I, ECMWF ERA40, do modelo de transferência radiativa GL1.2 do CPTEC para o período de 1997 à 2002 e os dados derivados do ISCCP DX para o ano de 1998.

As principais características do modelo GL 1.2 são: um modelo simples de transferência radiativa com resolução espacial de

0.04° lat × 0.04° lon, que utiliza a informação de apenas um satélite GOES (reflectância no canal visível) em atmosfera com baixa espessura óptica de aerossóis. As características do canal visível permitem definir um modelo dividido em apenas duas bandas, em que as características físicas da transferência radiativa devem ser processadas de maneiras diferentes para computar o fluxo solar, nas bandas visível e infravermelho com correções de segunda ordem para o intervalo do UV. Os fluxos ultravioleta participam como termos de segunda ordem porém não são negligenciados. A versão GL1.2 não inclui a presença de aerossóis.

Outro conjunto de dados utilizado é referente à radiação solar à superfície derivados do ISCCP DX produzidos pela Universidade de Maryland no programa PATHFINDER com resolução de 0.5° lat × 0.5° lon (Pinker e Laszlo, 1992). O método é baseado na teoria de transferência radiativa e produz fluxos diretos e difusos em cinco intervalos espectrais na faixa de 200-4000 nm. O modelo de transferência radiativa inclui os processos de absorção e espalhamento que ocorrem na atmosfera e com a interação da radiação com a superfície. A interação com a superfície é modelada espectralmente. Os fluxos radiativos nos limites da atmosfera são calculados determinando-se a transmissão e reflexão da atmosfera (funções ópticas) e o albedo da superfície

pertencentes às observações de um satélite em particular. As funções ópticas encontradas juntamente com os albedos da superfície são utilizadas no cálculo dos fluxos para condições de céu claro e nublado, independentemente.

A área de interesse desta análise se resume à região tropical e subtropical do oceano Atlântico, delimitando um domínio que cobre as latitudes de 20°S-20°N e de 60°W-15°E em longitude. Uma vez determinada a área de interesse e de posse dos dados diários, foram calculadas as médias mensais para o período de 1997-2002, com resolução compatível com o tipo de dado utilizado, 2,5° lat × 2,5° lon para a reanálises do NCEP-NCAR e ECMWF ERA40, 0.04° lat × 0.04° lon para o modelo GL1.2 do CPTEC e 0.5° lat × 0.5° lon para os dados derivados do ISCCP DX este último somente para o ano de 1998 e para todas séries das localidades das bóias fixas no período de 1997-2002.

A comparação entre as médias diárias dos produtos de modelagem e as observações in situ das bóias fixas do projeto PIRATA foram feitas através de mapas de correlação, onde foram calculados os coeficientes de correlação entre a série temporal diária de cada bóia e a série temporal diária de cada ponto de grade do domínio, com o intuito de identificar as áreas de representatividade das bóias do projeto PIRATA e realizar uma avaliação dos produtos

dos modelos sobre o Atlântico Tropical com relação às variações de amplitude da radiação solar à superfície.

Um teste de significância Student-t foi aplicado levando em consideração a autocorrelação das séries para os níveis de significância de 90%, 95% e 99%. O teste se inicia com testes individuais de significância para os coeficientes de correlação em cada ponto de grade de 20°S-20°N e 60°W-15°E. Uma transformação adequada para este tipo de coeficiente é a transformação Z de Fischer, que faz com que a variável uma vez transformada se estenda para valores maiores que 1.0, fazendo-a se comportar como uma variável de distribuição normal.

$$Z = \frac{1}{2} \ln \left[\frac{1+r}{1-r} \right] \quad (3.1)$$

Em que r é o coeficiente de correlação de Pearson. Sob a hipótese nula que a correlação r é zero, a distribuição de Z se aproxima da distribuição Student-t, com média $\mu = 0$ e desvio padrão $s = (n-3)^{-1/2}$, sendo n o número de graus de liberdade da amostra. Como o número de observações é grande, uma estimativa do tamanho efetivo da amostra (graus de liberdade) pode ser encontrada usando-se a aproximação,

$$n' = n \frac{1-r_k}{1+r_k} \quad (3.2)$$

em que as correlações defasadas r_k são,

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} (x_i x_{i+k}) - (n-k)\bar{x}^2}{\sum_{i=1}^n x_i^2 - n\bar{x}^2} \quad (3.3)$$

em que, x_i é o i ésimo elemento da amostra e k a defasagem utilizada. Uma vez definidos os graus de liberdade em (3.2), as correlações em cada ponto de grade podem ser testadas para a significância em níveis de confiança de 90%, 95% e 99%. Os resultados para uma determinada defasagem podem ser encontrados, considerando que valores de Z maiores em valor absoluto que,

$$Z_{lev} = t(t_c) \mathbf{s} \quad (3.4)$$

em que para encontrar o valor crítico, $t_c(\mathbf{u})$ com $\nu = n$ (n° . de graus de liberdade) deve-se usar a função inversa de t , dada em termos da função distribuição cumulativa $F(x, \mathbf{u})$,

$$x = F^{-1}(p | \mathbf{u}) = \{x : F(x, \mathbf{u}) = p\} \quad (3.5)$$

em que p é a probabilidade, F^{-1} é a inversa da função t . A função densidade de probabilidade é dada por,

$$P = F(x | \mathbf{u}) = \int_{-\infty}^x \frac{\Gamma\left(\frac{\mathbf{u}+1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{\mathbf{u}}{2}\right)} \frac{1}{\sqrt{\mathbf{u}p}} \frac{1}{\left(1 + \frac{t^2}{\mathbf{u}}\right)^{\frac{\mathbf{u}+1}{2}}} dt \quad (3.6)$$

em que $G(\cdot)$ é a função Gamma. O resultado x , é a solução da integral da função de distribuição cumulativa com parâmetro λ , em que se fornece a probabilidade p desejada. Para encontrar as correlações correspondentes dos níveis de significância é preciso aplicar a inversa da transformada,

$$r_{lev} = \left(\frac{e^{2Z} - 1}{e^{2Z} + 1} \right) \quad (3.7)$$

Para observar o comportamento de flutuações de escala de tempo de um mês, foram realizados dois processos de filtragem. Um deles utiliza a Média Móvel de 30 Dias (30DMV), porém este procedimento suaviza excessivamente as flutuações tanto de alta (diárias) como de baixa frequência (mensais) como será mostrado mais adiante, além de apresentar uma alta autocorrelação (>90%) para as séries temporais de média móvel, elevando muito o valor para que as correlações sejam estatisticamente significativas. Outra maneira, mais robusta é a filtragem espectral de Lanczos unidimensional (Duchon, 1979). Neste filtro do tipo passa banda, se determinam as frequências de corte inferior e superior, entre as quais se quer deixar passar as flutuações.

O método para se filtrar uma série temporal é alterar premeditadamente as amplitudes de Fourier que descrevem a série. Isto é alcançado modificando-se uma dada seqüência de dados com

um grupo de pesos que se tornam os coeficientes de Fourier, chamados de função peso do filtro, para produzir uma nova seqüência de dados. O método utilizado na filtragem de Lanczos está descrito no apêndice I.

A rotina do filtro de Lanczos foi elaborada em FORTRAN e aplicada na série temporal diária dos dados de cada ponto de grade do domínio dos produtos dos modelos e na série temporal de cada bóia fixa gerando novas séries filtradas com freqüências de corte em 15 e 45 dias. Em seguida foram feitas as comparações entre séries filtradas dos produtos dos modelos com as séries filtradas das bóias fixas, com o intuito de identificar as áreas de representatividade das bóias e realizar uma avaliação dos produtos dos modelos na escala temporal de 30 dias.

Foram também elaborados diagramas de dispersão entre os dados de radiação solar à superfície dos modelos e os dados das bóias fixas para cada localidade, com o intuito de avaliar o viés, erro médio e desvio padrão dos diversos produtos com relação às observações realizadas pelas bóias fixas do projeto PIRATA para estimar o excesso ou déficit de radiação solar que servirá como condição de contorno para as simulações numéricas oceânicas.

3.2.2 – Simulações numéricas

As simulações numéricas oceânicas foram realizadas integrando o modelo oceânico Modular Ocean Model version 3 (MOM3) desenvolvido pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) com campos forçantes dinâmicos e termodinâmicos observados (campos observados dos fluxos de momentum e calor). Este modelo é empregado como componente oceânica do modelo acoplado oceano-atmosfera do CPTEC.

O MOM3 é uma versão de diferenças finitas do modelo de equações primitivas do oceano que governam a maior parte da circulação de grande escala do oceano. Estas equações consistem nas equações de Navier-Stokes sujeitas às aproximações hidrostática e de Boussinesq. A equação de Estado relacionando a densidade com a temperatura, salinidade e pressão não são lineares, representando importantes aspectos da termodinâmica do oceano. As variáveis prognósticas incluem a temperatura potencial, salinidade, as componentes da velocidade e o fluxo de calor.

A discretização consiste em coordenadas espaciais fixadas no tempo (Euleriana) com superfícies de profundidade constante determinando a discretização vertical e uma grade “Arakawa

staggered B” esférica para a horizontal (Pacanowski e Griffies, 1998).

Foram considerados oceanos tropicais globais, com as bacias limitadas em 40°S e 40°N. Para a resolução vertical foram adotados, 20 níveis, sendo 7 deles nos primeiros 100 m, espaçados por 15 m para resolver os processos da camada de mistura. O primeiro nível do modelo esta a 7.5m de profundidade. O esquema de mistura vertical escolhido foi baseado em Pacanowski e Philander (1981). A grade foi configurada para o Atlântico tropical, com 1/2 de grau de resolução latitudinal entre 10°N e 10°S, decrescendo uniformemente até cerca de 3 graus fora desta área até 40°S e 40°N e 1.5° de longitude linear.

O modelo foi integrado por 30 anos (1968-1998) a partir da climatologia de Levitus, forçado com tensão do vento do ECMWF ERA40, radiação solar climatológica de Oberhuber (1988), e fluxos de calor à superfície parametrizados de acordo com Rosati e Miyakoda (1988), com o intuito de balancear os gradientes existentes e estabilizar as camadas mais superficiais do modelo, pois estas têm influência direta sobre os valores de TSM na escala de tempo empregada neste estudo. Após o período de “spinup”, o modelo foi forçado por médias mensais de radiação solar de

diferentes fontes de dados e por tensão do vento proveniente do projeto ECMWF ERA40.

Um conjunto de cinco experimentos com duração de um ano (1998) cada foram elaborados para avaliar o impacto sobre a TSM no Atlântico tropical das diferentes estimativas da radiação solar provenientes dos diversos produtos avaliados e de diferentes parametrizações dos fluxos de calor à superfície.

Todas as cinco simulações utilizam a mesma forçante dinâmica como condição de contorno, os campos de tensão do vento (t_x e t_y) provenientes do projeto ECMWF ERA40 para o ano de 1998. Os experimentos diferem apenas nas forçantes termodinâmicas (radiação solar e fluxo de calor à superfície) provenientes de diferentes modelos ou de diferentes parametrizações dos fluxos de calor.

O primeiro e segundo experimentos denominados “Exp.ERA40” e “Exp.ERA40_Hfparam”, utilizam a radiação de onda curta à superfície fornecida pelo projeto ECMWF ERA40, porém diferem quanto a parametrização dos fluxos de calor à superfície. No Exp.ERA40 foram utilizados os fluxos de calor à superfície do projeto ECMWF ERA40 que são submetidos a uma equação de relaxamento do tipo,

$$HF = HF(\text{observado}) - \frac{dq}{dT}(\text{observado}) \cdot (TSM(\text{Levitus}) - TSM(\text{modelo})) \quad (3.8)$$

em que dq/dT é um fator de sensibilidade com relação à TSM do relaxamento do fluxo de calor em $Wm^{-2}K^{-1}$, procurando evitar que as temperaturas da superfície do modelo se afastem demasiadamente da climatologia, enquanto que no outro os fluxos foram parametrizados segundo o algoritmo desenvolvido por Rosati e Myiakoda (1988), cujos termos são detalhados abaixo.

Apesar de nos oceanos tropicais, o campo de vento determinar a dinâmica e conseqüentemente os padrões de TSM, a amplitude desta é principalmente influenciada pelos fluxos de calor à superfície. Um erro sistemático no fluxo de calor poderia contaminar os valores obtidos de TSM pelas simulações numéricas de maneira que é preciso tratar o cálculo dos fluxos de calor cuidadosamente.

A escolha de uma equação apropriada para o cálculo da perda de radiação de onda longa pela superfície do oceano em casos de céu claro, é tão complicada quanto a escolha da radiação de onda curta. Na parametrização utilizada, é empregada a relação empírica de Budyko (1974), que inclui um termo adicional devido à diferença de temperatura ar-mar i.e.,

$$LW = e_s T_s^4 (0.39 - 0.05 e_a^{1/2}) (1 - BC) + 4e_s T_s^3 (T_s - T_a) \quad (3.9)$$

Em que e é a emissividade do oceano (0.97), s a constante de Stefan-Boltzmann, e_a a pressão de vapor atmosférica (mb), T_s e T_a

as temperaturas do oceano e do ar, respectivamente. A pressão de vapor pode ser expressa em termos da pressão de vapor de saturação à temperatura do ar acima do mar e umidade relativa r , i.e.,

$$e_a = r e_{sat}(T_a) \quad (3.10)$$

em que $e_{sat}(T_a)$ é calculada usando uma aproximação polinomial em função da temperatura (Lowe, 1977). A formulação (3.9) fornece de maneira geral uma boa concordância com as observações para céu claro ($C=0$). A modificação devido à nebulosidade pode ter um efeito considerável e ainda assim a incerteza quanto a uma formulação apropriada é grande. Segundo Reed (1976) e Simpson e Paulson (1979) é então usado um fator de correção linear $B = 0.8$.

Os fluxos verticais de calor sensível e latente do oceano para a atmosfera são parametrizados pelas fórmulas “bulk” de transferência turbulenta,

$$SH = r_a c_p C_H |\nu| (T_s - T_a) \quad (3.11)$$

$$LH = r_a C_E L |\nu| [e_a(T_s) - e_a(T_a)] \left(\frac{0.622}{p_a} \right) \quad (3.12)$$

Em que $r_a = 1.2 \text{ kgm}^{-3}$ é a densidade do ar, $c_p = 1.005 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ é a capacidade específica do ar, $L = 2.501 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$ e $C_H = C_E = 1.1 \times 10^{-3}$ são os coeficientes de troca turbulenta, $p_a = 1013.25 \text{ mb}$ é a pressão à superfície, $|\nu|$ é a magnitude do vento que não é permitida ser

inferior à $3.85 \times 10^{-1} \text{ ms}^{-1}$, para aproximar os distúrbios de alta frequência na região da ZCIT. T_s é a temperatura do oceano na primeira camada e representa a TSM, T_a representa a temperatura atmosférica em 1000 hPa e $e_a(T)$ é pressão de saturação do vapor.

O terceiro e quarto experimentos denominados Exp.ISCCP e Exp.ISCCP_HFparam, são semelhantes ao citado anteriormente, porém nestes foi utilizada a radiação de onda curta à superfície fornecida pelas estimativas derivadas do ISCCP DX produzidos pela Universidade de Maryland no programa PATHFINDER (Pinker e Laszlo, 1992). Por fim, no quinto experimento denominado Exp.Oberhuber foi utilizada a radiação climatológica de Oberhuber e fluxos parametrizados segundo o mesmo algoritmo dos experimentos anteriores.

De acordo com os resultados obtidos das análises comparativas da radiação solar à superfície, os modelos de transferência radiativa baseados em estimativas a partir de imagens de satélite, apresentaram resultados melhores que os dos projetos NCEP-NCAR CDAS I e ECMWF ERA40. O objetivo dos experimentos é acima de tudo avaliar o impacto sobre a TSM no Atlântico Tropical, das diferentes fontes de calor, principalmente pelo fato de alguns desses produtos serem oriundos de modelos de previsão numérica de tempo e outros de modelos de transferência radiativa. Apesar

dos excelentes resultados apresentados pelo modelo GL1.2 desenvolvido no CPTEC, este não pôde ser utilizado como forçante termodinâmica pois o domínio atual do modelo alcança até 28°W, o que exclui grande parte do oceano Atlântico. O curto período de tempo das simulações numéricas (um ano), infelizmente se deve ao fato do conjunto de dados derivados do ISCCP DX produzidos pela Universidade de Maryland cobrir apenas o ano de 1998.

Uma simulação utilizando o modelo acoplado oceano-atmosfera do CPTEC foi realizada utilizando como componente oceânica o modelo oceânico (MOM3) acoplado ao Modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC com a resolução T42L28, i.e. truncamento triangular na onda zonal de número 42 e 28 camadas na vertical.

A superfície da Terra é composta de uma variedade de diferentes plantas, solos e formações geográficas, os quais trocam massa e calor com a atmosfera.

O MCGA do CPTEC inclui uma formulação explícita da vegetação sobre a superfície da Terra e seus intercâmbios com a atmosfera e solo, que é baseada em um modelo de Biosfera Simples (SIB). Detalhes sobre esse modelo podem ser encontrados em Rocha (1992). A evaporação e os fluxos de calor sensível da superfície dos oceanos para a atmosfera são importantes fontes de energia para a atmosfera; esses efeitos são parametrizados no MCGA de

acordo com um esquema aerodinâmico no qual o fluxo é proporcional à velocidade do vento na superfície e à diferença de temperatura ou de umidade entre a superfície do oceano e o ar adjacente.

A camada limite planetária é parametrizada através de um esquema fechado de ordem 2.0 para a difusão vertical. Os efeitos da mistura de calor, momentum e umidade pela turbulência de pequena escala é representada por essa difusão vertical. Os coeficientes de mistura são calculados considerando um balanço local entre a produção e dissipação de energia cinética turbulenta.

A radiação é dividida em aquecimento devido às ondas curtas (radiação solar) e devido às ondas longas (radiação terrestre). A formulação do aquecimento solar no MCGA inclui o aquecimento atmosférico devido a absorção de radiação solar pelo ozônio. A concentração de ozônio é especificada através de uma média zonal climatológica. Como a nebulosidade tem impacto na quantidade de radiação solar que é espalhada e absorvida, a nebulosidade prevista é usada no cálculo do aquecimento solar. O aquecimento devido às ondas curtas é calculado a cada hora do tempo simulado.

Para balancear a absorção de radiação solar, a Terra emite radiação para o espaço resultando na conservação de energia do sistema terra-atmosfera na média global e no tempo. O

aquecimento devido à radiação de ondas longas é parametrizado como banda larga e inclui aquecimento atmosférico devido à absorção de radiação terrestre pelo vapor d'água (previsto), pelo dióxido de carbono (especificado), nuvens (previstas) e também por outras espécies radiativamente ativas menos importantes.

A quantidade de nuvens é dependente da umidade específica, que é prognosticada, na coluna vertical em questão. O aquecimento atmosférico devido às ondas longas é calculado a cada três horas de tempo simulado.

As parametrizações de aquecimento devido à radiação de ondas curtas e de ondas longas são substancialmente afetadas pela presença de nuvens. Inicialmente, o MCGA do COLA incluía nuvens especificadas usando uma climatologia média zonal do GFDL. Porém, foi mostrado que as nuvens previstas alteram o balanço de energia e proporcionam um reservatório de energia potencial disponível, para gerar movimentos atmosféricos, maior que as nuvens zonalmente simétricas. Então, foi adotado um esquema para considerar esse efeito, que prevê nuvens em três camadas e mais nuvens convectivas profundas. O critério usado para se determinar a quantidade de nuvens em uma dada coluna inclui a umidade relativa e a velocidade vertical para nuvens baixas, médias e altas. A quantidade de nuvens convectivas é

baseada na razão de precipitação convectiva prevista na parametrização de convecção profunda (Kinter et al., 1997) sendo que no caso do modelo acoplado oceano-atmosfera é utilizado o esquema de Arakawa-Schubert relaxado (Moorthi e Suarez, 1992).

Na simulação acoplada o modelo oceânico MOM 3 foi integrado por 30 anos (1940-1970) à partir da climatologia de Levitus, forçado com tensão do vento climatológica do ECMWF (Trenberth et al., 1989), radiação solar climatológica de Oberhuber (1988) e fluxos de calor à superfície parameterizados de acordo com Rosati e Miyakoda (1988).

A partir de 1970 o modelo oceânico foi integrado por 10 anos (1970-1981) forçado com dados de tensão do vento observados da reanálises do NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996). O acoplamento iniciou-se em dezembro de 1981, a partir das condições iniciais do MCGA de novembro de 1981 e do modelo oceânico para a mesma data, fora da região de acoplamento, foi utilizada a TSM observada para o período de 1981-1998.

O acoplamento entre os dois modelos ocorre uma vez por dia, onde são trocadas informações sobre seis variáveis. O modelo oceânico fornece apenas a TSM para o modelo atmosférico e este por sua vez fornece ao modelo oceânico os campos de tensão do vento, fluxo total de calor, fluxo de salinidade (precipitação-evaporação).

CAPÍTULO 4

ANÁLISE OBSERVACIONAL E SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

Neste capítulo são apresentados os resultados das análises comparativas entre as séries temporais das observações de radiação solar de onda curta das bóias PIRATA, com estimativas feitas a partir de imagens de satélites do GL 1.2, ISCCP DX e campos de reanálises do NCEP-NCAR e ECMWF ERA40 assim como a comparação entre os campos resultantes das simulações numéricas oceânicas e acoplada e as observações do OI SST e COADS.

4.1 Análise observacional da radiação solar à superfície

A comparação entre as médias (diárias, mensais e filtradas com filtro de Lanczos) dos produtos de modelagem com as observações in situ das bóias fixas do projeto PIRATA foram feitas através de mapas de correlação, onde foram calculados os coeficientes de correlação entre a série temporal de cada bóia e a série temporal de cada ponto de grade do domínio, com intuito de identificar as áreas de representatividade das bóias do projeto PIRATA e realizar uma avaliação dos produtos dos modelos sobre o Atlântico tropical.

Um teste de significância Student-t foi aplicado levando em consideração a autocorrelação das séries para os níveis de significância de 90%, 95% e 99%. O teste se inicia com testes individuais de significância para os coeficientes de correlação em cada ponto de grade de 20°S-20°N e 60°W-15°E.

Foram plotadas as séries temporais das bóias fixas do projeto PIRATA em um único painel (Figura 4.1) para ilustrar o período coberto pelos dados de radiação solar e períodos de interrupções para cada localidade.

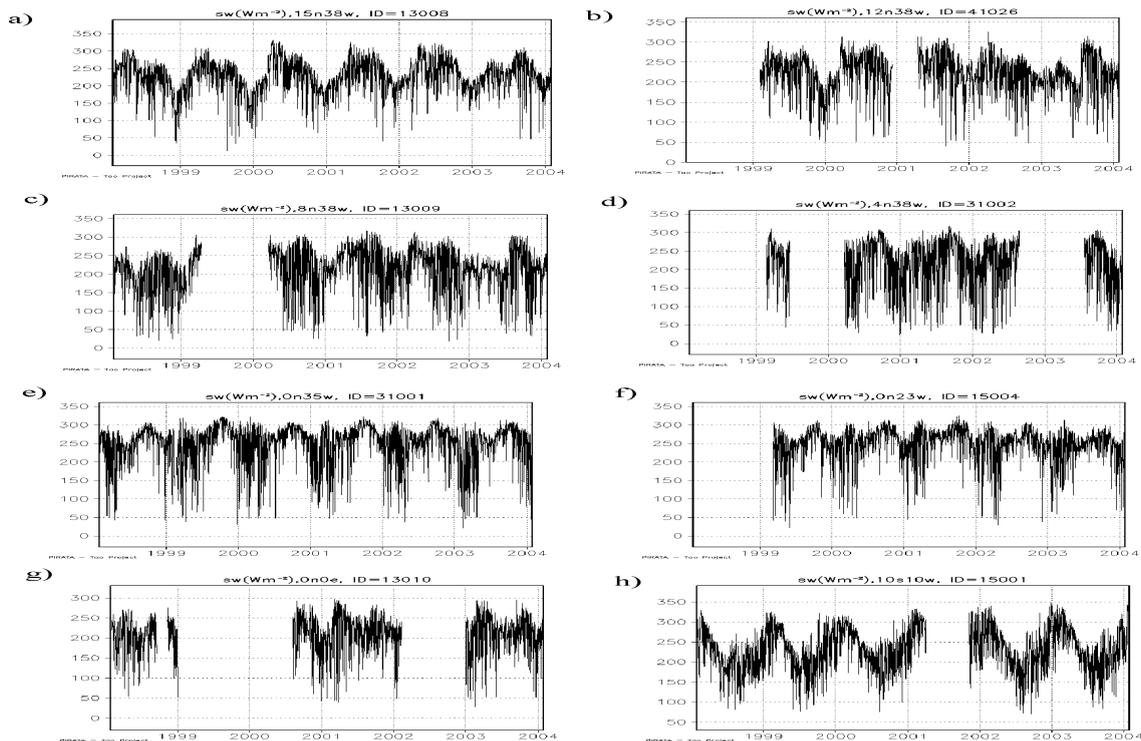


FIGURA 4.1 – Série temporal diária de radiação solar de onda curta à superfície das bóias do projeto PIRATA: a) 15°N38°W; b) 12°N38°W; c) 8°N38°W; d) 4°N38°W; e) 0°N35°W; f) 0°N23°W; g) 0°N0°E e h) 10°S10°W.

O ciclo sazonal de radiação de onda curta à superfície (figura não mostrada) apresenta um significativo harmônico anual na maioria das localidades. Para as localidades no Atlântico Tropical Norte ($15^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$, $12^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$, $8^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$ e $4^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$) a radiação solar à superfície atinge valores máximos em SON, quando a ZCIT está próxima à sua posição mais ao norte e o ângulo zenital é alto. Nas localidades sobre o equador a radiação solar atinge valores máximos nos equinócios (MAM e SON), quando a ZCIT está mais afastada do equador e mínimos nos solstícios caracterizando a passagem da ZCIT sobre essas localidades.

Na bacia leste, em $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ (Figura 4.1.g), o regime é semelhante às demais localidades sobre o equador, exceto que a amplitude é reduzida devido ao aparecimento de nuvens stratus, principalmente em SON, sobre as águas frias da bacia leste. Para a localidade mais ao sul, $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{W}$ (Figura 4.2), a série apresenta um forte harmônico anual com máximo em JFM (solstício de verão), demonstrando uma forte dependência com relação ao ângulo zenital solar sem nenhum sistema de grande escala gerador de nebulosidade.

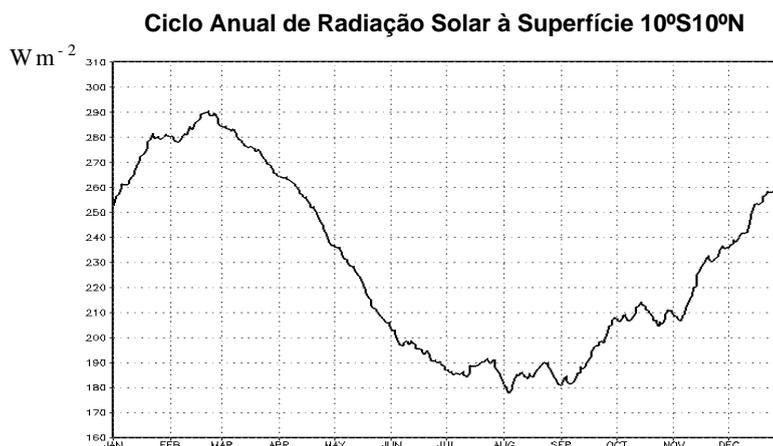


FIGURA 4.2 – Ciclo anual de radiação solar (Wm^{-2}) à superfície da bóia do projeto PIRATA em $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{N}$.

