



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA - UFPB**

**CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA – CCT**

**DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – DCA**

**CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA – CMMET**

**INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR PRÓXIMO  
À COSTA LESTE NA PRECIPITAÇÃO DO NORDESTE DO BRASIL**

**DAISY BESERRA LUCENA**

Campina Grande – PB  
Abril de 2001

---

**DAISY BESERRA LUCENA**

**INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR  
PRÓXIMO À COSTA LESTE NA PRECIPITAÇÃO DO NORDESTE DO  
BRASIL**

Dissertação apresentada ao Curso de  
Mestrado em Meteorologia da Universidade  
Federal da Paraíba, em cumprimento às  
exigências para obtenção do Grau de  
Mestre.

---

Área de Concentração: **METEOROLOGIA DE MESO E GRANDE ESCALA**

Sub-área: **SINÓTICA – DINÂMICA DA ATMOSFERA TROPICAL**

Orientadores: **ENIO PEREIRA DE SOUZA**

**MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO**

Campina Grande – PB  
Abril de 2001

**DIGITALIZAÇÃO:**  
**SISTEMOTECA - UFCG**

**FICHA CATALOGRÁFICA**

551.5  
L935i

Lucena, Daisy Beserra.  
Influência da Temperatura da Superfície do Mar Próximo à Costa Leste na Precipitação do Nordeste do Brasil / Daisy Beserra  
Lucena. Campina Grande: UFPB, 2001.  
56p.: il.  
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Paraíba.

1. Meteorologia
2. Modelagem Numérica
3. Temperatura da Superfície do Mar
4. Precipitação
5. RAMS

Palavras Chave: **PRECIPITAÇÃO**  
**TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR**  
**MODELAGEM NUMÉRICA**

DR. ENILSON PALMEIRA CAVALLANTI  
Universidade Federal da Paraíba

DR. JOÃO DE ARAGÃO  
Universidade Federal da Paraíba

DAISY BESERRA LUCENA

INFLUÊNCIA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR PRÓXIMO À COSTA  
LESTE NA PRECIPITAÇÃO DO NORDESTE DO BRASIL

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 27/4/01

BANCA EXAMINADORA



Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA  
Universidade Federal da Paraíba



Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO  
Universidade Federal da Paraíba



Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI  
Universidade Federal da Paraíba



Dr. JOSÉ ORIBÉ ROCHA DE ARAGÃO  
Universidade Federal de Pernambuco

## DEDICATÓRIA

*Sou responsável por mais esta vitória em minha vida, mas há muitas pessoas por trás dela que nem sempre recebem o mérito justo.*

*Aos meus pais, Ipojucan e Maria do Carmo (Carminha), dedico este grande momento, agradecendo-lhes por me prepararem para a vida com muito amor e garra. Vocês são a base de TUDO.*

*Aos meus irmãos, Rodrigo e Denise, dedico de maneira muito especial, pois em todos os momentos que precisei, o incentivo, a dedicação e o amor para comigo foram essenciais.*

## OFERECIMENTO

*Ao meu esposo Wenner,  
pelo seu amor, carinho,  
dedicação e com quem  
aprendi que isso não é o fim,  
mas é apenas o início de uma  
infinidade de fatos, batalhas e  
sonhos a serem desvendados  
com o despertar de idéias do  
horizonte, e que o mais  
importante é acreditar em  
nós mesmos. Ofereço.*

## AGRADECIMENTOS

A Deus por estar sempre ao meu lado a me ensinar lições que não aprendemos em nenhuma sala de aula e por dar-me força para superar todos os obstáculos com paciência e sabedoria.

Aos meus orientadores, Enio e Manoel, minha gratidão, pois dividiram comigo os seus conhecimentos, colocando em minhas mãos as ferramentas com as quais vislumbrarei novos horizontes rumo à satisfação plena de meus ideais profissionais e humanos, e por acreditarem em mim, sou grata.

À Universidade Federal da Paraíba (UFPB), Campus II, através do Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA), pela oportunidade de realização deste curso.

À coordenação do Curso de Mestrado em Meteorologia, pelo apoio durante todo o período de curso.

À Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Ensino Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e ao Laboratório de Meteorologia, Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto da Paraíba (LMRS-PB), pela concessão dos dados.

À Eyres pela sua valiosa atenção, assistência e disponibilidade de sempre ajudar.

À secretária do mestrado em Meteorologia, Divanete, que muitas vezes foi mais do que secretária, uma amiga, obrigada pela sua atenção e conselhos.

A todos meus amigos e funcionários do DCA, em especial Arthur, Alberto, Ewerton, Fábio, Paula, Ranyére e Miriam pela amizade.

Aos professores do Departamento de Meteorologia, pela ajuda em vários momentos.

À minha família, em especial a minha tia Josefa pelo carinho constante dado a minha pessoa.

Enfim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para mais esta experiência de vida e realização de objetivo.

## RESUMO

Neste trabalho, são realizados estudos observacionais e numéricos para avaliar-se o impacto de uma perturbação na temperatura da superfície do mar – TSM do Oceano Atlântico, sobre a precipitação do Nordeste do Brasil - NEB. A região de TSM perturbada localiza-se próximo à costa leste do NEB. Os estudos observacionais utilizam-se de campos de anomalias de TSM e de dados de precipitação do Estado da Paraíba, ambos baseados em médias móveis de sete dias, para o período de janeiro a maio de 2000. Além disso, experimentos numéricos são desenvolvidos com o modelo RAMS para simulações de dez dias. Simulações com e sem a perturbação de TSM são realizadas para um período seco e para um período chuvoso.

Os resultados do estudo observacional mostram que o aumento na TSM do Oceano Atlântico adjacente à costa do NEB causa um impacto positivo na precipitação sobre o Estado da Paraíba. Esse impacto dá-se geralmente no leste do Estado. O experimento numérico para o período seco confirma o impacto da perturbação na TSM sobre a precipitação no leste do NEB. Por outro lado, no período chuvoso a precipitação fica restrita à própria região perturbada, provocando pouca influência na região continental adjacente ao oceano. Isso mostra que o impacto de uma perturbação na temperatura da superfície do mar depende das condições atmosféricas reinantes no período estudado. Não obstante, de forma geral, pode-se esperar um impacto positivo na precipitação da Paraíba a partir dos aumentos de TSM próximas às regiões continentais.

## ABSTRACT

In this work, observational and numerical studies are performed in order to evaluate the impact of a perturbation in the sea surface temperature (SST) in Atlantic Ocean on the precipitation of Northeast Brazil (NEB). The perturbed region is located near the NEB's east coast. The observing available data are fields of SST anomalies and precipitation at the state of Paraiba, both based on seven days moving means for the period from January through May of 2000. Furthermore, numerical experiments for a ten-days period are performed using the numerical model RAMS. Simulations with and without the SST perturbation are run for a dry and a wet period.

The results of the observational study show that an increase in Atlantic Ocean SST, near the NEB's east coast, causes a positive impact on Paraiba's precipitation. This impact occurs mainly in the state's east part. The numerical experiments for the dry period support the observational evidence of a positive impact of SST anomalies on the precipitation of NEB's east part. On the other hand, during the wet period the increase in precipitation is restricted to the perturbed area, causing almost no influence on the continental area. These results suggest that the impact of the SST on precipitation depends on the atmospheric conditions during the studied period. Nevertheless, from a general point of view, one can expect a positive SST impact on precipitation in the continental areas near the ocean.

## SUMÁRIO

	PÁGINA
LISTA DE FIGURAS .....	x
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS .....	xii
LISTA DE SÍMBOLOS .....	xiii
<b>CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO</b> .....	01
<b>CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	05
<b>CAPÍTULO 3 – MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	13
3.1. Descrição dos dados .....	13
3.2. Análise observacional .....	14
3.3. Modelo numérico .....	14
3.4. Experimentos realizados .....	15
3.5. Características dos experimentos .....	18
<b>CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	20
4.1. Aspectos observacionais .....	20
4.2. Simulações numéricas .....	26
4.3. Considerações Finais .....	48
<b>CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES</b> .....	50
5.1. Conclusões .....	50
5.2. Sugestões .....	51
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	52

## LISTA DE FIGURAS

	PÁGINA
Figura 1.1. Mapa do Brasil com região Nordeste em destaque. Fonte: Rodriguez (1999)	02
Figura 3.1. Domínio de integração e área do Oceano Atlântico com TSM perturbada de 1°C	16
Figura 3.2. Fluxograma com os experimentos realizados	17
Figura 4.1. Campos de Precipitação (à esquerda, em mm) e anomalias de TSM do Oceano Atlântico (à direita, em °C) para o mês de janeiro de 2000	21
Figura 4.2. Campos de Precipitação (à esquerda, em mm) e anomalias de TSM do Oceano Atlântico (à direita, em °C) para o mês de fevereiro de 2000	22
Figura 4.3. Campos de Precipitação (à esquerda, em mm) e anomalias de TSM do Oceano Atlântico (à direita, em °C) para o mês de março de 2000	23
Figura 4.4. Campos de Precipitação (à esquerda, em mm) e anomalias de TSM do Oceano Atlântico (à direita, em °C) para o mês abril de 2000	24
Figura 4.5. Campos de Precipitação (à esquerda, em mm) e anomalias de TSM do Oceano Atlântico (à direita, em °C) para o mês de maio de 2000	25
Figura 4.6. a) Precipitação acumulada observada; b) Precipitação acumulada simulada pelo modelo para os 10 primeiros dias de março de 1983. (Unidade: mm)	27
Figura 4.7. Linhas de corrente em 200 hPa a 00 UTC do dia 07 de março de 1983, obtidas do modelo.	28
Figura 4.8. a) Precipitação acumulada observada; b) Precipitação acumulada simulada pelo modelo para os 10 primeiros dias de março de 1986. (Unidade: mm)	29
Figura 4.9. Precipitação acumulada para dez dias de integração do caso seco, com a TSM perturbada (mm)	31
Figura 4.10. Diferença da precipitação acumulada com e sem a perturbação de TSM para o caso seco (mm)	32
Figura 4.11. Precipitação acumulada para dez dias de integração do caso chuvoso, com a TSM perturbada (mm)	33
Figura 4.12. Diferença da precipitação acumulada com e sem a perturbação de TSM para o caso chuvoso (mm)	34
Figura 4.13. Diferença de advecção média de $\theta_e$ para a simulação do caso seco (Kdia <sup>-1</sup> )	35
Figura 4.14. Diferença de advecção média de $\theta_e$ para o caso chuvoso (Kdia <sup>-1</sup> )	36

Figura 4.15. Evolução do fluxo de calor latente ao longo de 7°S para a simulação com TSM perturbada no período seco ( $\text{Wm}^{-2}$ )	37
Figura 4.16. Evolução do fluxo de calor sensível ao longo de 7°S para a simulação com TSM perturbada no período seco ( $\text{Wm}^{-2}$ )	38
Figura 4.17. Evolução do fluxo de calor latente ao longo de 7°S para a simulação com TSM perturbada no período chuvoso ( $\text{Wm}^{-2}$ )	39
Figura 4.18. Evolução do fluxo de calor sensível ao longo de 7°S para a simulação com TSM perturbada no período chuvoso ( $\text{Wm}^{-2}$ )	39
Figura 4.19. Fluxo de calor latente (linha preta) e de calor sensível (linha verde) médio na área continental para os 10 dias de integração, durante o período seco ( $\text{Wm}^{-2}$ )	41
Figura 4.20. Fluxo de calor latente (linha preta) e de calor sensível (linha verde) médio na área oceânica para os 10 dias de integração, durante o período seco ( $\text{Wm}^{-2}$ )	41
Figura 4.21. Fluxo de calor latente (linha preta) e de calor sensível (linha verde) médio na área continental para os 10 dias de integração, durante o período chuvoso ( $\text{Wm}^{-2}$ )	42
Figura 4.22. Fluxo de calor latente (linha preta) e de calor sensível (linha verde) médio na área oceânica para os 10 dias de integração, durante o período chuvoso ( $\text{Wm}^{-2}$ )	42
Figura 4.23. Evolução da diferença do fluxo de calor latente ao longo de 7°S para a simulação TSM perturbada menos controle, no período seco ( $\text{Wm}^{-2}$ )	43
Figura 4.24. Evolução da diferença do fluxo de calor latente ao longo de 7°S para a simulação TSM perturbada menos controle, no período chuvoso ( $\text{Wm}^{-2}$ )	44
Figura 4.25. Evolução da diferença de temperatura potencial equivalente, ao longo de 7°S (TSM perturbada menos controle), no período seco (K)	45
Figura 4.26. Evolução da diferença das taxas de precipitação convectiva, ao longo de 7°S (TSM perturbada menos controle), no período seco ( $\text{mmh}^{-1}$ )	46
Figura 4.27. Evolução da diferença de temperatura potencial equivalente, ao longo de 7°S (TSM perturbada menos controle), no período chuvoso (K)	47
Figura 4.28. Evolução da diferença das taxas de precipitação convectiva, ao longo de 7°S (TSM perturbada menos controle), no período chuvoso ( $\text{mmh}^{-1}$ )	48

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

<b>CAPE</b>	Convective Available Potential Energy (Energia Potencial Convectiva Disponível)
<b>COADS</b>	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
<b>CPTEC</b>	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
<b>CSU</b>	Colorado State University
<b>DCA/UFPB</b>	Departamento de Ciências Atmosféricas/ Universidade Federal da Paraíba
<b>ENOS</b>	El Niño – Oscilação Sul
<b>FOE</b>	Funções Ortogonais Empíricas
<b>GrADS</b>	Grid Analysis and Display System
<b>LMD</b>	Laboratoire de Meteorologie Dynamique
<b>LMD</b>	Laboratório de Modelagem e Desenvolvimento
<b>LMRS-PB</b>	Laboratório de Meteorologia, Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto da Paraíba
<b>NCAR</b>	National Center for Atmospheric Research
<b>NCEP</b>	National Centers for Environmental Prediction
<b>NEB</b>	Nordeste Brasileiro
<b>OS</b>	Oscilação do Sul
<b>PNM</b>	Pressão ao Nível do Mar
<b>RAMS</b>	Regional Atmospheric Modeling System
<b>SE</b>	Sudeste
<b>SUDENE</b>	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
<b>UTC</b>	Universal Time Constant (Constante de Tempo Universal)
<b>TSM</b>	Temperatura da Superfície do Mar
<b>VCAS</b>	Vórtice Ciclônico de Ar Superior
<b>ZCIT</b>	Zona de Convergencia Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

$c_p$	Capacidade calorífica do ar seco a pressão constante
$L$	Calor latente de condensação
$\theta$	Temperatura potencial do ar
$\theta_e$	Temperatura potencial equivalente do ar
$r$	Razão de mistura
$T_{NCL}$	Temperatura do nível de condensação por levantamento

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

O Nordeste Brasileiro (NEB) é uma região muito interessante do ponto de vista climático, pois apresenta diferentes regimes pluviométricos para regiões distintas. Na parte norte a estação chuvosa acontece nos meses de fevereiro, março e abril, na parte sul a precipitação ocorre durante o período de dezembro a fevereiro e na parte leste entre maio e julho (Strang, 1972). Isto resulta da multiplicidade de mecanismos que atuam na região.

Vários estudos têm mostrado a influência de diversos fenômenos atmosféricos de grande escala tais como: vórtices ciclônicos de ar superior –VCAS (Aragão, 1975; Virgi, 1981; Kousky e Gan, 1981), zona de convergência intertropical (ZCIT), frentes frias (Serra, 1941), entre outros. Da mesma forma, fenômenos de meso escala tais como: linhas de instabilidade, brisas marítimas, brisas terrestres e circulação do tipo vale-montanha também afetam a precipitação no NEB (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Uvo e Nobre, 1989; Mechoso *et al.*, 1990; Rao *et al.*, 1993; Souza *et al.*, 1997; Uvo *et al.*, 1998). A maior parte desses fenômenos sofrem a influência direta ou indireta da temperatura da superfície do mar (TSM), tanto do Oceano Pacífico quanto do Oceano Atlântico.

Essa variabilidade climática assume uma enorme importância, tanto no aspecto físico quanto, principalmente, pelas conseqüências de ordem econômica e social dela advindas. A compreensão dos mecanismos responsáveis pela precipitação (e sua previsibilidade) é um bom auxiliar às medidas de mitigação dos efeitos de eventos extremos (secas e enchentes).

O NEB compreende uma área de aproximadamente 1.644.000 km<sup>2</sup> e localiza-se entre os paralelos de 1° e 18°S e entre 35° e 47°W de longitude (Figura 1.1). O

NEB possui uma extensa costa, banhada pelo Oceano Atlântico, e o seu regime climático sofre grande influência desse enorme corpo d'água adjacente.

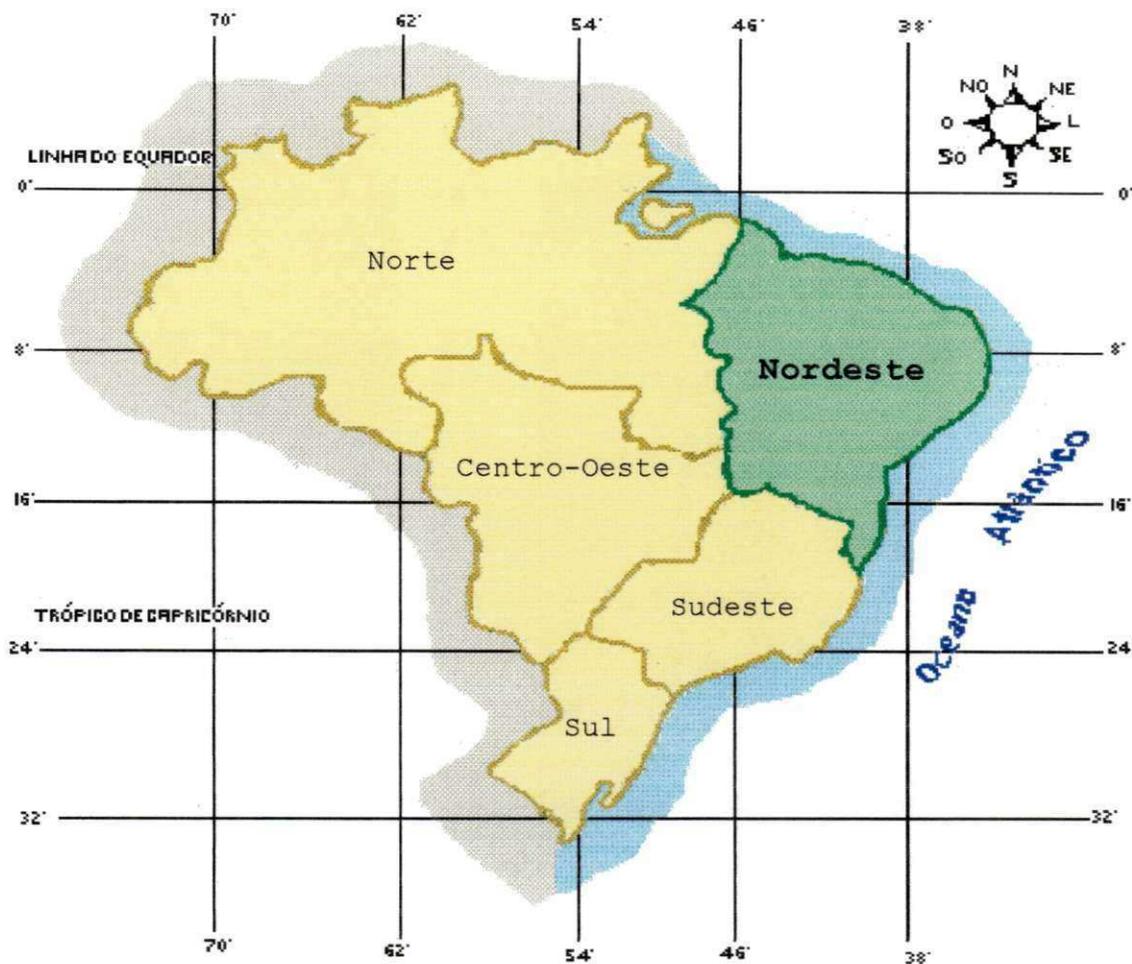


Figura 1.1. Mapa do Brasil com região Nordeste em destaque. Fonte: Rodriguez (1999)

É sabido, que as condições atmosféricas e oceânicas globais desempenham um papel relevante na variabilidade interanual das chuvas do NEB. Já no início do século, Walker (1928) relacionou as secas no estado do Ceará com a Oscilação do Sul e com outros parâmetros meteorológicos distribuídos em vários pontos do globo.

