

PREVISÃO DA ANOMALIA DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (TSM) NO ATLÂNTICO TROPICAL, COM A EQUAÇÃO DA DIFUSÃO DE TEMPERATURA

José M. Brabo Alves

Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME)

brabo@funceme.br

Raimundo O. de Souza

José Nilson B. Campos

Universidade Federal do Ceará. Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental

rsouza@ufc.br; nilson@funceme.br

ABSTRACT

This study shows preliminarily results of the potential use of the mathematical modeling on the SST prognostic. It was made a test to forecast the Sea Surface Temperature (SST) using the SST diffusion equation at the Tropical Atlantic using two values of diffusion coefficients ($0.4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ and $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$). The better results are found when lower diffusion coefficient value ($0.4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) is used, compared with the SST anomalies persistence before to the period of forecast (March to May). Our results are similar to the ones found in the literature indicating that the north sector, southeast of the basin, east of the Northeast Brazil and equatorial part has better potential of to forecast SST. One better performance of the diffusion equation in relation to the persistence was observed in isolated areas over the south sector of the basin for a lag of two months, around 0° - 1°S and 10°S - 20°S and 10°W . This study suggests a research line in mathematical modeling to investigates, for example, to perform an objective analysis of the time-lag wind components influence on the tropical regions SST, using the temperature advection equation.

RESUMO

Este estudo mostra os resultados preliminares do potencial uso da modelagem matemática no prognóstico de uma variável atmosférica ou oceânica. Foi feito um teste para a previsão das anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) com a equação da difusão de TSM no Atlântico Tropical, usando-se dois valores para os coeficientes de difusão ($0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ e $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$). Os resultados mostraram-se consistentes com aqueles obtidos da estimativa de anomalias de TSM, quando se usou o valor persistido de um a seis meses antes do período de previsão (março a maio), para o coeficiente de difusão $0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Com o uso do coeficiente com o valor de $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, os resultados foram diferentes da persistência, com menor potencial quantitativo de acerto das anomalias. Em comparação com os resultados de estudos anteriores, os obtidos aqui foram similares, indicando que o setor norte da bacia, parte equatorial, leste do Nordeste do Brasil e sudeste do Atlântico Tropical têm melhor potencial de previsão das anomalias de TSM. Um melhor desempenho da equação de difusão em relação à persistência, com valores de correlação um pouco mais altos, foram observados em áreas isoladas no setor sul da bacia, em torno de 0° - 15°S e 10°S - 20°S e 10°W , para defasagem de dois meses. Este estudo sugere uma linha de pesquisa em modelagem matemática para que se investigue, por exemplo, o potencial uso da equação advectiva na determinação objetiva da defasagem prognóstica do vento (componente zonal e meridional) sobre as anomalias de TSM no Oceano Atlântico.

1. INTRODUÇÃO

A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nos oceanos tropicais Pacífico e Atlântico é a principal variável física influenciadora das condições climáticas em várias áreas do globo. No Pacífico Tropical, a presença de eventos quentes (frios) denominados de El Niño (La Niña), com anomalias positivas (negativas) de TSM, causam fenômenos climáticos diferenciados em várias áreas do globo (Bjerknes, 1969; Rasmusson e Carpenter, 1982; Ropelewisk e Halpert, 1996 e 1997 e Philander, 1991). Em anos de La Niña ou com valores de TSM em torno da média no Pacífico Tropical, chuvas intensas concentram-se sobre o norte da Austrália e região da Indonésia, enquanto que redução de chuvas com estiagens predominam sobre o setor centro-leste da bacia. Em anos de El Niño, essa configuração de chuva é contrária (Ropelewisk e Halpert, 1996 e 1997; Philander, 1991). Para o Nordeste do Brasil, anos de El Niño (La Niña), em geral, estão associados com escassez (chuvas mais abundantes), enquanto condições contrárias são observadas no sul e sudeste do Brasil. Em geral, estas condições também estão relacionadas às ocorrências de dipolos de TSM no Atlântico Tropical. Anomalias positivas (negativas) de TSM nos setores norte (sul) dessa bacia, na maior parte das vezes, também podem ocorrer em anos de El Niño, sendo as características contrárias observadas em anos de La Niña.

No Pacífico, o monitoramento e previsão de TSM são feitos desde meados dos anos 80. O forte evento de El Niño observado entre os anos de 1982 e 1983 causou impactos climáticos com grandes prejuízos econômicos e sociais em várias regiões da Ásia, Oceania, Américas e outras (Philander, 1991). Este evento foi a causa para que o monitoramento sistemático viesse a ocorrer. A variabilidade climática e seus impactos levaram os Estados Unidos, Japão e Austrália a implantarem um sistema de monitoramento da atmosfera e do oceano na região do Pacífico Tropical desde a região da Austrália e Indonésia até a costa oeste da América do Sul. Esse monitoramento impulsionou os estudos da variabilidade termodinâmica do Pacífico Tropical e suas influências remotas em várias áreas do globo. Um dos importantes avanços, tendo como base o monitoramento no Pacífico Tropical, foi o surgimento dos primeiros Modelos Físico-Matemáticos (MFM) para prever a TSM. Em particular, grande ênfase foi dada à previsão dos eventos de El Niño. A primeira tentativa de previsão deste fenômeno foi feita para o evento de 1987 (Cane e Zebiak, 1985). Hoje, vários centros mundiais de Meteorologia, Oceanografia e áreas afins rodam modelos MFM para prognosticar as características termodinâmicas no Pacífico Tropical com um aceitável grau de confiabilidade (Cane e Zebiak, 1985; Barnston e Ropelewisk, 1992).

Esses MFM para prever a TSM na bacia do Oceano Atlântico Tropical estão em fase de desenvolvimento, com dados coletados do Projeto Pirata (Servain et. al., 1998). Nos últimos anos, a modelagem estatística-estocástica tem sido testada. Os resultados obtidos não têm apresentado grande confiabilidade de previsão, ao contrário do que ocorre no Pacífico Tropical (Repelli e Nobre, 2004; Penland e Matrosova, 1998; Andreoli e Kayano, 2002, 2005).

Em função da baixa previsibilidade da TSM no Atlântico Tropical e devido aos MFM exigirem uma grande quantidade de dados e elevada capacidade computacional, uma outra tentativa de prever a TSM nesse oceano tem sido feita usando técnicas estatísticas. Repelli e Nobre (2004) desenvolveram um sistema de modelagem usando estatística multivariada denominada de Correlações Canônicas, tendo como campos preditores a própria variação de TSM no Atlântico e Pacífico Tropical. Seus resultados mostraram melhor potencial de previsão para o setor norte do Atlântico Tropical. Para o setor sul dessa bacia, as análises mostraram que a persistência da anomalia de TSM apresentou resultado equivalente àquele obtido em seus experimentos.