Os mapas de correlação dos dados de reanálises do NCEP-NCAR foram separados por localidade das bóias fixas do projeto PIRATA, em painéis com mapas para correlações de anomalias diárias filtradas com média móvel 30 dias (Figura 4.3), filtradas com o filtro de Lanczos (15-45 dias) (Figura 4.4) e diárias (Figura 4.6).

Os padrões da radiação solar à superfície nas localidades mais ao norte, $15^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$ e $12^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$, apresentam correlações positivas, estatisticamente significantes, provavelmente associadas às condições de nebulosidade e declinação solar na região de atuação da ASAN (Figura 4.3_a,b).

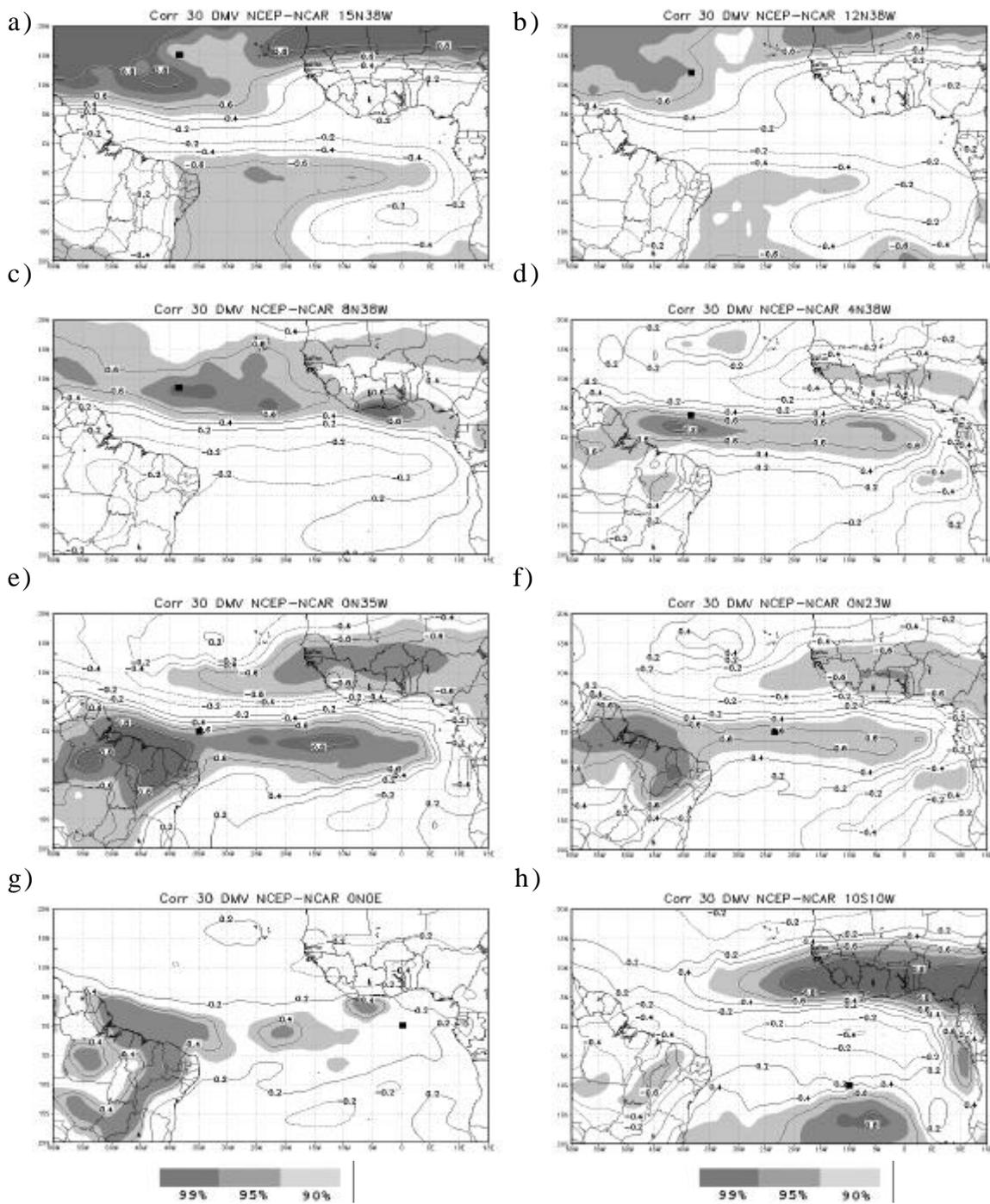


FIGURA 4.3 - Correlação diária média móvel 30 dias de radiação solar à superfície das bóias PIRATA e NCEP-NCAR: a) $15^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$; b) $12^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$; c) $8^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$; d) $4^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$; e) $0^{\circ}\text{N}35^{\circ}\text{W}$; f) $0^{\circ}\text{N}23^{\circ}\text{W}$; g) $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ e h) $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{W}$.

Para as localidades $8^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$ e $4^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$, o regime de radiação solar apresenta correlações positivas, provavelmente relacionadas com as condições de nebulosidade associada à ZCIT, sendo que para as duas localidades os regimes parecem ser determinados em parte pelas condições da ASAN nos períodos em que a ZCIT está mais afastada da região.

Nas localidades sobre o equador, $0^{\circ}\text{N}35^{\circ}\text{W}$ e $0^{\circ}\text{N}23^{\circ}\text{W}$, a radiação solar à superfície é condicionada pela subsidência provocada pelo ramo descendente da célula de Hadley de maneira que podemos notar as correlações positivas sobre toda a região equatorial e nordeste do Brasil (Figura 4.3_e,f). Na bacia leste, em $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ o regime de radiação é semelhante às demais localidades sobre o equador, exceto pelo fato da radiação ser determinada pela presença de nuvens stratus principalmente em SON o que poderia levar as baixas correlações apresentadas (~ 0.1), referente aos dados do NCEP-NCAR CDAS I, para a região e para o ponto de grade onde se situa a bóia.

Mais ao sul, em $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{W}$, a radiação é provavelmente condicionada pela ASAS e pelo ângulo zenital com correlações maiores (~ 0.8) ao sul da localidade da bóia, fato que poderia estar associado com a nebulosidade do NCEP-NCAR CDAS I.

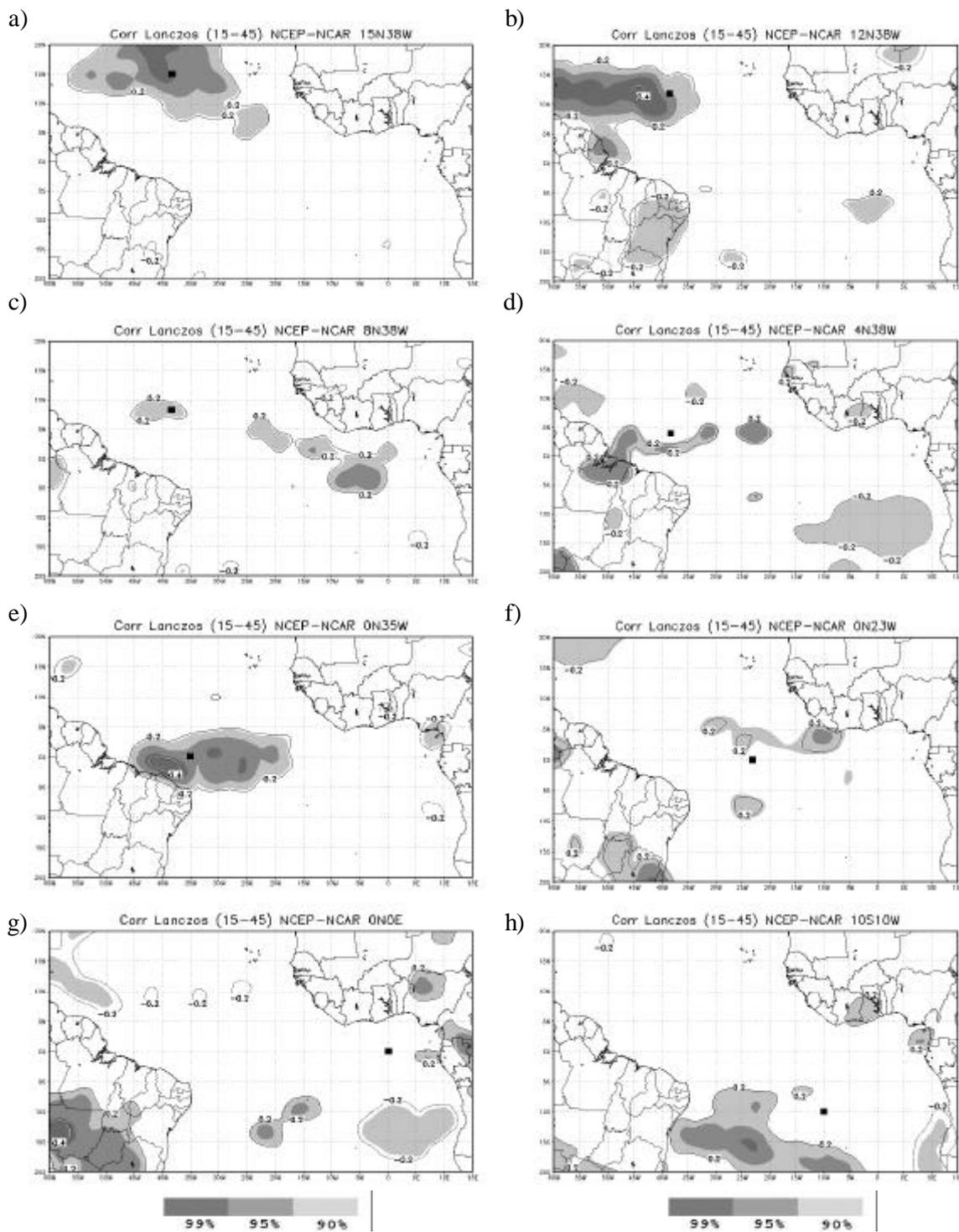


FIGURA 4.4 - Correlação série filtrada Lanczos (15-45) dias das bóias PIRATA e NCEP-NCAR: a) 15°N38°W; b) 12°N38°W; c) 8°N38°W; d) 4°N38°W; e) 0°N35°W; f) 0°N23°W; g) 0°N0°E e h) 10°S10°W.

As correlações negativas com a região do Sahel provavelmente são devidas ao deslocamento para sul da ZCIT (radiação solar máxima), no momento em que a radiação é máxima (JFM) em $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{W}$ e vice-versa. De maneira geral, os mapas de correlação mostram diferentes regimes de radiação nos trópicos separados em faixas zonais provavelmente relacionadas com a posição e o deslocamento da ZCIT ao longo do ano, assim como os efeitos da latitude e sistemas de alta pressão subtropicais.

Os mapas de correlação das séries filtradas com Lanczos 15-45 dias (Figura 4.4) apresentam padrões espaciais com maior estrutura e limitados a áreas menores, provavelmente devido ao fato da filtragem espectral manter as oscilações da série, suavizando apenas as altas e baixas frequências, contrário da média móvel que suaviza excessivamente a série temporal como mostra a Figura 4.5.

Para a localidade $15^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$ o mapa de correlação da série filtrada com Lanczos (15-45) dias (Figura 4.4.a) apresenta um padrão similar ao da média móvel (Figura 4.3.a) com condições semelhantes à região de atuação da ASAN, porém com correlações mais baixas e área mais limitada. Os resultados para as localidades $0^{\circ}\text{N}23^{\circ}\text{W}$ (Figura 4.4.f) e $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ (Figura 4.5.g) não apresentaram o padrão esperado, algumas vezes com correlações muito baixas, e

para $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{W}$ (Figura 4.5.h) as correlações máximas se apresentam deslocadas.

Um resultado interessante surge com relação às amplas regiões de correlações negativas presentes nos mapas de correlação para 30MMV comentados anteriormente. Para as séries filtradas com Lanczos, as áreas de correlações negativas significantes diminuem drasticamente.

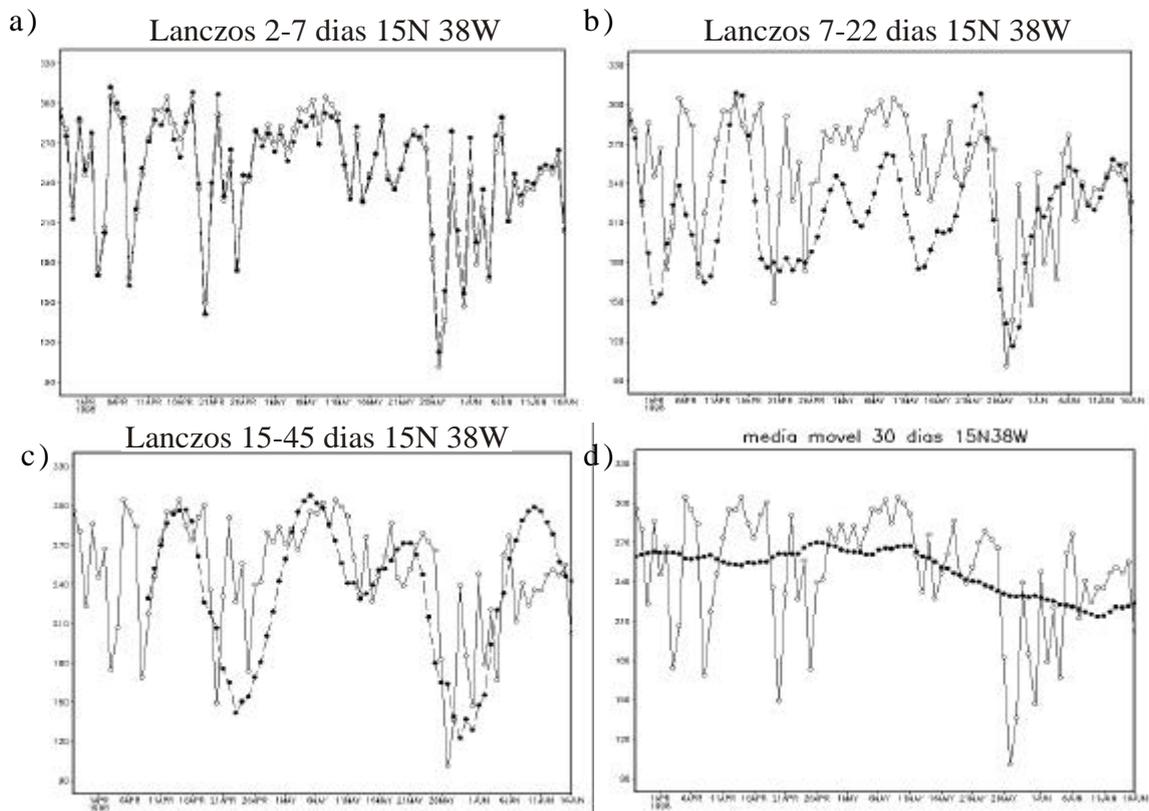


FIGURA 4.5 – Comparação entre a série temporal de radiação à superfície observada (linha contínua) e filtrada com Lanczos (linha traço-ponto) em $15^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$: a) 2-7 dias; b) 7-22 dias; c) 15-45 dias e d) média móvel 30 dias (linha pontilhada).

Na Figura 4.5 foram utilizadas as filtragens de Lanczos para 2-7 dias (Figura 4.5.a) na qual pode-se notar que a diferença entre a série observada e a série filtrada é pequena e as filtragens de 7-22 dias (Figura 4.5.b) e 15-45 dias (Figura 4.5.c), em que nesta última as oscilações de alta frequência foram completamente removidas da série, mas apesar disso a série filtrada continua a apresentar as oscilações de baixa frequência. O processo realizado pela média móvel (Fig 4.5.d) remove a variabilidade de alta frequência, porém é incapaz de manter as oscilações de frequências mais baixas suavizando excessivamente a série por isso este método não foi utilizado como ferramenta de análise neste estudo.

Quando se realiza a análise dos campos na escala de tempo diária, as correlações dos campos de radiação do NCEP-NCAR CDAS I com as séries diárias das bóias do projeto PIRATA, não apresentam mudanças significativas com relação às figuras anteriores como mostra a Figura 4.6.

Utilizando os dados de radiação solar do projeto ECMWF ERA40, deveríamos esperar um resultado semelhante aos do NCEP-NCAR, pois ambos são oriundos de modelos de previsão numérica e possuem mesma resolução espacial, porém os dados do ECMWF ERA40 apresentam resultados melhores para as séries diárias

(Figura 4.7) assim como apresenta melhorias nas correlações após o processo de filtragem (Figura 4.8), o que era esperado, pois foram removidas as oscilações de alta frequência e juntamente possíveis ruídos existentes no campo de radiação.

De maneira geral as correlações apresentadas pela reanálise do ECMWF ERA40 são mais fortes e estão mais bem centradas sobre as localidades das bóias que os campos do NCEP-NCAR CDAS I.

Os dados referentes ao modelo de transferência radiativa GL 1.2 desenvolvido no CPTEC, atualmente possuem um domínio restrito que se estende até 28°W , excluindo desta maneira grande parte do oceano Atlântico. Os resultados apresentados nos mapas de correlação (Figura 4.9) para as séries diárias de localidades das bóias PIRATA dentro do domínio (5 bóias) são equiparáveis ao modelo baseado nas imagens do ISCCP DX desenvolvido no programa PATHFINDER mostrados à seguir na Figura 4.10.

Com relação às estimativas feitas a partir de imagens de satélites do ISCCP DX, os mapas de correlação para série diária (Figura 4.10) apresentam padrões com estrutura espacial ainda melhor e correlações significativas mais altas (>0.6), bem centradas sobre as localidades das bóias.

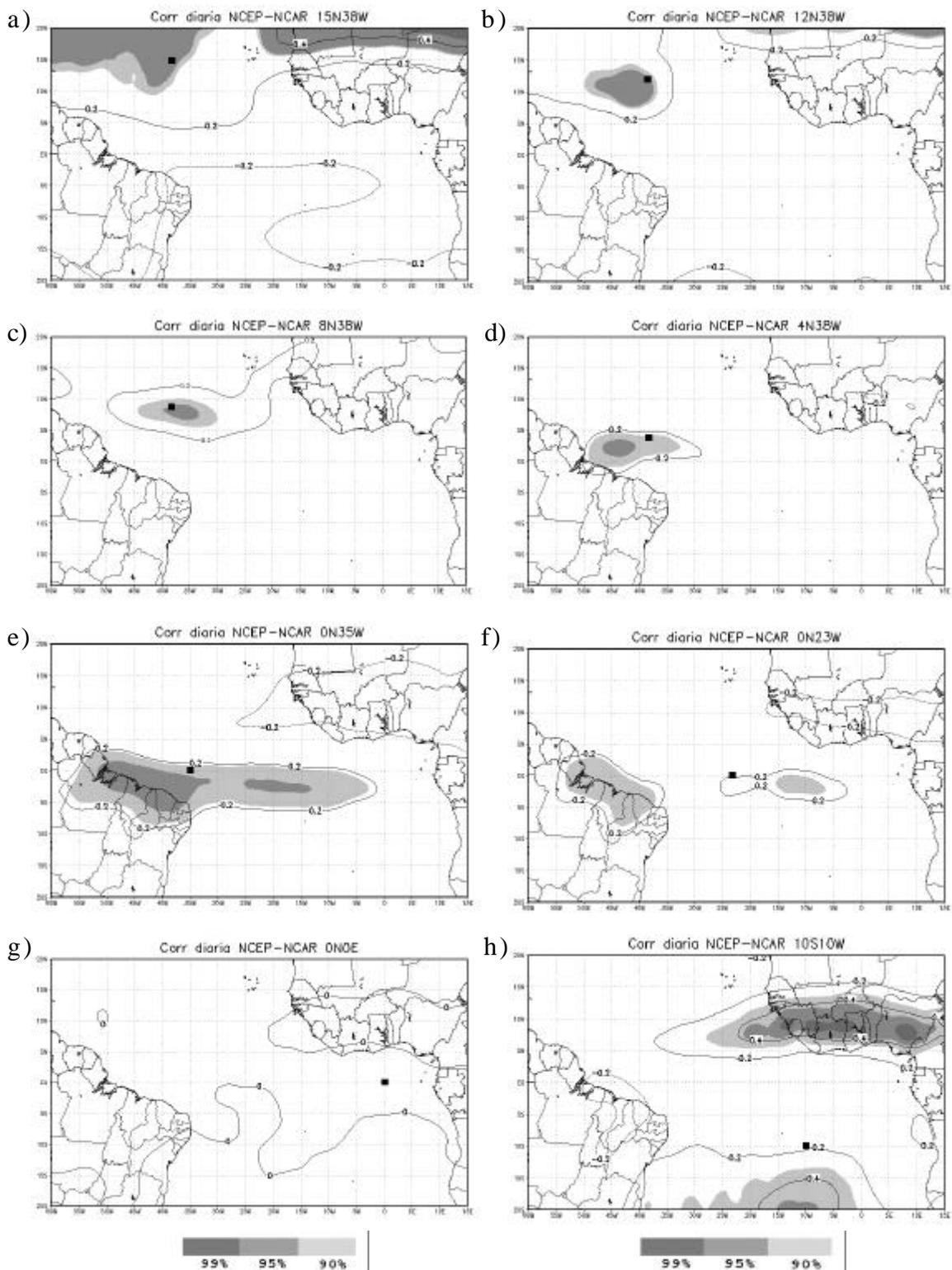


FIGURA 4.6 – Correlação diária das bóias PIRATA e NCEP-NCAR:
a) $15^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$; b) $12^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$; c) $8^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$; d) $4^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$;
e) $0^{\circ}\text{N}35^{\circ}\text{W}$ e f) $0^{\circ}\text{N}23^{\circ}\text{W}$; g) $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ e h) $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{W}$.

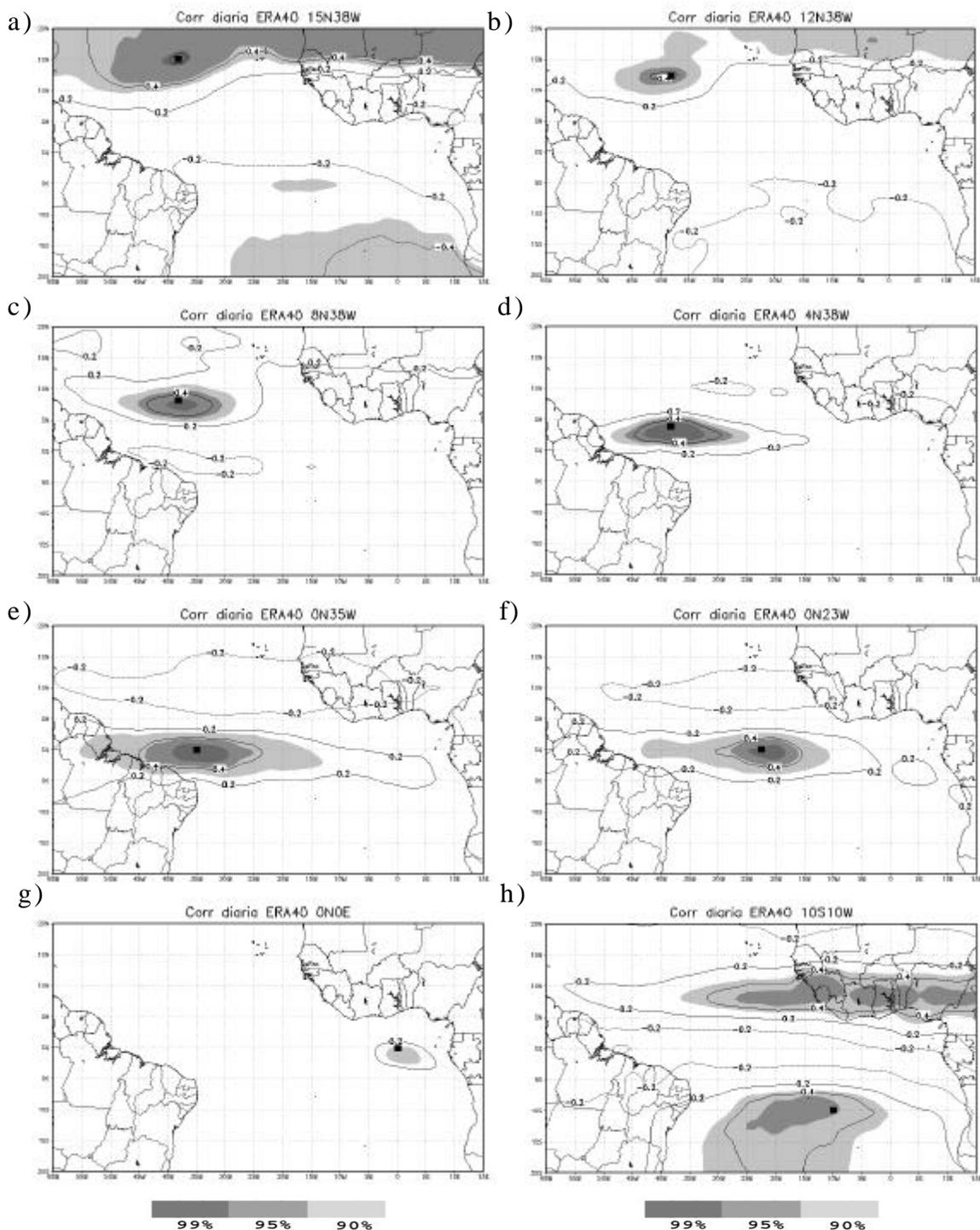


FIGURA 4.7 - Correlação diária das bóias PIRATA e ECMWF ERA40: a) 15°N38°W; b) 12°N38°W c)8°N38°W; d) 4°N38°W; e) 0°N35°W; f) 0°N23°W; g) 0°N0°E e h) 10°S10°W.

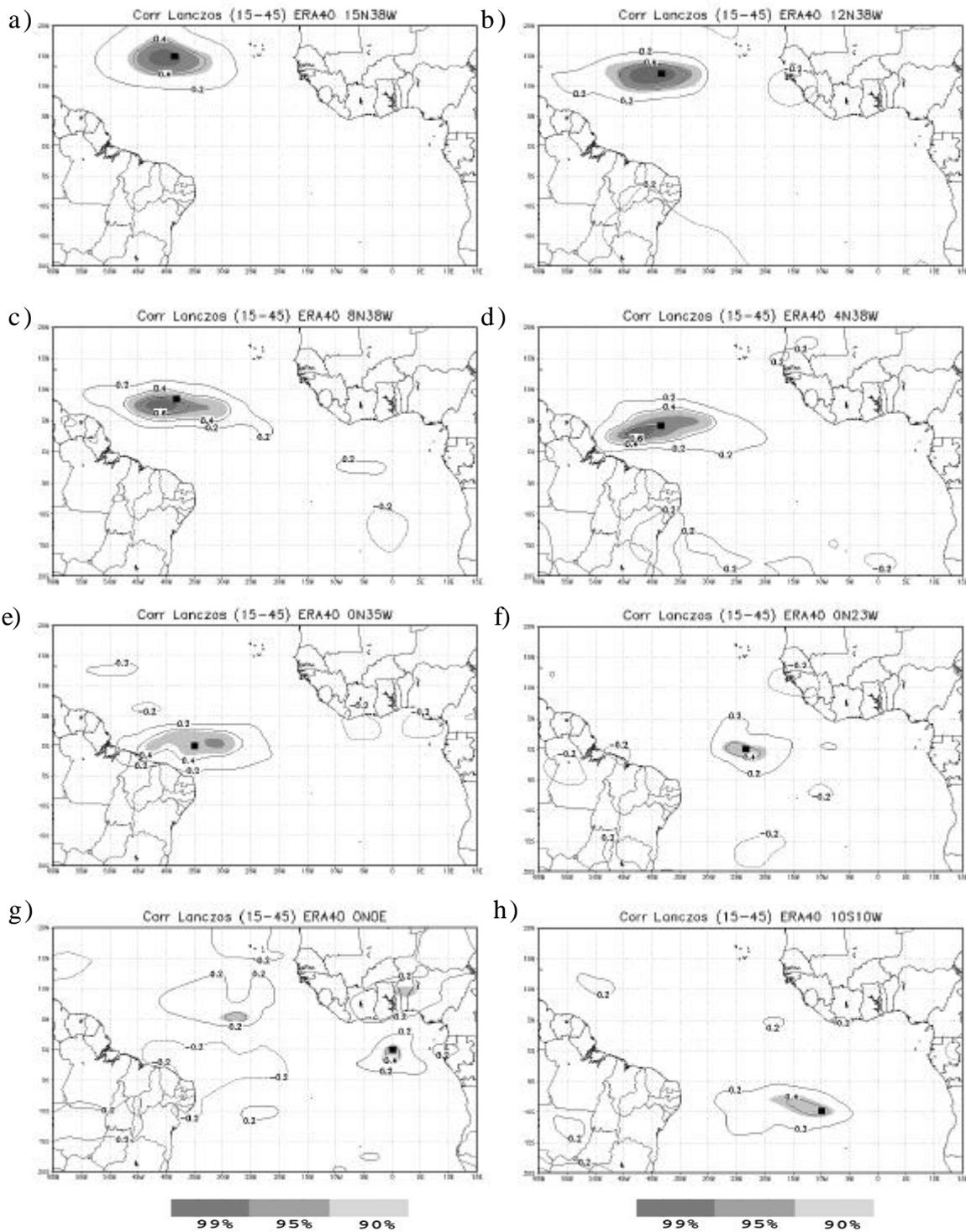


FIGURA 4.8 - Correlação série filtrada Lanczos (15-45) dias das bóias PIRATA e ECMWF ERA40: a) 15°N38°W; b) 12°N38°W; c) 8°N38°W; d) 4°N38°W; e) 0°N35°W; f) 0°N23°W; g) 0°N0°E e h) 10°S10°W.