A temperatura da superfície do mar influencia vários fenômenos tanto da escala global quanto de escala menores (regional e local). O fenômeno El Niño, bastante estudado pela comunidade científica, consiste no aquecimento anômalo da camada superficial e sub-superficial do Oceano Pacífico Leste e está relacionado diretamente com a fase negativa do fenômeno meteorológico Oscilação do Sul (OS). A associação destes dois eventos, oceanográfico e meteorológico, estreitamente interligados, é denominada de El Niño – Oscilação do Sul, ou ENOS (Philander, 1990).

Segundo Kousky e Cavalcanti (1984), quando se observa o fenômeno ENOS, o globo como um todo sofre seus efeitos, isto é, secas na Amazônia, NEB, Indonésia, Índia e Sudeste da África e enchentes no Sul e Sudeste do Brasil, Peru, Chile e norte da Argentina. Eles mostram ainda que esse evento climático está relacionado com grandes variações na configuração do escoamento troposférico em ambos os hemisférios, e que atua modificando toda a circulação atmosférica de grande escala.

Durante um episódio ENOS, a evaporação da água do mar sobre o Pacífico central aumenta, o que favorece movimentos convectivos que transportam umidade dos baixos níveis para os altos níveis da atmosfera, formando assim nuvens e como consequência causando precipitação acima do normal sobre a área. As águas anormalmente quentes na região tropical central do Pacífico fazem com que o ramo ascendente da circulação de Walker se desloque para leste e que haja um ramo descendente sobre regiões equatoriais. Sobre a região Nordeste do Brasil o movimento vertical ascendente normal é diminuído, impedindo a atuação da ZCIT e influenciando assim na estação chuvosa da mesma. Por outro lado, no episódio frio do ENOS, caracterizado pelo resfriamento anômalo das águas do Oceano Pacífico Equatorial e fase positiva da Oscilação do Sul, ocorre o oposto, ou seja, a estação chuvosa no NEB tende a melhorar. Este episódio é denominado na literatura por La Niña (Philander, 1990).

Simulações numéricas, a partir da variabilidade das anomalias de TSM no Oceano Pacífico, têm sido bastante praticadas devido ao fenômeno ENOS. Mas o estudo em outros oceanos e o impacto desta interação oceano-atmosfera na precipitação não tem tido a mesma frequência (Enfield e Nuñez, 1999). Portanto, tendo em vista que pesquisas realizadas até agora sugerem a importância da temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico Sul na distribuição da precipitação sobre o NEB (Markham e MacLain, 1977; Moura e Shukla, 1981; Chung, 1982; Rao *et al.*, 1993; Nobre e Shukla, 1996) é interessante tentar-se compreender um pouco mais dessa interação entre a temperatura da superfície do mar e a dinâmica interna da atmosfera em escalas menores.

Neste sentido, procura-se neste trabalho estudar a resposta da atmosfera, em termos de produção de precipitação, a uma anomalia de TSM localizada próximo à costa do NEB. A motivação para esse estudo decorre do fato observacional de que, durante alguns eventos chuvosos ocorridos na parte leste do NEB, a TSM próxima à costa do NEB apresentava anomalias positivas de aproximadamente 1 °C (<http://www.cptec.inpe.br>).

O trabalho consta de duas partes: uma observacional e outra de modelagem numérica. Na parte observacional, é apresentada uma “correlação visual” entre a precipitação observada sobre a Paraíba e a anomalia de TSM próxima à costa do NEB, entre janeiro e maio de 2000. Na parte de modelagem numérica, o modelo atmosférico RAMS é integrado para uma simulação de dez dias, durante um período de um ano seco (1983) e de um período de um ano chuvoso (1986) (Cavalcanti, 2001). Para cada caso, duas simulações são feitas: uma com a TSM climatológica do mês e a outra com a superposição de uma anomalia de TSM em uma região próxima à costa leste do NEB. O impacto dessa anomalia sobre a precipitação é, então, estudado.

No Capítulo 2, é feita uma síntese de alguns trabalhos que já estudaram a influência dos oceanos na variabilidade de precipitação sobre o NEB, abordando dentre outros aspectos a contribuição da TSM do Oceano Atlântico. O Capítulo 3 apresenta uma breve descrição da área de estudo, dos dados utilizados, do modelo numérico utilizado e experimentos realizados. Os resultados observacionais e os detalhes mais relevantes dos experimentos numéricos são discutidos no Capítulo 4. No Capítulo 5, são apresentadas as conclusões.

## CAPÍTULO 2

### REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Estudos já realizados evidenciam o papel dos oceanos na variabilidade climática. Isto é um indicativo muito forte de que, em um longo prazo, as circulações oceânicas influenciam fortemente a distribuição horizontal de calor nos oceanos, e conseqüentemente, o gradiente vertical de temperatura do ar devido à interação termodinâmica oceano-atmosfera. Desta forma, os oceanos desempenham um papel fundamental na variabilidade climática de muitas regiões do globo.

A variabilidade interanual da temperatura da superfície do mar - TSM sobre o Atlântico Intertropical, a despeito de apresentar uma pequena amplitude no ciclo anual, tem grande influência na distribuição da precipitação sobre a América Tropical. Entre os estudos que evidenciam esse ponto destacam-se os de Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Nobre e Shukla, 1991.

Através de um modelo de equações primitivas, Pike (1971) encontrou que a localização da zona de convergência intertropical - ZCIT é determinada, principalmente, pelo perfil norte-sul da TSM e que a zona de máxima cobertura de nuvens convectivas se localiza sobre ou muito próxima à área de temperatura máxima.

Partindo das características da circulação de grande escala, Hastenrath e Heller (1977) estudaram as relações de anos extremamente secos ou extremamente chuvosos no NEB com as variações de pressão ao nível do mar - PNM, vento e TSM no Atlântico Tropical Norte, no Atlântico Tropical Sul e no Pacífico Leste. Eles utilizaram para esse estudo dados mensais, cobrindo o período de 1911 a 1972, para a região do Atlântico compreendida pelos

paralelos de 30°N e 30°S. Eles observaram que durante as estações chuvosas deficientes no NEB as TSM estão anormalmente mais quentes sobre o Atlântico Norte (desvios positivos) e anormalmente mais frias no Atlântico Sul (desvios negativos). O inverso ocorre, para estações chuvosas excedentes no NEB. Observaram também que durante o evento de uma seca no NEB, a alta subtropical do Atlântico Norte é enfraquecida pelas baixas pressões geradas nas áreas positivas da TSM, enquanto que a alta subtropical do Atlântico Sul é intensificada e expande-se mais para Noroeste, deslocando, conseqüentemente, a ZCIT para Norte e reduzindo, dessa maneira, a precipitação sobre a Região.

Markham e MacLain (1977) apresentaram evidências observacionais de uma possível relação entre as anomalias de TSM sobre o Atlântico Intertropical e as precipitações sobre o NEB. Para isso, eles correlacionaram as anomalias de TSM de dezembro em uma área a oeste da África, no Atlântico Sul, com as precipitações de janeiro, fevereiro e março para Fortaleza e Quixeramobim (Estado do Ceará), entre os anos de 1947 e 1967. Eles propuseram o seguinte mecanismo: águas mais frias sobre o Atlântico Sul estariam associadas com uma diminuição do escoamento e da convecção sobre o Atlântico e, por conseguinte, ficaria reduzido o transporte de umidade em direção ao NEB. Isso seria o causador de secas. Essa redução de precipitação sobre o NEB seria decorrente do aumento da estabilidade da atmosfera, gerada pela intensificação dos ventos alísios de Sudeste, no caso de águas mais frias.

Um fator importante na produção de anomalias de TSM, segundo Nichols (1978), é a velocidade do vento na baixa troposfera. Em geral, um aumento na velocidade do vento tende a aumentar a evaporação da superfície oceânica, causando um decréscimo na TSM. Ele propõe ainda que, durante todo o ano, a TSM equatorial acima da normal climatológica tende a diminuir a pressão atmosférica nos trópicos e subtropicais e que a anomalia de pressão, assim produzida, causa variações na anomalia de TSM. O sentido da variação (aumento ou diminuição) da anomalia de TSM, ainda segundo Nichols (1978), depende da direção predominante do vento. Assim, durante parte do ano, uma anomalia positiva da pressão, está associada com aumento na TSM, enquanto que, durante o restante do ano, a mesma anomalia de pressão é associada com a diminuição na TSM.

Moura e Shukla (1981) correlacionaram valores de anomalias de TSM em março, na região do Atlântico Tropical, com as chuvas médias de Quixeramobim e Fortaleza (Estado do Ceará) e encontraram anomalias de TSM com sinais opostos, no Oceano Atlântico Norte e Sul, o que configuraria um padrão de “dipolo”. As correlações negativas encontradas no Atlântico Sul significam que valores de TSM mais frias diminuiriam a evaporação sobre o oceano reduzindo a convergência de fluxo de umidade, aumentando com isso a estabilidade da atmosfera em baixos níveis e favorecendo a diminuição da precipitação sobre o Nordeste. Além disso, eles identificaram uma circulação meridional associada ao dipolo sobre o Atlântico Intertropical. As características dessa circulação anômala, durante os anos secos, é de apresentar movimentos subsidentes sobre o NEB e sobre o Atlântico Norte em baixas latitudes. Para os anos chuvosos esse padrão é invertido, isto é: as TSM mais elevadas localizam-se ao sul do equador.

Baseando-se em análise de correlação, Chung (1982) avaliou a influência relativa da TSM e dos campos de vento próximo à superfície em várias partes do Oceano Atlântico Intertropical, sobre a precipitação observada em Quixeramobim. Os resultados obtidos pelas análises sugerem que as secas no NEB são o resultado de um deslocamento anormal para Norte da ZCIT. Isso acontece quando a TSM é mais fria ao sul do equador. Esse resfriamento, por sua vez, é causado pela intensificação da circulação do anticiclone do Atlântico Sul.

Hastenrath (1984) propôs um método de previsão para anos secos e chuvosos sobre o NEB. Seus estudos mostraram que os melhores preditores para o que ele denominou de “qualidade da estação chuvosa” são os campos de circulação oceânico-atmosférica de grande escala e que uma previsão através desses campos, poderia ser feita com até seis meses de antecedência. O termo “qualidade da estação chuvosa” é empregado para indicar qualitativamente anomalias positivas (qualidade “boa”) ou anomalias negativas (qualidade “má”) da precipitação.

Através de um estudo das características do vapor d’água sobre o NEB em um ano seco e em um ano chuvoso, Rao e Marques (1984) observaram que o vapor d’água presente em ambos os anos, penetra no lado leste e sai pelo lado oeste da região, mostrando que a origem desta fonte de vapor d’água é, principalmente, o Oceano Atlântico Sul. Conhecer

as circulações atmosféricas dessa região é, portanto, de grande importância para o estudo dos fenômenos que causam precipitação no NEB.

Xavier *et al.* (1985) definiram duas áreas, ao norte e ao sul do equador no Atlântico Intertropical, observando um período de 90 anos. Eles mostraram que existe uma correlação entre TSM e PNM (pressão ao nível médio do mar), para um mesmo período. Observaram que, para um atraso de fase de um mês, as correlações entre TSM e PNM no Atlântico Norte, apresentavam um forte índice de correlação. Eles notaram, também, fortes correlações entre a TSM observada no Atlântico Sul e as precipitações ocorridas durante a estação chuvosa do NEB.

Cavalcanti (1986) estudou as características meteorológicas associadas a chuvas intensas ocorridas no período de janeiro a abril de 1985 no NEB. Os resultados mostraram que o posicionamento mais ao leste do Anticiclone da Bolívia, a presença de vórtice ciclônico de altos níveis sobre o NEB, o posicionamento da ZCIT mais ao sul e os valores de TSM acima da média na costa leste do Nordeste, contribuíram para a ocorrência dessas chuvas sobre o NEB.

Lima (1991) concluiu que vários sistemas de circulação afetam o regime de chuvas no litoral leste do NEB. Contudo, a posição e a intensidade da alta subtropical do Atlântico Sul parecem ser o mecanismo que melhor determina a qualidade da estação chuvosa nessa região, quando as condições atmosféricas e oceânicas são favoráveis. Essa alta estabelece a seguinte relação: maiores TSM podem propiciar maior evaporação sobre o Atlântico Sul, causando maior nebulosidade, dependendo da direção do vento, que nesta época, normalmente sopra mais intenso e perpendicular à costa do NEB, na estação chuvosa dessa região. Tem-se, então, um transporte maior de vapor d'água para o continente, aumentando assim a precipitação na região estudada. Nos anos secos, águas mais frias reduzem a evaporação e, conseqüentemente, a nebulosidade. Este fato, associado a ventos de Sudeste mais fracos, reduzem o transporte de vapor para o continente, reduzindo assim a precipitação. Ela verificou ainda que a correlação entre TSM e a precipitação no litoral leste do Nordeste foi da ordem de 0,53 enquanto que a correlação vento de SE com precipitação foi da ordem de 0,72.

Rao *et al.* (1993) verificaram que um importante parâmetro que influencia na variação interanual de precipitação sobre o leste do NEB é a TSM do Atlântico ao sul do equador. Eles utilizaram dados de TSM obtidos pelo COADS (*Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*) do período de 1940–1979, para examinar uma possível conexão entre precipitação sobre o leste do NEB e TSM do Atlântico. Eles observaram uma correlação positiva entre as anomalias de TSM do Atlântico Sudeste com a precipitação no leste do NEB para os meses de janeiro, fevereiro, março e abril. Outro resultado importante obtido por Rao *et al.* (1993) é que eles observaram que as anomalias de TSM, nos meses de janeiro e fevereiro, freqüentemente se tornam estáveis sobre a região estudada, sugerindo um valor preditivo das anomalias de TSM para precipitação sobre o leste do NEB.

Kagan (1995) comentou que a ação local da temperatura da superfície na região de movimento atmosférico ascendente favorece a convecção com conseqüente aumento da precipitação, intensificando a liberação de calor devido a mudança de fase de vapor para líquido e subsequente intensificação dos movimentos verticais ascendentes. Esta influência da anomalia de temperatura da superfície é determinada não somente pela magnitude, movimento e localização das anomalias, mais também pela estação do ano.

Koster e Suarez (1995) quantificaram a contribuição relativa da superfície terrestre e oceano na variabilidade de precipitação usando uma série de simulações com o modelo de circulação geral. As análises revelaram que os processos de superfície terrestre contribuem significativamente para a variação da precipitação anual sobre os continentes. Em contraste, processos oceânicos agem sozinhos tendo um pequeno efeito, particularmente em médias latitudes. Além do mais, Koster e Suarez (1995) mostraram que, nos campos de precipitação suavizados, a variabilidade oceânica aumenta a influência relativa quando se considera a variação de precipitação numa grande escala espacial (escala planetária). Os resultados indicam que anomalias de TSM podem influenciar no tempo e duração das anomalias de precipitação. Por último, a magnitude é controlada pela interação da parte da superfície da terra.

Harzallah *et al.* (1996) estudaram a relação entre a precipitação no NEB e a TSM tropical, observando as influências dos oceanos Atlântico e Pacífico. Usando observações e simulações do modelo de circulação geral atmosférico do *Laboratoire de*

*Meteorologie Dynamique* (LMD), forçadas por observações de TSM para melhor entender a relevância da variabilidade interanual, o estudo confirma que a precipitação no NEB é altamente correlacionada com a TSM do Oceano Atlântico e do Oceano Pacífico.

Nobre e Shukla (1996) investigaram o desenvolvimento da anomalia de TSM sobre o Atlântico Tropical, utilizando funções ortogonais empíricas (FOE) e análise composta. Eles analisaram também a evolução da precipitação na grande escala sobre o Atlântico Equatorial e América do Sul. Essa análise revelou um padrão de anomalias de TSM e cisalhamento assimétrico do vento no equador. Anomalias de TSM originadas próximo à costa da África simultaneamente com anomalias de circulação atmosférica expandem-se para oeste. Eles observaram ainda que anomalias negativas de precipitação ao sul do equador durante os meses de março, abril e maio, que é a estação chuvosa para a Região Nordeste, são relativas a um afastamento precoce da ZCIT para as áreas com anomalias de TSM quentes sobre o Atlântico Intertropical Norte. Eles observaram também que anomalias de precipitação sobre as partes sul e norte do Nordeste estão fora de fase: anos secos sobre o norte do Nordeste são precedidos comumente por anos chuvosos sobre o sul do Nordeste e vice-versa.

Para analisar a relação da precipitação mensal no NEB e a TSM do Oceano Pacífico e Atlântico Tropical, Uvo *et al.* (1998) utilizaram decomposição de valor simples (*Singular Value Decomposition*). Com isso, foi criada uma relação entre precipitação e TSM para a estação chuvosa (fevereiro–maio). Em janeiro, a TSM do Pacífico Equatorial apresenta fraca correlação com precipitação em pequenas áreas no sul do NEB, já a TSM do Atlântico, mostra nenhuma correlação significativa com precipitação regional. Em fevereiro, a TSM do Pacífico não está bem correlacionada com a precipitação, mas a TSM do Atlântico Equatorial Sul apresenta-se positivamente correlacionada com precipitação sobre o norte do Nordeste, provavelmente devido a migração precoce da ZCIT para sul. Durante o mês de março, a TSM do Pacífico Equatorial está negativamente correlacionada com a precipitação no NEB, mas não apresenta uma relação consistente entre a precipitação e a TSM do Atlântico. As TSM do Atlântico estão bem correlacionadas com a precipitação dos meses de abril e maio.

Ainda segundo Uvo *et al.* (1998), a precipitação no NEB está positivamente correlacionada com a TSM do Atlântico Intertropical Sul e negativamente correlacionada com a TSM do Atlântico Intertropical Norte. Correlações das TSM do Pacífico com a precipitação

para abril e maio são similares aos resultados de março. Uma análise separada reforça a previsão encontrada mostrando que a TSM do Pacífico e do Atlântico Intertropical Norte são positivamente correlacionadas e entre o Pacífico Tropical e o Atlântico Sul a correlação é desprezível.

Talvez o mais importante campo da modelagem do sistema climático é a TSM, Hurrell e Trenberth (1999). Eles mostraram que modelos de circulação geral da atmosfera forçados por TSM observadas são ferramentas importantes na capacidade de entendimento da variabilidade climática e previsibilidade.

Rao *et al.* (1999) avaliaram o conteúdo de umidade sobre o Atlântico e a América do Sul usando dois períodos distintos de 5 anos, 1985-1989 (chuvoso) e 1990-1994 (seco) sobre o NEB. As análises foram realizadas através dos dados de reanálises do “*National Center for Atmospheric Research e National Centers for Environmental Prediction*” NCAR/NCEP. Eles observaram que o coeficiente de correlação linear entre a média de 5 anos de precipitação sobre o NEB e as anomalias de TSM sobre o Atlântico mostra uma configuração de dipolo, ou seja, anomalias de TSM positivas sobre o Atlântico Sul e negativas no Norte, causam um aumento na precipitação na área em estudo, confirmando o trabalho de Moura e Shukla (1981). Verificaram também que durante a estação chuvosa na região, a umidade é transportada do Oceano Atlântico, ao leste, para o NEB e provoca uma convergência que é fonte necessária para a precipitação na Região. Essa convergência nos baixos níveis é associada a um ramo ascendente da célula de circulação meridional local, a qual é gerada pelo dipolo das TSM.