Penland e Matrosova (1998), usando uma outra técnica estatística denominada de Padrões de Oscilação Principal (POP), fizeram um estudo para prever TSM em algumas áreas do Atlântico

Tropical. Seus resultados mostraram que a previsibilidade de TSM no Atlântico Tropical Norte, para períodos de alguns meses a um ano, aumenta quando os preditores são as anomalias de TSM da região tropical global, em vez de anomalias de TSM somente da bacia do Atlântico. Como os resultados de Repelli e Nobre (2004), essa previsibilidade não foi observada sobre as regiões equatoriais e do Atlântico Tropical Sul.

Como as chuvas e conseqüentemente toda a demanda hídrica da Região Nordeste do Brasil (NEB), em particular da sua região mais árida, é diretamente influenciada pelas condições térmicas superficiais do Oceano Atlântico Tropical (Alves e Repelli, 1992; Hastenrath e Heller, 1977; Hastenrath, 1985; Moura e Shukla, 1981; e Nobre e Shukla, 1996), é oportuno testar novas metodologias de previsão de TSM. O objetivo desse estudo é fazer algumas análises da previsão de TSM no Atlântico Tropical, usando a solução numérica da equação de difusão de temperatura.

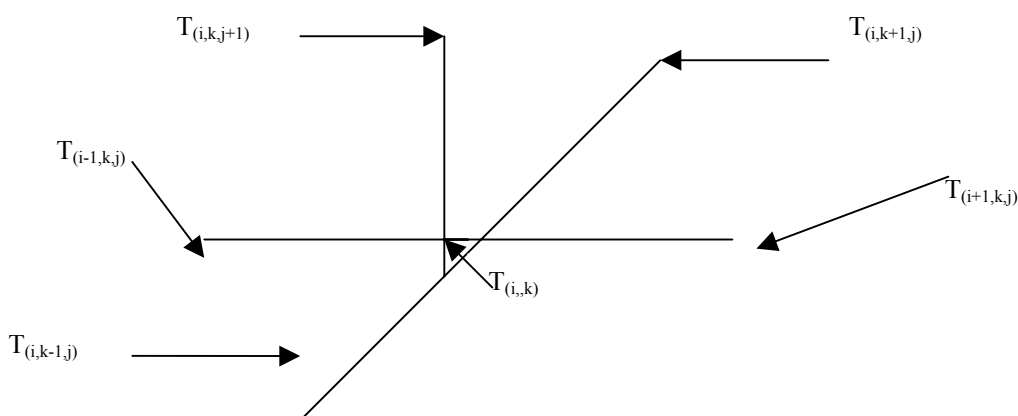
2. DADOS E METODOLOGIA

Os dados de TSM observadas no Atlântico Tropical usado nesse estudo foram obtidos de uma versão do *Comprehensive Atmospheric-Ocean Data Set (COADS)*. Esse arquivo contém dados de médias mensais em pontos de grade de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude-longitude para um período de 1945 a 2000. Maiores detalhes destes dados são encontrados em Da Silva *et al.* (1994). O período selecionado para o estudo foi de 1945 a 1993 (49 anos), para efeito de comparação com os resultados de Repelli e Nobre (2004) e Andreoli e Kayano (2004). Nosso estudo utiliza o período de 1945 a 1993 (49 anos). A equação da difusão de temperatura bidimensional usada no estudo é mostrada abaixo:

$$\frac{\partial Tsm}{\partial t} = P_x \left[\frac{\partial^2 Tsm}{\partial^2 x} \right] + P_y \left[\frac{\partial^2 Tsm}{\partial^2 y} \right], \quad (1)$$

onde T é a anomalia de TSM e P_x e P_y são os coeficientes de difusão da TSM. A solução da equação foi obtida por método numérico de diferenças finitas centradas e explícitas. Maiores detalhes sobre métodos numéricos de resolução de equações diferenciais podem ser obtidos em Shapra (1999).

A sua transformação bidimensional em diferenças finitas centradas pelo método explícito é apresentada a seguir.



Nesse esquema, i representa o eixo x ; k , o eixo y ; e j seria o incremento em Δt , para o qual o valor de T em x e y será calculado. Aplicando-se o método de diferenças finitas centradas temos.

$$T_{(i,k,j+1)} = T_{(i,k,j)} + \frac{P_x \Delta t}{\Delta x^2} \left[T_{(i+1,k,j)} - 2T_{(i,k,j)} + T_{(i-1,k,j)} \right] + \frac{P_y \Delta t}{\Delta y^2} \left[T_{(i,k+1,j)} - 2T_{(i,k,j)} + T_{(i,k-1,j)} \right] \quad (2)$$

Como a solução dessa equação exige condições iniciais e de contorno, a metodologia usada é descrita a seguir. Para as condições de contorno, selecionou-se a área entre 40,5°S e 40,5°N e a área entre 60°W e 10°E, na bacia do Atlântico Tropical. Considerando que o interesse na previsão de TSM e suas anomalias são maiores a partir do mês de janeiro, estendendo-se até maio, último mês da estação chuvosa do setor norte do Nordeste do Brasil (NEB), a condição inicial foi dada em cada ponto de grade da região de contorno, considerando a anomalia de TSM observada nos meses de setembro a dezembro, do ano anterior aos meses de março a maio, que são aqueles para os quais se deseja prever a TSM através da equação de difusão da temperatura. Assim sendo, a previsão foi feita para o período de março, abril e maio (MAM). Esse procedimento foi executado para o período de 1946 a 1992, visto que a solução da referida equação exige o uso implícito dos dados do ano inicial e final da série de dados utilizados (equação 2).

Como a solução numérica de equações diferenciais depende de duas variáveis – a variação em espaço da simulação e o passo de tempo da integração – as seguintes considerações foram admitidas no estudo: a) Em função dos dados utilizados de TSM terem uma resolução espacial da ordem de 1° grau de latitude e longitude, foi usado um espaçamento nas direções x (longitude) e y (latitude) de 11 km; b) No passo de tempo, como os dados de TSM são mensais, foi usado um passo de tempo de um mês (delta t = 720 h), considerando a previsão executada com um mês de defasagem do período FMAM. À medida que a defasagem aumentava, o delta t era incrementado, fazendo-se a multiplicação do valor da defasagem por 720h.

Um dos principais problemas em modelagem dinâmica oceânica é a atribuição do valor dos coeficientes de difusão. Muitos estudos atribuíram esses coeficientes relacionados à questão de instabilidade numérica (Maes *et al.* 1997). No estudo de Maes *et al.*, (1997), esses coeficientes foram parametrizados com valores da ordem de 10000, 1000 e 100 m²s⁻¹. Seus resultados mostraram que várias variáveis do balanço de calor no oceano são sensíveis à variação desse coeficiente de difusão. Os resultados dessa variação podem resultar em áreas nos oceanos com características mais ou menos energéticas do que o observado. Estudos mais recentes como os de Pezzi e Richards (2003) e Lengaigne *et al.* (2003) corroboraram com os resultados de Maes *et al.* (1997). À medida que a difusão é dinâmica, o sistema de correntes oceânicas é acelerado, com o conseqüente aumento da energia de todo este sistema. Para o nosso estudo, dois testes foram feitos com coeficientes de difusão (Px e Py) diferentes, um com 0,4 m²s⁻¹ e outro com 100 m²s⁻¹, atribuídos homogeneamente ao longo de cada ponto de grade da bacia do Atlântico Tropical. Valores da ordem de 10³ e 10⁴ não foram testados, pois, como o passo temporal da simulação foi de 720*lag (h), devido à resolução temporal dos dados (1 mês) e ao espaçamento de 11 Km em latitude e longitude, valores dessa natureza gerariam instabilidades numéricas na solução da Equação 2.

