



sid.inpe.br/mtc-m18/2011/02.23.23.13-TDI

VARIABILIDADE DA LARGURA E INTENSIDADE DA ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL ATLÂNTICA: ASPECTOS OBSERVACIONAIS E DE MODELAGEM

Miguel Ângelo Vargas de Carvalho

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 14 de março de 2011

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/398CUDH>

> INPE São José dos Campos 2011

PUBLICADO POR :

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE Gabinete do Diretor (GB) Serviço de Informação e Documentação (SID) Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970 São José dos Campos - SP - Brasil Tel.:(012) 3208-6923/6921 Fax: (012) 3208-6919 E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

Presidente:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra $({\rm OBT})$

Membros:

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA) Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST) Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID) Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT) Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE) Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE) **BIBLIOTECA DIGITAL:** Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT) Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID) **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:** Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

Vivéca Sant'Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)





sid.inpe.br/mtc-m18/2011/02.23.23.13-TDI

VARIABILIDADE DA LARGURA E INTENSIDADE DA ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL ATLÂNTICA: ASPECTOS OBSERVACIONAIS E DE MODELAGEM

Miguel Ângelo Vargas de Carvalho

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcos Daisuke Oyama, aprovada em 14 de março de 2011

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/398CUDH>

> INPE São José dos Campos 2011

Dados	Internacionai	s de	Catalogação	na Publicação	o (CIP)	i
			03	2	\ /	

Carvalho, Miguel Ângelo Vargas de.

C837e

Variabilidade da largura e intensidade da Zona de Convergência Intertropical Atlântica: aspectos observacionais e de modelagem / Miguel Ângelo Vargas de Carvalho . – São José dos Campos : INPE, 2011.

xxviii+107 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2011/02.23.23.13-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011. Orientador : Dr. Marcos Daisuke Oyama.

Zona de Convergência Intetropical (ZCIT).
 Kain-Fritsch.
 Parametrização convectiva.
 Modelo regional MM5.
 Esquemas de convecção.
 I.Título.

CDU 551.509.313.42

Copyright © 2011 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2011 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Meteorologia

Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

G

Orientador(a) / IAE/CTA / SJCampos - SP

Convidado(a) / ICEA/CTA / São José dos Campos - SP

Aluno (a): Miguel Ângelo Vargas de Carvalho

São José dos Campos, 14 de março de 2011

Dr. Luciano Ponzi Pezzi

Marcos Daisuke Oyama

Cleber Souza Corrêa

Dr.

Dr.

"A vida é longa, se é plena".

Sêneca (4 a.C-65), filósofo romano

A meus pais, Neuza Heleana Silva Vargas e José Maria de Carvalho, pelo exemplo de vida.

AGRADECIMENTOS

Os dois anos passados neste Instituto, onde foram dados os meus primeiros passos na vida acadêmica, ajudaram-me a aprofundar o conhecimento sobre o verdadeiro significado de união e amizade. Muitas pessoas contribuíram para a conclusão deste trabalho. Portanto, deixo os meus sinceros agradecimentos:

A Deus, por ter me concedido mais esta oportunidade na vida.

A minha família, por estarem presentes em mais esta conquista de minha vida. Um agradecimento especial aos amores da minha vida, minha esposa Nathaly e meu filho Ruan, por terem estado comigo sempre.

Ao meu orientador, Dr. Marcos Daisuke Oyama; pelo apoio, paciência, incentivo e por me mostrar muitas vezes a "luz no fim do túnel".

Aos amigos de turma do curso de Pós-graduação em Meteorologia do INPE - 2009: André, Bruna, Bruno, Cristina, Diego, Elder, Felipe, Flávio, Madeleine, Rômulo, Thalita, Walid, pelo companheirismo e troca de experiências.

A todo o corpo docente e funcionários do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e Divisão de Ciências Atmosféricas do Instituto de Aeronáutica e Espaço (ACA/IAE), pelo convívio harmonioso e utilização de sua infraestrutura.

Ao Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) e ao Instituto de Controle do Espaço Aéreo (ICEA), por ter me propiciado a oportunidade de realização do mestrado. Em especial ao Ten. Cel. Esp. Met. Cleber, Maj. R1 Esp. Met. Martin, Maj. Esp. Met. Cleômenes.