Com o intuito de entender os mecanismos físicos atuantes e fornecer maiores subsídios ao monitoramento da estação chuvosa na região do semi-árido nordestino, Souza *et al.* (1999) investigaram o que acontece com a distribuição de precipitação sobre o semi-árido nordestino nos anos em que o dipolo do Atlântico não está configurado, ou seja, anos caracterizados por um quadro de aquecimento ou de resfriamento em toda a bacia do Oceano Atlântico Intertropical. Eles utilizaram para isso uma série de TSM extraída do COADS e precipitação mensal de 66 estações espacialmente distribuídas na região de estudo no período de 1912 a 1989.

Os resultados de Souza *et al.* (1999) mostraram que as análises observacionais conduzidas no quadrimestre chuvoso, fevereiro a maio, indicaram que, tanto os anos de aquecimento (anomalias positivas) quanto os de resfriamento (anomalias negativas) estão associadas com uma grande irregularidade temporal e, principalmente, espacial da precipitação ao longo do semi-árido. Em geral, a distribuição espacial da precipitação durante o quadrimestre nos anos de predominância do padrão de aquecimento (resfriamento) sobre o Atlântico, relaciona-se com a manifestação simultânea de precipitação variando da normal a ligeiramente abaixo da normal climatológica (normal a acima) em praticamente toda a região do Semi-Árido do NEB.

Cavalcanti (2001) realizou um balanço de água precipitável sobre o NEB para três trimestres contrastantes (março-abril-maio). Os anos estudados foram 1977 (normal); 1983 (seco) e 1986 (chuvoso). Ele mostrou que a quantidade de água precipitável sobre a região não é o principal determinante da qualidade da estação chuvosa. De fato, a diferença entre os anos extremos não é muito significativa. Por outro lado, Cavalcanti (2001) observou que durante o período seco, há uma tendência de exportação de ar úmido nos baixos níveis, na parte norte do NEB, enquanto que nos períodos chuvosos ocorre importação.

É cada vez mais importante o conhecimento das condições oceânicas e atmosféricas para um melhor entendimento da circulação geral e, conseqüentemente, sua influência no tempo e clima nas áreas continentais, afim de realizar previsões de tempo e clima mais eficazes. Os trabalhos acima citados evidenciam o quanto o NEB é afetado pela distribuição de TSM, tanto sobre o Oceano Pacífico quanto sobre o Oceano Atlântico.

## CAPÍTULO 3

### MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1. DESCRIÇÃO DOS DADOS

Os dados utilizados neste estudo consistem em campos de anomalias de TSM, em forma de média móvel de sete dias, obtidos do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC (<http://www.cptec.inpe.br>), e dados de precipitação diária para estações meteorológicas do Estado da Paraíba, cedidos pelo Laboratório de Meteorologia, Recursos Hídricos e Sensoriamento Remoto da Paraíba - LMRS-PB. Ambos os conjuntos cobrem o período entre 01 de janeiro e 31 de maio de 2000.

Para a comparação com a precipitação simulada pelo modelo, foram utilizados dados de precipitação diária para os Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, para o período de 01 a 10 de março de 1983 e de 1986, obtidos junto ao Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal da Paraíba - DCA/UFPB (<http://www.dca.ufpb.br>), disponibilizados pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste - SUDENE.

Para as simulações numéricas foram utilizados dados de “reanálises” dos centros *National Centers for Atmospheric Research* e *National Centers for Environmental Prediction* - NCAR/NCEP (Kalnay *et al.*, 1996)

### 3.2. ANÁLISE OBSERVACIONAL

A partir dos dados diários de precipitação para o Estado da Paraíba, entre janeiro e maio de 2000, foram calculadas médias móveis de sete dias para se poder analisar o comportamento da precipitação no estado tendo em vista a anomalia de TSM do Oceano Atlântico adjacente a região. Desta forma, é possível comparar-se a precipitação com a anomalia de TSM na área adjacente do Atlântico, uma vez que os dois campos refletem valores acumulados nos últimos sete dias. Em virtude do fato de as anomalias de TSM serem da ordem de, no máximo, 1 °C, a precipitação acumulada em forma de médias móveis de sete dias ajuda na comparação dos resultados, já que valores acumulados podem ser da ordem de 100 mm em sete dias.

Os resultados dessa comparação serão apresentados em forma de diagramas tempo versus longitude, para cada um dos meses entre janeiro e maio. Os valores de precipitação, para cada dia, equivalem a uma média meridional ao longo do estado da Paraíba. Isto é, o valor em cada ponto de longitude corresponde à média observada ao longo do meridiano que passa por esse ponto e liga os extremos norte e sul do Estado. A variação longitudinal da análise da precipitação cobre a Paraíba de leste a oeste. Aproximadamente entre 34,5° e 38 °W.

Da mesma forma, a anomalia de TSM apresentada corresponde, para cada dia, à média meridional entre 6° e 8° S. A variação longitudinal da análise dessa anomalia abrange o arco entre 29,5° e 34,5° W. Com isso, estará sendo buscada uma relação entre a precipitação da Paraíba e o que acontece com a TSM na vizinhança ao leste do Estado.

### 3.3. MODELO NUMÉRICO

O modelo numérico utilizado neste trabalho é *Regional Atmospheric Modeling System* - RAMS que é um código numérico altamente versátil desenvolvido na *Colorado State University* - CSU, cuja versão 3b encontra-se instalada no Laboratório de Modelagem e Desenvolvimento - LMD do Departamento de Ciências Atmosféricas da

Universidade Federal da Paraíba - DCA/UFPB, para simular e prognosticar fenômenos meteorológicos. Seus principais componentes são: um modelo atmosférico que realiza as simulações; um pacote de análise de dados que prepara os dados iniciais para o modelo atmosférico a partir de dados meteorológicos observados e um conjunto de programas para pós-processamento que disponibiliza as saídas do modelo compatíveis com uma variedade de programas gráficos para visualização e análise (Pielke, 1974; Tripoli e Cotton, 1982; Tremback e Kessler, 1985).

O modelo atmosférico é constituído de equações dinâmicas que governam a atmosfera. Essas equações expressam o princípio da conservação de massa, de energia e de movimento.

São incluídas no modelo parametrizações de processos físicos, tais como: difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, difusão de calor e umidade no solo (em vários níveis), interação atmosfera-vegetação e processos úmidos tais como parametrização de cúmulos e parametrização de microfísica de nuvens. A estrutura básica do RAMS é descrita por Pielke *et al.* (1992).

A visualização das simulações geradas pelo modelo RAMS é realizada através do *Grid Analysis and Display System* – GrADS.

#### 3.4. EXPERIMENTOS REALIZADOS

Os experimentos realizados visam simular a resposta da atmosfera ao efeito de uma anomalia superimposta ao campo de TSM, próximo à costa do NEB, bem como avaliar sua influência na precipitação sobre a região. A Figura 3.1 mostra o domínio de integração, assim como a área com a TSM perturbada. A perturbação da TSM foi realizada em uma área adjacente à costa leste do NEB, sobre o Oceano Atlântico Sul, entre 30,5°W e 35,5°W de longitude e 5,5°S e 11°S de latitude.

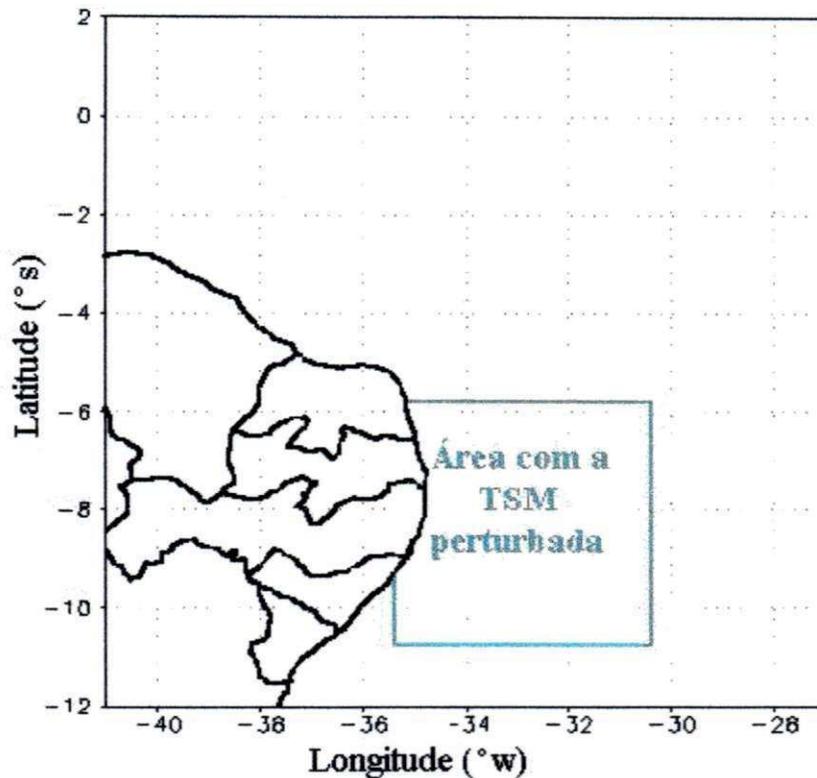


Figura 3.1. Domínio de integração e área do Oceano Atlântico com TSM perturbada de 1°C.

Com uso das reanálises para os períodos contrastantes março de 1983 e de 1986 (um período seco e um chuvoso, respectivamente, Cavalcanti, 2001) dentro da estação chuvosa da região estudada, serão realizados simulações com o modelo numérico RAMS.

Os experimentos realizados são os seguintes:

1. Simulação de 10 dias para o período seco (1983), com a TSM climatológica de março (Experimento de Controle).
2. Simulação de 10 dias para o período seco (1983), com a TSM climatológica de março perturbada de +1 °C, na região indicada na Figura 3.1.
3. Simulação de 10 dias para o período chuvoso (1986), com a TSM climatológica de março (Experimento de Controle).
4. Simulação de 10 dias para o período chuvoso (1986), com a TSM climatológica de março perturbada de +1 °C, na região indicada na Figura 3.1.

A Figura 3.2. mostra resumidamente, em forma de fluxograma, os experimentos realizados.

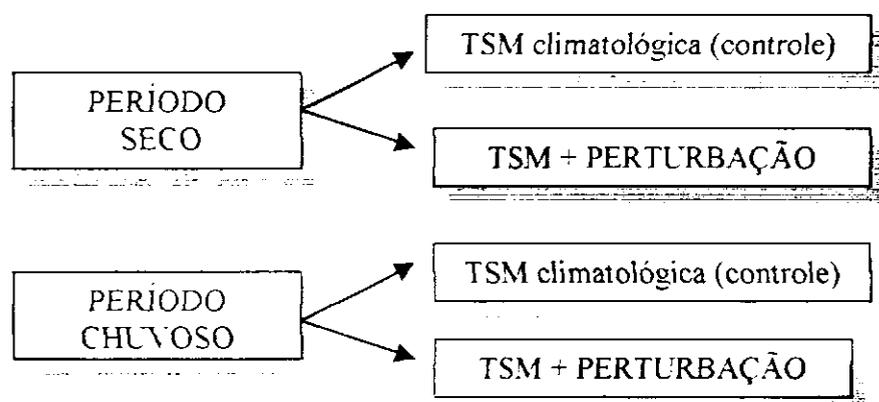


Figura 3.2. Fluxograma com os experimentos realizados.

Para a realização dos experimentos, o RAMS foi inicializado com as reanálises do NCAR/NCEP, de forma heterogênea na horizontal, com início à 00:00 UTC do dia 01 de março, para os dois períodos em estudo. As coordenadas centrais da grade com 45 pontos nas direções x e y, espaçadas de 50 Km, foram 5 °S e 34 °W. Esse domínio abrange a área da região do NEB bem como uma parte do Oceano Atlântico Sul Tropical, área descrita na Figura 3.1. O passo de tempo foi de 60 s, para uma integração de 10 dias, com assimilação de reanálises a cada 6 horas. O forçamento nos 5 pontos laterais, “*nudging*”, foi de 1 hora e, no centro do domínio de 6 horas.

O tipo de vegetação foi do tipo arbusto temporário (tipo 17), e o solo com 7 camadas, foi o tipo 5 (franco) com uma umidade inicial de 60%. Foram utilizadas a parametrização de radiação de onda longa e de onda curta de Chen e Cotton (1983); parametrização de processos turbulentos na camada limite convectiva segundo Smagorinsky (1963) e parametrização de convecção profunda do tipo Kuo (1974), de acordo com a formulação de Molinari (1985) e Molinari e Corsetti (1985). Durante a simulação, a microfísica foi ativada apenas no nível dois, o que implica em remoção de supersaturação de grande escala.

### 3.5. CARACTERÍSTICAS DOS EXPERIMENTOS

O que se busca neste trabalho é compreender melhor como uma anomalia de TSM, em uma parte do Oceano Atlântico, próximo à costa do NEB, influencia a precipitação sobre o continente. Para isso são realizados experimentos numéricos correspondentes a dois períodos distintos: um seco e outro chuvoso.

O período seco corresponde aos dez primeiros dias de março de 1983, enquanto que o período chuvoso corresponde aos dez primeiros dias de março de 1986. Essa escolha baseou-se no trabalho de Cavalcanti (2001). Deve ser ressaltado, no entanto, que o estudo de Cavalcanti (2001) abrangeu o trimestre chuvoso de cada um dos anos citados.

O período denominado de seco, no presente estudo, é caracterizado, conforme será visto do Capítulo 4, pela presença de um sistema que causou forte precipitação na parte leste do NEB. Não obstante, o período inicial de março de 1983 apresentou baixa pluviosidade nos Estados do norte do NEB. Por isso, será referido como, o caso seco.

Por outro lado, os dez primeiros dias de março de 1986 apresentaram uma distribuição de precipitação sobre os Estados do norte do NEB que pode ser considerada razoavelmente homogênea. Por essa razão, e por correspondência com o estudo de Cavalcanti (2001), o período será denominado de chuvoso.

Uma vantagem de se usarem períodos semelhantes, isto é: os dez primeiros dias de março, é o fato de os parâmetros astronômicos que determinam a quantidade de radiação solar disponível no topo da atmosfera serem os mesmos. Portanto, essa possível limitação, quando da comparação entre os casos estudados de uma ano para outro, fica eliminada.

Outro ponto que merece destaque nesta seção, é o fato de ao longo dos resultados fazer-se menção à temperatura potencial equivalente  $\theta_e$ , que é uma variável termodinâmica que se conserva em um processo adiabático úmido.  $\theta_e$  pode ser definida, para um processo no qual não são considerados os efeitos da temperatura e da umidade

sobre a capacidade calorífica  $c_p$  e sobre o calor latente de condensação  $L$ , na seguinte forma (Bolton, 1980):

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{Lr}{c_p T_{NCL}}\right), \quad (1)$$

em que  $\theta$  é a temperatura potencial do ar,  $r$  é a razão de mistura e  $T_{NCL}$  é a temperatura do nível de condensação ascensional, para um certo nível de pressão.

## **CAPÍTULO 4**

### **RESULTADOS E DISCUSSÃO**

#### **4.1. ASPECTOS OBSERVACIONAIS**

Antes de discutirem-se as simulações numéricas, serão apresentados aspectos observacionais da relação entre precipitação e TSM. A relação observacional entre a precipitação na Paraíba e anomalias de TSM para janeiro de 2000 é mostrada na Figura 4.1. Deve ser lembrado que os valores correspondem a uma média meridional de 2 graus, entre 6 °S e 8 °S. Como o Estado da Paraíba está razoavelmente contido entre essas duas latitudes, pode-se esperar da análise em seguida uma correlação zonal entre precipitação e anomalia de TSM, tomando-se como base a latitude de 7 °S, que divide a Paraíba em, aproximadamente, duas metades.

O mês de janeiro inicia-se com anomalias superiores a 0,9 °C próximo à costa da Paraíba, durante a primeira semana. O campo de precipitação mostra um máximo localizado próximo à costa do Estado com valores superiores a 9 mmdia<sup>-1</sup>, para uma média móvel de sete dias, em torno do dia 10. Para esse período, as taxas máximas de precipitação se observaram na costa leste, enquanto que um mínimo é observado na parte central da Paraíba. Depois da primeira semana, as anomalias de TSM diminuem de intensidade, embora os maiores valores ainda sejam observados nas proximidades da costa. A precipitação sobre o Estado, como um todo, também diminui e passa a apresentar uma distribuição mais uniforme.

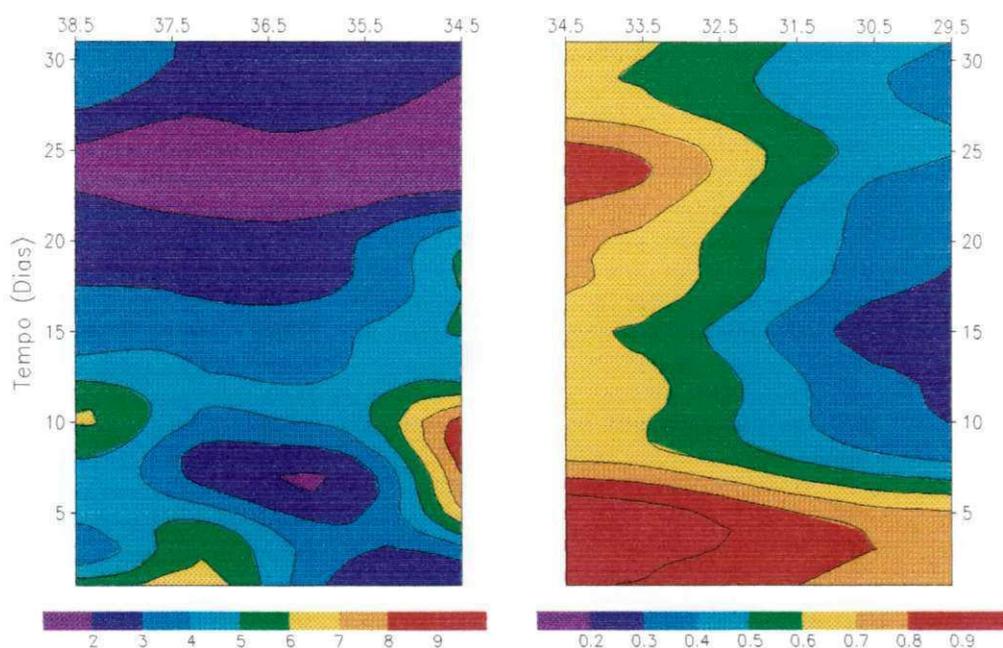


Figura 4.1. Campos de Precipitação (à esquerda, em mm) e anomalia de TSM do Oceano Atlântico (à direita, em °C) para o mês de janeiro de 2000.

A Figura 4.2 mostra a relação entre a precipitação e anomalias de TSM para fevereiro de 2000. Nas duas primeiras semanas, há um predomínio de anomalias inferiores a  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . A precipitação, para o mesmo período, apresenta uma distribuição mais uniforme, com valores ligeiramente superiores no Sertão.

Durante a terceira semana de fevereiro aumentam as anomalias de TSM, com um predomínio de valores superiores a  $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$  em toda a área estudada. Pode-se observar que, do Planalto da Borborema para oeste, há valores de precipitação com médias superiores a  $8\text{ mmdia}^{-1}$ , por volta do dia 20. Entretanto, não se observa aumento significativo próximo à costa leste da Paraíba, indicando que a precipitação desse período deve ter pouca relação com as anomalias de TSM. Durante a quarta semana, as anomalias de TSM continuam com valores superiores a  $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Para esse período, os maiores valores de precipitação voltam a ser observados próximo à costa da Paraíba, com valores

superiores a  $7 \text{ mm dia}^{-1}$ . O fato de não haver precipitação elevada no resto do Estado sugere que a precipitação ocorrida próximo à costa pode estar associada aos valores de TSM.