A comparação com os resultados de estudos anteriores e com a persistência das anomalias de TSM foi avaliada através do cálculo de coeficientes de correlação linear e através de um índice de previsibilidade da intensidade da anomalia prevista em relação à observada. Este índice foi definido como Índice de Previsibilidade Boa (IPB), quando essa diferença absoluta for menor ou igual a 0,2°C. O valor desse índice foi caracterizado como chance de acerto. A formulação abaixo mostra o cálculo desse índice.

$$C_a = \left[\frac{1}{n} \sum_{l=1}^n E_l(i,k,j) \Rightarrow se \left(ABSA_{ne}(i,k,j) - ABSA_{no}(i,k,j) \leq 0,2 \right) \right] * 100 \quad (3)$$

onde n é o número de anos usado na previsão, ABS significa o absoluto, A_{ne} significa a anomalia estimada, A_{no} é a anomalia observada e E_l significa o contador em cada ponto de grade.

Os mapas apresentados na próxima seção, contendo os resultados dessas variáveis para a previsão por persistência e utilizando a equação da difusão da anomalia de temperatura, foram feitos com o uso do software *Grid Analysis and Display System (GrADS)*.

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados aqui apresentados para o coeficiente de correlação (r) referem-se apenas àqueles relativos ao período MAM, com defasagens mensais de um mês (fevereiro) há seis meses (setembro). Coeficientes de correlação (r) entre as anomalias de TSM estimadas e previstas são mostrados nas Figuras 1 e 2. A Figura 1 mostra o coeficiente de correlação entre as anomalias estimadas (para coeficientes de difusão P_x e P_y com valor de $0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$), persistidas e observadas. A Figura 2 mostra esse mesmo coeficiente de correlação, porém com as anomalias estimadas para coeficientes de difusão P_x e P_y com valor de $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Nestas figuras, foram plotadas somente as áreas com correlação em módulo maior ou igual a 0,3 que, segundo o Teste t de Student, é significativa estatisticamente a 95%. Nota-se que as características da configuração e valores do coeficiente de correlação para as duas situações da Figura 1 – considerando a comparação entre as anomalias de TSM observadas e previstas com equação de difusão e entre as anomalias de TSM observadas e aquelas obtidas a partir das anomalias de TSM persistidas – são semelhantes, indicando pouca influência da difusão térmica no controle da anomalia de TSM do Oceano Atlântico Tropical.

A equação que utiliza o coeficiente de difusão igual a $0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ teve um melhor desempenho do que a persistência em simular a variabilidade das anomalias de TSM, ou seja, apresentou valores de correlação um pouco mais altos em pequenas áreas no setor sul da bacia (em torno de 0° - 15°S e 10°S - 20°S e 10°W), para defasagem de dois meses (Figuras 1c e 1d). Entretanto, utilizado o coeficiente de difusão igual a $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Figura 2), notou-se que as correlações positivas caem abruptamente em magnitude e em área ao longo da bacia, com o aumento da defasagem em mês. Porém, são observadas correlações negativas no setor equatorial da bacia, significativas estatisticamente, em torno de 5°N , que se mantém temporalmente nas defasagens de quatro a seis meses. Esses resultados sugerem que o aumento em magnitude dos coeficientes de difusão tendem a ter um limitado potencial na estimativa das anomalias de TSM no Atlântico Tropical.

Os resultados similares à persistência, mostrados na Figura 1, são consistentes do ponto de vista físico, pois a equação da difusão de temperatura não considera forçantes remotas, atmosféricas ou oceânicas (por exemplo, influência do El Niño, fluxos de calor, evaporação na própria bacia, etc), as quais influenciam a variação da TSM no Atlântico Tropical (Barreiro *et. al.*, 2004; Chang e Saravan, 2001; Gianninni *et. al.*, 2004). Além disso, sabe-se que as características térmicas dos oceanos sofrem influência de uma gama de processos físicos que extrapolam a superfície e que não estão inseridos nos processos associados somente à difusão térmica horizontal de superfície (Zebiak, 1993).

Os resultados de (r) são coerentes, em magnitude, com aqueles já apresentados por outros estudos que prognosticaram anomalias de TSM no Atlântico Tropical (Repelli e Nobre, 2004; Penland e Matrosova, 1998, Andreoli e Kayano, 2002, 2005). Ficou claro que, tanto pela persistência como pela estimativa usando a equação de difusão, algumas áreas do Atlântico Norte, Atlântico Equatorial, Golfo da Guiné, setor sudeste do Atlântico Sul e costa leste do Nordeste do Brasil são áreas cuja correlação explica uma maior variabilidade das anomalias de TSM observadas. Outro resultado, igualmente verificado nos estudos acima mencionados, foi a diminuição em área da magnitude da correlação, tanto no setor norte como no setor sul do Oceano Atlântico, à medida que a defasagem em meses aumenta.

O interessante nesses resultados, comparados aos de Repelli e Nobre (2004), é que estes mostram que tanto a configuração como a magnitude do valor da correlação no Atlântico Tropical independe do tempo, isto é, não mantém um padrão em função do período usado para o cálculo. Existem diferenças significativas entre os campos, quando se compara a Figura 1 com a Figura 5 de

Repelli e Nobre (2004). Vale mencionar que, no artigo de Repelli e Nobre (2004), foi usado o período de 1979-1993 para o cálculo da correlação e, neste estudo, o período de 1946-2000.