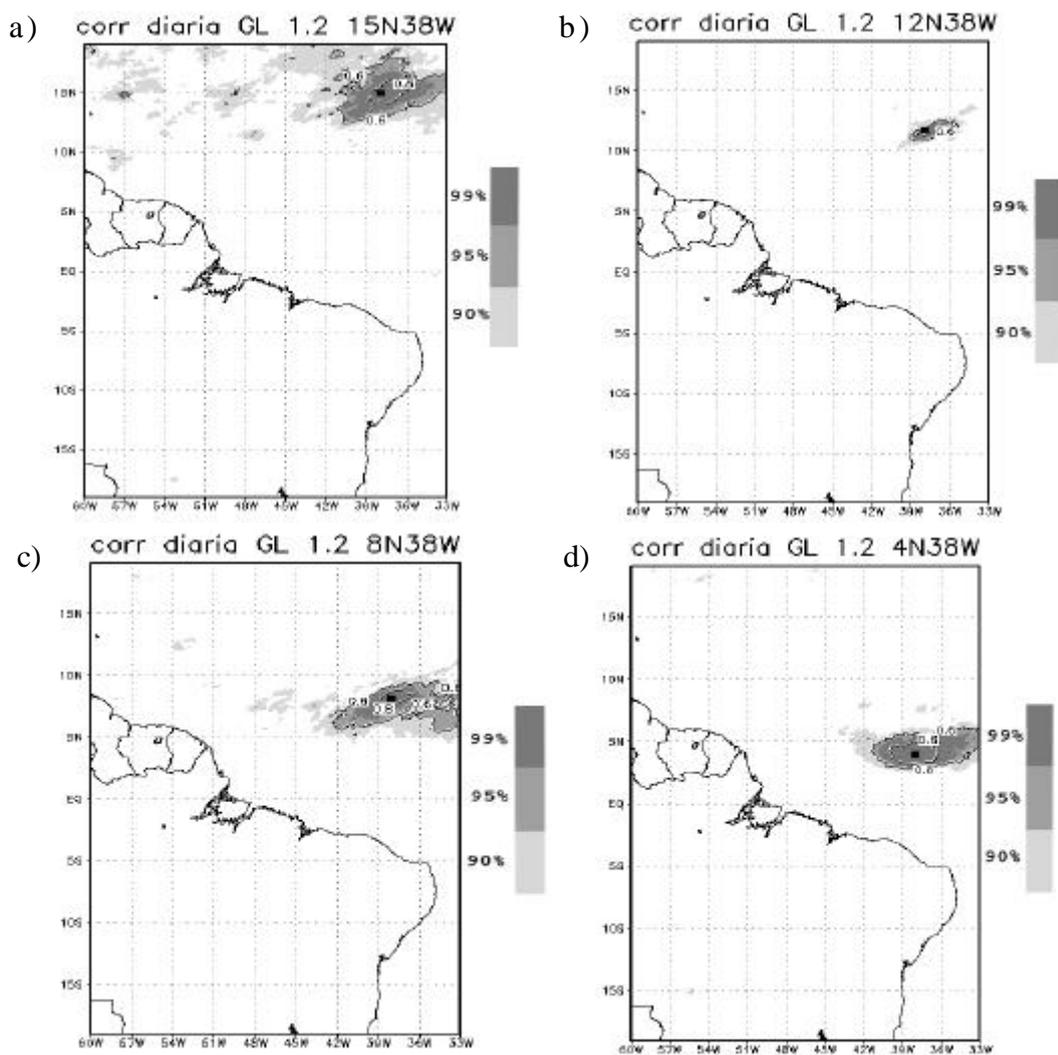


FIGURA 4.9 - Correlação diária das bóias PIRATA e GL 1.2:
a) 15°N38°W; b) 12°N38°W; c) 8°N38°W;
d) 4°N38°W.

Observando os campos da série filtrada (Figura 4.11) nota-se um aumento nos valores das correlações, porém ocorre uma expansão da área ao redor da bóia onde estão as maiores correlações. Esse efeito era esperado, pois removendo as oscilações de alta frequência outras regiões ao redor apresentam oscilações de baixa frequência semelhantes à localidade da bóia, pois estão sujeitas

aos mesmos sistemas geradores de nebulosidade de escalas de tempo um pouco maiores.

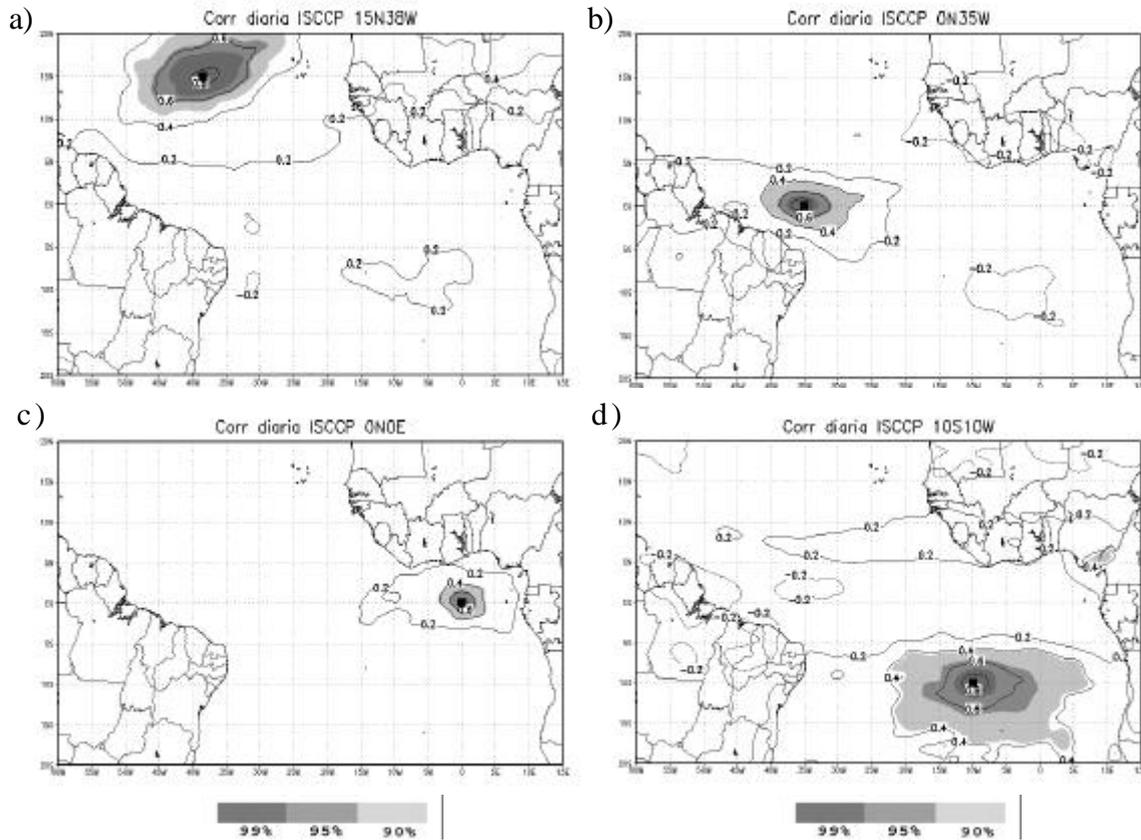


FIGURA 4.10 - Correlação diária das bóias PIRATA e ISCCP DX:
a) $15^{\circ}\text{N}38^{\circ}\text{W}$; b) $0^{\circ}\text{N}35^{\circ}\text{W}$; c) $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ e
d) $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{W}$.

Os mapas de correlação informam apenas sobre a correlação entre as variações nos dados dos produtos dos modelos e as observações das bóias, mas para se ter uma estimativa da diferença entre os valores estimados pelos modelos e os valores observados foram elaborados diagramas de dispersão e calculados os erros médios e desvio padrão apresentados para algumas localidades.

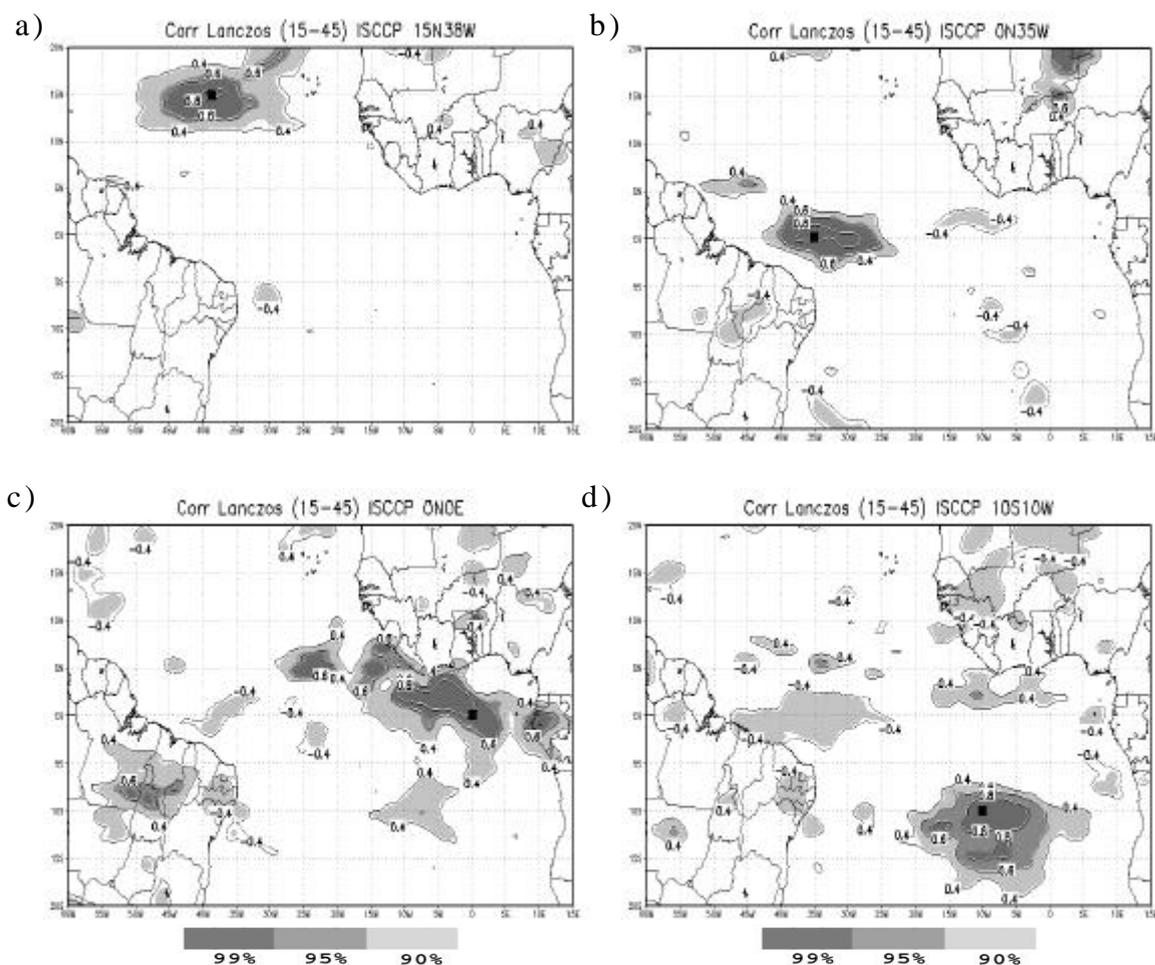


FIGURA 4.11 – Correlação diária das bóias PIRATA e ISCCP DX para série filtrada com Lanczos (15-45) dias: a) 15°N38°W; b) 0°N35°W; c) 0°N0°E e d) 10°S10°W.

A partir dos resultados obtidos foram escolhidos, através dos mapas de correlação, os produtos mais adequados para serem utilizados como condição de contorno nas simulações numéricas, sendo eles: ECMWF ERA40 e ISCCP DX.

Os diagramas de dispersão, erros médios (ME) e desvio padrão (STD) da radiação solar dos modelos escolhidos para o ano de

1998, estão separados por localidades e são apresentados da seguinte forma: 8°N38°W (Figura 4.12), 0°N35°W (Figura 4.14), 0°N0°E (Figura 4.15) e 10°S10°W (Figura 4.16).

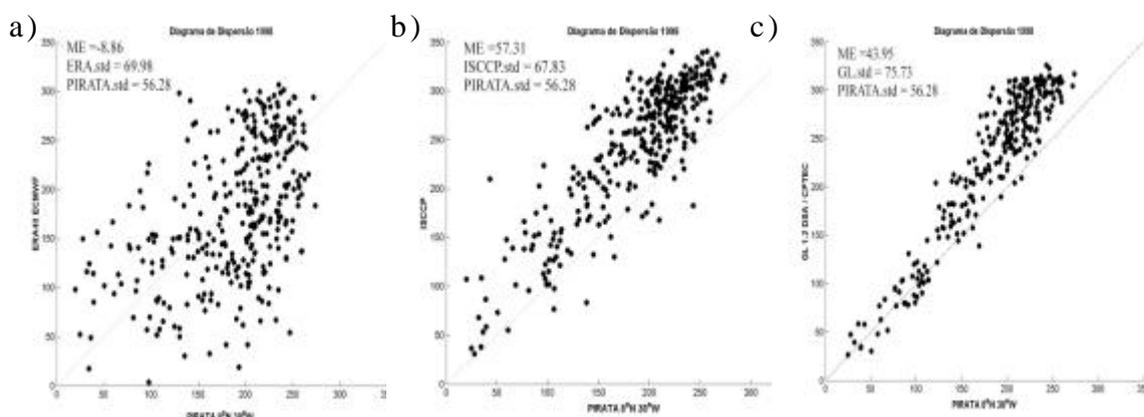


FIGURA 4.12 - Diagrama de dispersão entre a série temporal diária (1998) de radiação solar à superfície em 8°N38°W da bóia PIRATA e: a) ECMWF ERA40; b) ISCCP DX; c) GL 1.2.

A Figura 4.12 tem como objetivo mostrar a redução na dispersão (aumento da correlação) quando se utiliza os modelos de transferência radiativa baseados em estimativas feitas a partir de imagens de satélite com maior resolução espacial (Figura 4.12_b,c). O viés linear apresentado na Figura 4.12.b, no modelo ISCCP DX e o viés não-linear na Figura 4.12.c no modelo GL 1.2 que se repete em todas as bóias são possivelmente devidos ao fato do modelo GL 1.2 não considerar a presença de aerossóis e não devido resolução espacial de cada modelo.

O efeito da resolução espacial, de certa forma, pode ser desconsiderado se observarmos os resultados do modelo GL 1.2 ($0.04^\circ \text{ lat} \times 0.04^\circ \text{ lon}$) interpolado para as grades do ISCCP DX ($0.5^\circ \text{ lat} \times 0.5^\circ \text{ lon}$) e do ECMWF ERA40 ($2.5^\circ \text{ lat} \times 2.5^\circ \text{ lon}$) na Figura 4.13.

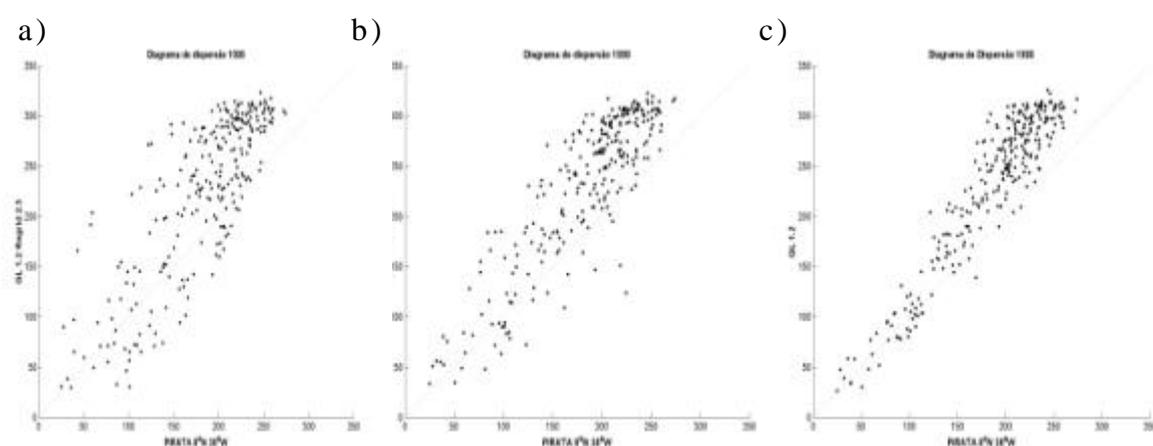


FIGURA 4.13 - Diagrama de dispersão entre a série temporal diária (1998) de radiação solar à superfície em $15^\circ\text{N}38^\circ\text{W}$ da bóia PIRATA e: a) GL 1.2 ($2.5^\circ\text{lat} \times 2.5^\circ\text{lon}$); b) GL.1.2 ($0.5^\circ\text{lat} \times 0.5^\circ\text{lon}$); c) GL 1.2 ($0.04^\circ \text{ lat} \times 0.04^\circ \text{ lon}$).

Os dois modelos de transferência radiativa apresentam resultados muito semelhantes e uma menor dispersão em comparação com os dados do ECMWF ERA40, apesar de apresentarem erros médios significativamente maiores.

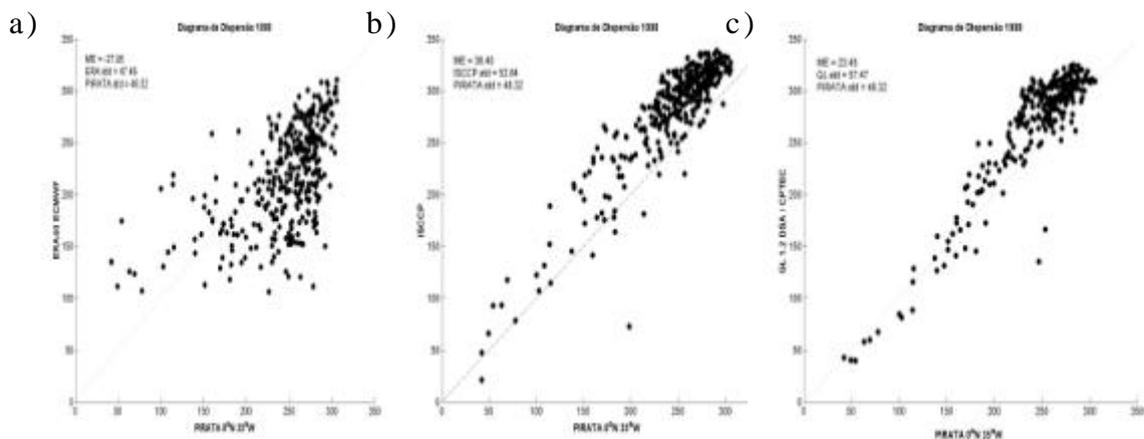


FIGURA 4.14 - Diagrama de dispersão entre a série temporal diária (1998) de radiação solar à superfície em $0^{\circ}\text{N}35^{\circ}\text{W}$: a) ECMWF ERA40; b) ISCCP DX; c) GL 1.2.

O domínio do modelo GL 1.2 infelizmente não cobre as demais localidades, porém nota-se pelos resultados dos mapas de correlação e diagramas de dispersão o grande potencial que este simples modelo de transferência radiativa apresenta.

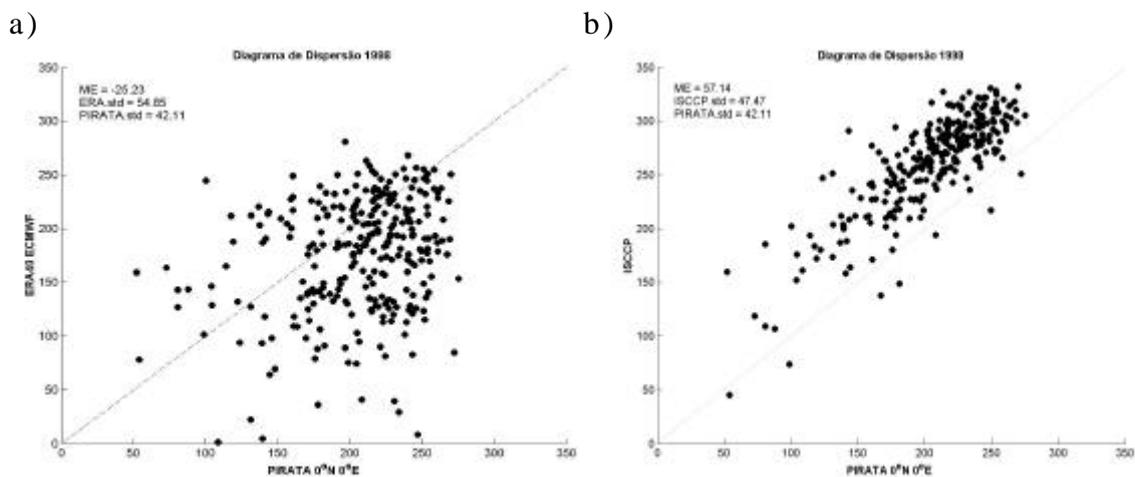


FIGURA 4.15- Diagrama de dispersão entre a série temporal diária de radiação solar à superfície em $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ da bóia PIRATA e: a) ECMWF ERA40; b) ISCCP DX.

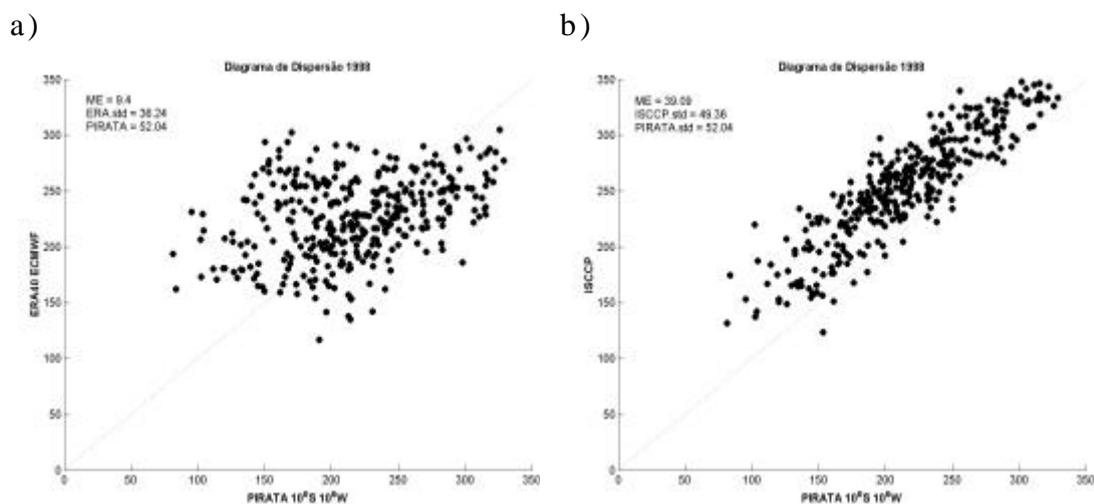


FIGURA 4.16 - Diagrama de dispersão entre a série temporal diária de radiação solar à superfície em 10°S 10°W da bóia PIRATA e: a) ECMWF ERA40; b) ISCCP DX.

As diferenças se tornam maiores nas regiões onde os modelos de previsão numérica apresentam dificuldades em simular a formação de nuvens stratus sobre águas frias (Figura 4.15) o que não ocorre nos modelos de transferência radiativa baseados em imagens de satélite, no entanto nas demais regiões os dados de radiação do ECMWF ERA40 apresentam bons resultados e erros médios baixos mesmo sendo sua resolução espacial menor.

4.2 – Simulações numéricas

Cinco simulações numéricas oceânicas utilizando o Modular Ocean Model version 3 (MOM3) do Geophysical Fluid Dynamics Laboratory foram conduzidos com duração de um ano (1998) cada, para avaliar o impacto sobre a TSM no Atlântico tropical, das

estimativas de radiação solar provenientes dos diversos produtos avaliados e de diferentes parametrizações dos fluxos de calor à superfície.

Uma simulação acoplada foi realizada utilizando a configuração de baixa resolução T42L28 do modelo acoplado oceano-atmosfera do CPTEC de acordo com os procedimentos descritos na metodologia.

Foram analisadas as distribuições médias mensais dos fluxos de calor à superfície: total, latente, sensível, onda curta e emissão de onda longa simulados, assim como as distribuições médias mensais da TSM simulada.

O conjunto de dados de verificação de TSM é o compilado pelo projeto NOAA OI SST, já o conjunto de dados de verificação de fluxos de calor é proveniente do COADS, de agora em diante chamados de “a observação”.

4.3 – Simulações dos fluxos de calor à superfície e TSM

Os campos de média anual de TSM apresentam diferenças significativas entre as diversas simulações, principalmente na região sudeste e leste do Atlântico tropical. A maioria das simulações apresenta viés positivo na TSM anual do Atlântico tropical. As duas simulações com fluxo de calor observado Exp.ERA40 e Exp.ISCCP (Figura 4.17_a,b) mostram viés na TSM

muito semelhantes, exceto na região equatorial onde o Exp.ISCCP apresenta um viés mais alto.