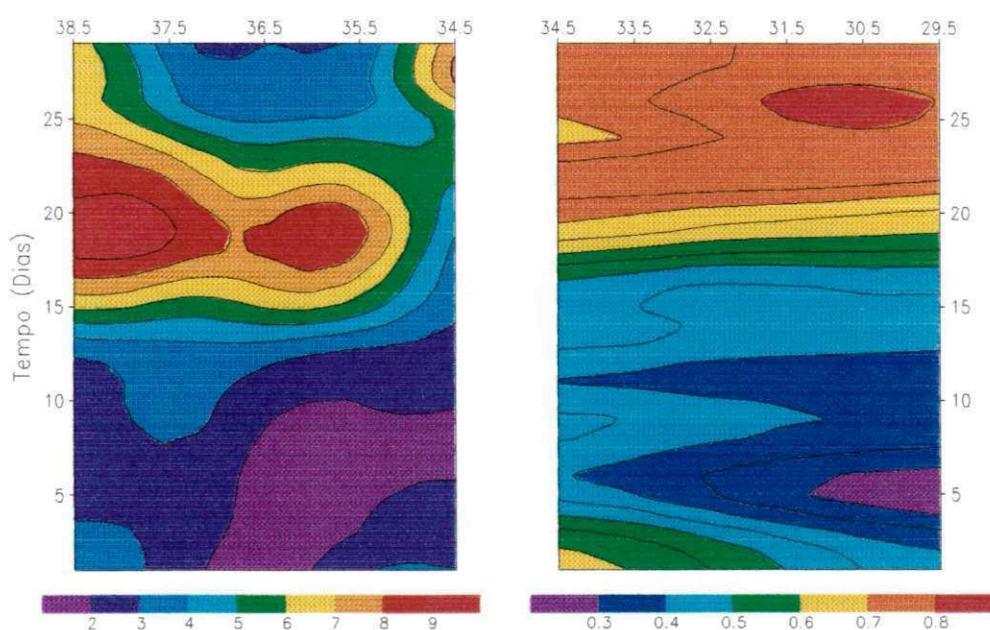


Figura 4.2. Campos de Precipitação (à esquerda, em mm) e anomalia de TSM do Oceano Atlântico (à direita, em °C) para o mês de fevereiro de 2000

As anomalias de TSM, que estiveram superiores a  $0,7 \text{ °C}$  em fins de fevereiro, apresentam-se com valores dessa ordem no início de março (Figura 4.3). Entretanto, pode-se observar uma diminuição desses valores ao leste de  $33 \text{ °W}$ .

Valores elevados de precipitação, próximo à costa leste, ainda são observados nos primeiros dias de março. Esses valores estão, possivelmente, ligados às anomalias de TSM de fins de fevereiro, uma vez que a precipitação observada no restante do Estado é inferior.

Após a primeira semana, há uma tendência de diminuição das anomalias de TSM na maior parte da região estudada. Valores superiores a  $0,7 \text{ °C}$ , entretanto, continuam sendo observados próximo à costa. A precipitação mostra uma tendência de redução, em

todo o Estado, ao longo do mês. Note-se que março é um dos meses mais chuvosos no Sertão.

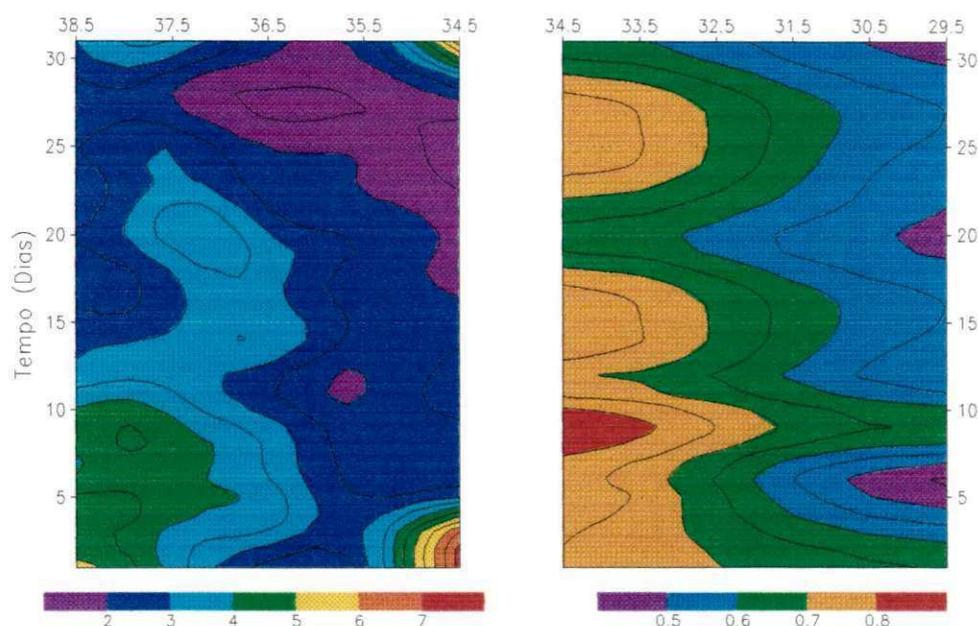


Figura 4.3. Campos de Precipitação (à esquerda, em mm) e anomalia de TSM do Oceano Atlântico (à direita, em °C) para o mês de março de 2000

Para o mês de abril (Figura 4.4), há uma tendência de diminuição dos valores das anomalias de TSM, nas duas primeiras semanas. A precipitação observada durante esse período é relativamente baixa, exceto por valores superiores a  $6 \text{ mmdia}^{-1}$ , próximo à costa, o que reflete a precipitação ocorrida em fins de março (Figura 4.3).

A precipitação observada durante o restante do mês de abril é razoavelmente bem distribuída sobre todo o Estado. Valores superiores a  $8 \text{ mmdia}^{-1}$  são observados entre os dias 15 e 20, indicando a presença de um fenômeno de escala maior. Valores superiores a  $9 \text{ mmdia}^{-1}$  são observados um pouco antes do dia 15, próximo à costa. No período anterior, as anomalias de TSM aumentaram por mais de  $0,3 \text{ °C}$ . Como isso se segue a um período de resfriamento (as anomalias correspondem a uma média móvel de sete dias), essa precipitação pode estar relacionada a um aquecimento rápido próximo à costa.

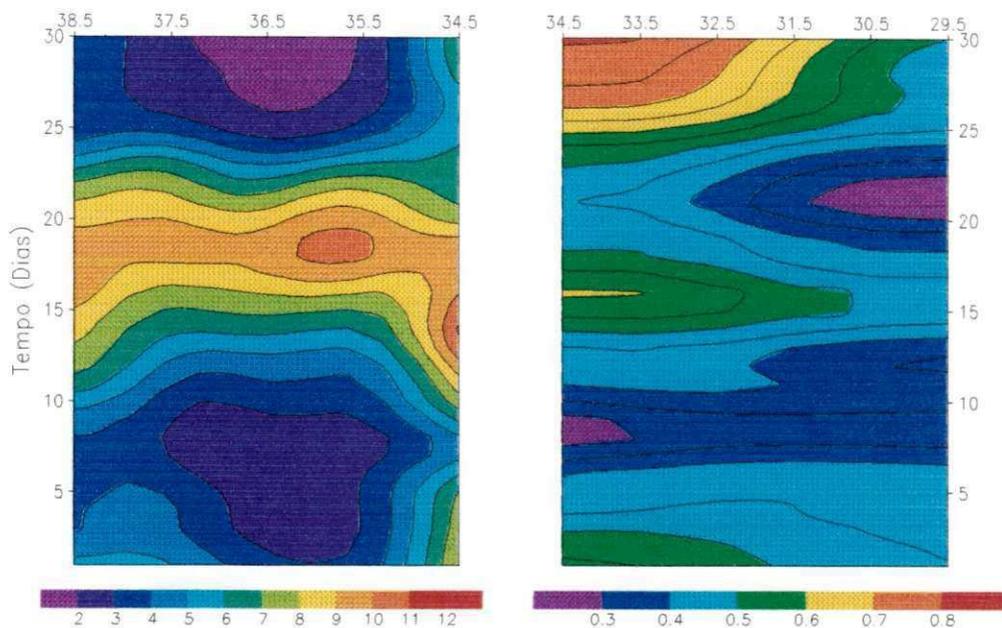


Figura 4.4. Campos de Precipitação (à esquerda, em mm) e anomalia de TSM do Oceano Atlântico (à direita, em °C) para o mês de abril de 2000

Durante a última semana de abril, acontece um novo aquecimento, com maiores valores próximo à costa. A precipitação do período é baixa em todo o Estado. Entretanto, os maiores valores, superiores a  $6 \text{ mm dia}^{-1}$ , são observados nas proximidades da costa.

A análise para o mês de maio é mostrada na Figura 4.5. O aumento das anomalias de TSM de fins de abril continua nos primeiros dias, com mais de  $0,7 \text{ °C}$ . A precipitação sobre todo o Estado é baixa, indicando o período final da estação chuvosa do Sertão. Novamente, os maiores valores ocorrem próximo à costa. Esse máximo se prolonga até o dia 20. Uma diminuição na precipitação ocorre por volta do dia 11. Aparentemente, relacionado a uma diminuição do valor das anomalias de TSM, nos dias anteriores. O período final do mês é caracterizado por um aumento nas anomalias de TSM. Entretanto, nenhum aumento na precipitação é observado.

A análise mostrada acima sugere uma forte relação ente precipitação e TSM em uma escala de poucas centenas de quilômetros. Aparentemente, o maior impacto ocorre

próximo à região costeira e na região da Zona da Mata. Durante os cinco meses estudados, de um ano que apresentou uma boa distribuição de chuva, há fortes indícios de que eventos de chuva intensa na parte leste da Paraíba estão relacionados a anomalias positivas da TSM, com valores superiores a  $0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

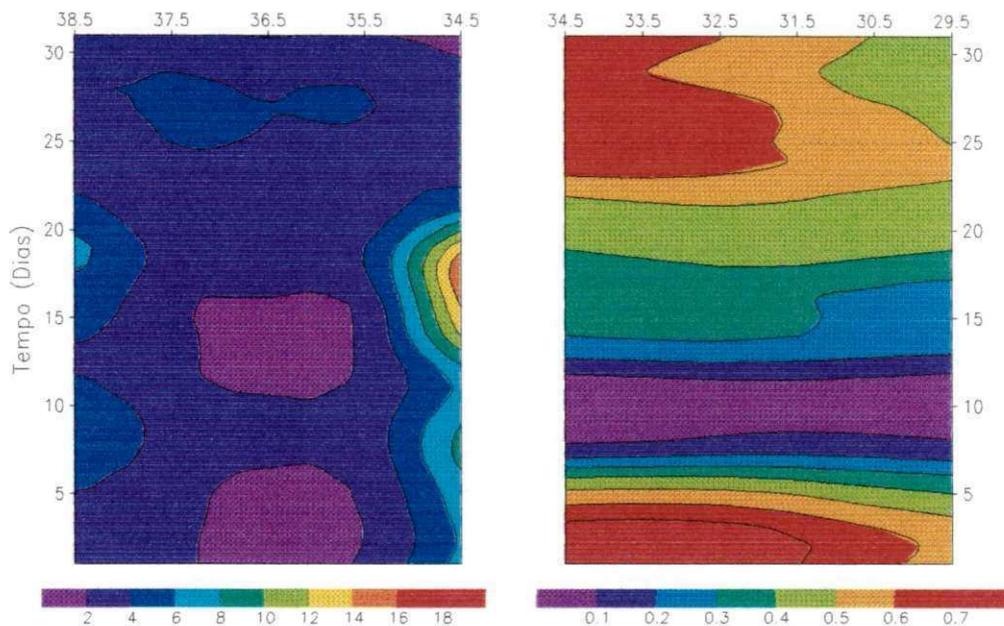


Figura 4.5. Campos de Precipitação (à esquerda, em mm) e anomalia de TSM do Oceano Atlântico (à direita, em  $^{\circ}\text{C}$ ) para o mês de maio de 2000

A precipitação observada no restante do Estado, entretanto, parece estar menos relacionada com a TSM na faixa de oceano adjacente. Contudo, deve ser lembrado que estudos climatológicos, envolvendo uma escala espacial maior, mostram uma forte relação entre a distribuição de TSM ao longo a bacia do Atlântico Intertropical e a precipitação sobre o Semi-Árido do NEB (Moura e Shukla, 1981; Rao et al., 1999).

Deve ser salientado que os resultados discutidos até agora refletem uma análise de caráter preliminar. Uma análise mais detalhada, envolvendo ferramentas estatísticas poderia fornecer detalhes mais precisos a respeito da relação que os resultados acima sugerem (tal análise está fora dos objetivos do presente trabalho). A comparação, por exemplo, foi feita levando-se em consideração as anomalias de TSM. Por trás dessa

comparação está a suposição de que a TSM varia muito lentamente, de modo que as anomalias positivas representam realmente aquecimento em relação a um valor climático de mais longo prazo. A comparação de anomalias de TSM, portanto, deve ser cautelosa.

#### 4.2. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

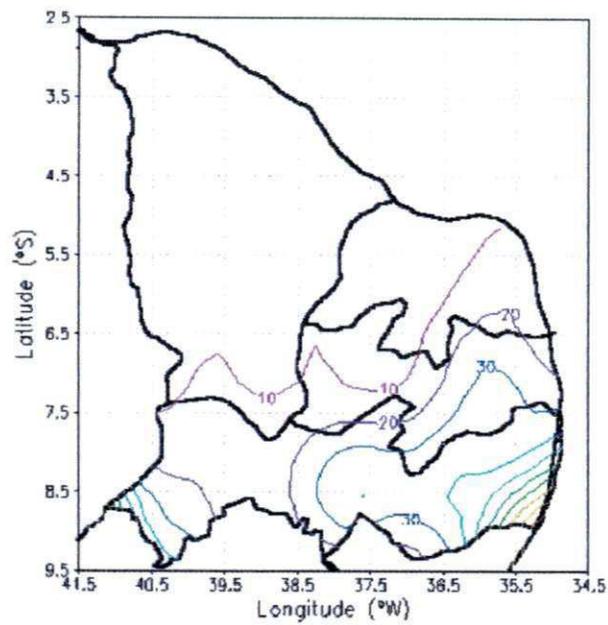
Com o objetivo de melhor entender os processos físicos associados ao impacto de uma anomalia positiva, superposta ao campo de TSM, conforme observado na seção 4.1, simulações numéricas para dois períodos contrastantes foram realizadas, conforme descrição feita no Capítulo 3.

O uso de dois períodos contrastantes, um com tendência a baixas taxas de precipitação sobre o Semi-Árido do NEB (1983) e outro com tendência a elevadas taxas de precipitação (1986) se justifica na medida em que se pretende estudar a resposta da atmosfera a uma perturbação na TSM e seus efeitos local e remoto. Nesse caso, é interessante que se verifique esse impacto sobre a atmosfera em condições diferentes.

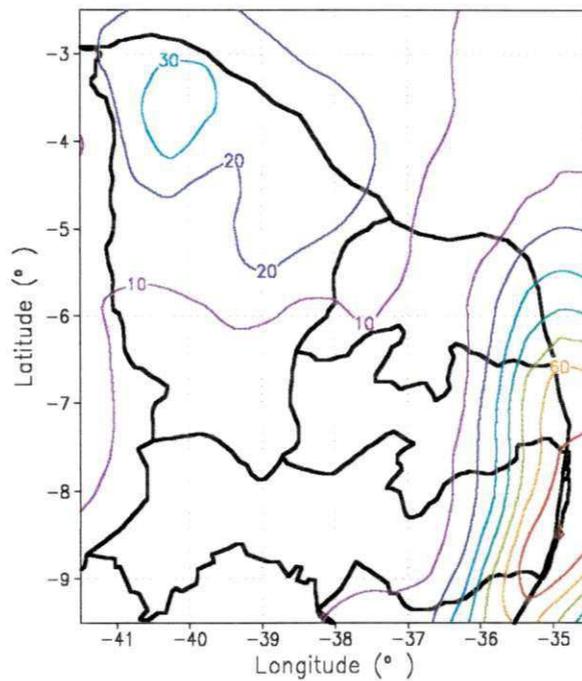
Outro ponto que precisa ser ressaltado é que a TSM é a mesma para os dois casos. Isto é, a TSM climatológica de março. Com isso, as condições de contorno sobre o oceano para os dois períodos contrastantes são iguais. Evidentemente, pode-se supor que para 1986 (período chuvoso) as TSM sobre o Atlântico ao sul do equador estiveram mais elevadas do que em 1983 (ano seco).

A Figura 4.6a mostra a precipitação observada acumulada nos dez dias de simulação a partir de 01 de março de 1983. De acordo com a disponibilidade de dados, são considerados na análise apenas os Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco.

Não houve precipitação em quase todo o Ceará, exceto por uma pequena quantidade ocorrida no sul do Estado. No Rio Grande do Norte, os maiores valores, superiores a 10 mm, ocorreram na parte leste. Como um todo, os maiores valores de precipitação acumulada foram observados na Paraíba e, principalmente, em Pernambuco. O máximo observado no litoral de Pernambuco é superior a 80 mm. A Figura 4.6b mostra a precipitação acumulada simulada pelo modelo. Pode-se observar um máximo superior a 70 mm, na costa de Pernambuco, indicando que o modelo simulou razoavelmente essa faceta da atmosfera.



(a)



(b)

Figura 4.6 a) Precipitação acumulada observada; b) Precipitação acumulada simulada pelo modelo para os 10 primeiros dias de março de 1983. (Unidade: mm)

A precipitação simulada na costa leste da Paraíba e do Rio Grande do Norte é superestimada pelo modelo. O modelo também falha ao simular precipitação acima de 30

mm no norte do Ceará. Essa precipitação pode ser atribuída ao fato de o modelo ter, inicialmente, um conteúdo de umidade do solo igual a 60 %, sobre todo o NEB.

O ponto mais importante dessa simulação é que as elevadas taxas de precipitação observadas no leste do NEB foram bem simuladas. Essa chuva, embora tendo ocorrido em um período com tendência à seca no interior da Região é resultado da atuação de um vórtice ciclônico de ar superior – VCAS, cujo núcleo esteve localizado sobre o Atlântico durante quase toda a simulação.

O campo de linhas de corrente para 00 UTC do dia 07 de março de 1983 é mostrado na Figura 4.7. A borda oeste do VCAS, que é responsável pela precipitação máxima (Aragão, 1975; Virgi, 1981; Kousky e Gan, 1981) é observada próximo na parte leste do NEB.