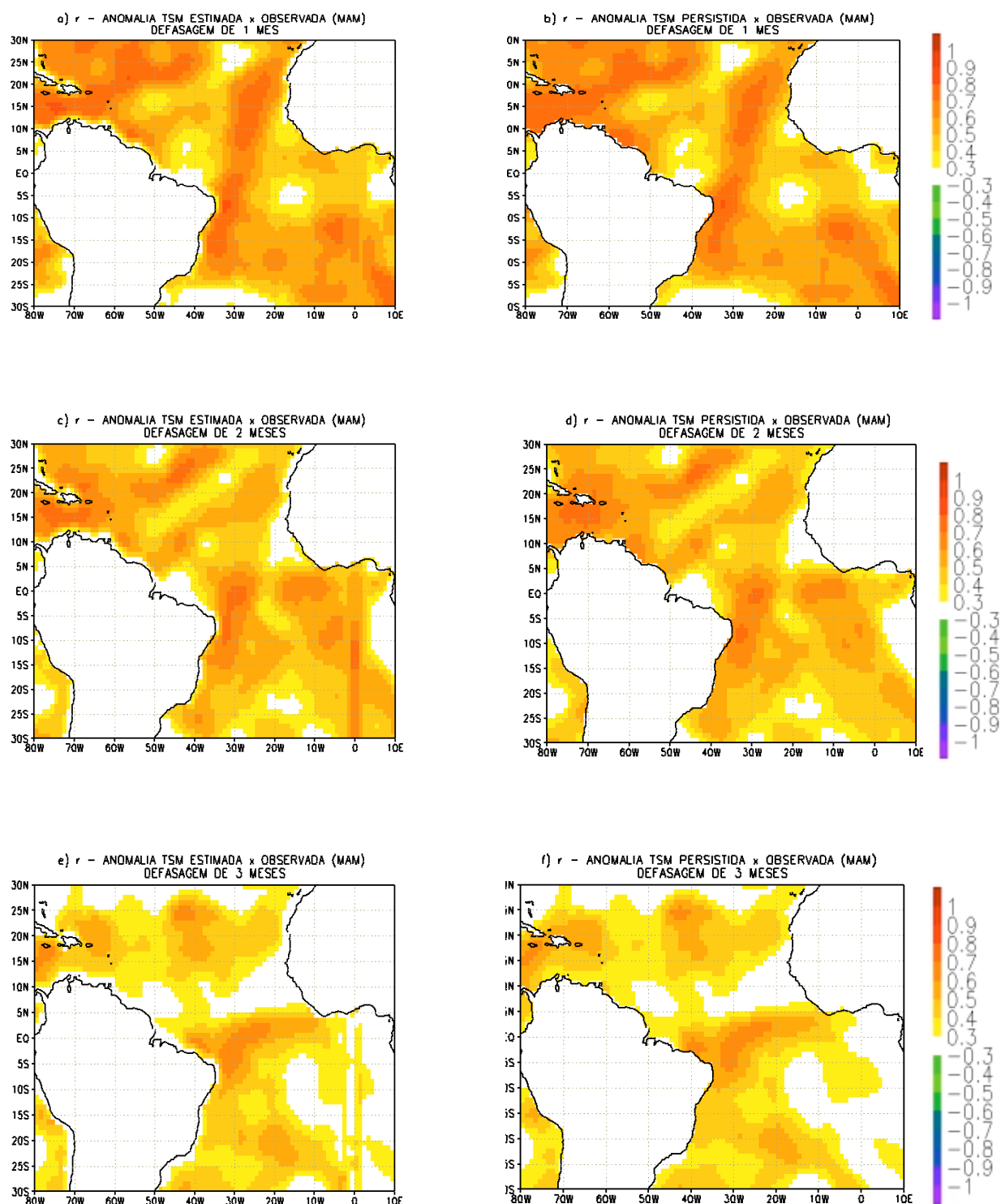


Figura 1 – Correlação (r) entre as anomalias de TSM estimadas pela equação de difusão de calor, com o coeficiente de difusão P_x e P_y de $0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, persistidas, com defasagens de 1 a 6 meses, e observadas (dados COADS) para o trimestre março, abril e maio: a e b) defasagem de 1 mês (fevereiro); c e d) defasagem de 2 meses (janeiro); e e f) defasagem de 3 meses (dezembro); g e h) defasagem de 4 meses (novembro); i e j) defasagem de 5 meses (outubro) e k e l) defasagem de 6 meses (setembro).

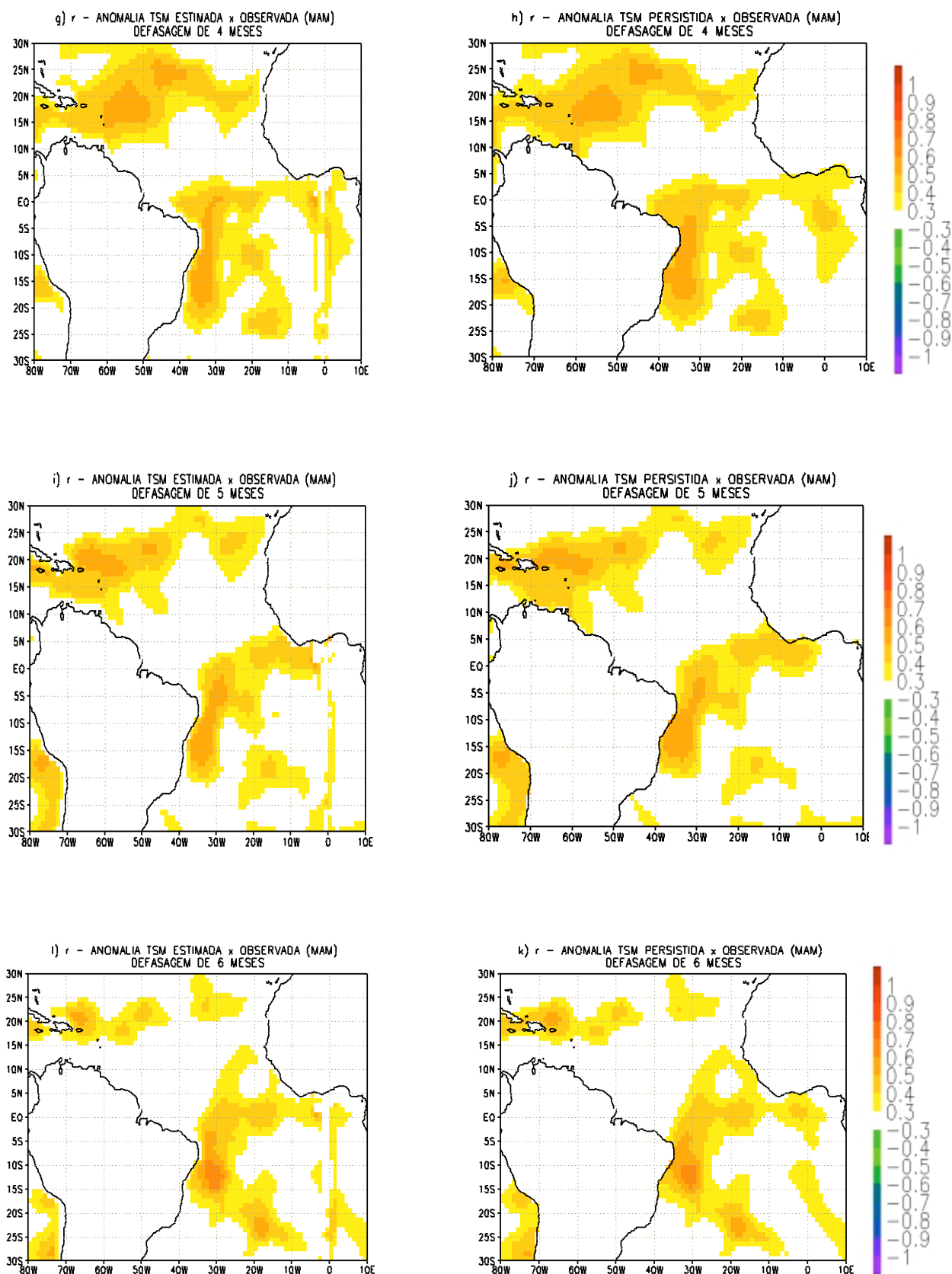


Figura 1 – Continuação.