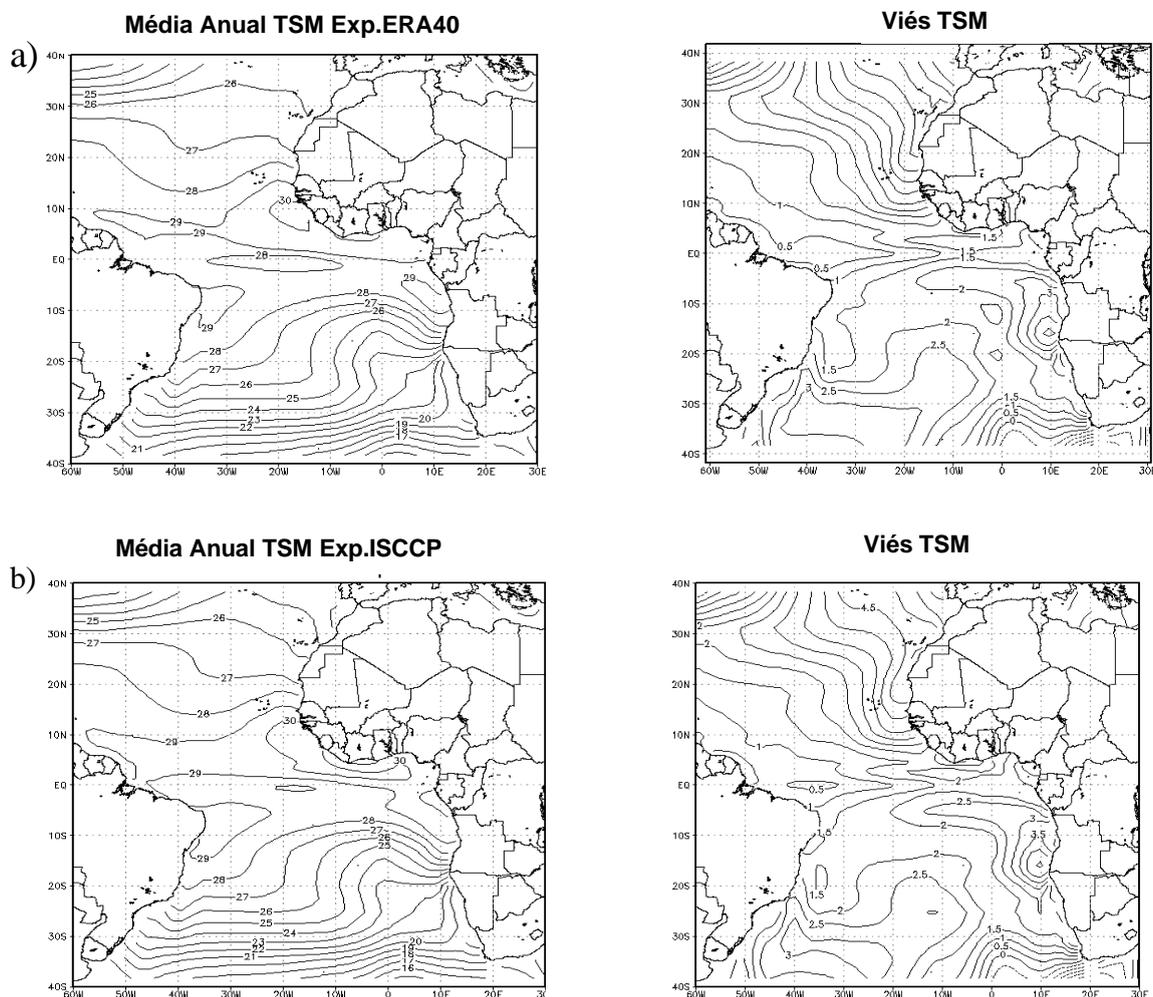
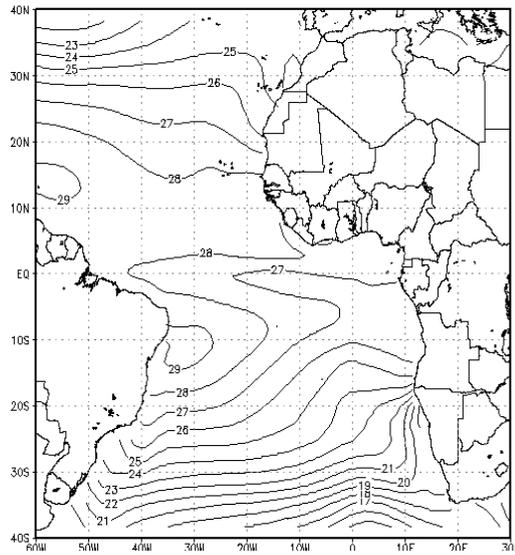


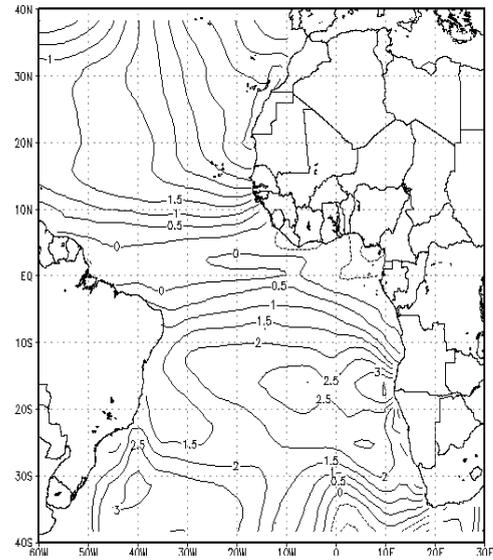
FIGURA 4.17 - Média anual da TSM e viés obtidos na simulações numéricas com fluxos observados: a)Exp.ERA40; b) Exp.ISCCP.

As simulações com fluxo de calor parametrizado (Figura 4.18 e 4.19) mostram boas representações da região de águas frias no leste da bacia, enquanto as duas simulações Exp.ERA40 (Figura 4.17.a) e Exp.ISCCP (Figura 4.17.b), ambas com fluxos de calor observados, falharam em representá-la corretamente.

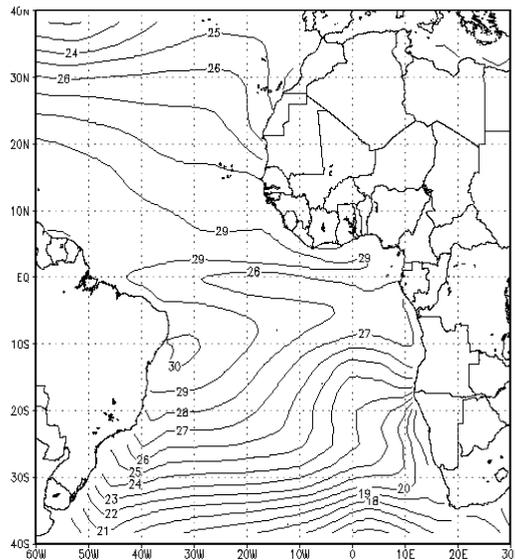
a) Média Anual TSM Exp.ERA40_HF_param



Viés TSM



b) Média Anual TSM Exp.ISCCP_HFparam



Viés TSM

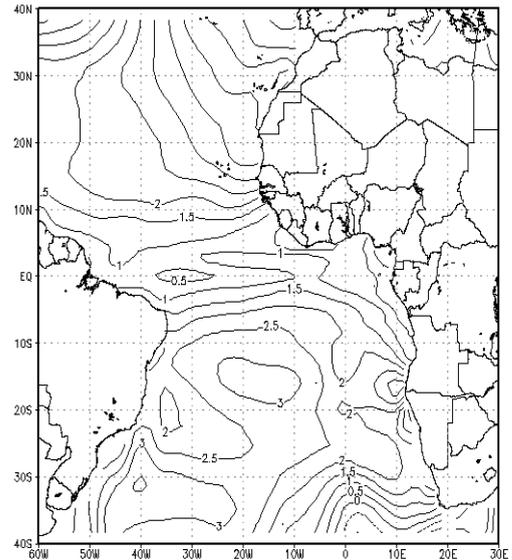


FIGURA 4.18 - Média anual da TSM e viés obtidos nas simulações numéricas com fluxos de calor parametrizados: a) Exp.ERA40_HFparam e b) Exp.ISCCP_HFparam.

A simulação com o modelo acoplado T42L28 (Fig.4.20) apresentou dificuldades em representar corretamente os gradientes zonais de TSM sobre todo o Atlântico, principalmente no Atlântico Sul e

sobre a região tropical apresentou um gradiente zonal de TSM reverso, com águas mais quentes no leste da bacia.

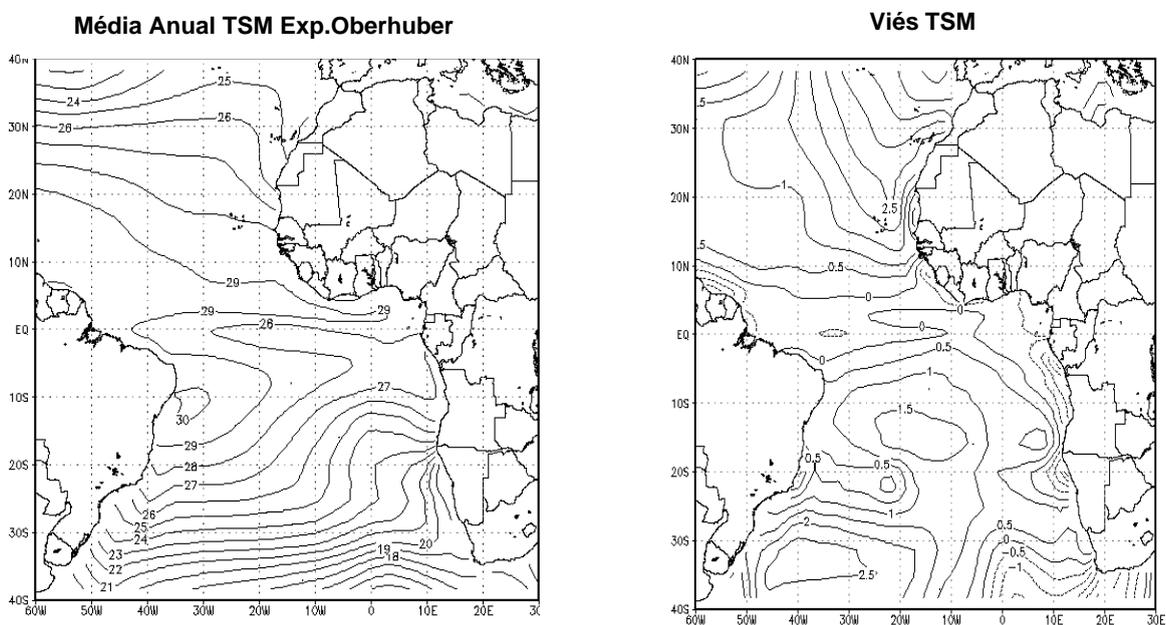


FIGURA 4.19 - Média anual da TSM obtida na simulação numérica: Exp.Oberhuber.

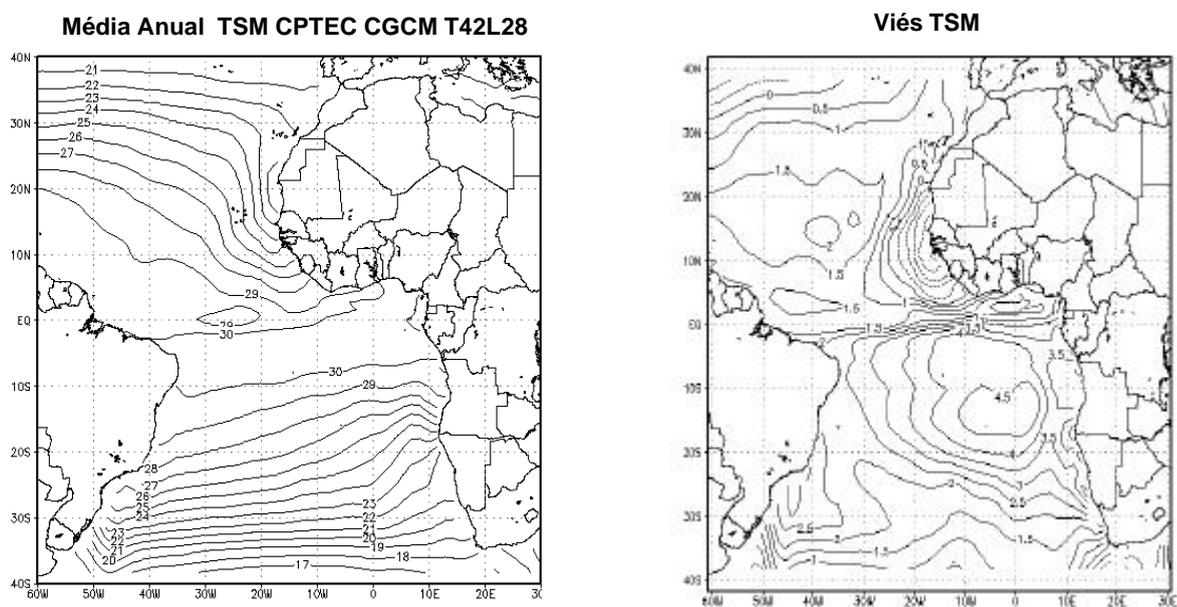


FIGURA 4.20 - Média anual da TSM obtidos na simulação numérica: Acoplado CPTEC.

Outro método de análise foi utilizado para observar os desvios, uma vez removido o viés, dos campos do modelo com relação à observação, i.e. a raiz quadrada do erro quadrático médio. O experimento com radiação do ERA40 (Fig.4.21.a) e fluxos de calor observados apresentou os maiores desvios (RMSE), principalmente no Atlântico tropical leste, sudeste e norte, já a simulação com os dados do ISCCP (Fig.4.21.b) apresentou o menor RMSE na TSM de todas as simulações, com desvios maiores sobre o Atlântico tropical leste e sudeste com bons resultados no Atlântico tropical norte e sudoeste.

O efeito da parametrização dos fluxos de calor no experimento ERA40 (Figura 4.21.c) é percebida como melhorias significativas, principalmente no Atlântico tropical norte e sudeste, porém na região sudoeste praticamente não ocorreram mudanças. O efeito da parametrização dos fluxos de calor na simulação ISCCP (Figura 4.21.d) proporcionou melhorias significativas na região leste e sudeste e surpreendentemente provocou uma piora no Atlântico tropical norte e sudoeste, fato este que está associado aos fluxos de calor latente e radiação solar que serão investigados nas próximas páginas.

A simulação com radiação solar climatológica de Oberhuber e do modelo acoplado T42L28 (Figura 4.21_e,f) apresentaram RMSE

semelhantes aos demais experimentos com fluxo de calor parametrizado, exceto pelo fato da simulação acoplada apresentar desvios significativamente maiores na região central, leste e sudeste da bacia.

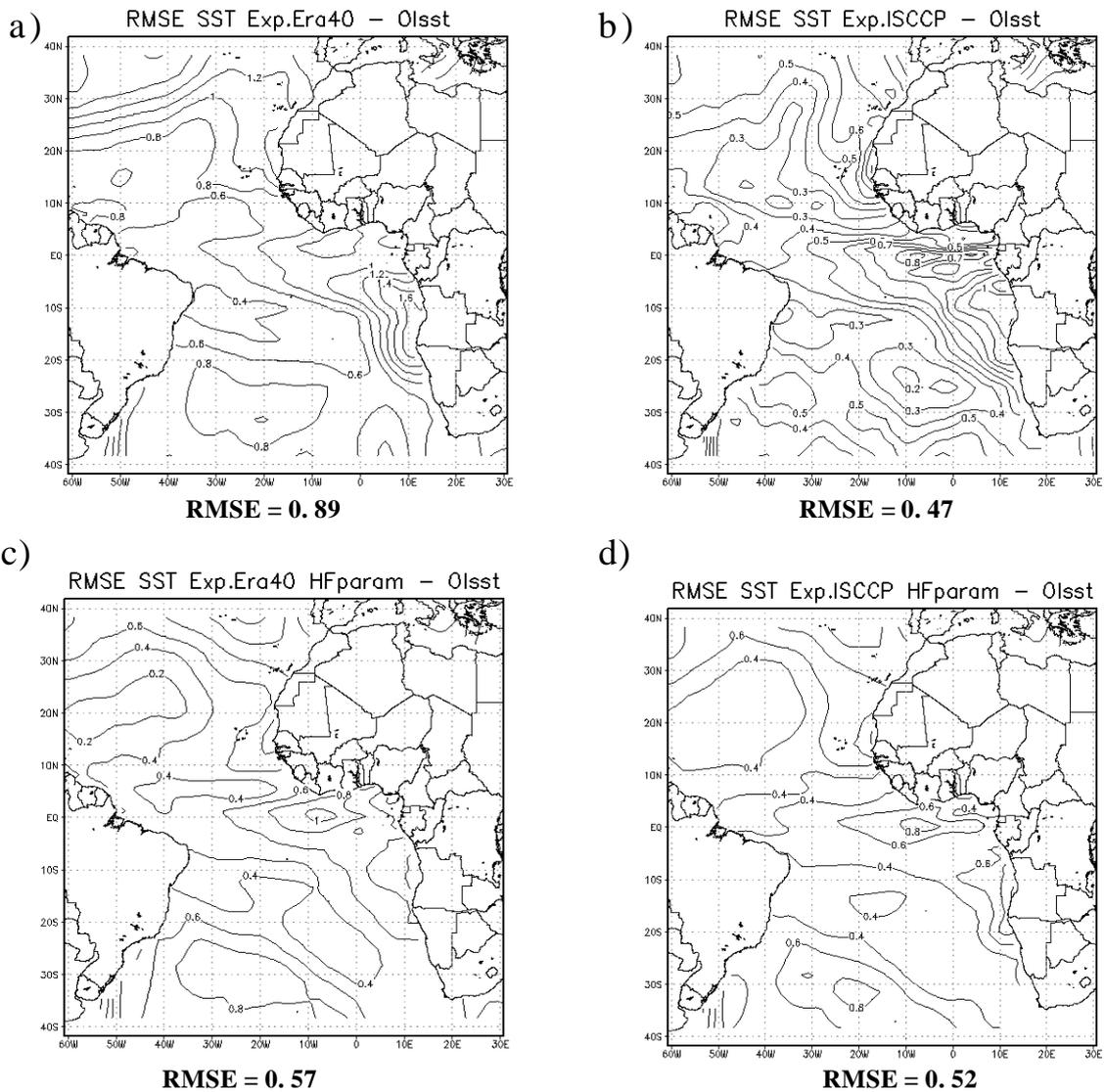


FIGURA 4.21 - RMSE da TSM obtidos nas simulações numéricas:
a) Exp.ERA40; b) Exp.ISCCP;
c) Exp.ERA40_HFparam; d) Exp.ISCCP_HFparam,
e) Exp.Oberhuber e f) Acoplado CPTEC (continua).

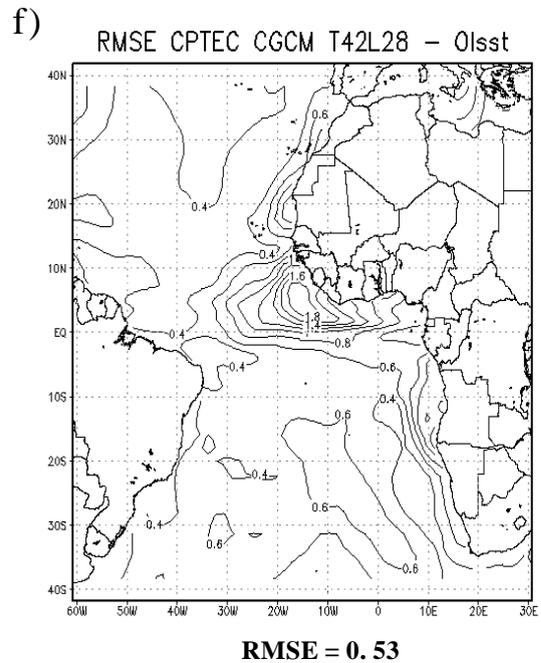
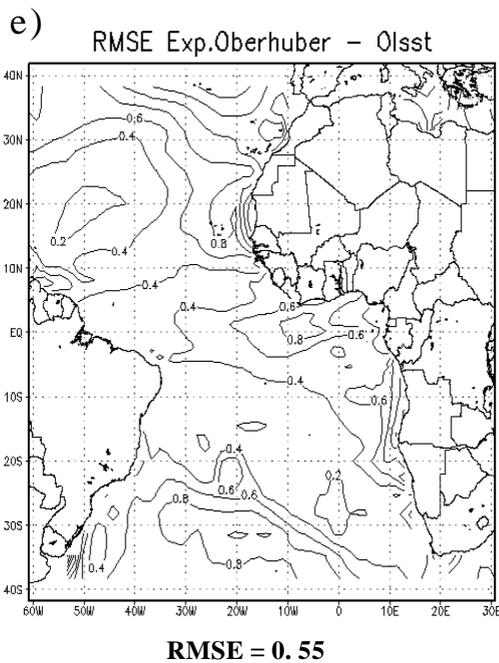


FIGURA 4.21 – Conclusão.

A partir desses resultados, nota-se que o ganho em termos de diminuição dos erros na TSM ocorre quando se utiliza os fluxos de calor parametrizados ou a radiação solar de estimativas feitas à partir de imagens de satélites.

As médias anuais do fluxo total de calor tanto na observação (Figura 4.22) quanto nas simulações (Figura 4.23) são da atmosfera para o oceano numa faixa de aproximadamente 20°S a 15°N, com magnitudes maiores sobre a região equatorial. Os Fluxos são para fora do oceano nas regiões restantes com maiores

magnitudes ao longo da costa da América do Sul e Norte da África nas simulações, fato este que deve estar associado à tensão do vento proveniente do ECMWF ERA40.

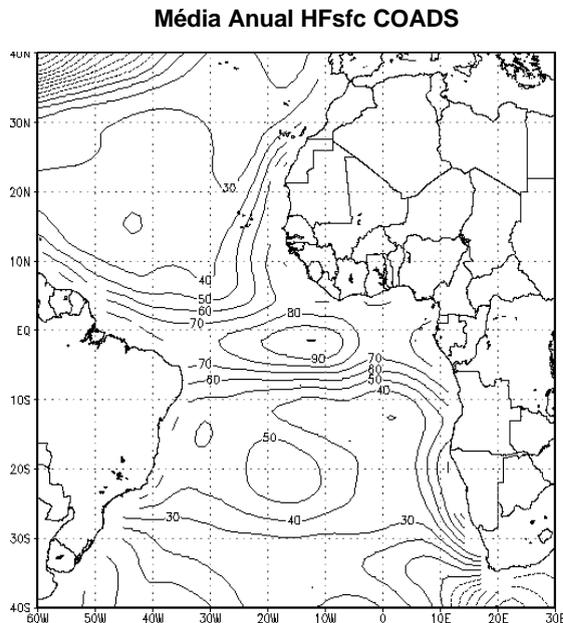


FIGURA 4.22 - Média anual do fluxo total de calor observado: COADS.

O fluxo de calor total está associado ao armazenamento de calor da camada de mistura do oceano e conseqüentemente aos desvios nos valores da TSM. Mais adiante serão analisadas quais as componentes do balanço do fluxo de calor estão contribuindo de maneira a aumentar estes desvios.

Os experimentos com fluxos observados (Figura 4.23_a,b) apresentaram viés positivo de fluxo de calor na região equatorial e negativo nas demais áreas, enquanto aqueles com fluxos parametrizados (Figura 4.23.c-e) apresentaram viés negativo em todo o campo. As simulações com fluxo de calor parametrizado

apresentaram bons resultados no Atlântico tropical de maneira geral.

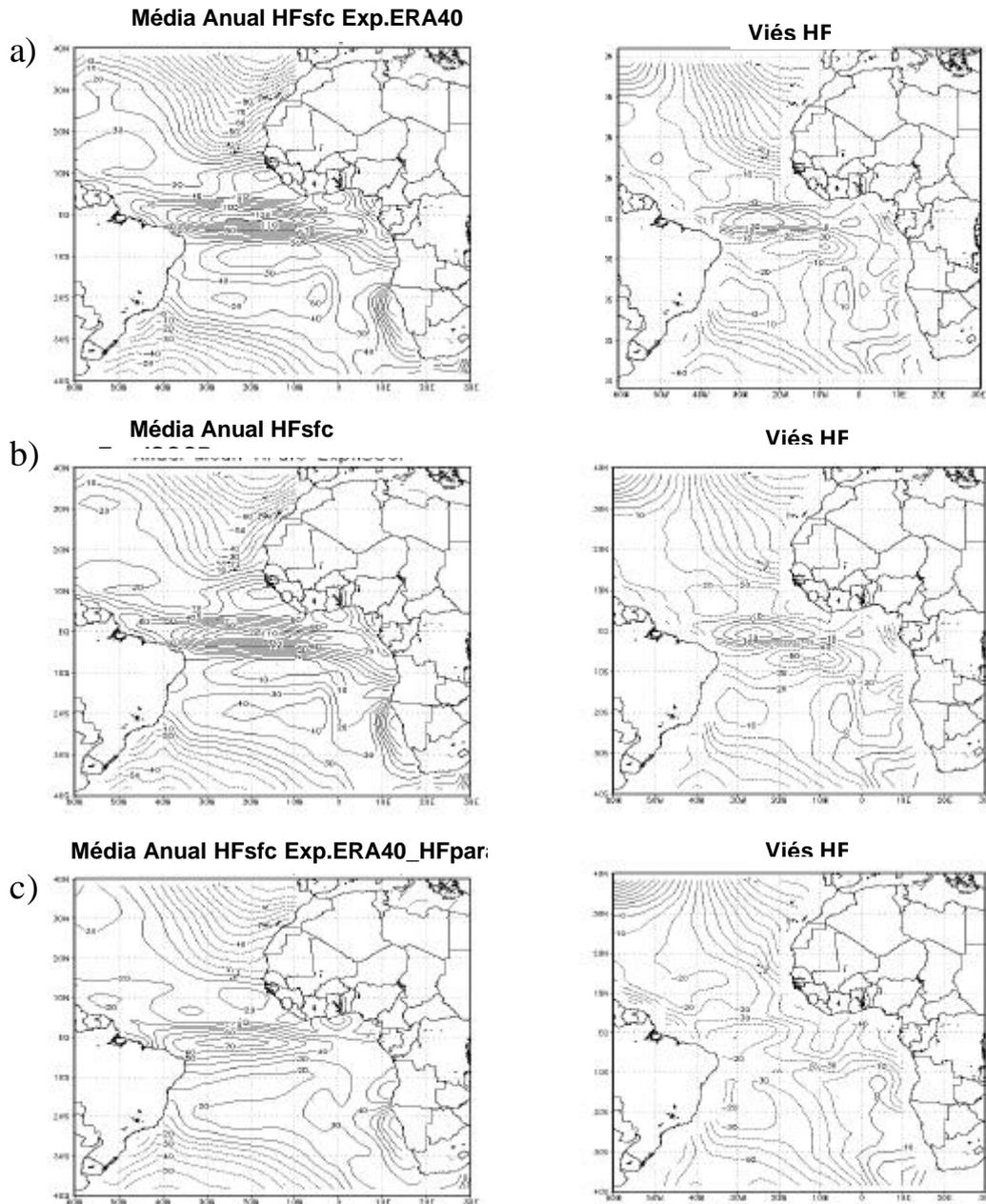
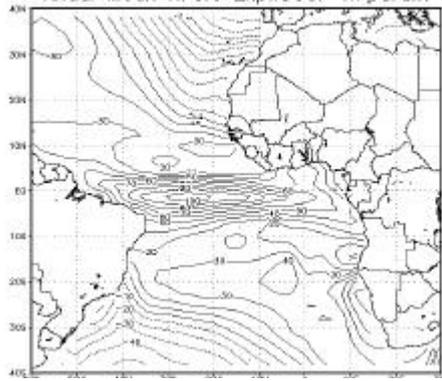
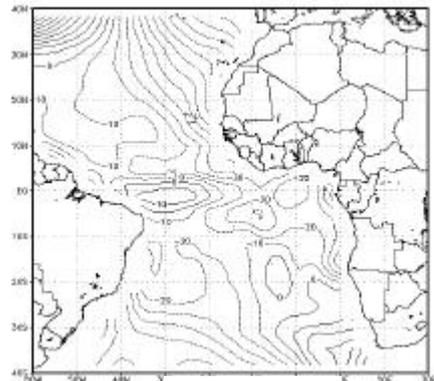


FIGURA 4.23 - Média anual e viés do fluxo total de calor obtidos nas simulações numéricas com fluxos observados: a)Exp.ERA40; b)Exp.ISCCP; c)Exp.ERA40_Hfparam; d) Exp.ISCCP_Hfparam; e) Exp.Oberhuber; f) Acoplado CPTEC (continua).

d) **Média Anual HFsfsc Exp.ISCCP_HFparam**

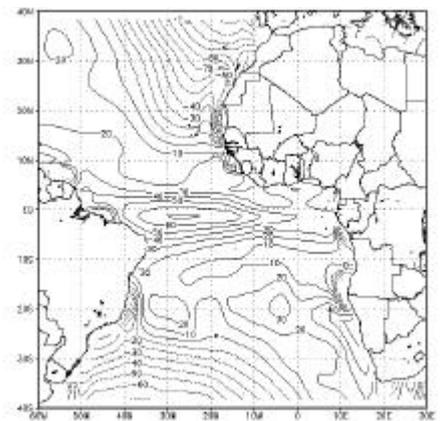


Viés HF

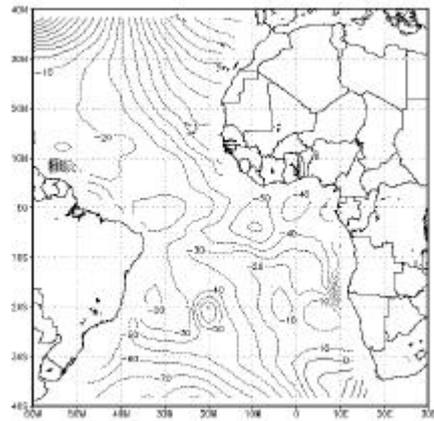


Média Anual HFsfsc Exp.Oberhuber

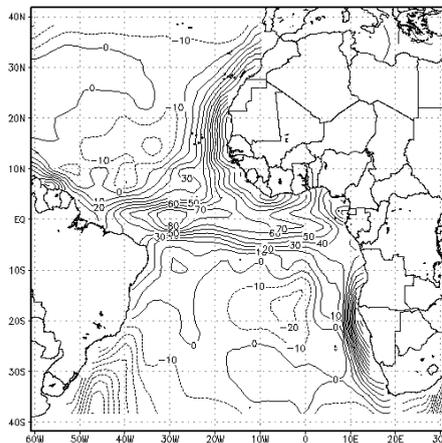
e)



Viés HF



f) **Média Anual HFsfsc CPTEC CGCM T42L28**



Viés HF

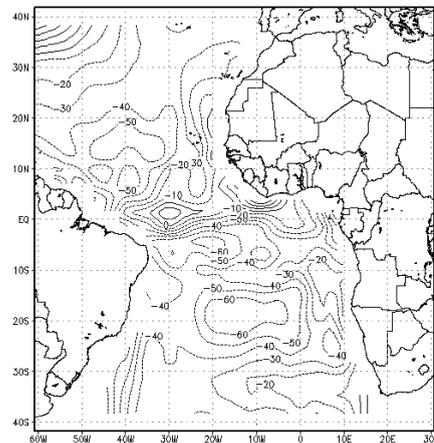


FIGURA 4.23 - Conclusão.