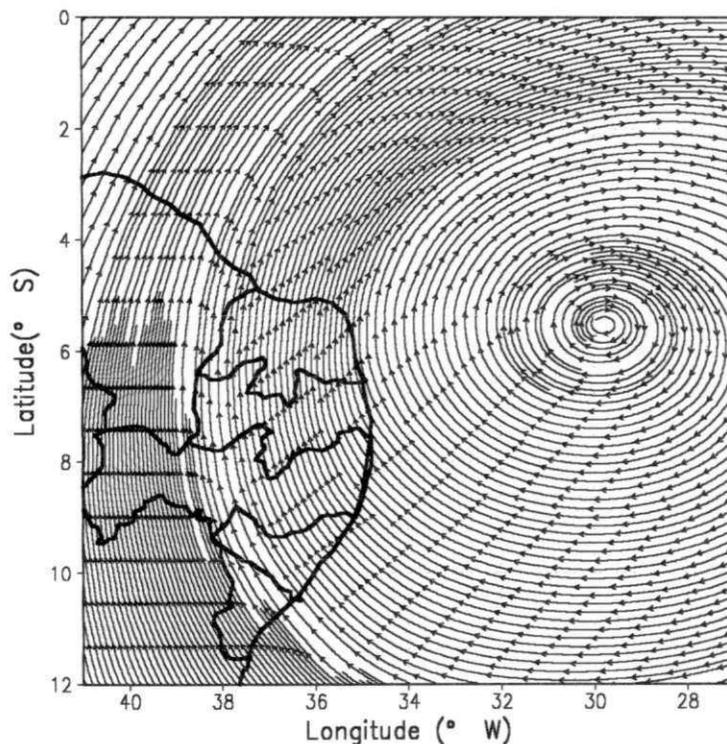
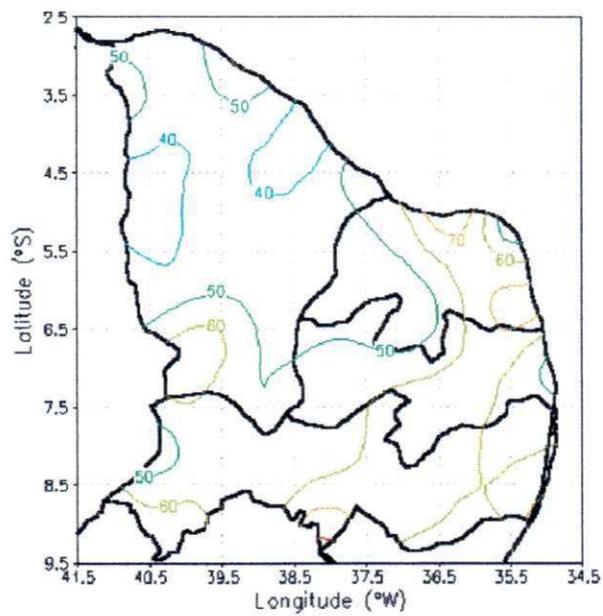


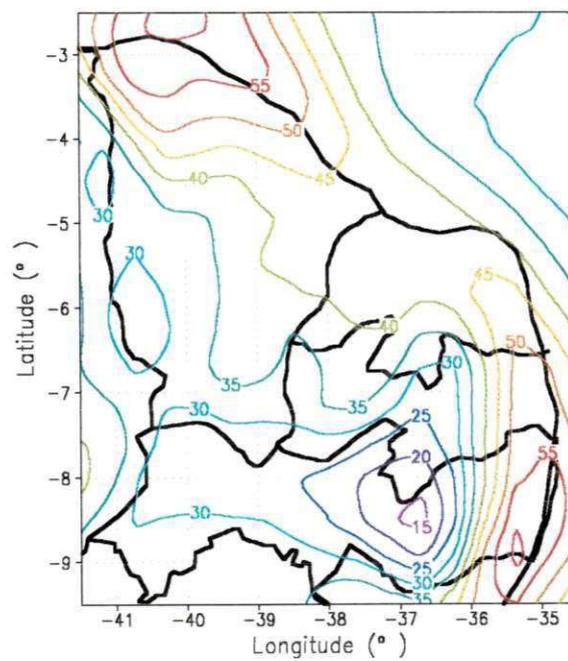
Figura 4.7. Linhas de corrente em 200 hPa a 00 UTC do dia 07 de março de 1983, obtidas do modelo

A precipitação observada acumulada nos dez dias de simulação a partir de 01 de março de 1986 é mostrada na Figura 4.8a. Ao contrário de 1983, o período chuvoso de 1986 apresenta uma distribuição mais uniforme nesses Estados do norte do NEB. Há um predomínio de valores superiores a 50 mm nos Estados do Rio Grande do Norte,

Paraíba e Pernambuco. Pequenas regiões com precipitação inferior a 40 mm são observadas no Ceará.



(a)



(b)

Figura 4.8. a) Precipitação acumulada observada; b) Precipitação acumulada simulada pelo modelo para os 10 primeiros dias de março de 1986. (Unidade: mm)

O fato de haver uma boa distribuição de precipitação implica que as condições do solo e o sistema atuante trabalharam no sentido de produzir uma distribuição mais homogênea de precipitação na parte norte do NEB. Isso implica que uma simulação numérica com um valor inicial da umidade do solo, representando uma distribuição homogênea de umidade em todo o domínio, sobre a parte continental, deve ser mais realístico do que para o caso seco.

A precipitação simulada, com a TSM climatológica do mês, para os dez primeiros dias de março, é mostrada na Figura 4.8b. A precipitação é bem distribuída sobre o domínio, o que compara bem com as observações. Isso é mais verdadeiro ao longo da parte litorânea.

Os piores resultados encontram-se sobre o Sertão e a oeste do Planalto da Borborema, no Estado de Pernambuco, onde a precipitação simulada subestima em muito a observada. Na parte oeste do Planalto da Borborema, por exemplo, a precipitação simulada é da ordem de 15 mm enquanto a observada é superior a 50 mm.

No norte do Ceará, o modelo corresponde bem às observações. O mesmo acontece na parte leste do NEB. Sobre o Rio Grande do Norte, a precipitação é também subestimada pelo modelo.

De forma geral, levando-se em consideração a resolução do modelo, a distribuição inicial de umidade do solo e o fato de a distribuição de TSM corresponder ao valor climatológico, entre outros, as simulações numéricas representaram bem os aspectos qualitativos da precipitação observada tanto para o caso seco (1983) quanto para o caso chuvoso (1986).

A precipitação simulada pelo modelo, nos dez primeiros dias de março de 1983, com a TSM perturbada de um grau, para uma região do Oceano Atlântico, mostrada na Figura 3.1 (240 horas de integração), é apresentada na Figura 4.9. Pode-se ver um aumento da precipitação acumulada na parte leste do NEB. Isto é, na região vizinha à área perturbada.

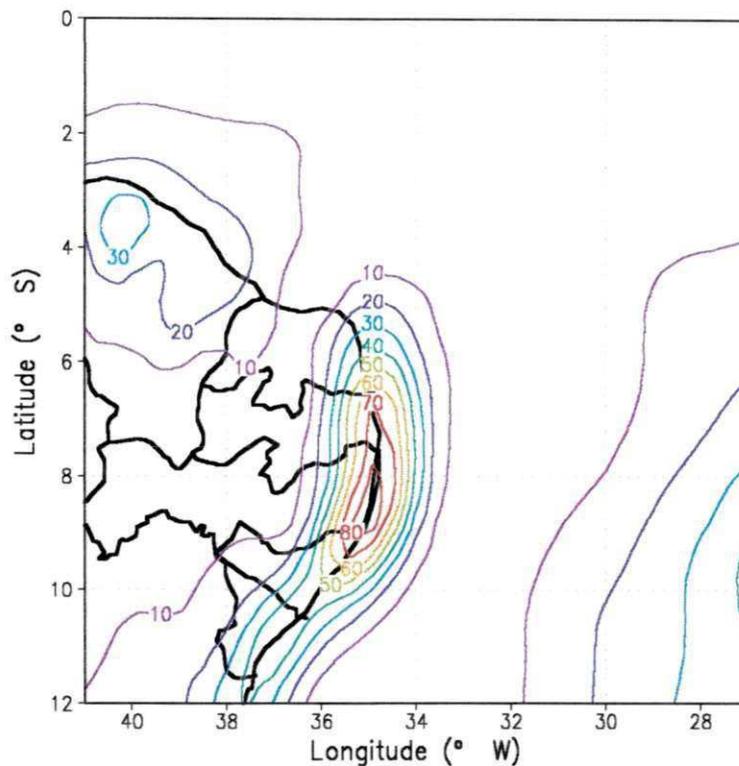


Figura 4.9. Precipitação acumulada para dez dias de integração do caso seco, com a TSM perturbada (mm)

Para uma melhor comparação, a Figura 4.10 traz a diferença entre a precipitação acumulada do caso perturbado e a do caso sem perturbação para o período seco (março de 1983).

Pode-se ver claramente que o maior impacto ocorre próximo à costa, com um aumento de até 7 mm. A figura também sugere que o maior impacto ocorre sobre o mar, mas a parte continental também se beneficia desse aumento. Valores negativos superiores (em módulo) a 1 mm são observados sobre o Oceano, ao leste da região perturbada. Essa diminuição parece estar associada à subsidência compensatória, causada pelo aumento da formação de nuvens convectiva sobre a área perturbada.

Um aspecto interessante é que nenhum impacto significativo é observado sobre o NEB, a mais de 200 km da costa. Isso sugere fortemente que a perturbação de TSM, como imaginada neste estudo, não causa impacto apreciável sobre a parte semi-árida do NEB.

Deve ser lembrado que, embora o período em questão fosse pouco propício para precipitação sobre o norte do NEB, a situação na parte leste era favorável, pela

presença do VCAS. Portanto, a perturbação de TSM causou aumento, em aproximadamente 10 %, da precipitação próximo à área perturbada sem, contudo, afetar outras regiões mais interiores do continente.

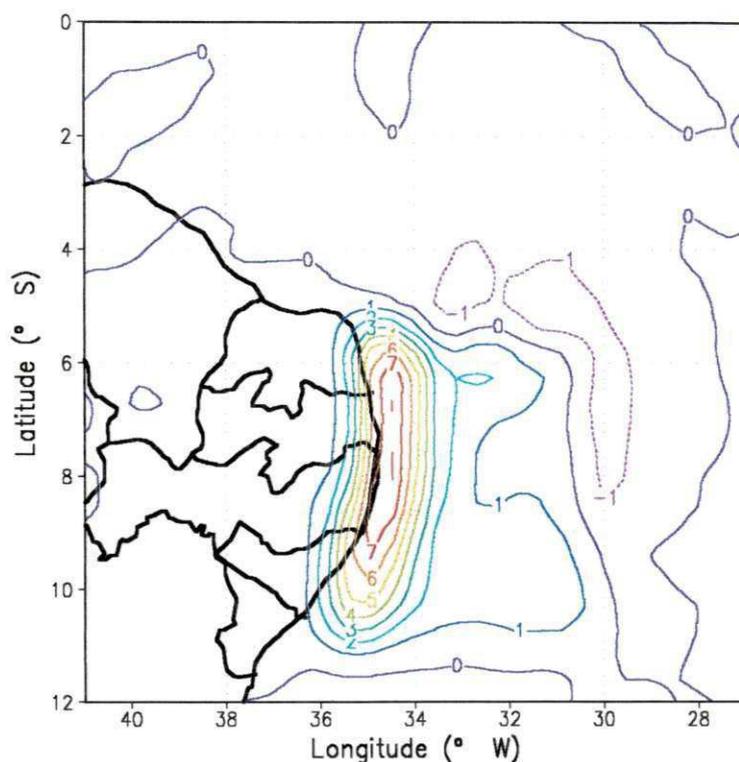


Figura 4.10. Diferença da precipitação acumulada com e sem a perturbação de TSM para o caso seco (mm)

Os resultados obtidos para essa integração dão suporte aos obtidos observacionalmente na Seção 4.1, na indicação de que os períodos de maior precipitação na região leste da Paraíba estão associados a perturbações positivas de TSM na área oceânica adjacente.

A precipitação simulada pelo modelo, nos dez primeiros dias de março de 1986, com a TSM perturbada de um grau, para uma região do Oceano Atlântico é apresentada na Figura 4.11. A precipitação é bem distribuída sobre todo o domínio de integração. A precipitação sobre a área oceânica é da mesma ordem da obtida sobre o continente. Entretanto, os maiores valores acumulados são, ainda, encontrados próximo à região litorânea. Um máximo na costa do Ceará e outro na costa leste do NEB, com maiores valores em Pernambuco.

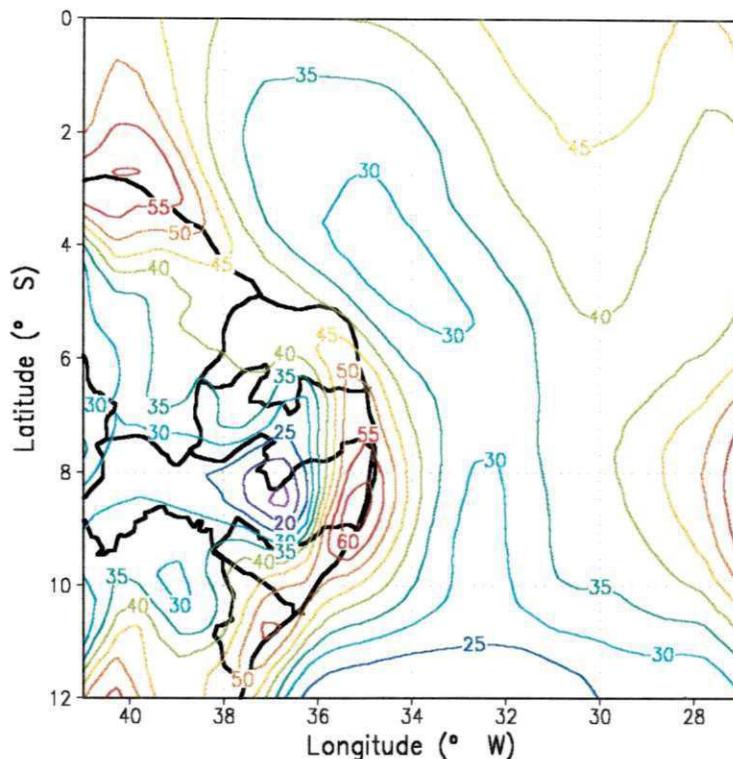


Figura 4.11. Precipitação acumulada para dez dias de integração do caso chuvoso, com a TSM perturbada (mm)

A diferença entre a precipitação acumulada na simulação com a TSM perturbada e a simulação de controle, para o caso chuvoso é mostrada na Figura 4.12. Novamente, o maior impacto ocorre na área perturbada, com o maior impacto negativo ocorrendo ao leste desta. O interessante é que as perturbações de maior magnitude ocorrem sobre a parte oceânica. Poucos valores de diferença de precipitação com magnitudes superiores a 1 mm são observados sobre o NEB.

Embora haja um impacto sobre a parte leste do NEB, pode-se verificar que ele é menor do que o que ocorre para o caso seco (compare-se com a Figura 4.10). No caso chuvoso, o principal impacto ocorre mais para leste, em comparação com o caso seco, cujo maior impacto ocorre na região costeira.

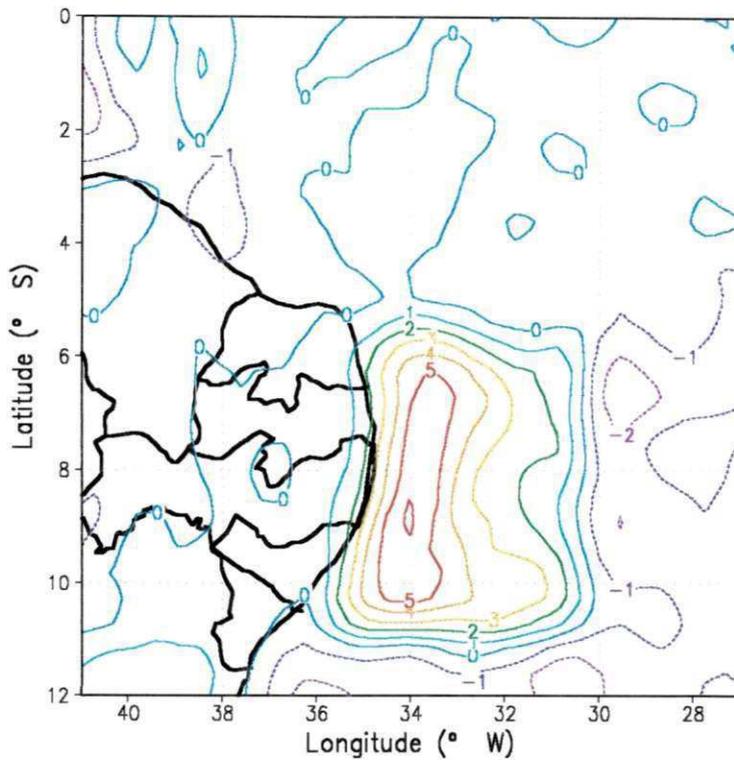


Figura 4.12. Diferença da precipitação acumulada com e sem a perturbação de TSM para o caso chuvoso (mm)

Esses resultados deixam claro as diferenças que podem existir entre condições diferentes da atmosfera. É interessante, portanto, que se compreenda como algumas variáveis associadas à configuração da precipitação variam, ao longo da simulação, para cada caso estudado.

A intensidade da precipitação de origem convectiva tende a ser proporcional a quantidade de energia potencial convectiva disponível – CAPE, da atmosfera. Esta, por sua vez, será maior quanto maior for a temperatura potencial equivalente  $\theta_e$  próximo à superfície (Arakawa e Schubert, 1974; Williams e Rennó, 1993).

Como envolve os valores de temperatura e umidade,  $\theta_e$  pode variar por aquecimento/resfriamento e umedecimento/secamento tanto por processos locais quanto por processos advectivos. A Figura 4.13 mostra diferença de advecção média de  $\theta_e$ , entre os experimentos com TSM perturbada e de controle, para o caso seco.

De forma geral, os valores são pequenos. Um máximo positivo de mais de  $0.2 \text{ Kdia}^{-1}$  é observado próximo à costa leste do NEB. Isso ocorre na região onde se observa o maior impacto sobre a precipitação (Figura 4.10). Uma possível justificativa para

valores pequenos da diferença de advecção média de  $\theta_e$  é o fato de a média ter sido calculada considerando-se os horários do dia e da noite (a frequência de saída dos dados do modelo é de seis horas). Com isso, a média pode ter sido calculada entre valores positivos e negativos, de acordo com as circulações locais que podem se desenvolver na região (Kousky, 1980).

Características similares podem ser observadas para o caso chuvoso, conforme a Figura 4.14. Uma característica de ambos os casos é que há advecção positiva de  $\theta_e$  na parte oeste da área perturbada e negativa na parte leste. Isso indica que a advecção trabalha no sentido de transportar vapor em direção ao continente.

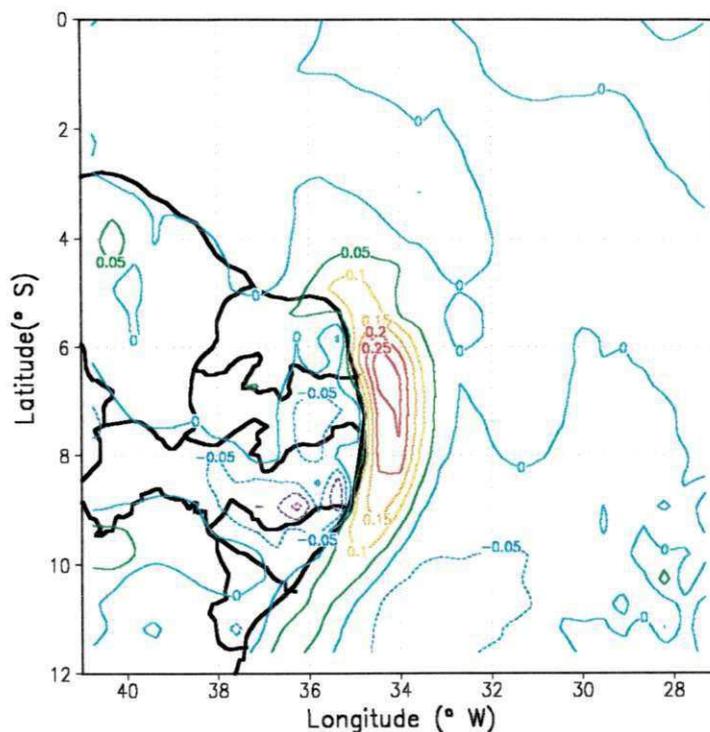


Figura 4.13. Diferença de advecção média de  $\theta_e$  para a simulação do caso seco ( $\text{Kdia}^{-1}$ )

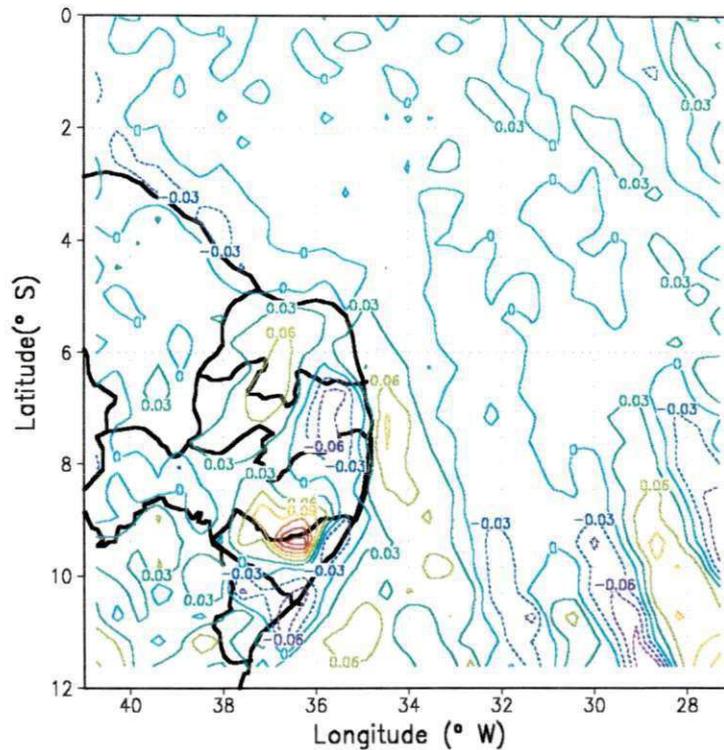


Figura 4.14. Diferença de advecção média de  $\theta_e$  para o caso chuvoso ( $\text{Kdia}^{-1}$ )

Para ter-se uma visualização da evolução temporal de alguns campos, perfis tempo versus longitude serão apresentados. Devido ao fato de o contorno leste do NEB não ser orientado meridionalmente, uma média na região perturbada misturaria as características do oceano e do continente exatamente na área onde se deseja avaliar o maior impacto. Isto é, a parte leste do NEB. Portanto, para a análise da evolução temporal será escolhida a latitude de  $7^\circ\text{S}$ . Essa é, aproximadamente, a latitude central da Paraíba.