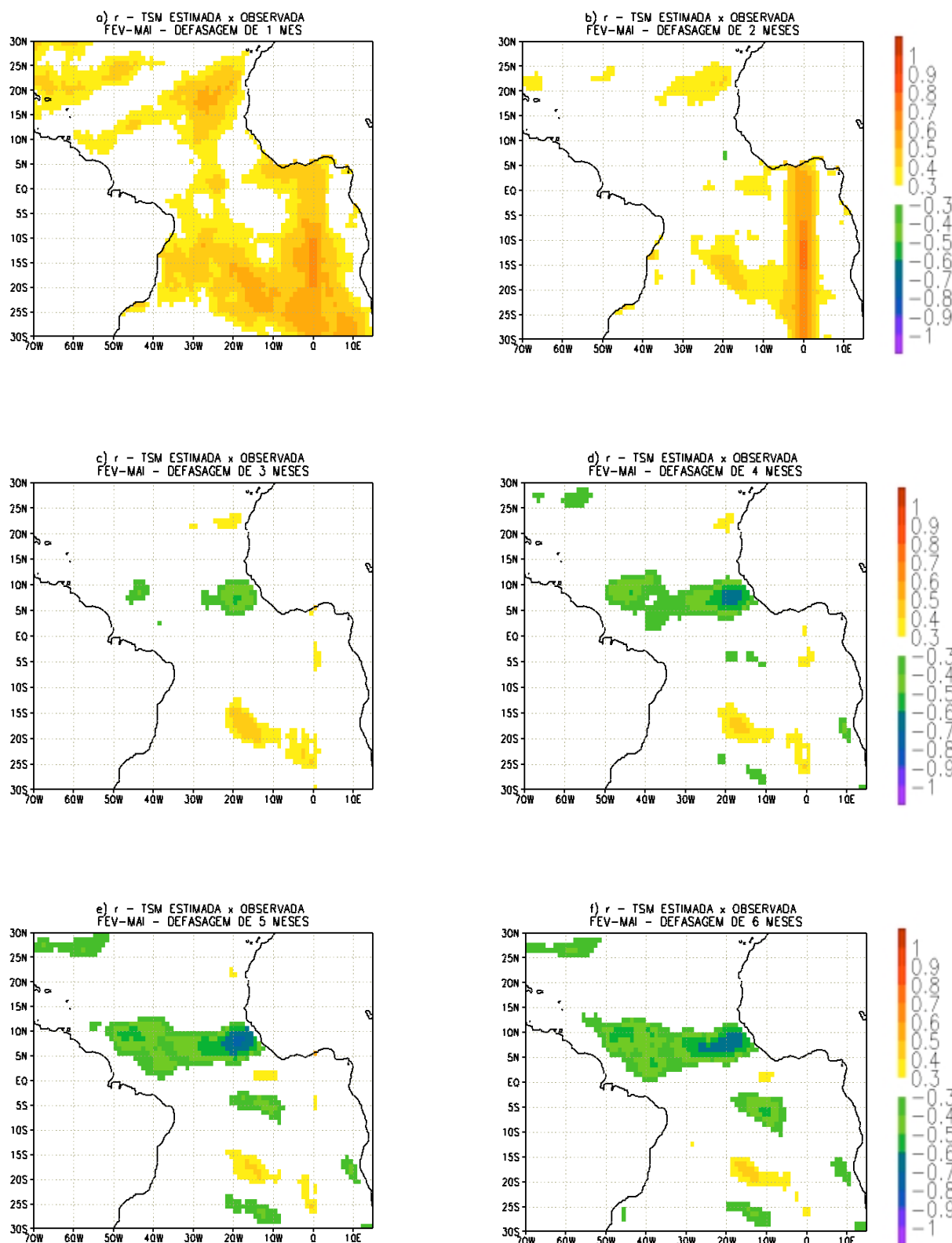


Figura 2 – Correlação (r) entre as anomalias de TSM estimadas pela equação de difusão de calor, com o coeficiente de difusão P_x e P_y de $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, com defasagens de um a seis meses, para o trimestre março, abril e maio: a) defasagem de um mês (fevereiro); b) defasagem de dois meses (janeiro); c) defasagem de três meses (dezembro); d) defasagem de quatro meses (novembro); e) defasagem de cinco meses (outubro) e f) defasagem de seis meses (setembro).

A Figura 3 mostra o percentual de acerto da anomalia de TSM estimada pela equação de difusão de temperatura e pela persistência, quando as anomalias de TSM inseriram-se dentro do índice definido como Índice de Previsibilidade Boa (IPB). São apresentados apenas os resultados com defasagens de três meses, a partir de dezembro. Este fato é importante para fins operacionais de monitoramento de previsão da quadra chuvosa do setor norte do Nordeste, pois se pode inferir alguma tendência das anomalias de TSM no Atlântico Tropical.

Pode-se observar por essas figuras que, tanto para as anomalias de TSM estimadas como para as previstas, os percentuais de acerto do IPB na maior parte da bacia é em torno de 30% a 50%. Com exceção das áreas acima de 20°N, no noroeste da bacia e junto à costa nordeste da América do Sul, cuja chance de acerto do IPB foi acima de 60%. Nessas áreas, há indicativo de que as anomalias de TSM tendem a aproximar ou manter as magnitudes observadas três meses atrás em MAM.

Esses resultados são consistentes com os resultados de Alves e Campos (2005), nos quais estas áreas do Atlântico Norte e da costa norte/nordeste da América do Sul, usando dados COADS (1945-2000), são regiões em que as anomalias de TSM têm a maior probabilidade de manter suas anomalias de um mês para outro, ou de um mês para um trimestre, com valores em torno de $-0,5^{\circ}\text{C}$ e $0,5^{\circ}\text{C}$. Resultados dessa natureza não foram apresentados no artigo de Repelli e Nobre (2004), Penland e Matrosova (1998) e Andreoli e Kayano (2005). Quantitativamente, a solução da equação da difusão com coeficientes de difusão da ordem de $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ apresentou baixa chance de acerto, em torno de 20%, ao longo de toda a bacia do Atlântico Tropical (Figura não mostrada).