As principais diferenças entre os experimentos com fluxos observados, se encontram na região entre 10°S-10°N, com o Exp.ISCCP apresentando um viés maior nesta região.

Os experimentos com fluxos de calor parametrizados apresentaram uma significativa redução do viés exceto no Atlântico tropical para o Exp.ERA40_HFparam (Figura 4.23.c).

A simulação com radiação climatológica, Exp.Oberhuber (Figura.4.23.e), apresentou um viés de fluxo total de calor negativo maior que as demais simulações, enquanto que a simulação acoplada (Figura.4.23.f) obteve resultados semelhantes aos demais experimentos com fluxos de calor parametrizados.

Os experimentos com fluxos de calor observados Exp.ERA40 (Figura 4.24.a) e Exp.ISCCP (Fig.4.24.b) apresentaram os maiores RMSE no fluxo total de calor sobre o Atlântico tropical norte e sudeste. Utilizando os fluxos de calor parametrizados o experimento ERA40_HFparam (Figura 4.24.c) apresentou melhorias significativas no Atlântico tropical Norte e sudeste, enquanto que o Exp.ISCCP_HFparam (Figura 4.24.d) exibiu melhorias em todo o campo, principalmente nas mesmas regiões do ERA40_HFparam, exibindo então o menor RMSE no fluxo total de calor das simulações realizadas.

A simulação com radiação solar de Oberhuber (Figura 4.24.e) apresentou resultados semelhantes aos demais experimentos com fluxo de calor parametrizado, muito próximo ao resultado da simulação com a radiação solar do ISCCP.

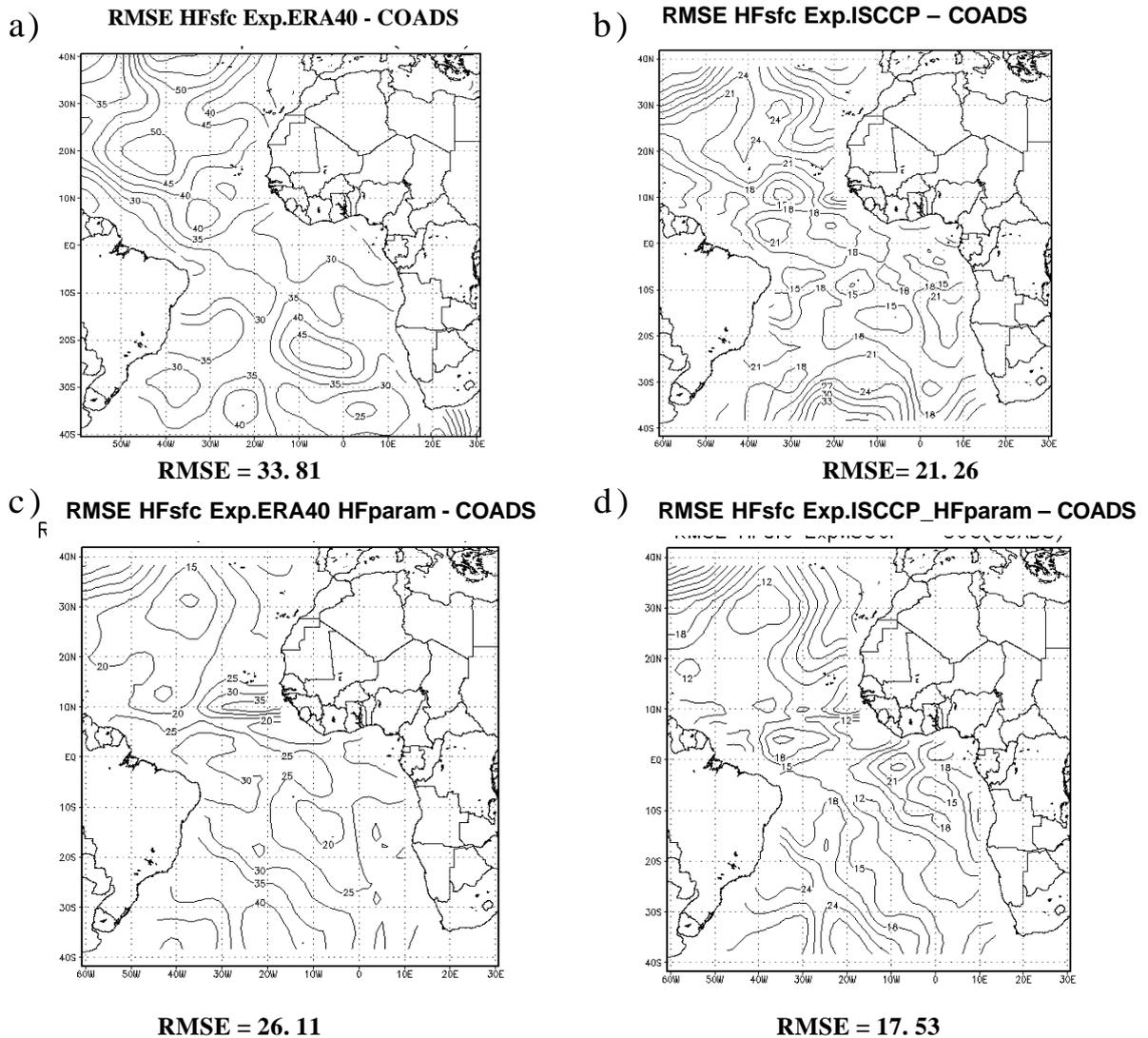
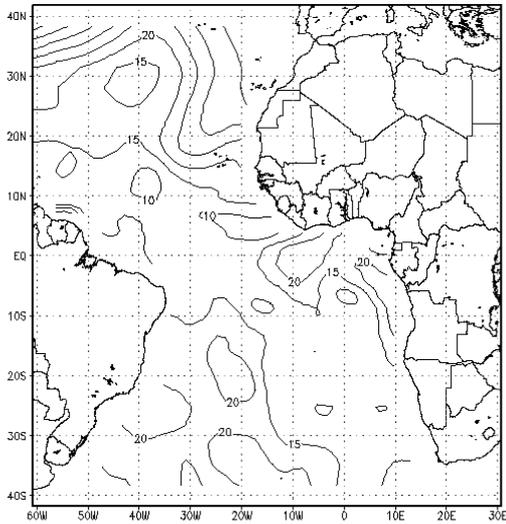


FIGURA 4.24 - RMSE do fluxo total de calor obtidos nas simulações numéricas: a) Exp.ERA40; b) Exp.ISCCP; c) Exp.ERA40_HFparam; d) Exp.ISCCP_HFparam; e) Exp.Oberhuber; f) Acoplado CPTEC (continua).

e)

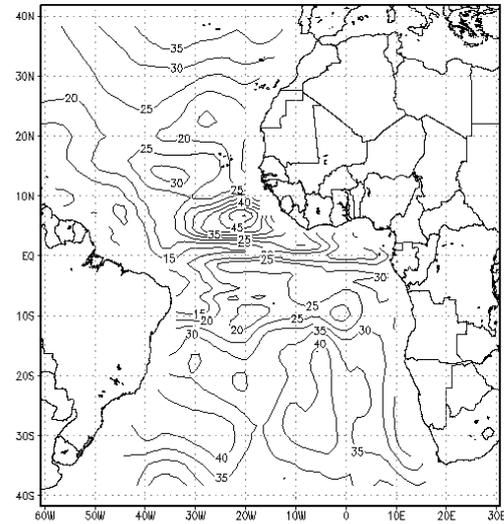
RMSE HFsfcc Exp.Oberhuber – COADS



RMSE = 17.58

f)

RMSE HFsfcc CPTEC CGCM T42L28 - COADS



RMSE = 27.90

FIGURA 4.24 – Conclusão.

Por outro lado, o experimento com o modelo acoplado do CPTEC T42L28 (Figura 4.24.f) apresentou RMSE de mesma magnitude que os experimentos usando fluxos observados, contudo ainda maiores no Atlântico tropical central, sudoeste e sudeste o que conseqüentemente conduz à má representação dos gradientes zonais e principalmente na região tropical o surgimento de um gradiente zonal reverso de TSM.

As principais contribuições para os erros apresentados na Figura 4.24 são provenientes dos fluxos de calor latente e onda curta, enquanto os erros no calor sensível e onda longa possuem uma magnitude muito menor e atuam substancialmente em latitudes

mais altas. As médias anuais e os erros associados para o fluxo de onda curta (Figura 4.25) são apresentados a seguir.

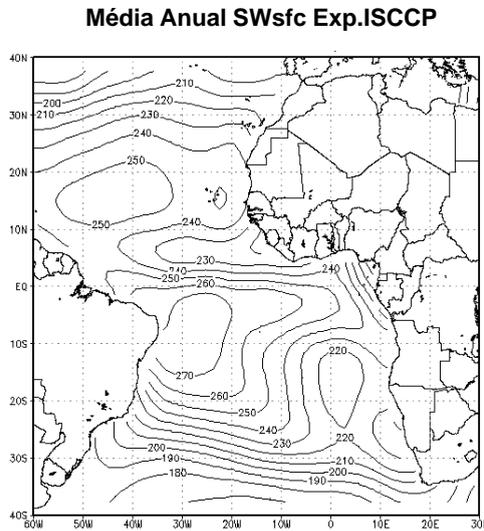


FIGURA 4.25 - Média anual da radiação solar: ISCCP.

Os dados de radiação solar do ISCCP serviram como referência na falta de um campo de observações de radiação solar para o cálculo de viés mostrados na Figura 4.26, já que este foi escolhido como o produto de radiação solar que apresentou os melhores resultados nas análises anteriores.

As simulações com dados do ERA40 (Figura 4.26.a) apresentam viés positivo sobre todo o domínio exceto na região equatorial, onde apresenta um pequeno viés negativo

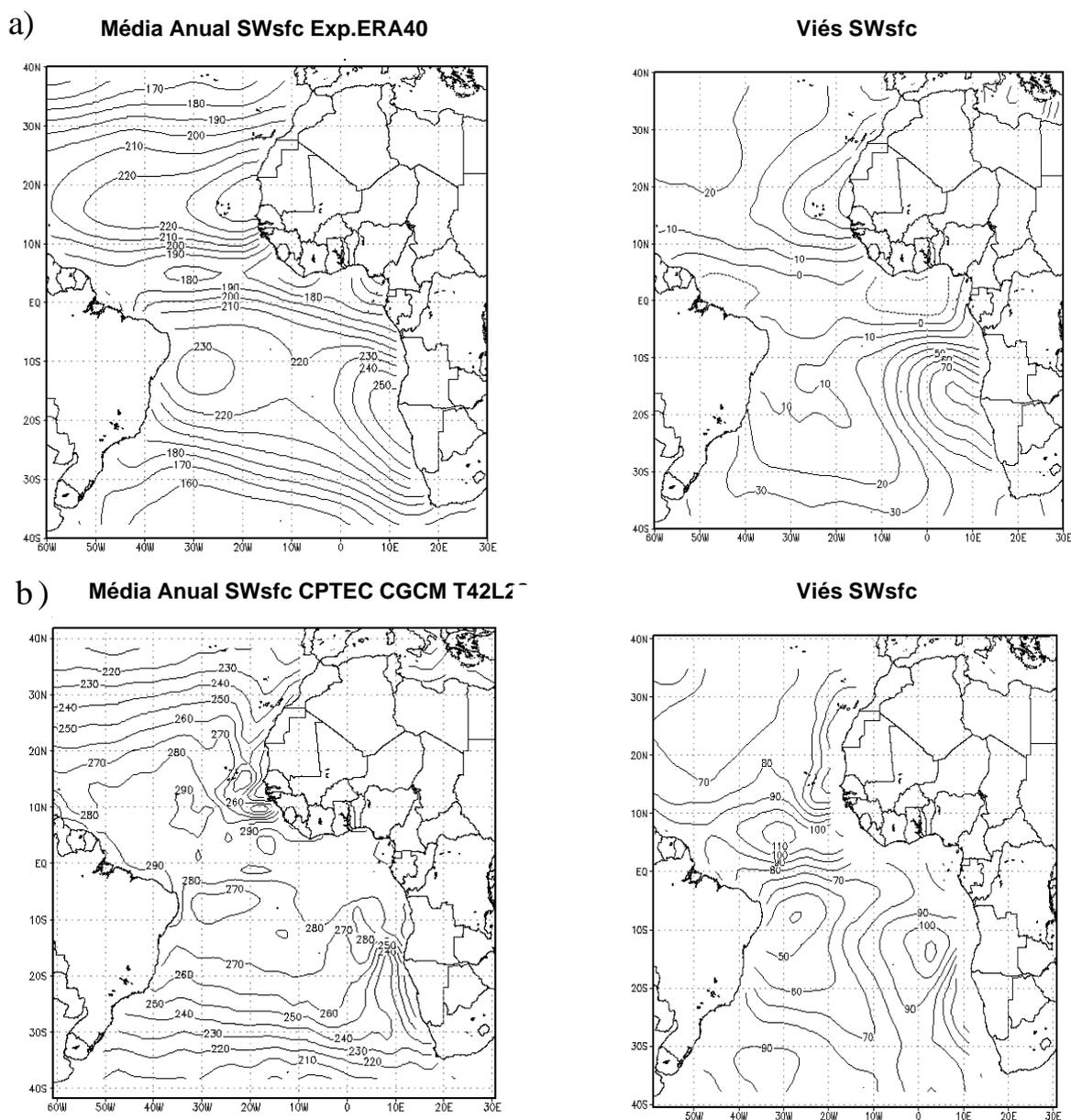


FIGURA 4.26 - Média anual e viés da radiação solar de onda curta obtidos nas simulações numéricas: a) Exp.ERA40; b) Acoplado CPTEC.

A simulação com o modelo acoplado do CPTEC T42L28 (Figura 4.26.b) exhibe um padrão semelhante sobre o Atlântico Sul, porém com viés mais alto e sobre o Atlântico tropical norte apresenta um aumento do viés da radiação entre o equador e 10°N, onde em

média está localizada a ZCIT e deveria ocorrer uma diminuição na média anual da radiação solar.

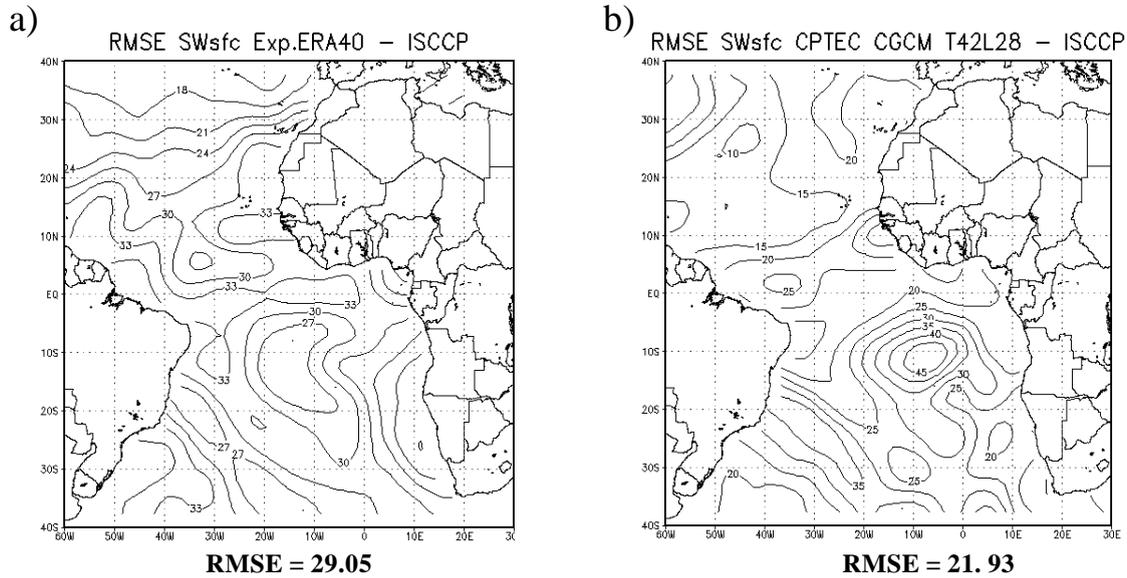


FIGURA 4.27 - RMSE da radiação solar obtidos nas simulações numéricas: a) Exp.ERA40 e b) Acoplado CPTEC.

Os maiores RMSE ocorreram nos experimentos com radiação solar do ERA40 (Figura 4.27.a). As principais áreas com maiores erros se localizam no Atlântico equatorial se estendendo até o Atlântico tropical norte e no sudeste da bacia. Os maiores RMSE na simulação acoplada (Figura 4.27.b) ocorrem no atlântico tropical sul-sudeste e região equatorial. É interessante notar uma nítida região no Atlântico sudoeste, em ambas as figuras, com erros maiores provavelmente associados à ZCAS, já que os dados do ISCCP são estimativas feitas à partir de imagens de satélite.

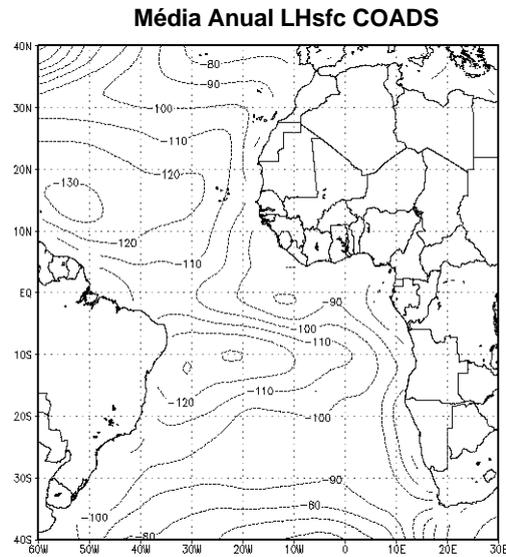


FIGURA 4.28 - Média anual do fluxo de calor latente observado: COADS.

A média anual do fluxo de calor latente observado (Figura 4.28) apresenta dois núcleos mais intensos de perda de calor latente associados às regiões onde em média os ventos alísios são mais intensos, simultaneamente com TSM e a radiação solar altas.

O efeito da parametrização dos fluxos de calor no experimento com dados de radiação solar ERA40 (Figura 4.29.b) foi provocar uma diminuição na evaporação do que aquela ocorrida no experimento com os dados ISCCP (Figura 4.29.c), principalmente sobre o Atlântico tropical central.

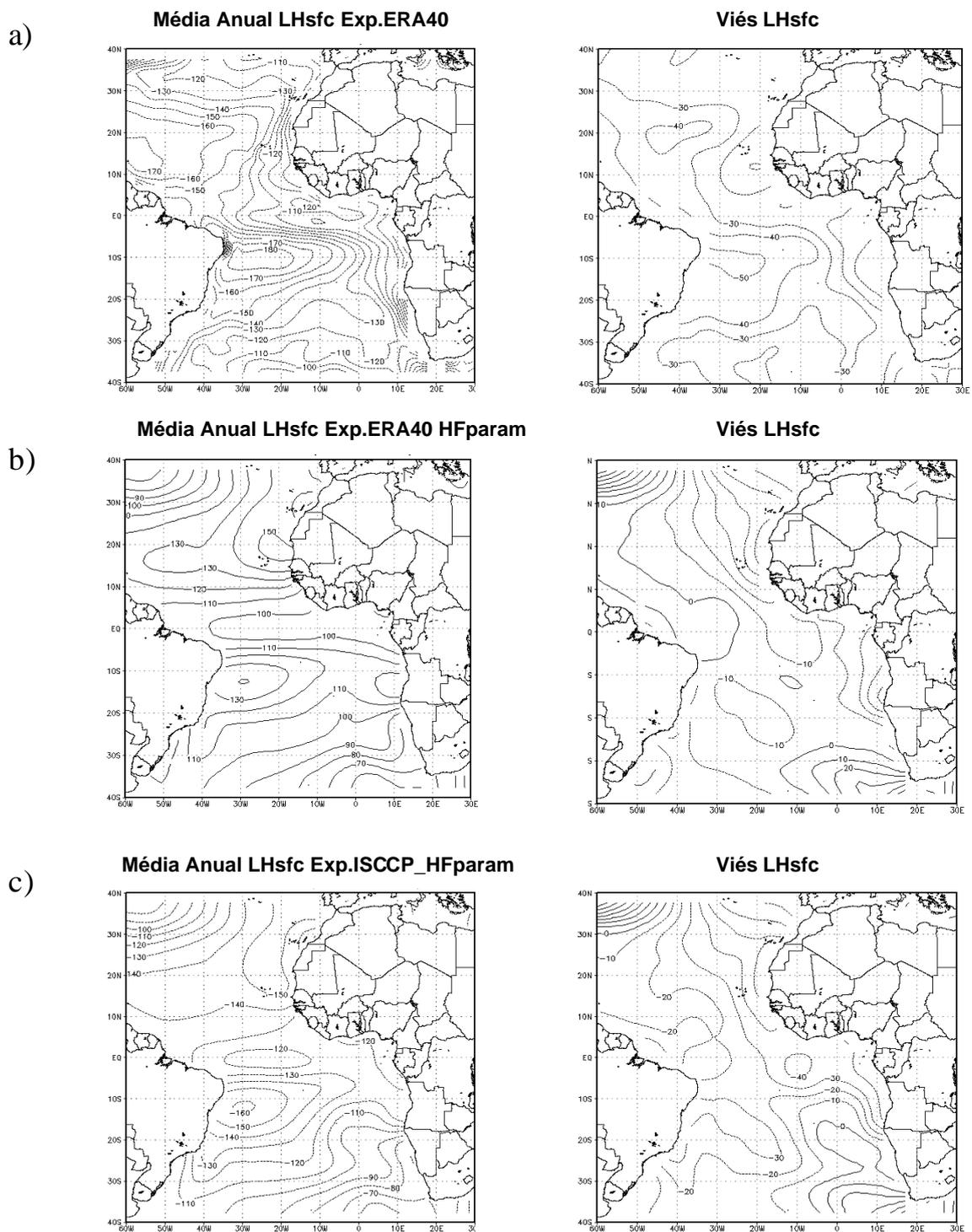
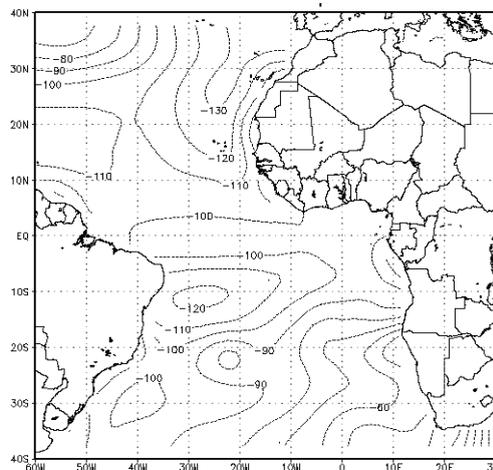
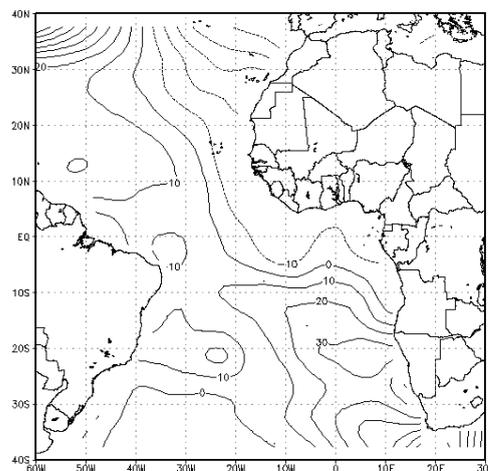


FIGURA 4.29 - Média anual de calor latente obtidos nas simulações numéricas: a) Exp.ERA40; b) Exp.ERA40_HFparam; c)Exp.ISCCP_HFparam; d) Exp.Oberhuber e e) Acoplado CPTEC (continua).