A Figura 4.15 apresenta a evolução temporal do fluxo de calor latente para o caso seco. Pode-se ver, claramente, a existência de três regiões distintas: a primeira entre  $36^\circ\text{W}$  e o extremo oeste da integração; a segunda entre  $34,5^\circ\text{W}$  e  $36^\circ\text{W}$ , que compreende a região continental ao leste do Planalto da Borborema e a terceira ao leste de  $34,5^\circ\text{W}$ , que corresponde à parte oceânica.

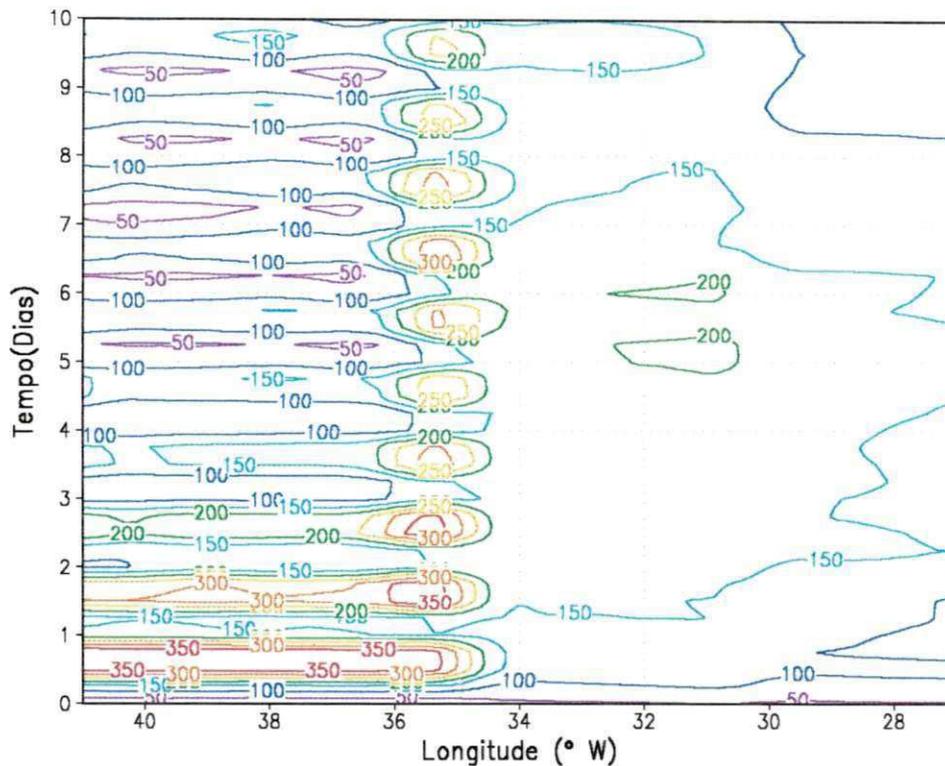


Figura 4.15. Evolução do fluxo de calor latente ao longo de 7 °S para a simulação com TSM perturbada no período seco ( $Wm^{-2}$ )

Durante o primeiro dia de integração, pode-se ver uma separação entre o que ocorre sobre o continente do que ocorre sobre o oceano. Sobre o continente, durante a tarde há valores de fluxo de calor latente superiores a  $350 Wm^{-2}$ . Essa uniformidade reflete o fato de o modelo ter o mesmo conteúdo de umidade do solo, no início da integração. A partir do segundo dia, após o modelo se ajustar as condições iniciais e de superfície, começam a se caracterizar as três regiões mencionadas anteriormente.

Ao oeste do Planalto da Borborema, a precipitação simulada pelo modelo foi baixa (veja-se a Figura 4.9). Com isso, à medida em que a integração do modelo progride, a quantidade de umidade no solo, disponível para evapotranspiração diminui. Como resultado, observa-se essa característica na Figura 4.15 em que o fluxo de calor latente vai diminuindo a cada dia, iniciando-se em valores superiores a  $350 Wm^{-2}$ , e estabilizando-se em valores inferiores a  $150 Wm^{-2}$ , a partir do quinto dia.

A região continental ao leste do Planalto da Borborema apresentou uma boa quantidade de precipitação (Figura 4.9). Conseqüentemente, a amplitude do fluxo de calor latente diminuiu menos ao longo da integração, devido a uma maior disponibilidade de

água no solo para evapotranspiração. Nos últimos dias da integração o fluxo máximo foi superior a  $250 \text{ Wm}^{-2}$ .

Sobre a parte oceânica, o fluxo manteve-se, na maior parte dos casos, entre  $150$  e  $200 \text{ Wm}^{-2}$ . Isso se deve ao fato de a TSM ser mantida fixa ao longo de toda a integração, o que implica que a evaporação não vai ser muito diferente entre dias e noites.

A figura 4.16 mostra o fluxo de calor sensível para o caso seco. A única característica marcante é o aumento que esse fluxo tem com o tempo, ao oeste do Planalto da Borborema. Isso, obviamente, é consequência da secagem observada na Figura 4.15. Com menos água para evaporação, o saldo de radiação em superfície vai ser utilizado, com maior intensidade, para o aquecimento.

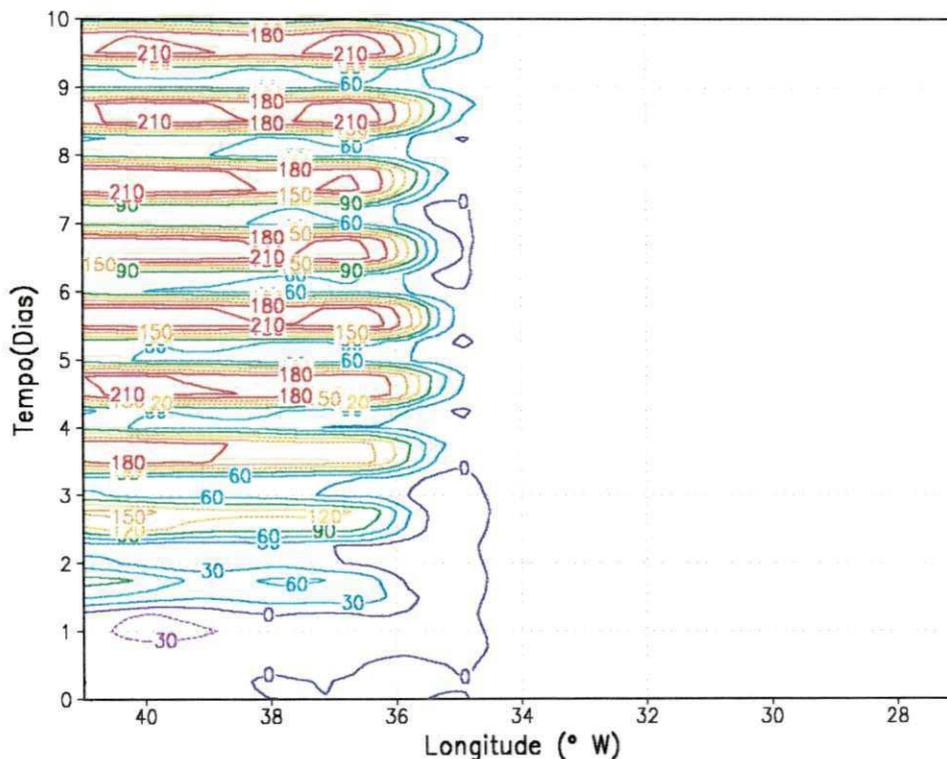


Figura 4.16. Evolução do fluxo de calor sensível ao longo de  $7^{\circ}\text{S}$  para a simulação com TSM perturbada no período seco ( $\text{Wm}^{-2}$ )

As Figuras 4.17 e 4.18 apresentam a evolução temporal dos fluxos de calor latente e de calor sensível, respectivamente, para o caso chuvoso. Apesar de os valores simulados no primeiro dia serem razoavelmente semelhantes aos do caso seco (e isso é consequência da umidade do solo e da distribuição de TSM, que são as mesmas), a evolução durante os outros dias de integração é sensivelmente diferente.

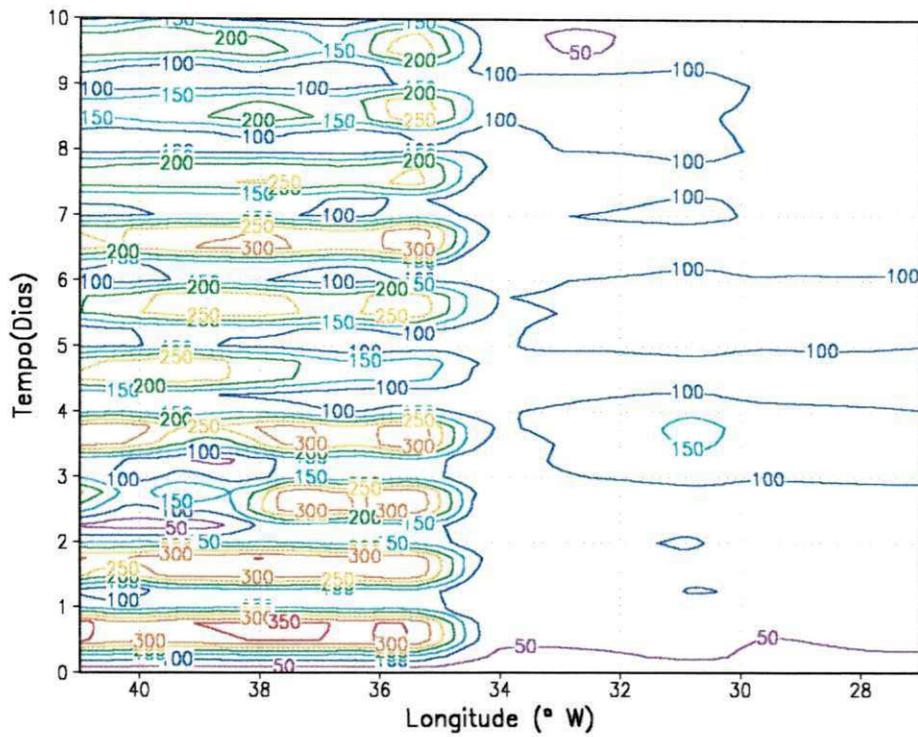


Figura 4.17. Evolução do fluxo de calor latente ao longo de 7 °S para a simulação com TSM perturbada no período chuvoso ( $\text{Wm}^{-2}$ )

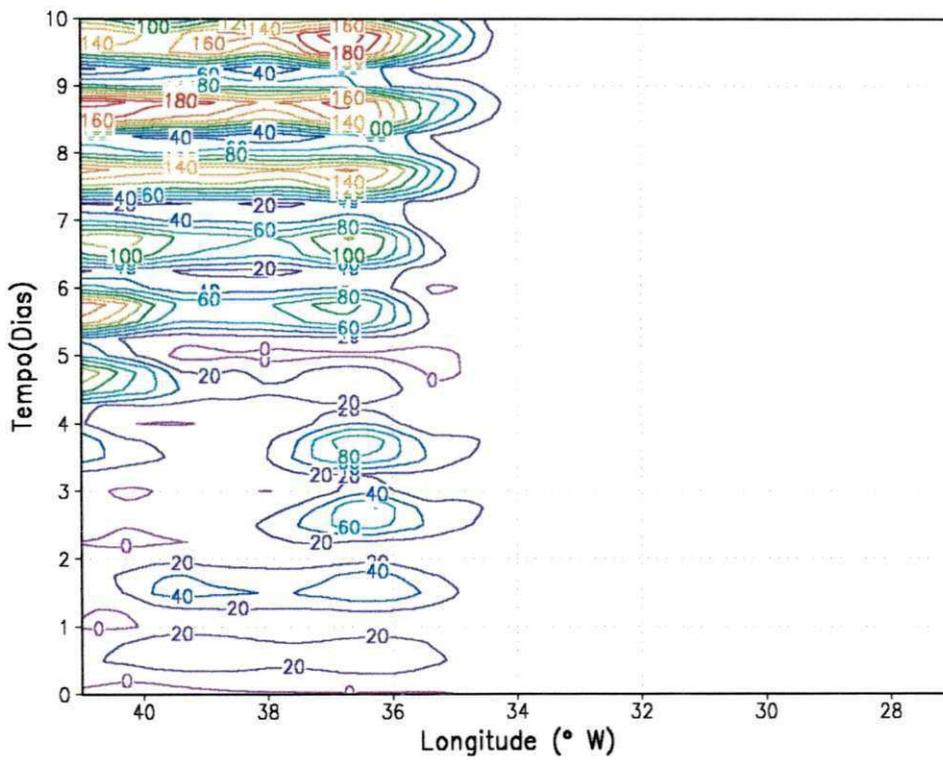


Figura 4.18. Evolução do fluxo de calor sensível ao longo de 7 °S para a simulação com TSM perturbada no período chuvoso ( $\text{Wm}^{-2}$ )

Por tratar-se de um período chuvoso, a umidade do solo é continuamente abastecida pela precipitação ao longo da integração. Com isso, a evapotranspiração mantém um ciclo diário com a amplitude variando muito pouco. Sobre o oceano, os fluxos são menores do que no caso seco. Isso, provavelmente, é consequência de a TSM climatológica ser menor do que a necessária, dadas as condições atmosféricas em março de 1986, para provocar uma evaporação mais realística.

O fluxo de calor sensível é pequeno, no início da simulação, tanto no oceano quanto no continente. Isso é consequência da grande quantidade de água disponível para evaporação nas duas regiões. À medida em que a terra vai secando sobre o continente, o fluxo de calor sensível aumenta, atingindo o valor máximo no último dia.

Para mostrar que a discussão baseada na latitude de  $7^{\circ}\text{S}$  é representativa do restante do domínio, foram calculadas médias dos fluxos de calor latente e sensível, sobre o continente e sobre o oceano, separadamente. Sobre o continente, a média foi calculada na região ao oeste de  $35^{\circ}\text{W}$  e ao sul de  $5^{\circ}\text{S}$ . Sobre o oceano, a média foi calculada na região ao leste de  $34^{\circ}\text{W}$  e ao sul de  $5^{\circ}\text{S}$ .

A Figura 4.19 mostra a evolução temporal dos fluxos médios sobre a parte continental, para o período seco. No início, o fluxo médio de calor latente (linha preta) é grande enquanto que o de calor sensível (linha verde) é muito pequeno. Com a evolução da integração, o fluxo de calor latente diminui, devido à pouca precipitação. Como consequência o fluxo de calor latente aumenta. A partir do quinto dia de integração, o máximo do fluxo de calor sensível supera o de calor latente.

Para a área oceânica, Figura 4.20, o ciclo diário é menos pronunciado e o fluxo de calor sensível é muito menor que o de calor latente.

Durante o caso chuvoso, a situação sobre a área continental é diferente. A Figura 4.21 mostra que, devido ao fato de a distribuição de precipitação ter sido boa na área continental, o fluxo de calor latente não diminui tanto quanto no caso seco. Com isso, o fluxo de calor sensível não chega a superar o de calor latente, embora a diferença diminua no final da integração.

Sobre o oceano, a característica do ciclo é semelhante à do caso seco. Entretanto, o fluxo de calor latente tende a ser menor do que no caso seco.

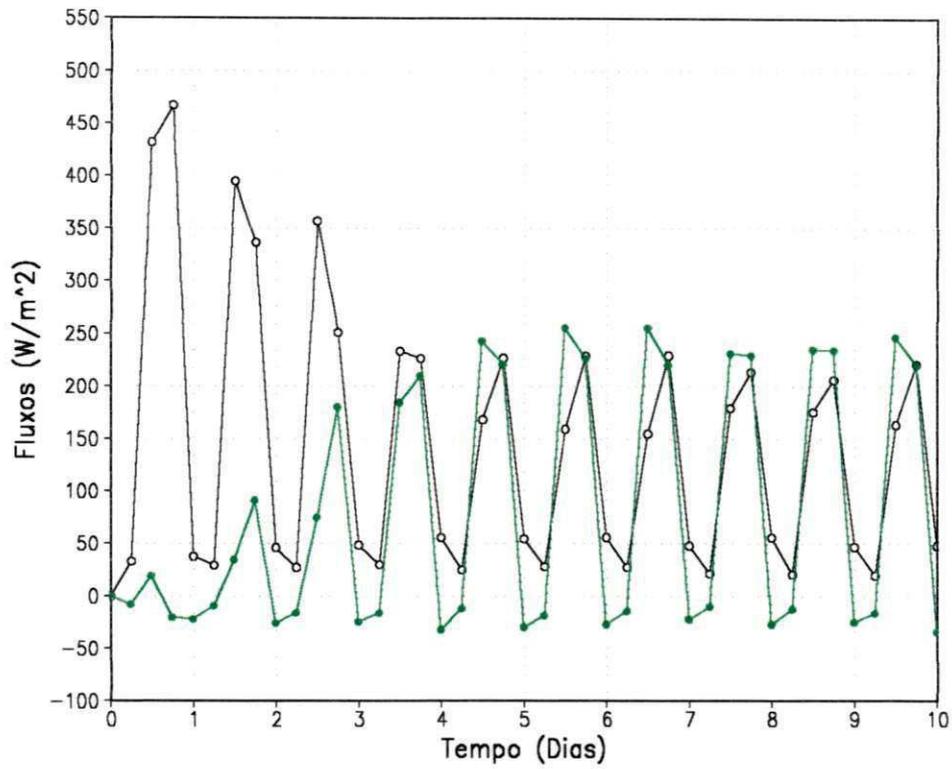


Figura 4.19. Fluxo de calor latente (linha preta) e de calor sensível (linha verde) médio na área continental para os 10 dias de integração, durante o período seco ( $\text{Wm}^{-2}$ )

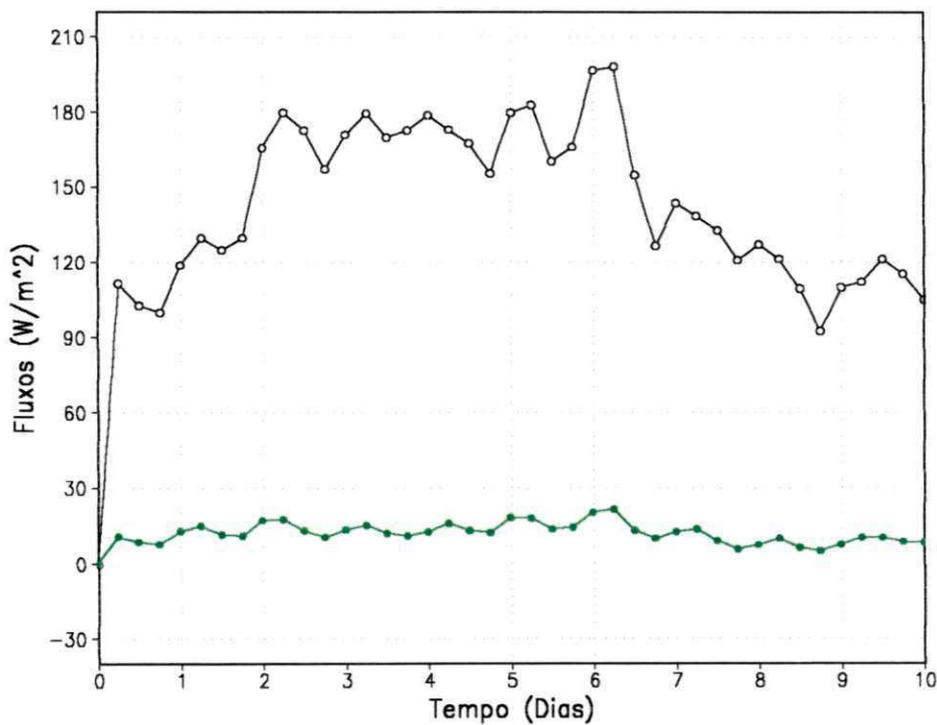


Figura 4.20. Fluxo de calor latente (linha preta) e de calor sensível (linha verde) médio na área oceânica para os 10 dias de integração, durante o período seco ( $\text{Wm}^{-2}$ )