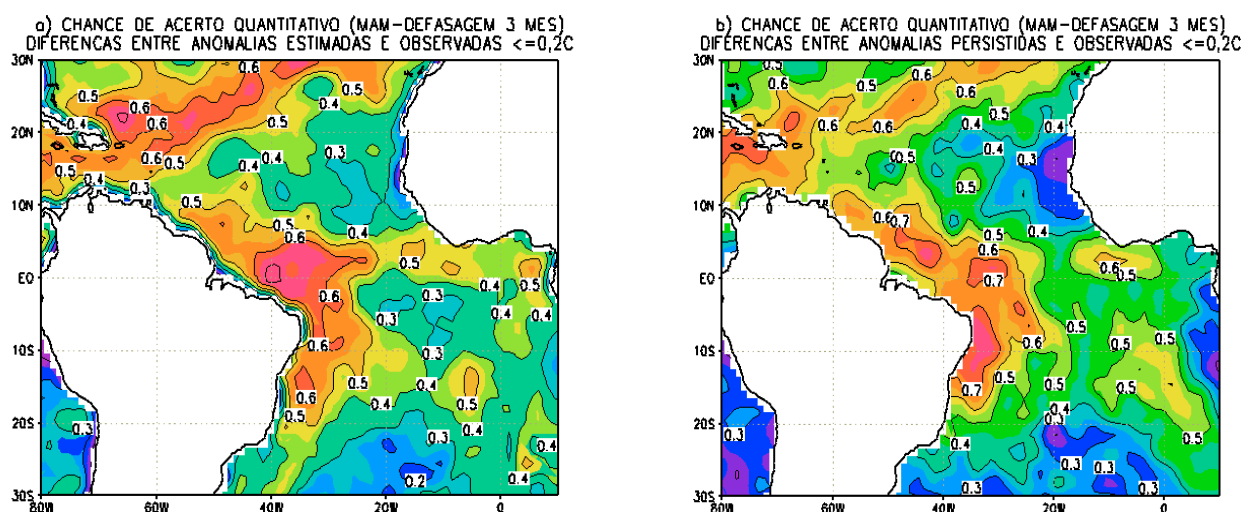


Figura 3 – Percentual de acerto de previsão das anomalias de TSM, definido como Índice de Acerto com Boa Previsão (quando a diferença absoluta entre o estimado ou persistido for menor ou igual a $0,2^{\circ}\text{C}$ em relação ao observado) para MAM, para defasagem de três meses: a) estimada *versus* observada e b) persistida *versus* observada.

A Figura 4 mostra uma comparação das anomalias de TSM observadas, estimadas pela equação de difusão de TSM (usando-se os dois valores para o coeficiente de difusão, $0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ e $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) e persistidas, feita para MAM, para uma defasagem de três meses (dezembro) e considerando dois anos de contrastes climáticos: um ano de El Niño (1983) e outro de La Niña (1986). Como já mostrado nas correlações e no IPB, a configuração do campo de anomalias vinda tanto da persistência como da equação de difusão térmica que utiliza o coeficiente de difusão de $0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ são semelhantes para ambos os anos (Figuras 4b e 4d). Essas figuras mostram que tanto a persistência como a equação de difusão térmica, usando-se os coeficientes de difusão, não conseguem capturar as trocas de anomalias de TSM no Atlântico Tropical Norte, invertendo o padrão observado em algumas áreas (Figuras 4a, 4b e 4d). Vale ressaltar que só foram analisados dois anos associados ao ciclo El Niño-Oscilação Sul.

Todavia, para o setor sul da bacia, houve uma melhor concordância no sinal das anomalias observadas para MAM, em ambos os anos. Novamente, esse fato concorda com resultados encontrados na literatura (Penland e Matrosova, 1998; Andreoli e Kayano, 2005; Barreiro *et al.*, 2004). Na área onde forçantes externas são importantes – como é o caso do setor norte da bacia – métodos como a persistência ou, nesse caso, a equação de difusão, com coeficiente de difusão pequeno em magnitude e que leva em consideração somente as observações locais, não conseguem boa previsão. Entretanto, podem servir como indicadores para os meses que apresentam maior impacto das anomalias de TSM nas chuvas no setor norte do NEB em algumas áreas do setor sul da bacia.

Por outro lado, quando se compara a estimativa das anomalias de TSM, tanto para 1983 como para 1986, com o observado, com o coeficiente de difusão de $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ (Figuras 4a, 4c, 4e e 4g), a configuração do sinal dessa anomalia foi consistente com o observado, principalmente acima de 10°N . Houve um predomínio de estimativa de anomalias positivas (negativas) em 1983 (1986), apesar de não serem coerentes com as áreas nas figuras de anomalias observadas (Figuras 4a e 4e).