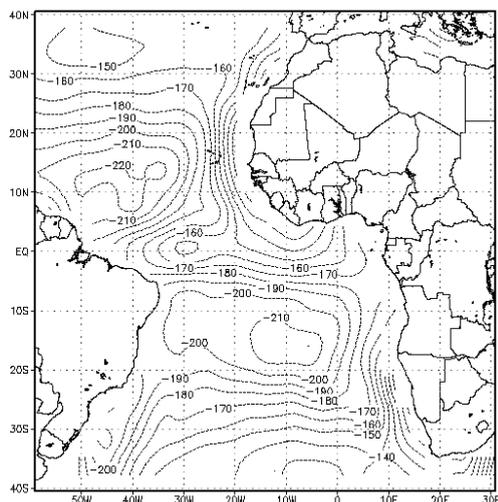
d) Média Anual LHsfc Exp.Oberhuber



Viés LHsfc



e) Média Anual LHsfc CGCM T42L28



Viés LHsfc

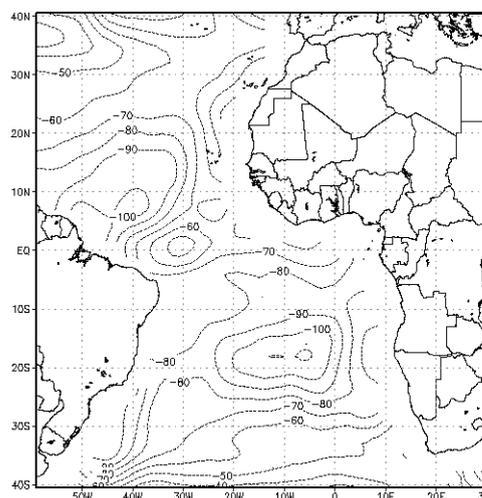


FIGURA 4.29 - Conclusão.

O experimento com radiação solar de Oberhuber (Figura 4.29.d) apresentou valores mais baixos de perda de calor latente, mais próximos aos dados do COADS no Atlântico tropical sul, porém muito baixos sobre o Atlântico tropical norte.

A simulação com o modelo acoplado do CPTEC T42L28 (Figura 4.29.e) apresentou valores mais altos de evaporação que os

demais experimentos. O modelo acoplado apresentou o núcleo mais intenso de perda de calor latente no Atlântico tropical norte, porém um tanto deslocado para sul e o núcleo sobre o Atlântico sul se estendendo por praticamente toda a bacia com viés de perda de calor latente muito alto.

As simulações com fluxo de calor parametrizado não se mostraram capazes de representar o núcleo de fluxo de calor latente mais intenso no Atlântico tropical norte associado a TSM altas e fortes ventos alíseos de nordeste.

Novamente foi utilizado o método de análise para observar os desvios, uma vez removido o viés, dos campos do modelo com relação à observação, i.e. a raiz quadrada do erro quadrático médio.

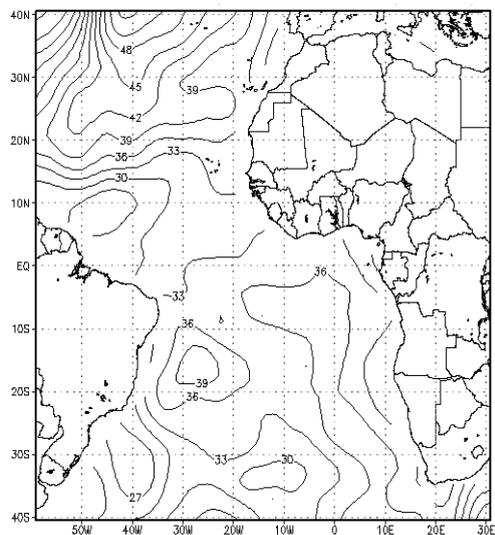
Os principais desvios para os experimentos com fluxos de calor observados (Figura 4.30_a,b) ocorrem no Atlântico tropical norte e sudoeste, concordando com os principais desvios na TSM e fluxo total de calor.

O efeito da parametrização dos fluxos de calor provoca uma melhoria significativa em todo o campo, particularmente para o Exp.ISCCP_HFparam (Figura 4.30.d) sobre o Atlântico sudeste. Nos experimentos ISCCP_HFparam e ERA40_HFparam (Figura 4.30.c), ocorre no Atlântico norte uma forte redução na perda de

calor latente, que não é acompanhada por uma redução similar na radiação de onda curta e como os dados de radiação solar do ISCCP apresentam um viés positivo maior, a redução do calor latente com valores altos de radiação solar, provocam um acúmulo de calor na camada de mistura que é refletido como aumento nos erros da TSM.

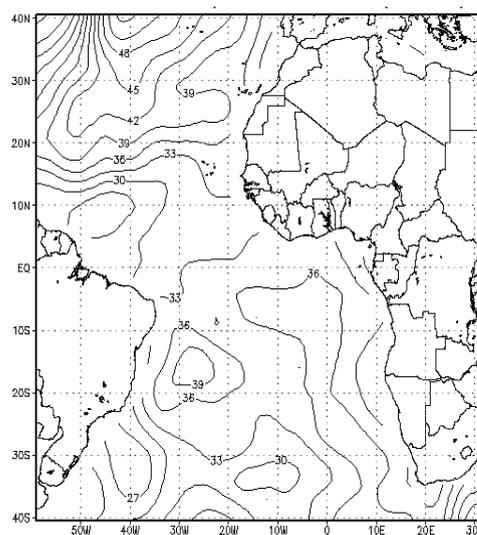
O experimento com radiação solar climatológica de Oberhuber (Figura 4.30.e) apresentou resultados semelhantes aos demais experimentos com fluxos parametrizados, já a simulação com o modelo acoplado do CPTEC T42L28 (Figura 4.30.f), apresentou os maiores desvios de todos os experimentos, principalmente sobre o Atlântico tropical central, sudoeste e sudeste. O excesso de radiação solar no Atlântico leste na simulação acoplada, não é totalmente compensado por um excesso de perda de calor latente correspondente, pois este apresenta defasagens com relação à observação, levando a um acúmulo de calor na camada de mistura e conseqüentes erros na TSM.

a) **RMSE LHsfc Exp.ERA40 - COADS**



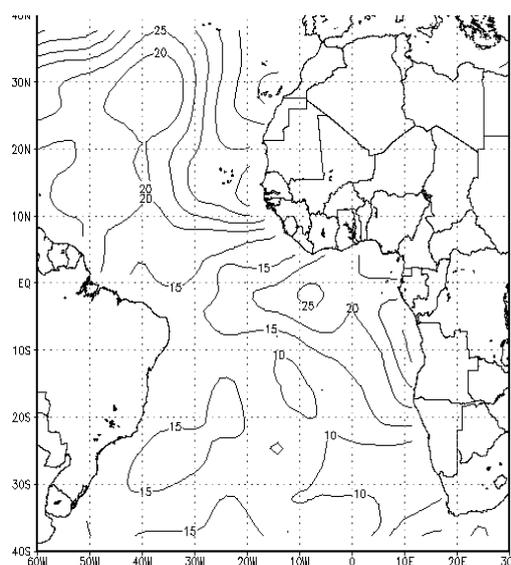
RMSE = 28.72

b) **RMSE LHsfc Exp.ISCCP - COADS**



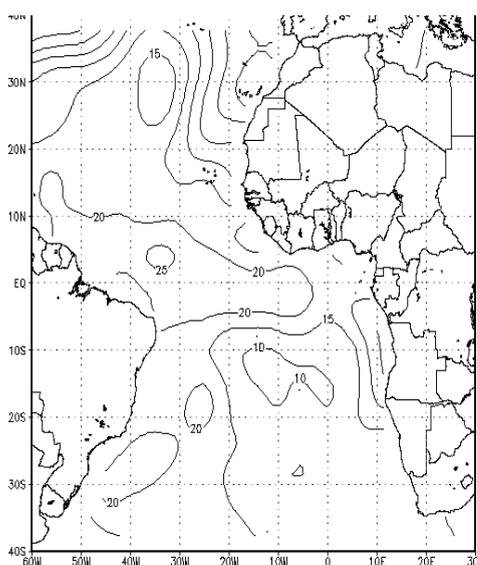
RMSE = 28.72

c) **RMSE LHsfc Exp.ERA40 HF_param - COADS**



RMSE = 19.58

d) **RMSE LHsfc Exp.ISCCP_HFparam - COADS**

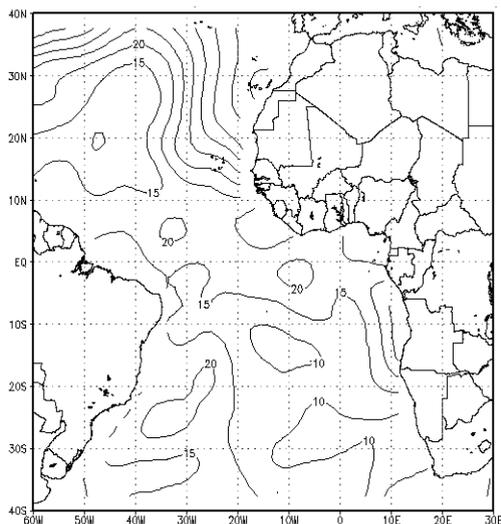


RMSE = 19.08

FIGURA 4.30 – RMSE LHsfc obtidos nas simulações numéricas:

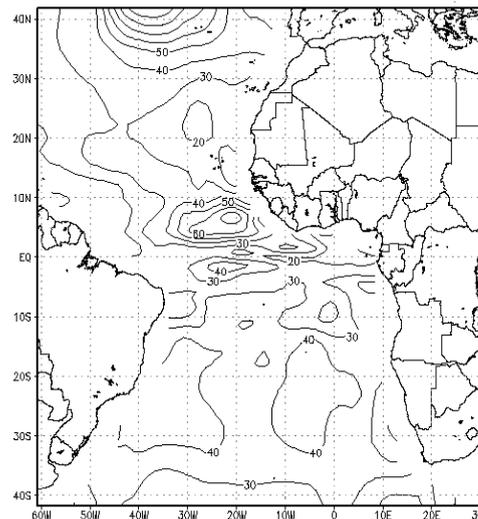
- a) Exp.ERA40; b) Exp.ISCCP;
- c) Exp.ERA40_HFparam; d) Exp.ISCCP_Hfparam;
- e) Exp.Oberhuber e f) Acoplado (continua).

e) **RMSE LHsfc Exp.Oberhuber - COADS**



RMSE= 18.47

f) **RMSE LHsfc CGCM T42L28 -COADS**



RMSE= 34.35

FIGURA 4.30 – Conclusão.

Apesar da compensação existente entre as componentes do fluxo de calor evitar que a TSM se torne excessivamente alta, o excesso de perda de calor latente na modelagem acoplada insere um excesso de vapor d'água na atmosfera sobre esta região, instabilizando-a e provocando a formação de convecção e precipitação onde geralmente só ocorre a formação de nuvens stratus sobre águas frias. Como foi dito anteriormente os principais contribuintes dos erros no fluxo total de calor e conseqüentemente na TSM são erros nos fluxos de calor latente e onda curta, enquanto os erros no

calor sensível e onda longa possuem uma magnitude muito menor e são apresentados brevemente nas próximas páginas.

A seguir são apresentadas as médias anuais de fluxo de calor sensível (Figura 4.31.a), emissão de onda longa (Figura 4.31.b) observados e os erros associados a estas duas componentes para cada simulação numérica (Figura.4.32.a-f) .

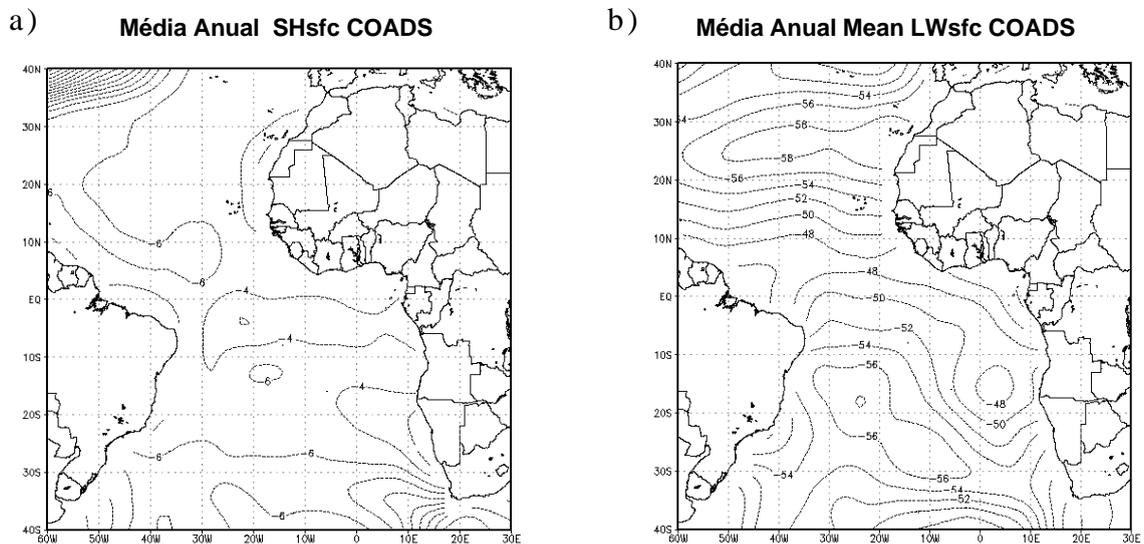


FIGURA 4.31 - Média anual da observação: a) calor sensível; b) onda longa.

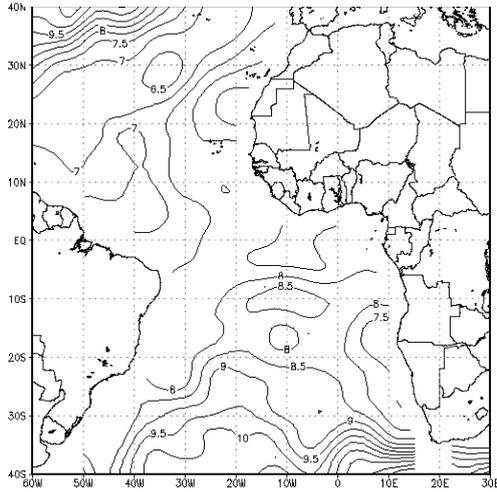
O fluxo de calor sensível apresenta regiões de perda mais intensas em latitudes mais altas, com valores maiores se estendendo até o atlântico tropical norte e sobre a região centro sul do atlântico tropical. A emissão de onda longa possui um comportamento

semelhante, com maiores perdas em latitudes mais altas e mínimo sobre a região equatorial oeste do Atlântico.

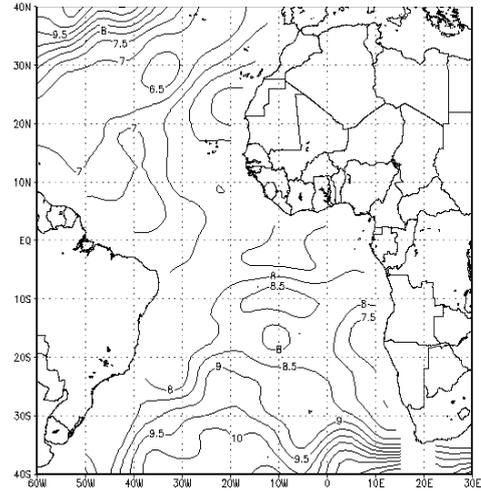
Os maiores desvios no fluxo de calor sensível para as simulações com fluxos observados (Figura 4.32_a,b) ocorrem no Atlântico tropical sul e sudoeste, sendo estas simulações as que tiveram maiores erros. O efeito da parametrização dos fluxos de calor provocou uma redução significativa dos erros sobre todo o domínio, exceto sobre a região equatorial e sudeste da bacia (Figura 4.32_c,d).

A simulação utilizando a radiação solar de Oberhuber (Figura.4.32.e) apresentou resultados semelhantes aos demais experimentos com fluxos parametrizados, porém com os maiores erros sobre o Atlântico tropical central. A modelagem acoplada (Figura 4.32.f) apresentou bons resultados, comparáveis aos demais experimentos com fluxos parametrizados, com os maiores erros sobre a região equatorial e sudeste.

a) **RMSE SHsfc Exp.ERA40 - COADS**

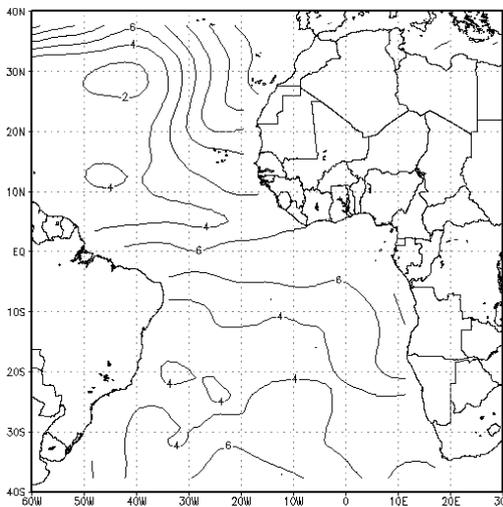


b) **RMSE SHsfc Exp.ISCCP - COADS**



c) **RMSE = 8.12**

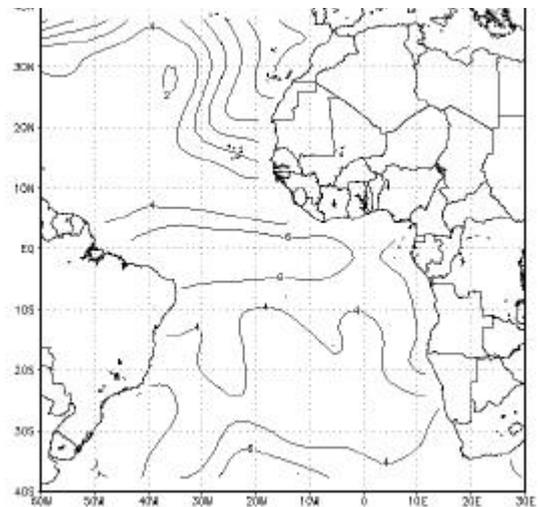
RMSE SHsfc EXP.ERA40 Hfparam - COADS



RMSE = 5.4

d) **RMSE = 8.12**

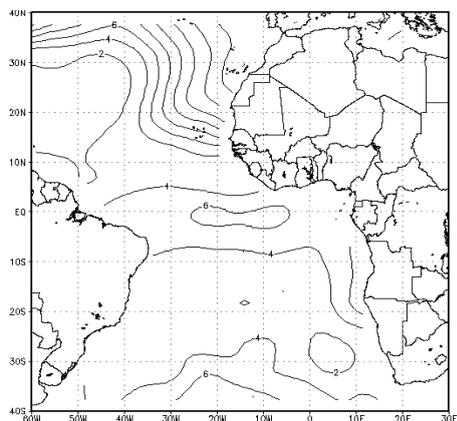
RMSE SHsfc Exp.ISCCP Hfparam - COADS



RMSE = 5.03

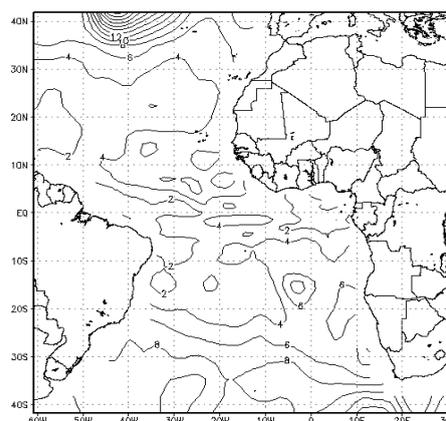
FIGURA 4.32 – RMSE de calor sensível à superfície obtidos nas simulações numéricas: a) Exp.ERA40 e b) Exp.ISCCP; c) Exp.ERA40 HF_param; d) Exp.ISCCP HF_param; e)Exp.Oberhuber e f)Acoplado (continua).

e) **RMSE SHsfc Exp.Oberhuber - COADS**



RMSE = 4.88

RMSE CGCM T42L28 - COADS



RMSE = 5.4

FIGURA 4.32 – Conclusão.

O RMSE na emissão de onda longa para as simulações com fluxos observados (Figura 4.33_a,b) são maiores no Atlântico sudoeste. O efeito da parametrização dos fluxos de calor provocou um aumento significativo dos erros, principalmente sobre a região equatorial e sudeste da bacia (Fig.4.33_c,d), sendo estes os piores resultados dentre as simulações. A modelagem acoplada apresentou os melhores resultados, com erros maiores nas regiões centro sul e equatorial oeste (Figura 4.33.f).

Nas três simulações com fluxos de calor parametrizados (Figura.4.33_c,d,e) a existência de uma região com erros maiores se estendendo da bacia leste até a equatorial central pode estar associada ao fato do modelo oceânico utilizar a climatologia da temperatura do ar no cálculo das fórmulas “bulk” para a emissão de onda longa, fazendo com que os erros nesta região sejam maiores para o ano de 1998.

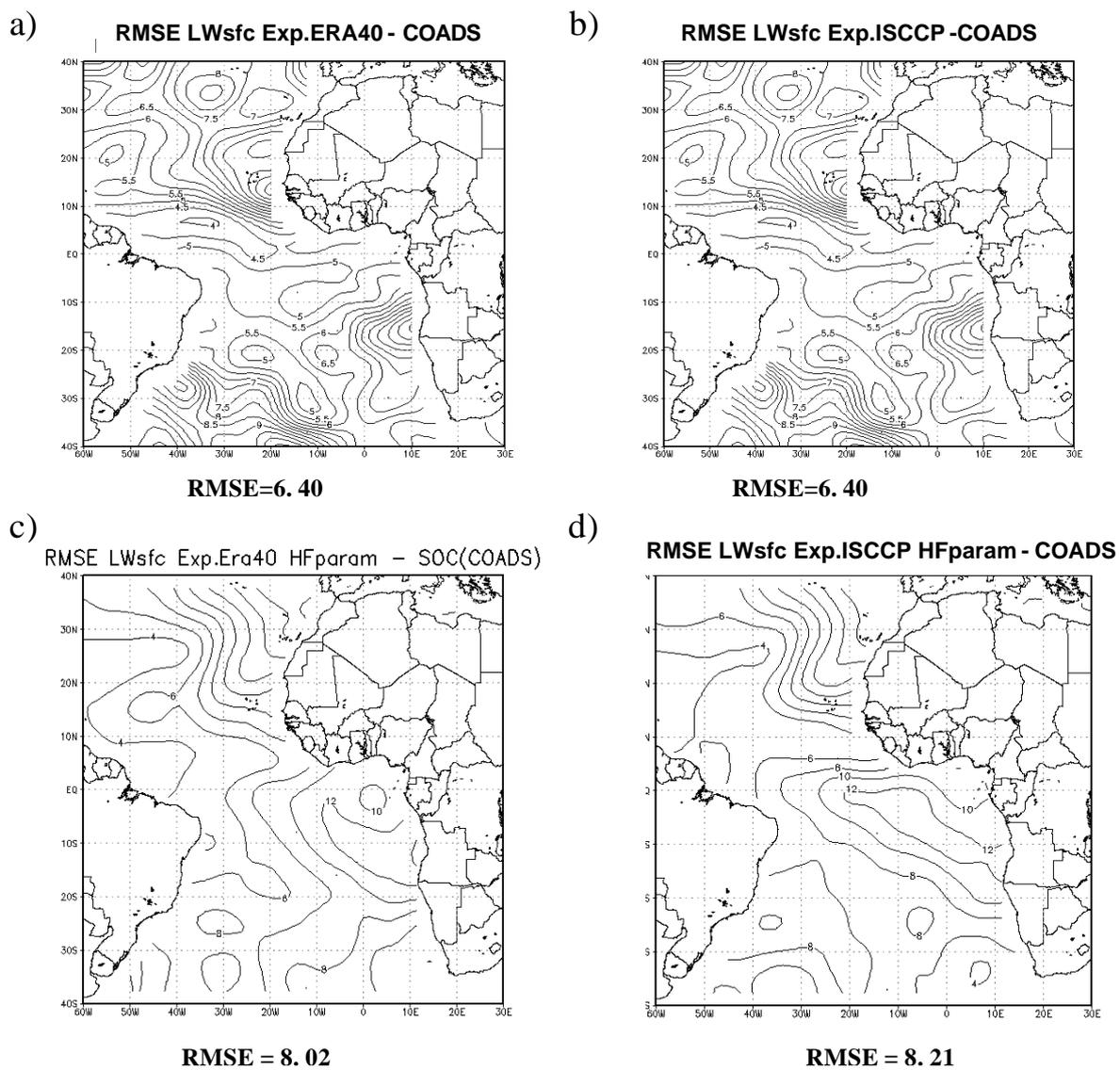
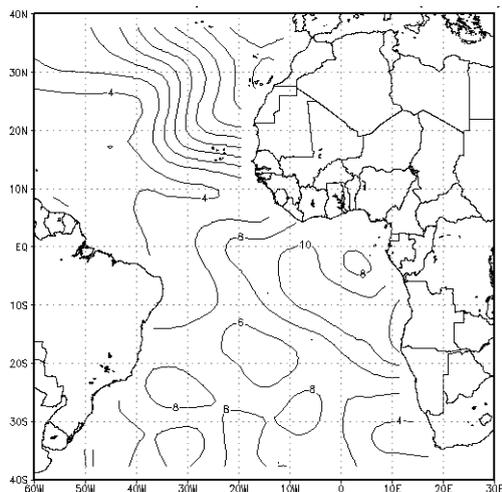


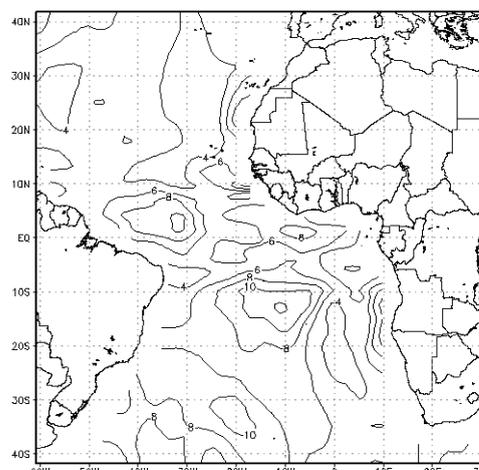
FIGURA 4.33 – RMSE de emissão de onda longa obtidos nas simulações numéricas: a) Exp.ERA40 e b) Exp.ISCCP; c) Exp.ERA40 HF_param; d) Exp.ISCCP HF_param; e) Exp Oberhuber e f) Acoplado CPTEC (continua).

e) **RMSE LWsfsc Exp.Oberhuber - COADS**



RMSE = 7.70

f) **RMSE LWsfsc CGCM T42L28 - COADS**



RMSE = 5.93

FIGURA 4.33 – Conclusão.

Os principais resultados das cinco simulações numéricas são apresentados resumidamente na Tabela 4.1, na forma de média espacial de RMSE sobre todo o domínio, valores em negrito representam os menores erros dentre as simulações.

É preciso salientar que estes resultados, em se tratando de uma média espacial no domínio, podem mascarar os resultados de determinadas regiões onde os modelos apresentam maior dificuldade na simulação, portanto juntamente com estes resultados deve-se levar em consideração os resultados anteriores relativos ao viés e análise mais detalhada das regiões que apresentaram os maiores erros.

TABELA 4.1 – Média espacial do RMSE das simulações numéricas das variáveis: TSM e componentes do fluxo de calor.

Exp:	Exp.Era40	Exp.ISCCP	Exp.Era40 HF_param	Exp.ISCCP HF_param	CPTEC CGCM T42L28
RMSE:					
TSM	0.89	<u>0.47</u>	0.57	0.52	0.53
Fluxo total de calor	33.81	21.26	26.11	<u>17.53</u>	27.90
Onda curta	31.79	<u>13.76</u>	31.79	<u>13.76</u>	19.45
Calor latente	28.72	28.72	19.58	<u>19.08</u>	34.35
Calor sensível	8.12	8.12	5.4	<u>5.03</u>	5.4
Onda longa	6.40	6.40	8.02	8.21	<u>5.93</u>

As principais componentes que prejudicaram os resultados do experimento ERA40 são os fluxos de onda curta e calor latente. Os resultados se tornam melhores no momento que se utiliza os fluxos de calor parametrizados o que provoca uma redução nos desvios do calor latente. O modelo acoplado apresentou resultados razoáveis, exceto na perda de calor latente em que os desvios foram os mais altos dentre as simulações.