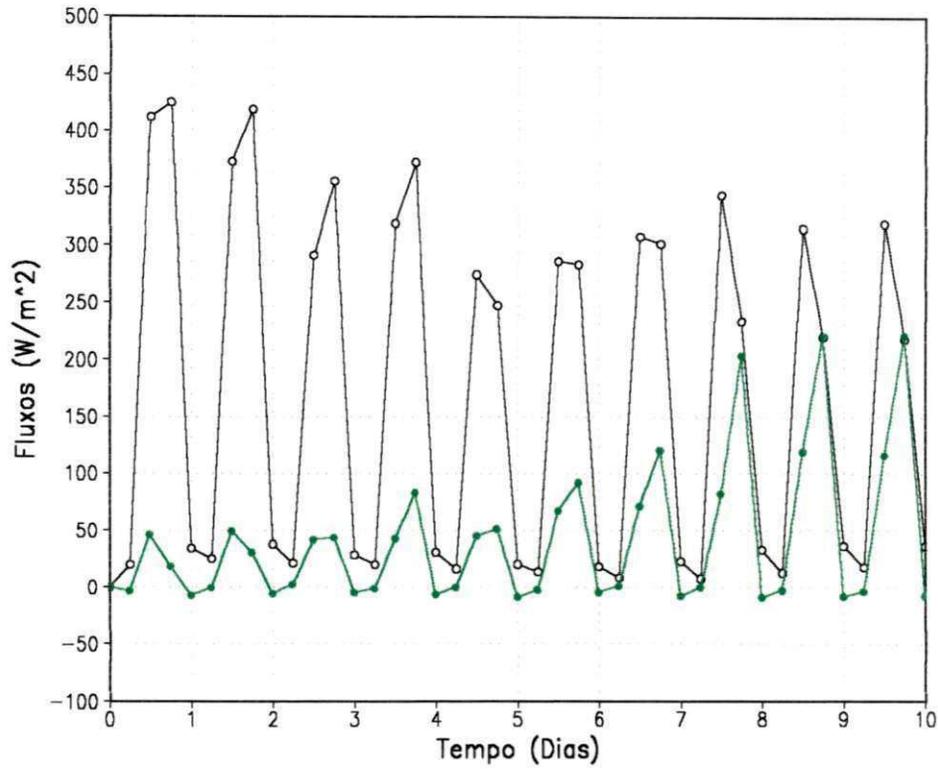


Figura 4.21. Fluxo de calor latente (linha preta) e de calor sensível (linha verde) médio na área continental para os 10 dias de integração, durante o período chuvoso ( $Wm^{-2}$ )

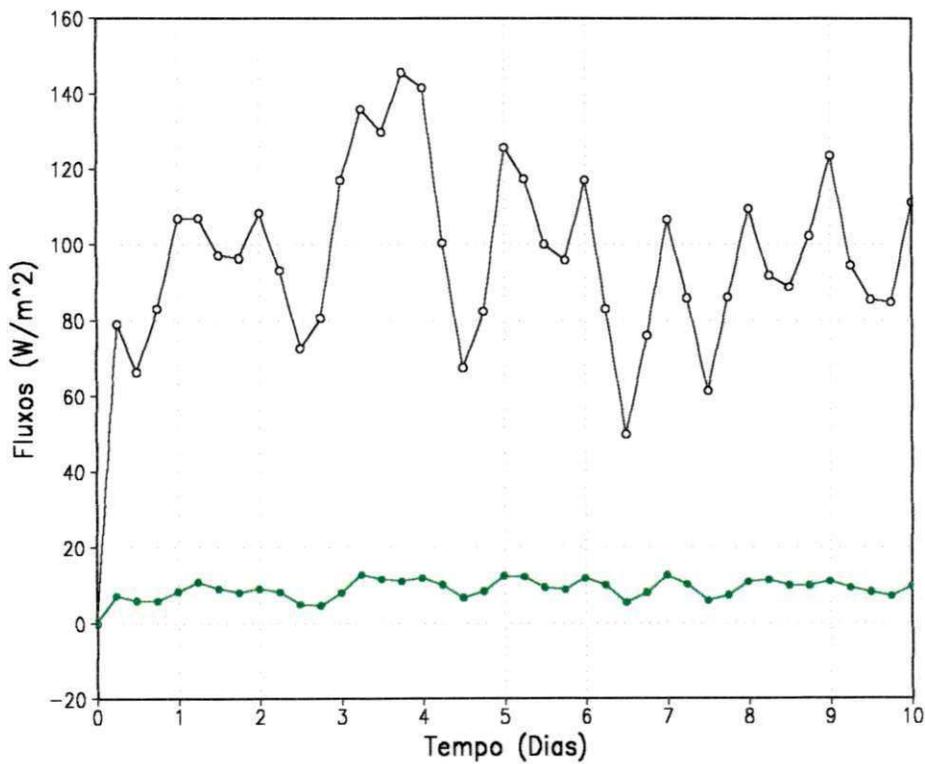


Figura 4.22. Fluxo de calor latente (linha preta) e de calor sensível (linha verde) médio na área oceânica para os 10 dias de integração, durante o período chuvoso ( $Wm^{-2}$ )

O fato de haver uma distribuição permanente de TSM não implica em uma evaporação constante. Isso se deve ao fato de a evaporação depender da quantidade de vapor presente nos baixos níveis da atmosfera.

A Figura 4.23 mostra a evolução da diferença de fluxo de calor latente entre os experimentos com a TSM perturbada e o experimento de controle para o caso seco, ao longo de 7 °S. Pode-se observar um grande impacto na região perturbada. Diferenças superiores a 45  $\text{Wm}^{-2}$  ocorrem em torno do segundo dia de simulação. Entre os dia 7 e 9, as diferenças não atingem 40  $\text{Wm}^{-2}$ .

Sobre a região continental, o impacto não é significativo, apresentando valores inferiores a 5  $\text{Wm}^{-2}$ . Deve ser ressaltado que se houvesse algum impacto significativo fora da área perturbada, esse impacto seria resultado de diferença de precipitação e não consequência direta da perturbação de TSM no oceano.

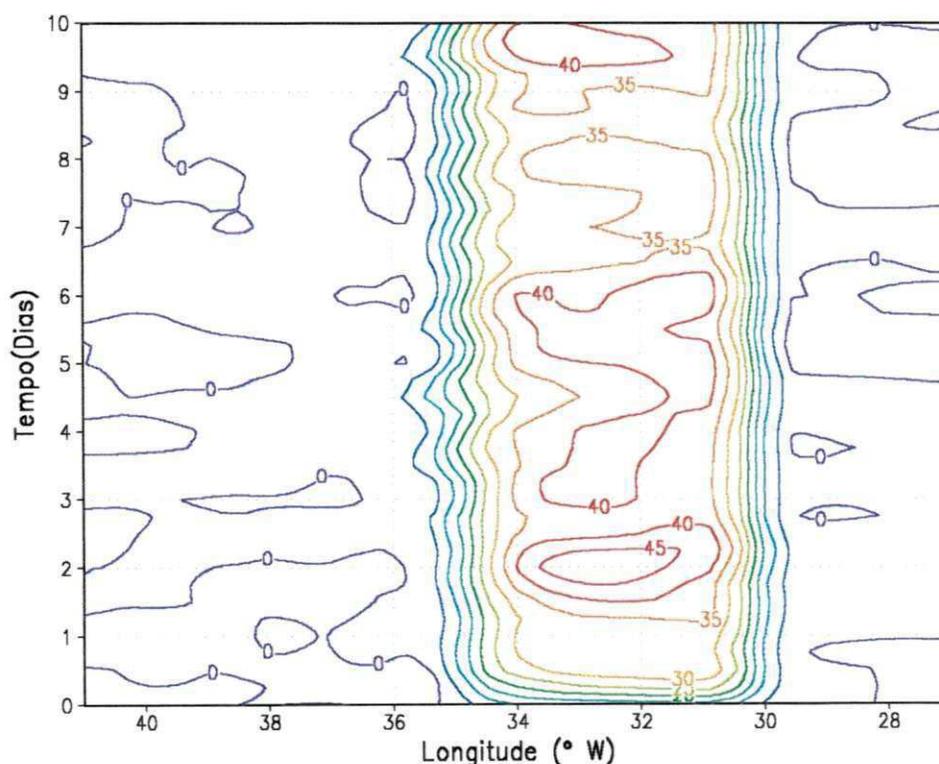


Figura 4.23. Evolução da diferença do fluxo de calor latente ao longo de 7 °S para a simulação TSM perturbada menos controle, no período seco ( $\text{Wm}^{-2}$ )

A Figura 4.24 mostra a evolução da diferença de fluxo de calor latente entre os experimentos com a TSM perturbada e o experimento de controle para o caso chuvoso.

O resultado para esse caso é bastante diferente do observado para o caso seco. Embora o principal impacto ainda ocorra na região com TSM perturbada, outras regiões sobre o continente também apresentam impacto significativo, principalmente nos cinco primeiros dias.

Os impactos positivos sobre o oceano são persistentes. Isso implica que algo que aconteceu na região perturbada se manteve por vários dias. Por outro lado, as áreas com perturbações de menor duração sobre o continente devem ser observadas com cautela. Elas podem significar não um aumento (ou diminuição) mas simplesmente um deslocamento de algum sistema entre um caso e outro. Nesse caso, uma diferença pode estar ligada a uma mudança de localização e não a um impacto local.

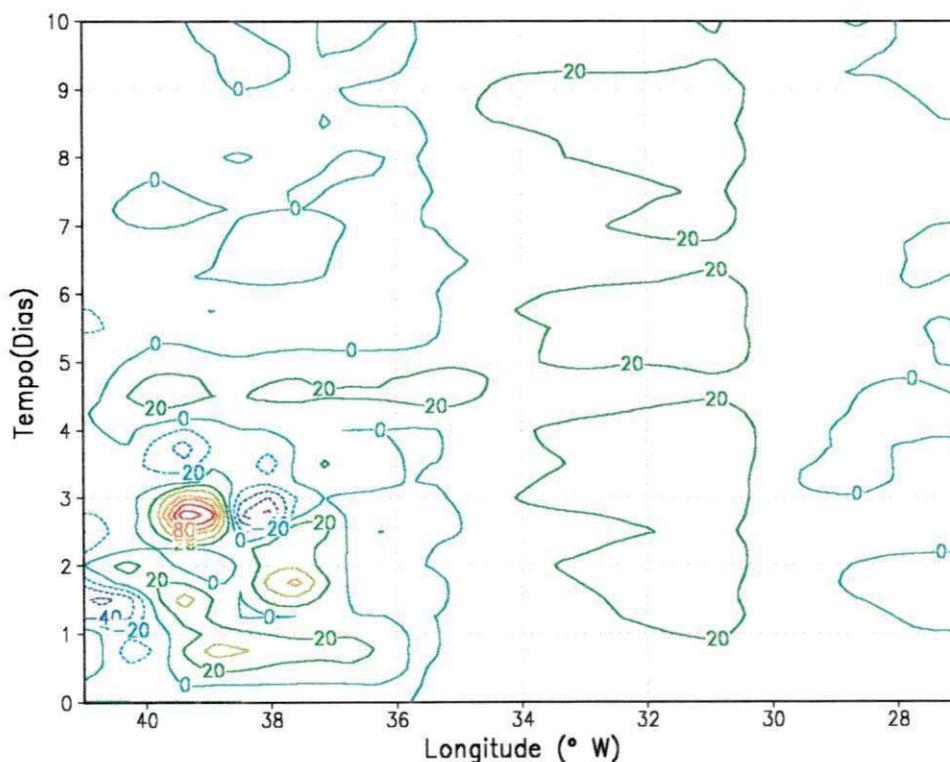


Figura 4.24. Evolução da diferença do fluxo de calor latente ao longo de 7 °S para a simulação TSM perturbada menos controle, no período chuvoso ( $\text{Wm}^{-2}$ )

Conforme mencionado anteriormente, um aumento de precipitação deve estar associado a um aumento de temperatura potencial equivalente  $\theta_e$  próximo à superfície. A diferença de temperatura potencial equivalente entre os experimentos com TSM perturbada e controle, para o caso seco, na latitude de 7 °S, é mostrada na Figura 4.25.

Pode-se ver um aumento das condições de levantamento das parcelas na região perturbada. Entretanto, esse aumento é intercalado por períodos de diminuição, ao longo da integração. Comparando-se esse resultado com a diferença dos fluxos de calor latente (Figura 4.23), percebe-se que nem sempre um aumento local da evaporação está associado a um aumento local de  $\theta_e$ . Isso se deve aos efeitos advectivos, que transportam o excesso local de  $\theta_e$  para outras regiões.

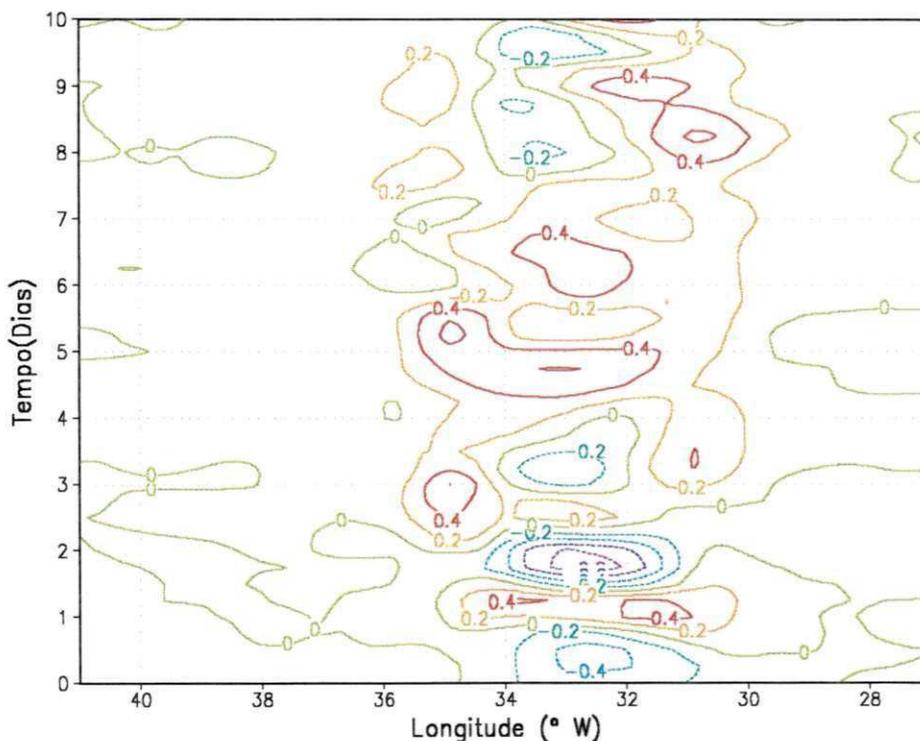


Figura 4.25. Evolução da diferença de temperatura potencial equivalente, ao longo de 7 °S (TSM perturbada menos controle), no período seco (K)

A relação entre  $\theta_e$  e precipitação fica mais clara quando se compara o aumento de  $\theta_e$  com o aumento das taxas de precipitação convectiva. A Figura 4.26 mostra a diferença das taxas de precipitação convectiva entre o experimento com TSM perturbada e experimento de controle para o caso seco. A saída da taxa de precipitação convectiva é expressa em milímetros por hora.

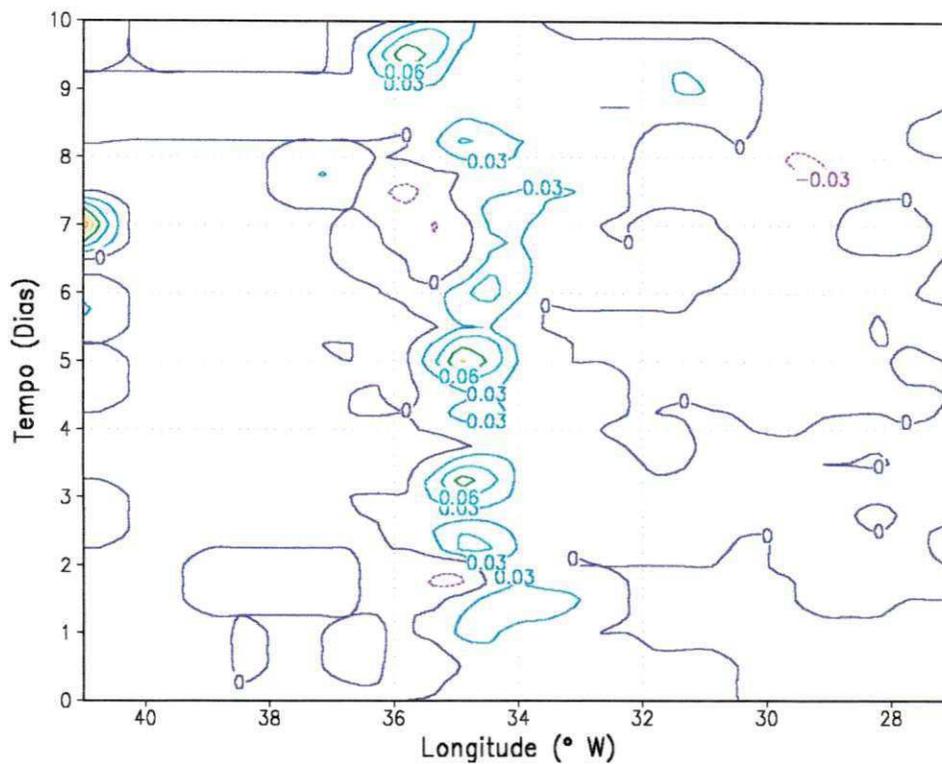


Figura 4.26. Evolução da diferença das taxas de precipitação convectiva, ao longo de 7 °S (TSM perturbada menos controle), no período seco ( $\text{mmh}^{-1}$ )

Há um predomínio de valores positivos sobre a região perturbada. Entretanto, os valores mais significativos ocorrem a oeste de 34 °W. Comparando-se com a Figura 4.25, pode-se ver uma clara relação entre o aumento de  $\theta_e$  e o aumento das taxas de precipitação convectiva. Essa comparação é razoavelmente robusta, quando se considera que a taxa de precipitação reflete apenas uma condição instantânea e depende da situação desse campo no instante da saída do modelo. Isto é, depende da situação a cada seis horas. Já os outros campos são baseados em variáveis contínuas e seu valor no instante da saída do modelo é mais representativo daquilo que acontece nos outros horários da integração.

Embora a diferença nas taxas de precipitação apresentem valores da ordem de, aproximadamente  $0,04 \text{ mmh}^{-1}$ , deve ser lembrado que isso significa  $0,94 \text{ mmdia}^{-1}$ . Portanto, esses valores explicam a diferença de precipitação encontrada para o caso seco, conforme a Figura 4.10.