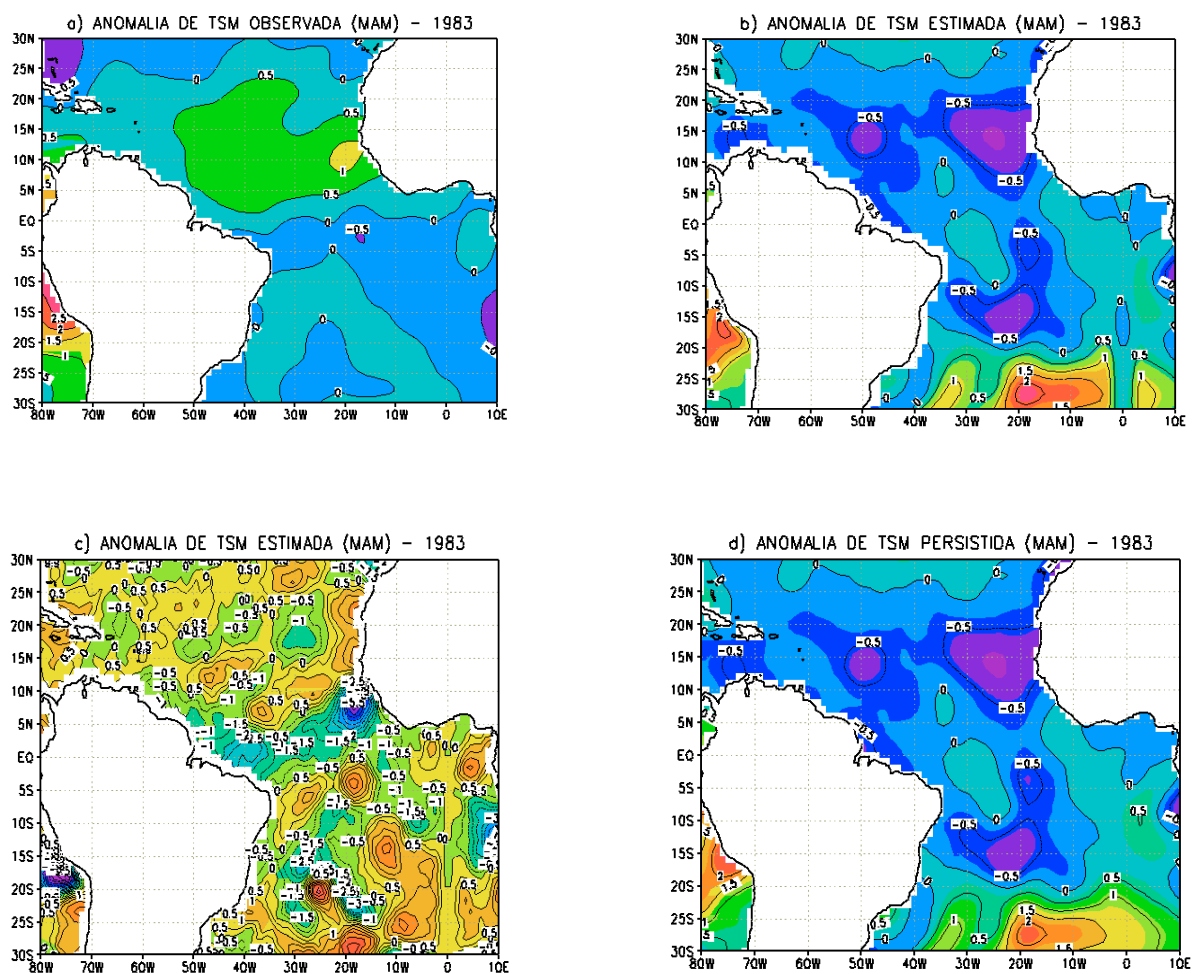


Figura 4 – Anomalias de TSM observadas, estimadas (condição inicial de dezembro do ano anterior) e persistidas (dezembro do ano anterior) para MAM para dois anos de contrastes climáticos no setor norte do NEB, um seco: 1983 (ano de El Niño) e outro chuvoso: 1986 (ano de La Niña), sendo: a) observada em 1983; b) estimada em 1983 (coeficiente de difusão de $0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$); c) estimada em 1983 (coeficiente de difusão de $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$); d) persistida em 1983; e) observada em 1986; f) estimada em 1986 (coeficiente de difusão de $0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$); g) estimada em 1986 (coeficiente de difusão de $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$); h) persistida 1986.

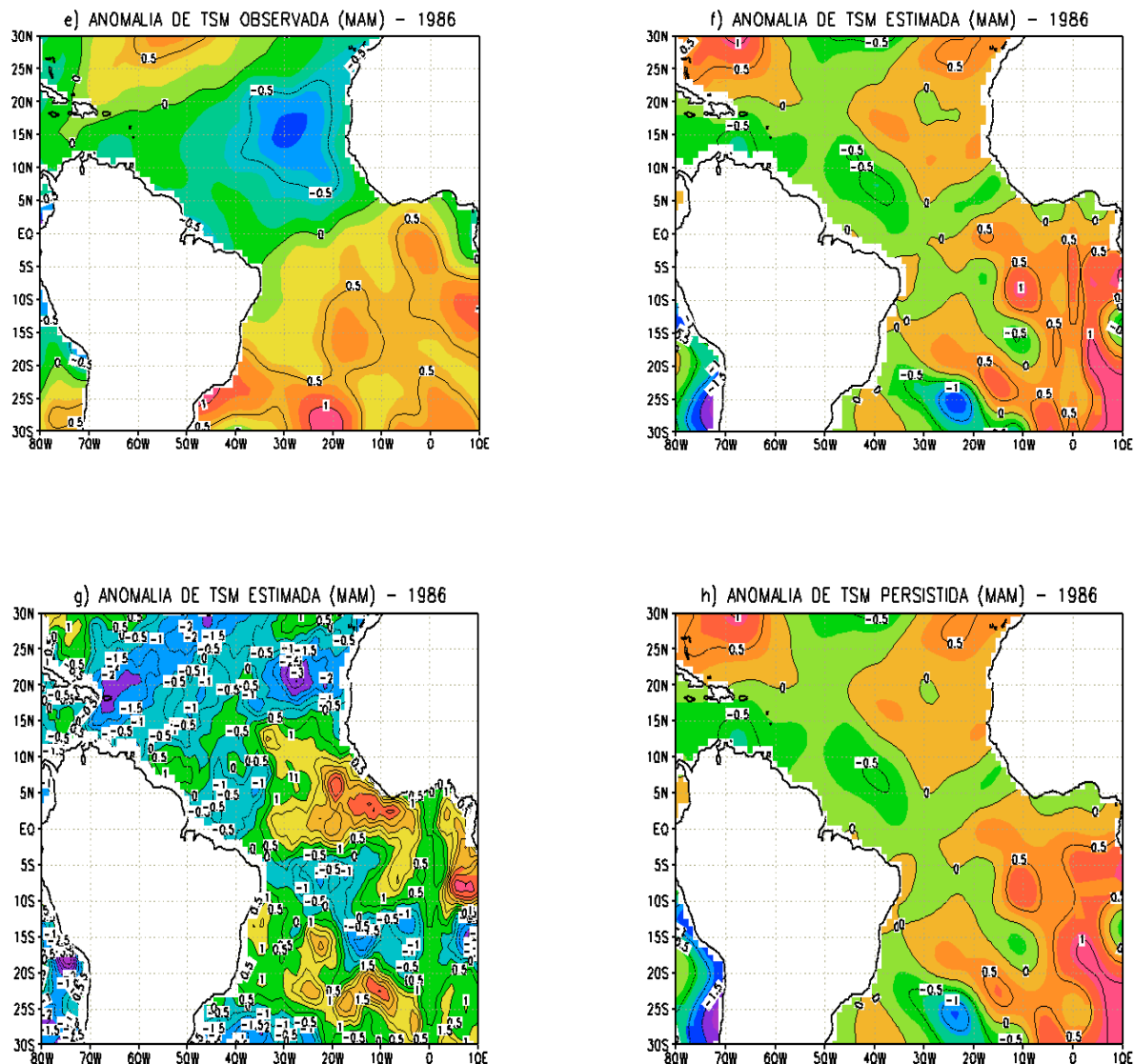


Figura 4 – Continuação.

Os resultados apresentados são consistentes com a questão física inserida na equação da difusão. Como nessa equação não há nenhum processo físico além da difusão molecular, quando foram utilizados coeficientes pequenos ($0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$), era de se esperar que a resposta fosse similar à persistência, devido à dependência da condição inicial, isto é, ao campo de anomalias de TSM defasado. Por outro lado, quando a previsão foi executada com o uso dos coeficientes de difusão com valores de $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, os resultados foram diferentes do que a persistência, sugerindo a possibilidade de se testar novos valores de P_x e P_y , como mostrado na literatura (Maes et al., 1997; Pezzi e Richards, 2003).

4. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Esse estudo mostrou, preliminarmente, a perspectiva da modelagem matemática ser usada para prognosticar uma variável oceânica. Foi feito um teste com a equação da difusão de anomalias de TSM no sentido de se prever a evolução da sua anomalia na bacia do oceano Atlântico Tropical para período MAM, com seis meses de antecedência. Este tipo de estudo é importante, tendo-se em vista que a TSM

é a principal variável de contorno à superfície na definição da qualidade da estação chuvosa do setor norte do NEB. Os resultados foram comparados com a anomalia da TSM observada, oriundas do banco de dados *COADS*. Houve similaridade entre os resultados obtidos pela persistência das anomalias de TSM e as estimadas pela equação de difusão defasada de um a seis meses, quando se fez uso de coeficiente de difusão da ordem de $0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Resultados inferiores à persistência foram observados quando esses coeficientes assumiram valores de $100 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. A equação de difusão, com o coeficiente de $0,4 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ apresentou um melhor desempenho em relação à persistência em simular a variabilidade das anomalias de TSM, com valores de correlação um pouco mais altos, em áreas isoladas no setor sul da bacia (em torno de $0^\circ\text{-}15^\circ\text{S}$ e $10^\circ\text{S-}20^\circ\text{S}$ e 10°W), para defasagem de dois meses.