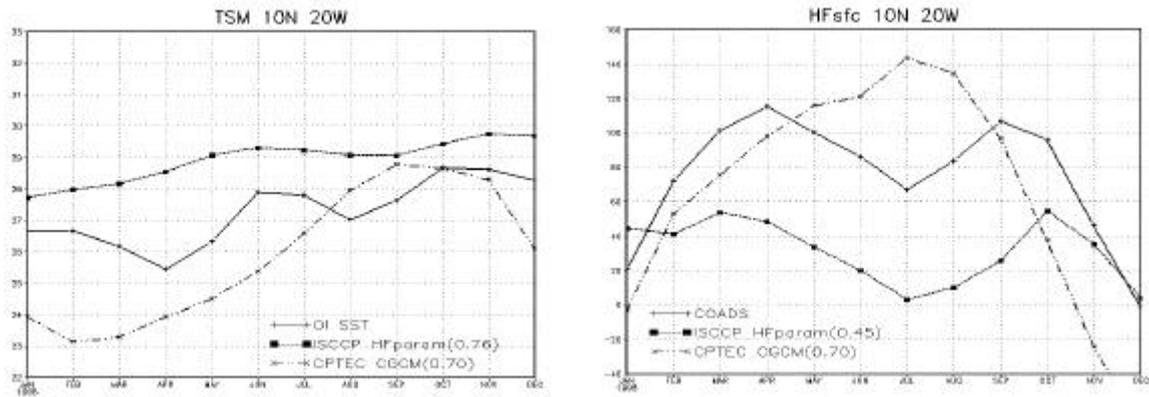
4.3.1 – Ciclo sazonal médio em locais específicos

Para melhor quantificar as diferenças indicadas na seção anterior foram examinadas, com respeito ao ciclo sazonal, as séries temporais em três locais específicos correspondentes às regiões de

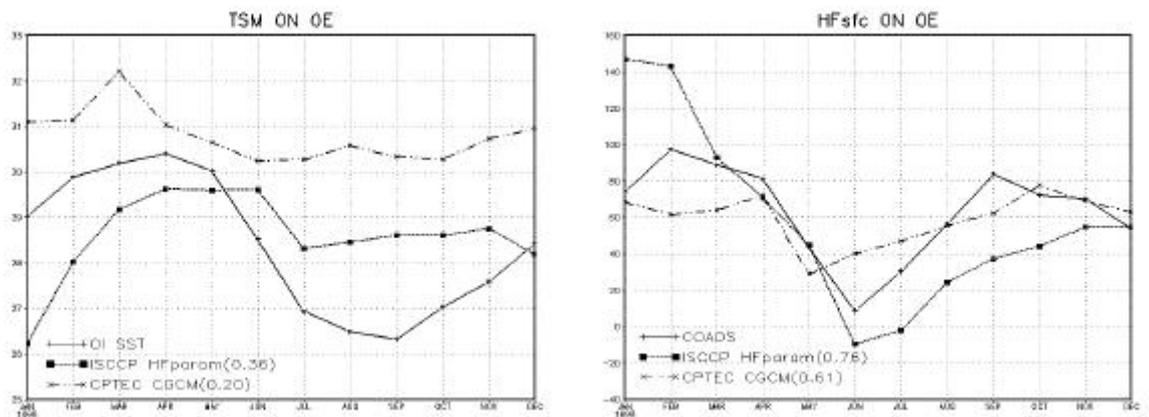
maior variabilidade. Os locais escolhidos estão em $10^{\circ}\text{N } 20^{\circ}\text{W}$, $10^{\circ}\text{S } 10^{\circ}\text{E}$ (costa africana, dentro da região de ressurgência) e $0^{\circ}\text{N } 0^{\circ}\text{E}$ (sobre a região da subcorrente Equatorial). O ciclo sazonal para as médias mensais de TSM, fluxo total de calor, onda curta, calor latente, sensível e emissão de onda longa são apresentados na Figuras 4.34-36 para somente duas simulações numéricas. Estes pontos foram escolhidos devido a sua localização dentro das regiões onde todas as simulações realizadas apresentam os maiores erros na TSM e Fluxo total de calor.

As séries temporais de TSM apresentam um comportamento bastante diferente entre si, sendo que as simulações ISCCP com fluxos parametrizados e a modelagem acoplada apresentaram as melhores correlações entre o ciclo sazonal simulado e a observação nas três localidades. São apresentados somente os resultados da simulação que teve o melhor desempenho segundo as análises anteriores, Exp.ISCCP com fluxos de calor parametrizados e da modelagem acoplada em comparação com as observações com intuito de tornar mais simples a visualização dos gráficos.

a)



b)



c)

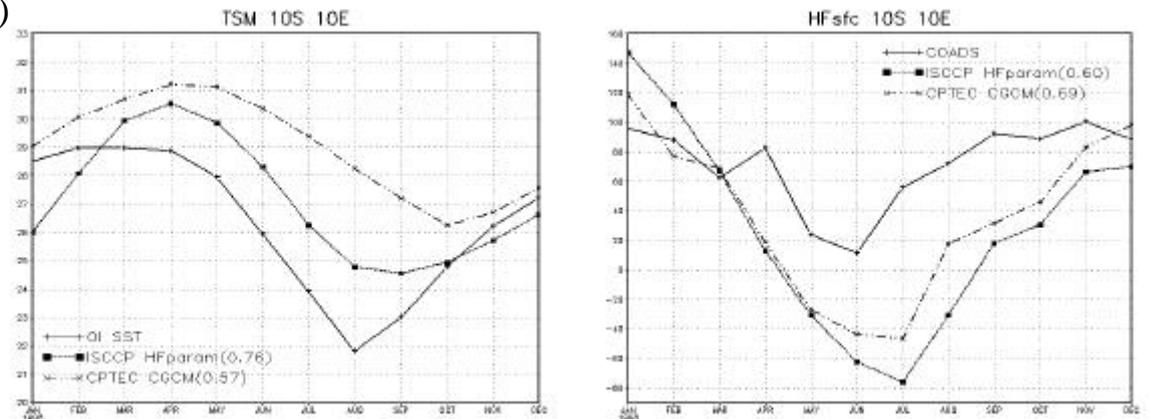


FIGURA 4.34 – Série temporal de TSM das simulações e Fluxo total de calor: a)10°N20°W; b)0°N0°E e c)10°S10°E.

O modelo acoplado T42L28 apresentou um viés positivo de TSM na bacia leste em $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ e $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{E}$ (Figura 4.34_b,c) com defasagem de 2 meses, sendo que em $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ o ciclo sazonal de todas as simulações apresentam os piores resultados, apesar da boa concordância entre o fluxo total de calor e a observação.

As maiores discrepâncias no fluxo total de calor ocorrem nas séries temporais dos experimentos ERA40 e ISCCP com fluxos observados (Figura não mostrada). De maneira geral os experimentos ERA40 e ISCCP com fluxo de calor parametrizado representaram bem o ciclo sazonal, praticamente sem defasagens, apesar do forte viés. Nas localidades sobre a bacia leste, todas as simulações apresentaram resultados razoáveis e semelhantes, exceto o modelo acoplado que em $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ (Figura.4.34.b) exibiu uma amplitude muito pequena.

A defasagem encontrada na série de TSM do modelo acoplado em $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{E}$ (Figura.4.34.c), apesar do fluxo total de calor não se encontrar fora de fase, é possivelmente devida à ressurgência próximo a costa africana que se inicia tardiamente provocada por uma defasagem na intensificação dos ventos no modelo acoplado.

Em seguida iremos analisar quais componentes do fluxo de calor estão contribuindo para os erros no ciclo sazonal.

Os melhores resultados para as séries de radiação solar são apresentados pelos experimentos utilizando os dados do ISCCP com e sem fluxos de calor parametrizados, apesar do viés positivo de $\sim 40\text{Wm}^{-2}$ (Figura 4.35). O modelo acoplado apresentou bons resultados nas localidades sobre a bacia leste, com pequena defasagem em $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ (Figura.4.35.b) e $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{E}$ (Figura.4.35.c), porém exibiu um viés demasiadamente alto de $\sim 80\text{Wm}^{-2}$. Em $10^{\circ}\text{N}20^{\circ}\text{W}$ (Figura.4.35.a) o modelo acoplado T42L28 apresentou o máximo de radiação solar em setembro, quando na verdade o máximo ocorre em março quando a ZCIT está mais ao sul e mínimo em julho quando ela está mais ao norte, apresentando desta maneira as correlações mais baixas de todas as simulações.

O fluxo de calor latente nas três localidades foi melhor representado pela simulação forçada com os dados do ISCCP, apesar do viés negativo. As simulações utilizando dados do ISCCP com fluxos de calor parametrizados, juntamente com o modelo acoplado exibiram os piores resultados, série temporal fora de fase, praticamente descorrelacionada com a observação e amplitudes pequenas para o modelo acoplado em $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ e $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{E}$ (Figura.4.35_b,c). A defasagem na intensificação e os erros do campo de vento, possivelmente associados à resolução, no modelo acoplado provoca erros na perda de calor latente em determinadas regiões e nas regiões onde ocorre ressurgência estes

dois fatores contribuem no aumento dos erros e da defasagem na TSM.

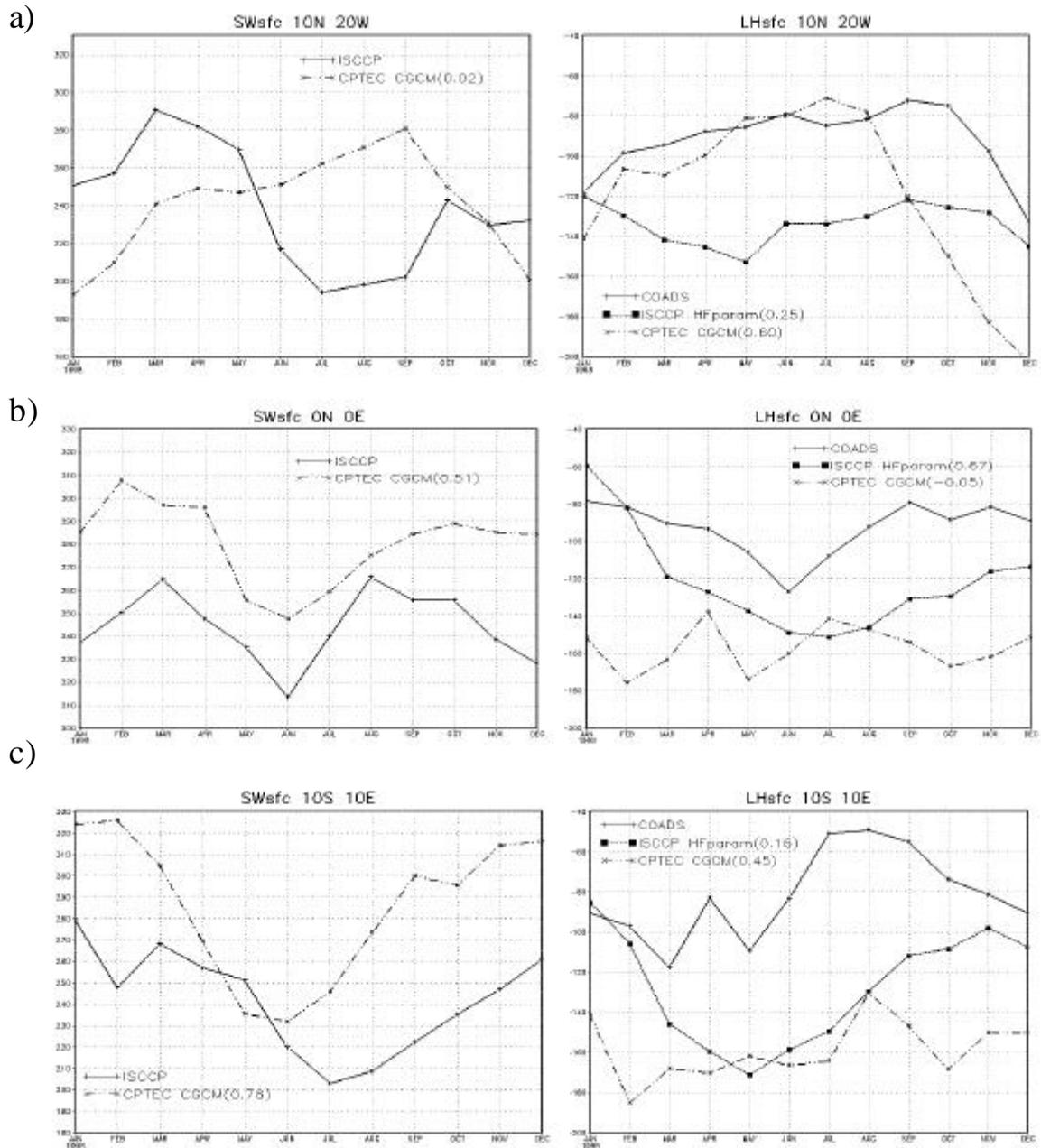


FIGURA 4.35 – Série temporal de radiação solar de onda curta e fluxo de calor latente das simulações em: a) 10°N20°W, b) 0°N0°E e c) 10°S10°E.

Observando o fluxo de calor sensível (Figura 4.36), os experimentos com dados do ERA40 observados apresentaram os melhores resultados nas três localidades (Figura não mostrada), enquanto que a simulação acoplada e os demais experimentos com fluxos de calor parametrizados apresentaram séries temporais essencialmente descorrelacionadas com a observação. As discrepâncias se tornam maiores em $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{E}$ (Figura 4.36.c) em que as simulações exibem um máximo com forte viés em julho, quando na verdade o fluxo começa a sofrer um decréscimo.

As séries temporais de emissão de onda longa exibem uma coerência maior com a observação. Os resultados das simulações com fluxo de calor observado do ERA40 e o experimento com dados do ISCCP com fluxos parametrizados apresentaram os melhores resultados, exceto em $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{E}$ (Figura 4.36.c) onde a amplitude apresenta um viés negativo alto e a série se encontra defasada.

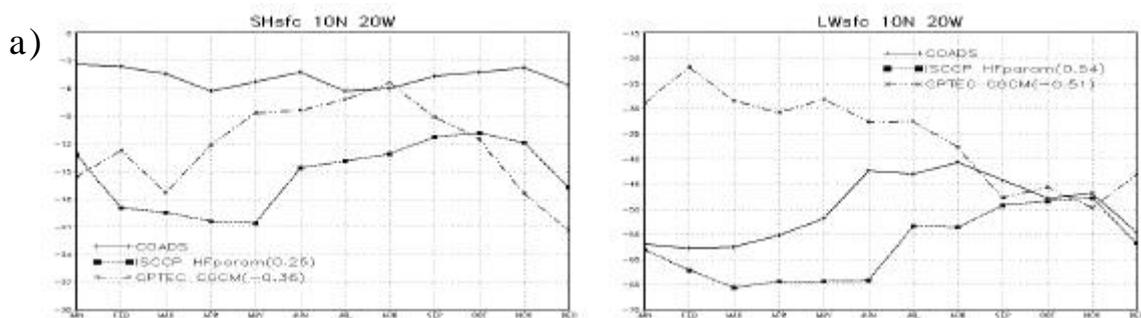


FIGURA 4.36 – Série temporal de fluxo de calor sensível e emissão de onda longa das simulações: a) $10^{\circ}\text{N}20^{\circ}\text{W}$; b) $0^{\circ}\text{N}0^{\circ}\text{E}$ e c) $10^{\circ}\text{S}10^{\circ}\text{E}$ (continua).

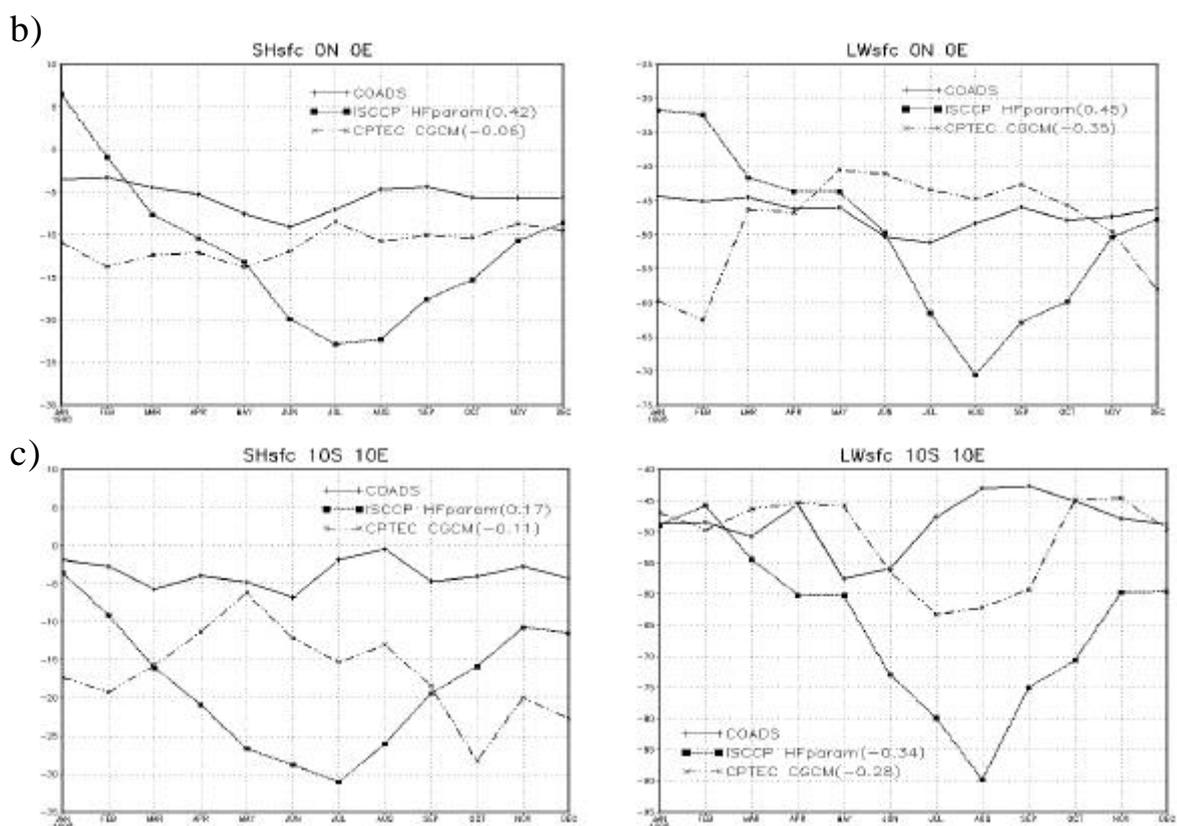


FIGURA 4.36 – Conclusão.

O modelo acoplado exibiu séries praticamente descorrelacionadas em 10°N20°W e 0°N0°E e resultados razoáveis em 10°S10°E, porém com defasagem de 2 meses, também associada à defasagem na queda da TSM provocada pela ressurgência na costa africana.

Apesar das discrepâncias encontradas nas componentes do fluxo de calor, o fluxo total mostra pequenas diferenças entre as simulações em seu seguimento anual. Estas pequenas diferenças indicam compensação entre as componentes. No entanto, a modelagem acoplada apresentou defasagens e desvios grandes nas séries de algumas componentes do fluxo de calor que conseqüentemente

implicaram em erros significativos encontrados na série de TSM. O gradiente zonal reverso na média anual de TSM apresentado no modelo acoplado surge pelo fato deste não representar corretamente a amplitude do ciclo sazonal de TSM devido a radiação solar de onda curta excessivamente alta que não é totalmente compensada por uma perda de calor latente proporcional e melhor correlacionada com a observação devido a defasagem nas mudanças de intensidade do vento.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O oceano responde diretamente à atmosfera através dos fluxos de calor, vapor d'água e momento na superfície. Uma das maiores dificuldades no estudo dos fluxos de calor no oceano Atlântico é a falta de medidas in situ, principalmente no Atlântico Sul, com resolução espacial e temporal adequadas para validar as estimativas destes fluxos.

Neste trabalho foram feitas comparações de quatro produtos de radiação solar à superfície com os dados in situ das bóias PIRATA, com o intuito de avaliar o impacto dos diferentes fluxos de calor estimados por diversos métodos na determinação dos campos de TSM no Atlântico tropical.

Utilizando a radiação solar de reanálises do ECMWF ERA40 e NCEP-NCAR deveríamos esperar um resultado semelhante para as correlações da radiação solar de onda curta, pois ambos são oriundos de modelos de previsão numérica e possuem mesma resolução espacial, porém os dados do ECMWF ERA40 apresentam resultados melhores para as séries diárias assim como apresenta

melhorias significativas nas correlações após o processo de filtragem empregado neste estudo.

De maneira geral as correlações apresentadas pela radiação solar do ECMWF ERA40 são mais fortes e estão mais bem centradas sobre as localidades das bóias que os campos de reanálises do NCEP-NCAR. Após o processo de filtragem os campos apresentam correlações melhores, padrões espaciais com maior estrutura e limitados a áreas menores, com uma notável melhoria na correlação para a localidade 0°N0°E, onde a correlação com os dados de reanálises NCEP-NCAR é aproximadamente zero para a série diária e filtrada, região onde os modelos geralmente apresentam dificuldades em representar o aparecimento de nuvens stratus sobre águas frias.

Os dois modelos de transferência radiativa ISCCP DX e GL 1.2 apresentaram resultados muito semelhantes entre si com altas correlações bem centradas sobre as localidades das bóias e uma menor dispersão em comparação com os dados do ECMWF ERA40, apesar de apresentarem erros médios significativamente maiores. As diferenças se tornam maiores nas regiões onde os modelos de previsão numérica apresentam dificuldades em simular a formação de nuvens stratus sobre águas frias o que não ocorre nos modelos de transferência radiativa baseados em imagens de satélite, no entanto nas demais regiões os dados de radiação do ECMWF ERA40 apresentam resultados razoáveis e erros médios baixos mesmo sendo

sua resolução espacial menor. A influência da resolução espacial é notável, principalmente sobre os valores das correlações (menor dispersão) e nos padrões espaciais do campo de radiação solar.

A partir dos resultados obtidos foram escolhidos através dos mapas de correlação e diagramas de dispersão, os produtos de radiação solar mais adequados para serem utilizados como condição de contorno nas simulações numéricas realizadas, sendo eles: ISCCP DX e ECMWF ERA40.

Cinco simulações oceânicas forçadas com fluxos observados e uma simulação acoplada foram elaboradas com o objetivo de avaliar o impacto dos produtos de fluxo de calor selecionados no padrão de TSM sobre o Atlântico tropical. As simulações foram realizadas comparando duas configurações do modelo, uma utilizando fluxos observados submetidos a uma equação de relaxamento e outra com fluxos de calor parametrizados. Baseado nos resultados obtidos nas simulações com os diferentes produtos de radiação solar, pode-se observar diferenças significativas entre as diversas simulações, principalmente nas regiões leste e sudeste do Atlântico tropical sendo que a maioria das simulações apresentou viés positivo de TSM sobre o Atlântico tropical.

Os experimentos utilizando fluxos de calor parametrizados exibiram boas representações da região de águas frias no leste da bacia,

enquanto que as simulações com fluxos observados falharam em representá-la corretamente.

A modelagem acoplada apresentou dificuldades em representar corretamente os gradientes zonais de TSM sobre a região tropical e até mesmo exibiu um gradiente zonal reverso, com águas mais quentes no leste da bacia. Os maiores desvios nos resultados do modelo acoplado foram encontrados no Atlântico tropical central, leste e sudeste.

Os fluxos totais de calor mostraram uma significativa redução dos erros nas simulações que empregaram os fluxos de calor parametrizados e/ou os campos de radiação solar baseados em estimativas feitas a partir de imagens de satélite. O modelo acoplado apresentou erros de mesma magnitude que os experimentos com fluxos observados, contudo ainda maiores na região central do Atlântico tropical com relação à perda de calor latente.

De maneira geral os resultados obtidos na simulação com dados de radiação do ISCCP e fluxos de calor parametrizados exibem os menores erros na TSM e nas componentes do fluxo de calor, exceto para emissão de onda longa em que o modelo acoplado apresenta os melhores resultados. Com relação à modelagem acoplada, esta apresentou as maiores defasagens e discrepâncias na TSM e em algumas componentes do fluxo de calor devido ao viés excessivo na

radiação solar e baixa correlação entre o fluxo de calor latente e a observação, possivelmente relacionados com defasagens na intensificação dos ventos e efeitos de ressurgência.

Apesar da compensação entre as componentes do fluxo de calor evitar que a TSM se torne excessivamente alta, devido ao viés na radiação de onda curta, o excesso de perda de calor latente na modelagem acoplada insere na atmosfera uma maior quantidade de vapor d'água na bacia leste do Atlântico, instabilizando a atmosfera sobre esta região.

Contudo, é preciso ressaltar que os resultados da modelagem acoplada apresentados neste estudo são apenas uma primeira aproximação, com o intuito de avaliar qualitativamente o comportamento do modelo acoplado com relação aos principais padrões de TSM e fluxos de calor, assim como a representação do ciclo sazonal. Esta ressalva se deve ao fato de que o modelo acoplado foi iniciado cerca de 20 anos antes do ano da avaliação (1998), a partir de condições iniciais do MCGA e do modelo oceânico. Sendo assim, o modelo pôde seguir livremente, utilizando a TSM observada fora da área de acoplamento, no entanto é preciso notar que as comparações dos resultados do modelo acoplado com as observações para o ano de 1998 em especial devem ser consideradas com cautela.

Os principais pontos a serem considerados com relação aos fluxos analisados neste trabalho são sua validação e o uso destes fluxos em previsões climáticas sazonais. A validação ainda requer comparações sistemáticas por períodos mais longos de tempo. Além disso, o modelo acoplado ainda apresenta dificuldades em representar alguns dos processos termodinâmicos entre o oceano e atmosfera, significando que melhorias nos dados observados devem caminhar junto aos desenvolvimentos futuros do modelo. Validar os resultados do modelo acoplado com observações é uma etapa necessária não só para uso deste em previsões sazonais, sobretudo pelo fato da concordância de um modelo acoplado de circulação geral com as observações ser consideravelmente mais difícil de se alcançar do que com modelos oceânicos apenas, forçados por observações.

Foi visto neste trabalho o impacto de diferentes fontes de calor provenientes de produtos de radiação solar de onda curta sobre a TSM no Atlântico tropical. Desta maneira um possível desenvolvimento futuro seria aperfeiçoar os processos de formação de nebulosidade, os processos de transporte de calor oceânico do modelo e forçantes, em seguida verificar os resultados com as observações. Este seria um processo iterativo em que se espera que os resultados convirjam para as observações com o passar do tempo.

É neste contexto que se propõe como desenvolvimento futuro, investigar melhorias no modelo tais como: inclusão da variação diurna; aumento da resolução vertical e horizontal buscando resolver os processos de transporte de calor oceânicos; forçantes (fonte de dados); coeficientes de troca das parametrizações adequados às condições do Atlântico, expansão do período de simulação e melhorias na radiação solar i.e. inclusão de cobertura de nuvens mais realística, já que é reconhecido que na bacia leste o resfriamento pela advecção meridional e o aquecimento por advecção de calor por vórtices tendem ao balanço, de maneira que as mudanças sazonais de TSM refletem variações na radiação solar e calor latente.