A Figura 4.27 mostra que, para o caso chuvoso, a perturbação de TSM causa uma variação menos clara na distribuição de  $\theta_e$  próximo à superfície. Nos três primeiros dias de simulação,  $\theta_e$  do experimento de TSM perturbada foi menor do que no

controle. No restante da simulação, a diferença de  $\theta_e$  mostrou uma alternância de valores positivos e negativos, na região perturbada.

Sobre o continente, a diferença de  $\theta_e$  reflete razoavelmente a diferença de evapotranspiração indicada pela Figura 4.24. Além do mais, o que foi discutido a respeito da diferença de localização dos sistemas convectivos, entre a região estudada e a vizinhança, se aplica à diferença de  $\theta_e$ .

A Figura 4.28 mostra a diferença das taxas de precipitação convectiva entre o experimento com TSM perturbada e experimento de controle para o caso chuvoso. A figura indica que uma boa correlação entre a diferença entre a taxa de precipitação e a diferença de  $\theta_e$  pode ser vista apenas na região perturbada, por volta do quinto dia. Nas demais regiões, a correlação sugerida é fraca e muitas vezes negativa. Essa observação é consistente com tudo o que tem sido observado quando se comparam os períodos seco e chuvoso.

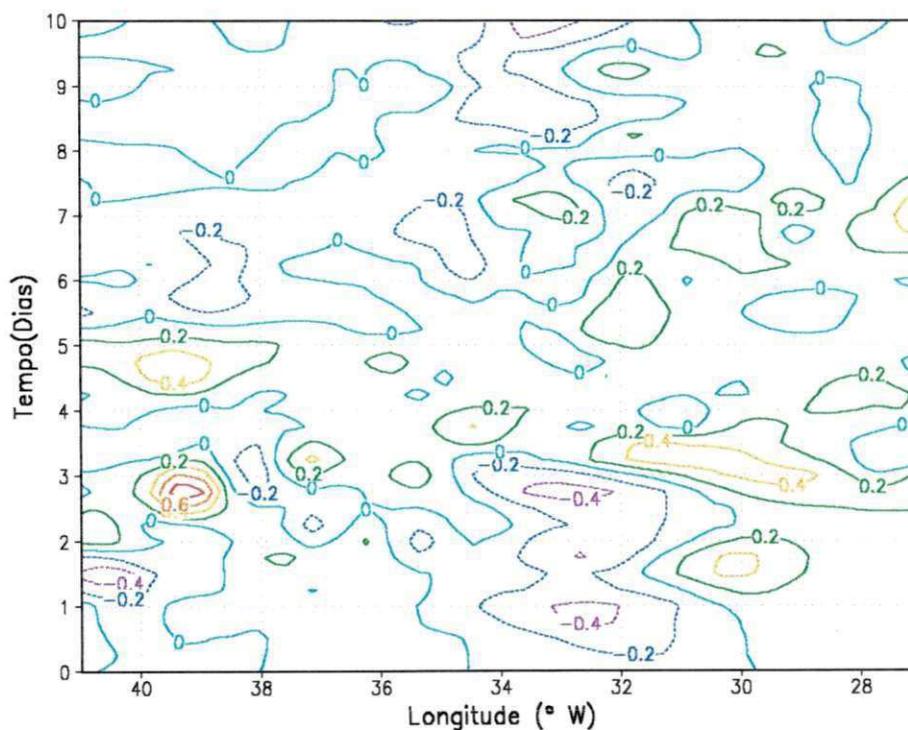


Figura 4.27. Evolução da diferença de temperatura potencial equivalente, ao longo de  $7^\circ\text{S}$  (TSM perturbada menos controle), no período chuvoso (K)

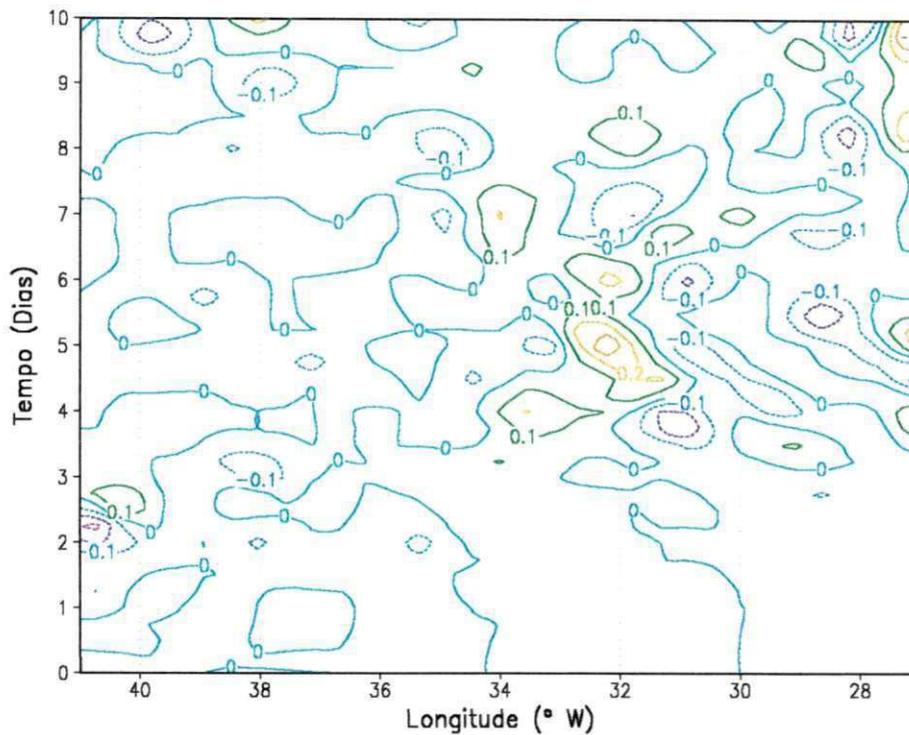


Figura 4.28. Evolução da diferença das taxas de precipitação convectiva, ao longo de 7 °S (TSM perturbada menos controle), no período chuvoso ( $\text{mmh}^{-1}$ )

#### 4.3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos neste capítulo sugerem uma relação entre precipitação que ocorre no leste do NEB e a configuração de TSM no Oceano Atlântico adjacente. Entretanto, essa relação depende de outros fatores, conforme indicado pelas simulações numéricas.

A comparação entre as médias móveis de sete dias das anomalias de TSM observadas nos cinco primeiros meses de 2000 e as médias móveis de precipitação, para o mesmo período, apontam para uma distinção entre o que ocorre na Zona da Mata, ao leste do Planalto da Borborema e o que ocorre ao oeste desta, no Estado da Paraíba. Na maior parte dos casos, houve um aumento da precipitação na parte leste do Estado em consonância com valores elevados de anomalias de TSM.

As simulações numéricas realizadas para um período com tendência a seca sobre o norte do NEB mostraram um impacto positivo de uma perturbação de TSM, em uma área próxima à costa do NEB, sobre a precipitação simulada na parte leste da Região.

Durante essa simulação, havia uma tendência favorável à convecção na parte leste do NEB, em virtude da presença de um VCAS com núcleo sobre o oceano. A perturbação de TSM atuou no sentido de intensificar a precipitação associada ao VCAS, com o conseqüente aumento da precipitação no leste do NEB. A região ao oeste do Planalto da Borborema, entretanto, não foi significativamente afetada pela perturbação de TSM, na escala em que foi estabelecida.

As simulações realizadas para um período com tendência a uma boa distribuição de precipitação sobre o norte do NEB não mostraram resultados tão robustos quanto para o caso seco. Isso pode ser conseqüência de a TSM climatológica ser menos representativa no caso chuvoso do que no caso seco. No caso chuvoso, o aumento de precipitação ocorrido ficou mais restrito à área de TSM perturbada. Novamente, a região continental ao leste do Planalto da Borborema não foi significativamente afetada.

Além do mais, em um período com tendência a precipitação, a atmosfera encontra-se mais perturbada e o resultado de uma perturbação em um campo tende a ter um efeito mais não-linear e, portanto, menos previsível.

Não obstante, a partir da análise observacional e das simulações numéricas realizadas neste trabalho pode-se afirmar que a precipitação que ocorre na Zona da Mata do NEB é fortemente influenciada pela configuração da TSM próxima à sua costa leste. O aumento da evaporação causado pelo aquecimento da água do mar causa um aumento local da energia potencial convectiva disponível e aumenta a precipitação na área afetada e no continente adjacente.

O aumento da precipitação sobre o continente, entretanto, vai depender das condições dinâmicas da atmosfera que, em última instância, determinam a magnitude do impacto da TSM sobre a precipitação.

## CAPÍTULO 5

### CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Neste trabalho, investigou-se a relação entre a temperatura da superfície do mar – TSM e a precipitação que ocorre sobre a Região Nordeste do Brasil – NEB. Para isso foram feitas análises de dados observacionais e simulações numéricas com um modelo de mesoescala.

#### 5.1. CONCLUSÕES

As principais conclusões foram:

1) A comparação entre médias móveis de precipitação sobre a Paraíba e anomalias de TSM, no Oceano Atlântico adjacente, indicam, na maior parte dos casos estudados entre janeiro e maio de 2000, que um aumento de TSM causa um impacto positivo na precipitação sobre o Estado.

2) O impacto parece ficar restrito à região ao leste do Planalto da Borborema. Entretanto, isso não implica que uma perturbação de TSM em uma escala maior não possa afetar a precipitação em regiões mais interiores, conforme mostrados por estudos climáticos (Rao *et al.*, 1999, por exemplo).

3) Nem sempre um aumento de precipitação na região costeira está associado a um aumento de TSM. Variações na precipitação também podem ser causadas por outros mecanismos.

4) As simulações numéricas para um período seco confirmaram que o impacto de um aumento de TSM próximo à costa pode aumentar a precipitação no continente. Entretanto, esse aumento fica restrito à região vizinha à área perturbada, não se fazendo sentir no interior (mais de 100 km).

5) Para o período chuvoso, o impacto ficou mais restrito à região oceânica perturbada, não se fazendo sentir continente-a-dentro.

6) O impacto de uma aumento de TSM sobre a precipitação, mesmo que em uma área vizinha, depende fortemente das condições atmosféricas que podem variar bastante de caso para caso. Entretanto, pode-se esperar que, na maioria das vezes, esse impacto seja positivo.

## 5.2. SUGESTÕES

Algumas questões interessantes surgiram ao longo deste trabalho e são expressas aqui como sugestões para trabalhos futuros.

Testar-se, do ponto de vista observacional, a relação entre as anomalias de TSM e precipitação em um maior número de Estados do NEB, abrangendo um maior período e diferentes situações de grande escala. A correlação, que foi feita neste trabalho de forma visual, poderia ser estabelecida de forma mais consistente através de um tratamento matemático mais rigoroso.

Seria interessante, também, estudar-se o efeito de anomalias de TSM em diferentes partes do Oceano Atlântico. Experimentos poderiam ser realizados, nos quais, tanto o tamanho da área perturbada, quanto a sua localização fossem variados de modo que o impacto sobre a precipitação fosse avaliado. Diferentes valores de anomalia de TSM também poderiam ser testados.

Uma vez que um dos efeitos de uma perturbação de TSM é uma alteração da partição de energia sobre a área afetada, um bom ponto para investigação é o desenvolvimento de circulações locais e o quanto isso contribui com o efeito da perturbação de TSM sobre a precipitação sobre a área continental afetada por essas circulações.

**REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ARAGÃO, J.O.R. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas no Nordeste do Brasil**. São José dos Campos: Instituto de Pesquisas Espaciais, 51 pp., Tese de Mestrado, 1975.
- ARAKAWA, A. and SCHUBERT, W.H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. **Journal of the Atmospheric Science**. vol. 31, 674-701, 1974.
- BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**. vol. 108, 1046-1053, 1980.
- CAVALCANTI, I.F.A. The anomalous rainfall in Northeastern Brazil in 1985. **II International Conference on Southern Hemisphere Meteorology**. Wellington New Zealand, 446 – 448, 1986.
- CAVALCANTI, E.P. **Teor e transporte de vapor d'água na atmosfera do Nordeste do Brasil**. Tese de Doutorado, CDRN-CCT-UFPB, 112 p., 2001.
- CHEN, C. and COTTON, W.R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. **Boundary-Layer Meteorology**. vol. 25, 289-321, 1983.
- CHUNG, J.C. Correlation between the tropical Atlantic trade winds and rainfall in Northeastern Brazil. **Journal of Climatology**, vol. 2, 35 – 46, 1982.
- ENFIELD, D.B. and NUÑEZ, A.M.M. Multiscale variabilities in global sea surface temperatures and their relationships with tropospheric climate patterns. **Journal of Climate**, vol. 12, 2719 – 2733, Sep.1999.
- HARZALLAH, A., ARAGÃO, J.O.R., SADOURNY, R. Interannual rainfall variability in Northeast Brazil: Observation and model simulation. **International Journal of Climatology**, 16, 816 – 876, 1996.

- HASTENRATH, S. Interannual variability and annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the Tropical Atlantic sector. **Monthly Weather Review**, vol. 112, 1097 – 1107, 1984.
- HASTENRATH, S. and HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, vol. 102, 77 – 92, 1977.
- HURRELL, J.W. and TRENBERTH, K.E. Global sea surface temperature analyses: Multiple problems and their implications for climate analysis, modeling, and reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, vol. 80, n. 12, 2661-2678, 1999.
- KAGAN, B.A. **Ocean-atmosphere interaction and climate modeling**. Cambridge University Press. USA., 377p., 1995
- KALNAY E, KANAMITSU M, KISTLER R, COLLINS W, DEAVEN D, GANDIN L, IREDELL M, SAHA S, WHITE G, WOOLLEN J, ZHU Y, CHELLIAH M, EBISUZAKI W, HIGGINS W, JANOWIAK J, MO KC, ROPELEWSKI C, WANG J, LEETMAA A, REYNOLDS R, JENNE R, JOSEPH D The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, vol. 77, n. 3, 437-471, 1996.
- KOSTER, R.D. and SUAREZ, M.J. Relative contributions of land and ocean processes to precipitation variability. **Journal of Geophysical Research**, vol. 100 (D7), 13, 775 – 13, 790, 1995.
- KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, vol. 108, 488-498, 1980.
- KOUSKY, V.E. and GAN, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, vol. 6, nº 33, 538 – 551, 1981.
- KOUSKY, V.E. e CAVALCANTI, I.F.A. Evento Oscilação Sul – El Niño: Características, Evolução e Anomalias de Precipitação. **Revista Ciência e Cultura**, 36:(11), São Paulo, 1888-1899, 1984.
- KUO, H.L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 31, 1951-1957, 1974.

- LIMA, M.C. Variabilidade da Precipitação no Litoral Leste da região Nordeste do Brasil. **Dissertação de mestrado em Meteorologia**, São José dos Campos – (INPE – 5283 – TDI/453), 222p., 1991.
- MARKHAM, C.G. and MacLAIN, P.R. Sea surface temperature related to rain in Ceará, Northeast Brazil. **Nature**, 265 (5592): 320 – 322, 1977.
- MECHOSO, C.R.; LYONS, S.W. and SPAHR, J.A. The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. **Journal of Climate**, vol. 3, 812 – 826, 1990.
- MOLINARI, J. A general form of Kuo's cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**, vol. 113, 1411-1416, 1985.
- MOLINARI, J. and CORSETTI, T. Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cumulus parameterization: Results of one-and-three-dimensional integrations. **Monthly Weather Review**, vol. 113, 485-501, 1985.
- MOURA, A.D. and SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences.**, vol. 38, 2653 – 2675, 1981.
- NICHOLS, N. Air-Sea Interaction and the Quasi-Biennial Oscillation. **Australian Numerical Meteorology Research Centre**, v. 106, n. 10, 1505 – 1508, Oct. 1978.
- NOBRE, P. and SHUKLA, J. Interannual variability of SST and wind stress over the tropical Atlantic and rainfall over Amazon and Northeast Brazil. Preprints, Fifth Conf. On Climate Variations, vol. 1, Denver, CO, **American Meteorological Society**, 472 – 475, 1991.
- NOBRE, P. and SHUKLA, J. Variation of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, vol. 9, 2464 – 2479, 1996.
- PHILANDER, S.G. **El Niño, La Niña and the Southern Oscillation**. Academic Press, INC., San Diego, California, 292p., 1990.
- PIELKE, R.A. **Mesoscale Meteorological Modeling**. New York. Academic Press, 612 p., 1974.

- PIELKE, R.E.; COTTON, W.R.; WALKO, R.L.; TREMBACK, C.J.; LYONS, W.A.; GRASSO, L.D.; NICHOLLS, M.E.; MORAN, M.D.; WESLEY, D.A.; LEE, T.J. and COPELAND, J.H.A. comprehensive Meteorological Modeling System – RAMS. **Meteorology and Atmospheric Physics**. vol. 49, 69 – 91, 1992.
- PIKE, A.C. Intertropical convergence zone studied with an interacting atmosphere and ocean model. **Monthly Weather Review**, vol. 99, 469 – 477, 1971.
- RAO, V.B.; LIMA, M.C. and FRANCHITO, S.H. Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. **Journal of Climate**, vol. 6, 1754 – 1763, 1993.
- RAO, V.B. and MARQUES, V.S. Water vapor characteristics over Northeast Brazil during two contrasting years. **Journal of Climate and Applied Meteorology**. vol. 56, 440 – 443, 1984.
- RAO, V.B., SRINIVASA, R.C. and FRANCHITO, S.H. Decadal Variation of Atmosphere-Ocean Interaction in the Tropical Atlantic and its Relationship to the Northeast Brazil Rainfall. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. vol. 77, 63-75, 1999.
- RODRIGUEZ, J.L. **Atlas Escolar da Paraíba**. Ed. GRAFSET, 2ª edição. João Pessoa, 112 p. 1999.
- SERRA, A.B. The general circulation over South America. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 22, 173-179, 1941.
- SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. **Monthly Weather Review**, vol. 91, 99-164, 1963.
- SOUZA, E.B., ALVES, J.M.B. e REPELLI, C.A. Uma revisão sobre a influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade pluviométrica do semi-árido nordestino. **Monitor Climático**, vol. 11, nº 122, p. 7 – 17, 1997.
- SOUZA, E.B.; ALVES, J.M.B. e XAVIER, T.M.B.S. Distribuição mensal e sazonal da precipitação no semi-árido nordestino durante os anos de predominância de aquecimento ou de resfriamento observados em toda a bacia do Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, vol. 14, n. 1, 01-09, 1999.
- STRANG, D.M.G.D. Climatological analysis of rainfall normals in Northeast Brazil, Paper nº IAE – M02/1972 [Available from Centro Tecnológico Aeroespacial, 12200. São José dos Campos, São Paulo, Brazil] 29 pp.

- TREMBACK, C.J. and KESSLER, R. A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical model. Preprints, 7th AMS Conference on numerical weather prediction, June 17-20. Montreal, Quebec, Canada. **American Meteorological Society**, Boston, 355-358, 1985.
- TRIPOLI, G.J. and COTTON, W.R. The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model, 1982: Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. **Journal of Atmospheric Research**, vol.16, 185-220, 1982
- UVO, C.R.B.; Repelli, C.A.; Zebiak, S.E. and Kushnir, Y. The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, vol. 11, 551– 562, 1998.
- UVO, C.R.B. e Nobre, C.A. A zona de convergência inter-tropical (ZCIT) e a precipitação no Norte do NEB. Parte III. A influência dos ventos e TSM do Atlântico Tropical. **Climanálise**, vol. 4 (10), 39 – 47, 1989.
- VIRGI, H. A preliminary study of summer time tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, 109, 599-610, 1981.
- WALKER, G.T. Ceará (Brazil) famines and the general air movement. **Beitrag Zur Physik der Frein Atmosphere**, vol. 14, 88-93. 1928.
- WILLIAMS, E. and RENNÓ, N. An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. **Monthly Weather Review**, vol. 121, 21-36, 1993.
- XAVIER, T.M.B.S.; Xavier, A.F.S. and Pimentel, T. Sea surface temperatures of the tropical Atlantic ocean and solar activity: relationships with rainfall at Ceará – Northeast Brazil. **Internal Report**, Instituto de Estatística e Informática do Estado do Ceará, 1985.