Comparando-se os estudos de Repelli e Nobre (2004); Penland e Matrosova (1998); Andreoli e Kayano (2002), verificou-se que os resultados desse estudo são consistentes, mostrando valores e configurações de correlação semelhantes. Adicionalmente, os resultados apresentados mostraram que o setor norte e algumas áreas equatoriais, como o setor sudeste da bacia e o setor leste do Atlântico Tropical, próximo à costa do Nordeste, apresentam melhor potencial de previsão de TSM em relação a outras áreas dessa bacia. Estes resultados concordam com a literatura acima mencionada.

Vale destacar que, apesar dos resultados apresentados não mostrarem grandes ganhos no prognóstico das anomalias de TSM, em relação à persistência, a vantagem desse método é que se pode agregar vários termos à equação de previsão. Para estudos futuros, sugere-se o uso da equação advectiva de TSM para investigar o seu potencial de previsão de TSM e também para identificar de forma objetiva quais áreas no Atlântico Tropical sofrem maior influência das advecções zonal e meridional do vento à superfície. Outras variáveis físicas podem ser também inseridas nessa modelagem matemática. Podem-se incluir vários termos na equação advectiva que se queira usar. Por exemplo, investigar a influência da advecção de calor latente e sensível na TSM, evaporação, etc.. Barreiro *et. al.*, (2004) mostraram que o uso da equação advectiva de calor com o termo de bombeamento/sucção de *Ekman* é um fator predominante para causar as anomalias de TSM no setor equatorial do Atlântico. Sugerem-se também testes de sensibilidade com mais valores de coeficientes de difusão na resolução da equação de difusão e a comparação de seus resultados.

Além disso, comparado aos métodos estatísticos usados no prognóstico de anomalias de TSM e na modelagem física acoplada oceano-atmosfera, que exigem um conhecimento computacional e estatístico-matemático mais profundo (rotinas computacionais mais complexas que envolvem multiplicação de matrizes no tempo e espaço), este método é de fácil aplicação, exigindo uma rotina simples com diferenças finitas que é executada rapidamente em qualquer computador pessoal. Finalmente, nessa modelagem matemática não é necessária uma série temporal para treinamento do método, o que reduz o tamanho da amostra dos dados observados necessários para se fazer a previsão e validação do método.

AGRADECIMENTOS: Os autores agradecem aos editores e revisores da Revista Climanalise pelas valiosas correções e sugestões efetuadas no artigo.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, J. M. B. Reanálise de índices de temperatura da superfície do mar no Atlântico e Pacífico tropicais potenciais indicadores da qualidade da estação chuvosa do setor norte do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. v.10, n.1 p.179-187. 2002.
- ALVES, J. M. B; CAMPOS, J. N. A persistência das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) e suas trocas de intensidade no Atlântico Tropical. Fortaleza-CE. Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos – FUNCEME. *In press*. 2005.

- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Previsões de temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical usando análises de correlações canônicas. [CD ROM]. XII. Congresso Brasileiro de Meteorologia. Foz do Iguaçu-PR, Brasil. 2002.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Previsões de temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical usando análises de correlações canônicas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.1, p.84-93. 2005.
- BARNSTON, A. G.; ROPELEWSKI, C. F. Prediction of ENSO episodes using canonical correlation analysis. **Journal of Climate**. v.5, n.11, p.1316-1345. 1992.
- BARREIRO, M.; CHANG, P.; JI, L.; SARAVANAN, R.; GIANNINI, A. Dynamical elements of predicting boreal spring tropical sea-surface temperatures. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**. Doi:10.1016/j.dynatmoce.10.013. 2004.
- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v.97, p.163-172. 1969.
- CANE, M. A. ZEBIAK, S. E. A theory for El Niño and Southern Oscillation, **Science**, 228, p. 1084-1087. 1985.
- CHANG, P. J.; SARAVANAN, R. A hybrid coupled model study of Tropical Atlantic variability. **Journal of Climate**, v.14, p.361-390. 2001.
- DA SILVA, A. A. M.; YOUNG, C. C.; LEVITUS, S. Atlas of surface marine data. Vol. 1: Algorithms and procedures, **NOAA ATLAS NESDIS 6**, U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS, 83pp. 1994.
- DOTY, B. E. Using the Grid Analysis and Display System. **Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions (COLA)**, Maryland, University of Maryland. 1992.
- GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of Tropical Atlantic Variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Nordeste rainfall. **Climate Dynamics**, v.22, p.839-855. 2004.
- HASTENRATH, S; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. Quarterly **Journal of the Royal Meteorological Society**, v.103, p.77-92. 1977.
- HASTENRATH, S. Climate and circulation of the tropics. **D. Riedel**. Dordrecht. 312p. 1985.
- LENGAIGNE, M.; MADEC, G.; MENKES, C.; ALORY, G. Impact of isopycnal mixing on the tropical ocean circulation. **Journal of Geophysical Research**, v.108, n.c11.3345,doi:10.1029/2002JC001704. 2003.
- MAES, C.; MADEC, G.; DELECLUSE, P. Sensitivity of an Equatorial Pacific OGCM to the lateral diffusion. **Monthly Weather Review**. v.125, n.5, p.958-971. 1997.
- 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 the Atmospheric Science**, v.38, n.12, p.2653-2675. 1981.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperatures, wind stress, and rainfall over the tropical over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v.9, n.10, p.2464-2479. 1996.
- PENLAND, S.; MATROSOVA, L. Prediction of Tropical Atlantic sea surface temperatures using canonical correlation analysis. **Journal of Climate**, v.11, p.483-496. 1998.

- PEZZI, L. P.; RICHARDS, K. J. Effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. **Journal of Geophysical Research**, v.108, n.c12.3371,doi:10.1029/2003JC001834. 2003.
- RASMUSSEN, F. M.; CARPENTER, T. H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. **Monthly Weather Review**, v. 110, n.5, p.354-384. 1982.
- REPELLI, C. A.; NOPRE, P. Statistical prediction of sea-surface temperature over the tropical Atlantic. **International Journal of Climatology**, v.24, p.45-55. 2004.
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v.115, p.1606-1626. 1997.
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M., 1996: Quantifying Southern Oscillation-precipitation relationships. **Journal of Climate**, v.9, p.1043-1059.
- SERVAIN, J. et al. A pilot research moored array in the tropical Atlantic (PIRATA). **Bulletin of American Meteorological Society**, v.79, n.10, p.2019-2031. 1998.
- ZEBIK, S. E. Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region. **Journal of Climate**, v.6, p. 1567-1586. 1993.