Outro ponto importante a ser explorado é verificar até que ponto o balanço de calor da camada de mistura das diversas regiões do oceano Atlântico é dominado pelos fluxos de superfície e não pelos demais processos como a advecção horizontal e meridional, transporte de calor por vórtices, ressurgência e entranhamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceituno, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part 1: surface climate. **Monthly Weather Review**, v.116, n. 3, p. 505-524, 1988.
- Alves, J. M. B.; Repelli, C. A.; Mello, N. G. A pré-estação chuvosa do setor norte do Nordeste Brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.8, n. 1, p. 22-30, 1993.
- Battisti, D. S.; Bhatt, U. S.; Alexander M. A. A Modeling Study of the Interannual Variability in the Wintertime North Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 8, n. 12, p. 3067–3083, 1995.
- Bronn, J; Colling, A.; Park, D.; Phillips, J.; Rothery, D.; Wright, J. **Ocean Circulation**. Milton Keynes: Butterworth Heinemann, 1998. 286 p.
- Budyko, M. I. **Climate and Life**. New York: Academic Press, 1974. 508 p.
- Carton, J. A.; Cao, X. H.; Giese, B. S.; daSilva A. M. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, n. 7, p. 1165-1175, 1996.
- Carton, J. A.; Huang, B. Warm events in the tropical Atlantic. **Journal of Physical Oceanography**, v. 24, n. 5, p. 888-903, 1994.
- Ceballos, J. C.; Bottino M. J.; de Souza J. M. A simplified physical model for assessing solar radiation over Brazil using GOES 8 visible imagery. **Journal of Geophysical Research**, v.109, n. D2, 2004. doi:10.1029/2003JD003531.

Chang, P.; Ji, L.; Saravanan, R. A Hybrid Coupled Model Study of Tropical Atlantic Variability. **Journal of Climate**, v. 14, n. 3, p. 361-390, 2001.

Chang, P.; Saravanan, R.; Ji, L.; Hegerl, G. The effect of local sea surface temperatures on atmospheric circulation over the tropical Atlantic Sector. **Journal of Climate**, v. 13, n. 13, p. 2195-2216, 2000.

Chaves R. R.; Nobre, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone, **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, 2004. doi:10.1029/2003GL018647.

Chu, P. S. Time and space variability of rainfall and surface circulation in the Northeast Brazil - tropical Atlantic sector. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 62, n. 2, p. 363-370, 1984.

Curtis, S.; Hastenrath, S. Forcing of anomalous sea surface temperature evolution in the tropical Atlantic during Pacific warm events. **Journal of Geophysical Research - Oceans**, v. 100, n. 8, p. 15835-15847, 1995.

DaSilva, A. M.; Young C. C.; Levitus L. **Atlas of surface marine data 1994: algorithms and procedures**. Tech. Rep. 6, U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, 1994.v.1.

Deser, C.; Blackmon, M. Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1900-1989. **Journal of Climate**, v. 6, n. 9, p. 1743-1753, 1993.

Diaz, A.; Studzinski, C. D. S. Rainfall anomalies in the Uruguay-Southern Brazil region related to SST in the Pacific and Atlantic Oceans using canonical correlation analysis. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, VIII, 1994, Belo Horizonte, **Anais ...** Belo Horizonte: SBMET, 1994. p. 42-45.

Dirmeyer, P. A.; Shukla J. Observational and modeling studies of the influence of soil moisture anomalies on atmospheric circulation. **Prediction of Interannual Climate Variations**. Trieste, Italy: ed. Springer-Verlag, 1993, NATO Series I, Vol. 6, p. 1-23.

Dommenget, D.; Latif, M. Interannual to Decadal Variability in the Tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 13, n. 4, p.777–792, 2000.

Duchon, C. E. Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n. 8, p. 1016–1022, 1979.

Enfield, D. B.; Mestas-Nunez, A. M.; Mayer, D. A.; Cid-Serrano, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperature. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. C4, p. 7841-7848, 1999.

Enfield, D. B.; Mayer D. A., Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. C1, p. 929-946, 1997. doi:10.1029/96JC03296.

Folland, C. K. Climatic variability over the Atlantic basin. In: Conference on Climate Variations, 5, 1991, Denver, Colorado. **Proceedings... Variations**. Denver, Colorado: American Meteorological Society, 1991. p.43-45.

Foltz, G. R.; Grodsky, S. A.; Carton, J. A.; McPhaden, M. J.
Seasonal mixed layer heat budget of the tropical Atlantic Ocean.
Journal of Geophysical Research - Oceans, v. 108, n. C5, p.1-13,
2003.

Giannini, A.; Kushnir, Y.; Cane, M. A. Interannual variability of
Caribbean rainfall, ENSO and Atlantic Ocean. **Journal of Climate**,
v. 13, n. 2, p. 297-311, 2000.

Hameed, S.; Sperber, K. R.; Meinster, A. Teleconnections of the
Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector in the OSU
coupled upper ocean-atmosphere GCM. **Journal of Climate**, v. 6,
n.3, p. 487-498, 1993.

Hastenrath, S. Interannual variability and annual cycle: mechanisms
of circulation and climate in the tropical Atlantic. **Monthly
Weather Review**, v. 112, n. 6, p. 1097-1107, 1984.

Hastenrath, S. Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies.
Journal of Climate, v. 3, n. 8, p. 893-904, 1990.

Hastenrath, S.; Castro, L. C.; Aceituno, P. The Southern Oscillation
in the tropical Atlantic sector. **Contributions for Atmospheric
Physics**, v. 60, n. 4, p. 447-463, 1987.

Hastenrath, S.; Greischar, A. Circulation mechanisms related to
Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Geophysical
Research- Atmospheres**, v. 98, n. D3, p. 5093-5102, 1993.

Hastenrath, S.; Heller, L. Dynamics of climatic hazards in north-
east Brazil. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**,
v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

Houghton, R. W.; Tourre, Y. Characteristics of low frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 5, n. 7, p. 765-771, 1992.

Huang, B.; Shukla, J. Characteristics of the interannual and decadal variability in a general circulation model of the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 27, n. 8, p. 1693-1712, 1997.

Kinter, J. L.; DeWitt, D.; Dirmeyer, P. A.; Fennessy, M.J.; Kirtman, B. P.; Marx, L.; Schneider, E. K.; Shukla, J.; Straus, D. M. **The COLA Atmosphere-Biosphere General Circulation Model - Volume 1: Formulation. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies**. Calverton, Maryland: COLA Institute, 1997. COLA Report No. 51.

Klein, S. A.; Hartmann, D. L. The Seasonal Cycle of Low Stratiform Clouds. **Journal of Climate**, v. 6, n. 8, p. 1587-1606, 1993.

Kushnir, Y. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. **Journal of Climate**, v. 7, n. 1, p. 141-147, 1994.

Lamb, P. J. Large-scale Tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. **Tellus**, v. 30, n. 3, p. 240-251, 1978.

Latif, M.; Barnett, T. P. Decadal climate variability over the North Pacific and North Atlantic: Dynamics and predictability. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2407-2423, 1996.

Liou, K. N. **Introduction to Atmospheric Radiation**. San Diego, California: Academic Press, 1980. 392 p.

Lough, J. M. Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in Subsaharan Africa. **Monthly Weather Review**, v. 114, n. 3, p. 561-570, 1986.

Lowe, P. R. An Approximating Polynomial for the Computation of Saturation Vapor Pressure. **Journal of Applied Meteorology**, v. 16, n. 1, p. 100–103, 1977.

Marengo, J. A.; Cavalcanti, I. F. A.; Satyamurty, P.; Trosnikov, I.; Nobre, C. A.; Bonatti, J. P.; Camargo, H.; Sampaio, G.; Sanches, M. B.; Manzi, O. A.; Cunningham, C. A. C.; D'Almeida, C.; Pezzi, L. P. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, v.21, n.5, p. 459-475, 2003.

Markham, C. G.; McLain, D. R. Sea surface temperature related to rain in Ceará, northeastern Brazil. **Nature**, v. 265, n. 5592, p. 320-325, 1977. doi:10.1038/265320a0.

Mechoso, C. R.; Lyons, S. W.; Spahr, J. A. The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 3, n. 8, p. 812-826, 1990.

Mehta, V. M. Variability of the Tropical Ocean Surface Temperatures at Decadal–Multidecadal Timescales. Part I: The Atlantic ocean. **Journal of Climate**, v. 11, n. 9, p. 2351–2375, 1998.

Miller, R. L.; DelGenio, A. D. Tropical Cloud Feedbacks and Natural Variability of Climate. **Journal of Climate**, v. 7, n. 9, p. 1388-1402, 1994.

Molion, L. C. B. Climatologia dinâmica da Região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 107-117, 1987.

Molion, L. C. B. Amazonian rainfall and its variability. In: *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*. Cambridge: Cambridge University Press, 1993. p. 99-111.

Moorthi, S.; Suarez, M. J. Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. **Monthly Weather Review**, v.120, n.6, p. 978-1002, 1992.

Moura, A. D.; Shukla, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of Atmospheric Science**, v. 38, n.12, p. 2653-2675, 1981.

Namias, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. **Tellus**, v.24, n. 4, p.336-342, 1972.

Nobre, P. **On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic basin**. 1993. 151p. Dissertation (PhD. in Meteorology)-University of Maryland, Maryland, 1993.

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, n. 10, p. 2464-2479, 1996.

Oberhuber, J. M. **An atlas based on the COADS data set: the budgets of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean**. Hamburg: Max-Planck-Institut, [S.d]. f"ur Meteorologie Report No. 15. 55p.

Pacanowski R. C.; Philander S. G. H. Parameterization of Vertical Mixing in Numerical Models of Tropical Oceans. **Journal of Physical Oceanography**. v. 11, n. 11, p. 1443–1451, 1981.

Pacanowski, R. C.; Griffies, S. M. **MOM 3.0 Manual**. Princeton: NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA 08542, 1998.

Palmer, T. N. Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall. **Nature**, v. 322, n. 6076, p. 251-253, 1986.

Parker, D. E.; Folland, C.K.; Ward, M.N. Sea-surface temperature anomaly patterns and prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa. In:Gregory S. **Recent Climatic Change**. London: Belhaven Press, 1988. p.166-178.

Paulson, C. A.; Simpson, J. Observations of Upper Ocean Temperature and Salinity Structure During the POLE Experiment. **Journal of Physical Oceanography**, v. 9, n. 5, p. 869–884, 1979.

Pickard, G. L. **Descriptive physical oceanography an introduction**. Oxford: Butterworth-Heinemann, 1975. 320p.

Pinker, R.T.; Laszlo, I. Modeling Surface Solar Irradiance for Satellite Applications on a Global Scale. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n. 2, p. 194–211, 1992.

Pinker, R. T.; Whitlock, C. H.; Charlock, T. P.; Staylor, W. F.; Laszlo, I.; Ohmura, A.; Gilgen, H.; Konzelman, T.; DiPasquale, R. C.; Moats, C. D.; LeCroy, S. R.; Ritchey, N. A. First Global WCRP Shortwave Surface Radiation Budget Dataset. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 76, n. 6, p. 905–922, 1995.

Philander, S. G. H.; Gu, D.; Lambert, G.; Li, T.; Halpern, D.; Lau, N. C., Pacanowski, R. C. Why the ITCZ Is Mostly North of the Equator. **Journal of Climate**, v. 9, n. 12, p. 2958–2972, 1996.

- Philander, S. G. H.; Pacanowski, R. C. A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. C12, p. 14192-14206, 1986.
- Rajagopalan, B.; Kushnir, Y.; Tourre, Y. M. Observed decadal midlatitude and tropical Atlantic climate variability. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 21, p. 3967-3970, 1998.
- Rao, V. B.; Lima, M. C.; Franchito, S. H. Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 6, n. 9, p. 1754-1763, 1993.
- Reed, R. K.; Halpern, D. Heat Budget of the Upper Ocean Under Light Winds. **Journal of Physical Oceanography**, v. 6, n. 6, p. 972-975, 1976.
- Reynolds R. W. A Real-Time Global Sea Surface Temperature Analysis. **Journal of Climate**, v. 1, n. 1, p. 75-87, 1988.
- Reynolds, R. W.; Smith, T. M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, n. 6, p. 929-948, 1994.
- Reynolds, R. W.; Smith, T. M. A High-Resolution Global Sea Surface Temperature Climatology for the 1961-90 Base Period. **Journal of Climate**, v. 11, n. 12, p. 3320-3323, 1998.
- Reynolds, R. W.; Marsico, D. C. An Improved Real-Time Global Sea Surface Temperature Analysis. **Journal of Climate**, v. 6, n. 1, p. 114-119, 1993.
- Richardson, P. L.; Reverdin, G. Seasonal Cycle of velocity in the Atlantic North Equatorial Countercurrents as measured by surface drifters, current meters, and ship drifts. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. C4, p. 3691-3708, 1987.

- Robertson, A. W.; Mechoso, C. R.; Kim, Y. J. The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation. **Journal of Climate**, v. 13, n.1, p. 122-138, 2000.
- Rocha, H. **Modelagem de interação biosfera-atmosfera para áreas de floresta e de pastagem na Amazônia**. 1992. 149 p. INPE-5454.TDI/496. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1992.
- Ropelewski, C. F.; Halpert, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillations. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606-1626, 1987.
- Rosati, A.; Miyakoda, K. A general circulation model for upper ocean simulation. **Journal of Physical Oceanography**, v.18, n. 11, p.1601-1626, 1988.
- Saravanan, R.; Chang, P. Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño–Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 13, p. 2177-2194, 2000.
- Seager, R.; Kushnir, Y.; Visbeck, M.; Naik, N.; Miller, J.; Krahnemann, G.; Cullen, H. Causes of Atlantic Ocean climate variability between 1958 and 1998. **Journal of Climate**, v. 13, n. 16, p. 2845-2862, 2000.
- Shukla, J. Predictability of time averages: Part II: the influence of the boundary forcings. In: Burridge, D.M.; Källén, E. **Problems and prospects in long and medium range weather forecasting**. Berlin: Springer-Verlag, 1984. p. 155-206.

Trenberth, K. E.; Olson, J. G.; Large, W. G. **A Global Ocean Wind Stress Climatology Based on ECMWF Analyses**. NCAR Tech. Note NCAR/TN-338, Boulder, Colorado, 1989. 95 p. (NTIS # PB90 109968/AS)

Venegas, S. A.; Mysak, L. A.; Straub, D. N. Atmosphere -ocean coupled variability in the south Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, n.11, p. 2904-2920, 1997.

Venegas, S. A.; Mysak, L. A.; Straub, D. N. An Interdecadal climate cycle in the South Atlantic and its links to other basins. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C11, p. 24723-24736, 1998. doi:10.1029/98JC02443.

Wagner, R. G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 9, n. 9, p. 2010-2019, 1996.

Wallace, J. M.; Smith, C.; Jiang, Q. Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern hemisphere winter. **Journal of Climate**, v. 3, n. 9, p. 990-998, 1990.

Wang, C. Z.; Enfield, D. B. The Tropical Western Hemisphere Warm Pool. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 8, p. 1365-1638, 2001. doi:10.1029/2000GL011763.

Ward, M. N.; Folland, C. K. Prediction of seasonal rainfall in the north nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. **International Journal of Climatology**, v. 11, n. 7, p. 711-743, 1991.

Weisberg, R. H.; Weingartner, T. J. Instability waves in the equatorial Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 18, n. 11, p. 1641-1657, 1988.

Xie, S. P.; Tanimoto, Y.; Noguchi, H.; Matsuno, T. How and why climate variability differs between the tropical Atlantic and Pacific. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 11, p. 1609-1612, 1999.

Zebiak, S. E. Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region. **Journal of Climate**, v. 6, n. 8, p. 1567-1586, 1993.

APÊNDICE A

FILTRAGEM ESPECTRAL DE LANCZOS

A filtragem espectral de Lanczos unidimensional (Duchon, 1979) consiste em um filtro do tipo passa banda, no qual se determinam as frequências de corte inferior e superior, entre as quais se quer deixar passar as flutuações.

O método para se filtrar uma série temporal é alterar premeditadamente as amplitudes de Fourier que descrevem a série. Isto é alcançado modificando-se uma dada seqüência de dados com um grupo de pesos que se tornam os coeficientes de Fourier, chamados de função peso do filtro, para produzir uma nova seqüência de dados.

A filtragem envolve transformar uma seqüência de dados de entrada x_t , em que t é o tempo, em uma seqüência de dados de saída y_t , usando a relação linear

$$y_t = \sum_{k=-\infty}^{\infty} w_k x_{t-k}, \quad (\text{A1})$$

em que w_k são os pesos adequados. O efeito da filtragem dos dados é melhor observado no domínio da frequência. A relação entre as funções densidade da amplitude de Fourier de entrada e saída $X(f)$

e $Y(f)$, onde f é a frequência, é obtida tomando-se a transformada de Fourier de (A1). O resultado é

$$Y(f) = R(f) \cdot X(f), \quad (\text{A2})$$

em que $R(f)$ é a função resposta da frequência. A função peso e a função resposta formam um par de séries de transformadas de Fourier tais que

$$R(f) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} w_k \exp(i2\pi f k \Delta), \quad (\text{A3})$$

$$w_k = \frac{1}{2f_N} \int_{-f_N}^{f_N} R(f) \exp(-i2\pi f k \Delta) df, \quad k = \dots, -1, 0, 1, \dots, \quad (\text{A4})$$

Em que Δ é o intervalo de amostragem e f_N a frequência de Nyquist que vale $\frac{1}{2}$ ciclo por intervalo de dados. Na prática, o que é feito é primeiramente decidir a forma da função resposta e então determinar a função peso, em seguida limitar o número de pesos considerando o tamanho da seqüência de dados e finalmente usar (A3) para calcular a resposta devido ao uso de um número finito de pesos. O primeiro passo é decidir a frequência de corte f_c , i.e. a frequência na qual a resposta cai de um para zero como mostra a curva (a) na Figura A.1.

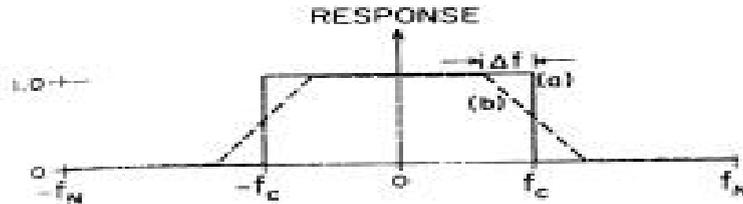


FIGURA A.1 – A curva (a) é uma função resposta passa-baixa ideal com frequência de corte f_c . A curva (b) é uma função resposta suavizada dada pela Eq.(A6) e cuja banda de transição é $2\Delta f = 2f_N/n$.

Se existe um total de $2n-1$ pesos na função peso então, seguindo a sugestão de Lanczos, com o intuito de suprimir a oscilação de Gibbs a função resposta ideal é convolvida com a função retangular

$$h(f) = \begin{cases} n/2f_N, & |f| \leq f_N/n \\ 0, & |f| > f_N/n. \end{cases} \quad (A5)$$

A convolução aqui é o mesmo que fazer a média de maneira que a versão suavizada de $R(f)$ é

$$\bar{R}(f) = (n/2f_N) \int_{-f_N/n}^{f_N/n} R(f+n)dn, \quad (A6)$$

como ilustra a curva (b) na Figura A.1.

Se $R_n(f)$ representa a soma parcial da série de Fourier obtida substituindo-se os limites infinitos em (A3) pelos limites finitos $-n$ e n , então a soma parcial da série de Fourier de $R(f)$ pode ser escrita como

$$\bar{R}_n(f) = \sum_{k=-n}^n \bar{w}_k \exp(i2\pi f k \Delta) = \bar{w}_0 + 2 \sum_{k=1}^n \bar{w}_k \cos(2\pi f k \Delta) \quad (A7)$$

Em que, por analogia com (A4),

$$\bar{w}_k = \frac{1}{2f_N} \int_{-f_N}^{f_N} \bar{R}(f) \exp(-i2\mathbf{p}fk\Delta) df \quad (\text{A8})$$

Substituindo (A6) em (A8) e reconhecendo que $R(f)$ é periódica, resulta que

$$\bar{w}_k = w_k \frac{\text{sen}(2\mathbf{p}k f_N \Delta / n)}{2\mathbf{p}k f_N \Delta / n} \quad (\text{A9})$$

a qual para intervalo unitário de amostragem torna-se

$$\bar{w}_k = \frac{\text{sen}(2\mathbf{p}k f_c)}{\mathbf{p}k} \frac{\text{sen}(\mathbf{p}k / n)}{\mathbf{p}k / n}, \quad \begin{array}{l} k = -n, \dots, n. \\ k \neq 0 \end{array} \quad (\text{A10})$$

Assim, pode ser visto que a função peso truncada para a resposta suavizada é o produto daquela para um filtro ideal e um termo $\text{sen}(X)/X$ representado por s e chamado por Lanczos de “fator sigma”. Um filtro ideal passa-banda deveria apresentar resposta zero da frequência de origem até a frequência de corte inferior f_{c1} , resposta unitária de f_{c1} até a frequência de corte superior f_{c2} , e resposta zero de f_{c2} até a frequência de Nyquist. Da Eq.(A8), os pesos suavizados se tornariam

$$\bar{w}_k = \left(\frac{\text{sen}(2\mathbf{p}k f_{c2})}{\mathbf{p}k} - \frac{\text{sen}(2\mathbf{p}k f_{c1})}{\mathbf{p}k} \right) \mathbf{s}, \quad k = n, \dots, 0, \dots, n. \quad (\text{A11})$$

A Eq.(A11) representa a diferença nas funções peso para dois filtros passa-baixa, com cortes em f_{c2} e f_{c1} .

As propriedades da função resposta de Lanczos são completamente determinadas pela frequência de corte e o número de pesos ($2n+1$) e pode ser representada graficamente.

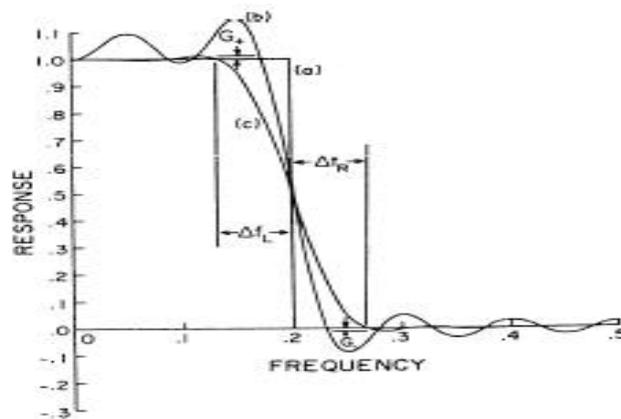


FIGURA A.2 – A curva (a) função resposta de um filtro passa baixa. A curva (b) é uma função resposta suavizada utilizando 21 pesos. A curva (c) é o resultado da filtragem de Lanczos em que a função peso foi multiplicada pelo fator sigma.

As propriedades de interesse são:

- 1) $G_+(G_-)$: O valor máximo da oscilação de Gibbs para frequências menores(maiores) que f_c (Figura A.2).
- 2) $\Delta f_L/\Delta f_R$: a razão da largura da banda entre f_c e a frequência de resposta unitária (zero) mais próxima da função resposta e a função resposta suavizada (Figura A.1 e A.2).

A Figura A.3 mostra as propriedades da resposta para frequências $<f_c$. Existem três regiões de interesse:

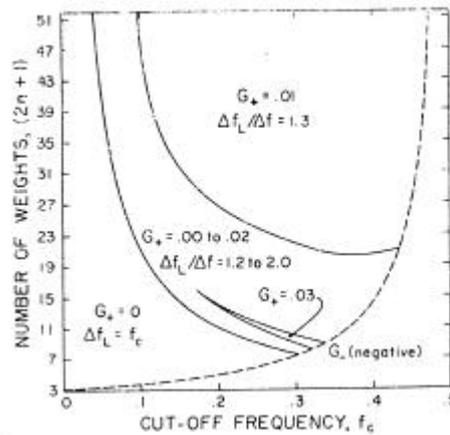


FIGURA A.3 – As magnitudes da oscilação máxima de Gibbs positiva (G_+) e a razão de largura da banda esquerda ($\Delta f_L / \Delta f$) como função do número de pesos e frequência de corte para a filtragem de Lanczos. Na região G_- (negativa) a função resposta nunca passa pelo zero.

- 1) Na parte superior do gráfico entre a linha cheia e a linha tracejada, a razão de largura da banda é 1.3 e a oscilação máxima de Gibbs é 0.01 (erro de 1%).
- 2) Entre as linhas cheias e a linha tracejada, a razão de largura da banda varia de 1.2-2.0, o último valor ocorrendo coincidentemente sobre a linha cheia. A oscilação máxima de Gibbs varia de 0-0.02. O valor zero coincide com a linha cheia.
- 3) No canto esquerdo do gráfico entre o eixo, a linha cheia e a linha tracejada a oscilação de Gibbs é zero. A resposta é unitária na origem e decresce com o aumento da frequência.

4) À direita da linha tracejada a função resposta nunca passa pelo zero. O uso de uma função resposta para um dado número de pesos e frequência de corte dentro desta região não é recomendado.

A Figura A.4 mostra as características da função resposta para frequências maiores que f_c .

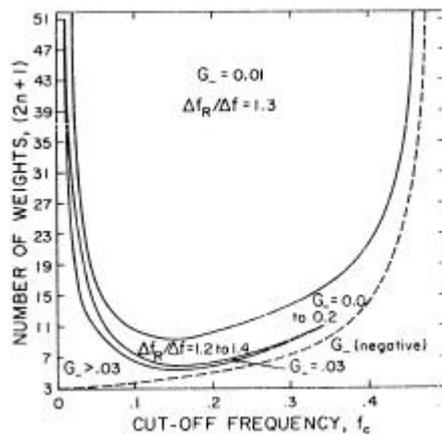


FIGURA A.4- As magnitudes da oscilação máxima de Gibbs negativa (G_-) e a razão de largura da banda direita ($\Delta f_R / \Delta f$) como função do número de pesos e frequência de corte para a filtragem de Lanczos. Na região G_- (negativa) a função resposta nunca passa pelo zero.

As regiões de interesse são:

- 1) Na parte superior do gráfico, a razão da largura da banda é 1.3 e a oscilação máxima de Gibbs é 0.01 (erro de 1%).
- 2) Na região limitada pelas linhas cheias e pela linha tracejada. Na direita, começando em $f_c \sim 0.2$ a razão de largura da banda varia

de 1.2-1.4 e a oscilação de Gibbs de 0-0.02. O valor zero da oscilação de Gibbs coincide com a linha tracejada.

- 3) Na área restante acima da linha tracejada a oscilação máxima de Gibbs é maior que 0.03 e a razão de largura da banda pode ser maior que 1.4, então o uso de uma função resposta nesta área não é recomendado.

Se o critério,

$$f_{c2} - \Delta f_{L2} \geq f_{c1} + \Delta f_{R1} \quad (\text{A12})$$

for aplicado aos dois filtros passa baixa, em que ? tem o significado dado anteriormente, então a função resposta no centro do passa banda será muito próxima a 1. Se o critério não for respeitado, então a resposta no centro do passa banda será atenuada. É claro que é desejável satisfazer este critério. Isto pode ser feito usando o método descrito à seguir, o resultado do qual relaciona o número de pesos comum à ambos os filtros com a diferença entre as frequências de corte fornecidas, i.e., o filtro passa banda. Da Eq.(A5) e das definições anteriores,

$$\begin{aligned} \Delta f_{L2} &= K_2 \Delta f = K_2 / 2n, \\ \Delta f_{R1} &= K_1 \Delta f = K_1 / 2n. \end{aligned}$$

A soma deles,

$$\Delta f_{L2} + \Delta f_{R1} = (K_1 + K_2) / 2n$$

As Figuras A.3 e A.4, ambas mostram uma ampla região em que $K_1=K_2=1.3$. Para esta condição,

$$\Delta f_{L2} + \Delta f_{R1} = 1.3/n \quad (\text{A13})$$

Substituindo Eq.(A12) em Eq.(A13) resulta no número mínimo de pesos necessários para alcançar a resposta unitária no centro da banda, dado pela equação,

$$n \geq \frac{1.3}{(f_{c2} - f_{c1})} \quad (\text{A14})$$

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)