A muitos que contribuíram, mesmo que indiretamente, para a conclusão deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho apresenta um estudo observacional e de modelagem das características da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na porção central do Oceano Atlântico Tropical. As variabilidades da posição, largura e precipitação média (intensidade) da ZCIT durante 10 anos (1999-2008) são obtidas objetivamente de dados de precipitação pentadais. São estudadas também as influências da ZCIT nos meses de marco e abril (1999-2008), quando ela se encontra em suas posições mais austrais, sobre três áreas do Nordeste Brasileiro (NEB) com comportamentos pluviométricos distintos. Com o modelo regional MM5, é testada a sensibilidade da precipitação simulada a diferentes esquemas de convecção explícita, à ativação do esquema de convecção rasa de Grell e a ajustes no esquema de convecção profunda Kain-Fritsch (KF2). Os ajustes no KF2 compreenderam mudanças na profundidade mínima de nuvem necessária para ativar a convecção, em parâmetros da função "trigger" convectiva e nas escalas de tempo advectivo e convectivo. O estudo observacional confirmou trabalhos anteriores sobre a variabilidade da posição e apresentou aspectos novos em relação à variabilidade da largura e intensidade. Na escala mensal, a largura e intensidade da ZCIT tendem a diminuir ao atingir as suas posições mais austrais (fevereiro, março e abril). A amplitude da variação anual foi de aproximadamente 7° para a posição (de 1°N em abril a 8°N em agosto), 3° para a largura (de 3° em março a 6° em outubro) e 3 mm.dia⁻¹ para a intensidade (de 10 mm.dia⁻¹ em março a 13 mm.dia⁻¹ em julho). Na análise da variabilidade interanual dos meses de março e abril, os maiores coeficientes de correlação foram encontrados entre a posição e largura da ZCIT e a precipitação na costa noroeste do NEB. O estudo de modelagem mostrou que a utilização dos esquemas de convecção explícita "warm rain" e convecção rasa de Grell (juntamente com o "inline" no KF2) reduziu substancialmente a superestimativa de precipitação encontrada nas simulações para a região de atuação da ZCIT. Houve melhorias também na precipitação simulada depois de implementados os seguintes ajustes no esquema KF2: aumento do tempo convectivo (5400s) e aumento da profundidade mínima da nuvem para ativar a convecção (agora variando de 3500 a 7000 m). A inclusão de todas as mudanças propostas não somente removeram o viés, como também reduziram a raiz quadrada do erro quadrático médio com um ganho de 69%, quando comparado com a simulação de controle.

VARIABILITY OF THE WIDTH AND INTENSITY OF THE ATLANTIC INTERTROPICAL CONVERGENCE ZONE: OBSERVATIONAL AND MODELING ASPECTS

ABSTRACT

This work presents an observational and modeling study of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) features on the central portion of the Tropical Atlantic Ocean. The variabilities of the position, width and mean precipitation (intensity) of ITCZ for 10 years (1999-2008) are obtained objectively from pentad precipitation data. The influence of the ITCZ over three areas with distinct pluviometric behavior in Northeast of Brazil (NEB), for March and April (1999-2008), when ITCZ is located in its southernmost position, is also studied. The sensitivity of the simulated precipitation from the MM5 regional model to different explicit convection schemes, activation of the Grell shallow convection scheme and adjustments in the Kain-Fritsch convective parameterization scheme (KF2) is tested. The adjustments in KF2 comprise changes in the minimum cloud depth necessary to activate deep convection, in the convective trigger function parameters and in the advective and convective time scales. The observational study confirmed previous works on the variability of ITCZ position and showed new aspects on the variability of ITCZ width and intensity. In the monthly scale, the ITCZ width and intensity tend to decrease when ITCZ reaches its southernmost positions (February, March and April). The amplitude of the annual variation is about 7° for the ITCZ position (1°N in April to 8°N in August), 3° for the width (3° in March to 6° in October) and 3 mm.dia⁻¹ for the intensity (10 mm.day⁻¹ in March to 13 mm.day⁻¹ in July). For the interannual variability of March and April, the largest correlation coefficients were found for the relation between the position and width of ITCZ and the precipitation in the northwestern coast of NEB. The modeling study showed that the use of warm rain scheme and Grell shallow convection scheme (together with KF2 shallow convection scheme) led to marked reduction of the simulated precipitation for the central portion of ITCZ. There were also improvements in the simulated precipitation under the following adjustments in the KF2: convective time increase (5400 s) and minimum cloud depth necessary to activate the convection increase (now ranging from 3500 to 7000 m). The inclusion of all the proposed changes not only removed the bias, but also reduced the root mean square error with a gain of 69%, when compared to the control simulation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Representação esquemática do sistema de modelagem do MM511
Figura 3.1 - Área de estudo. A linha contínua representa a longitude de 27°,5W17
Figura 3.2 - Distribuição espacial média da precipitação acumulada (GPCP) nos meses de abril e março entre os anos de 1999 e 2008. As figuras geométricas com mesmo valor de área (em graus) representam as regiões estudadas
Figura 3.3 - Relação percentual entre os valores indefinidos (linha contínua) e válidos (linha pontilhada) de ROLE para os meses de janeiro a dezembro (a, 720 pêntadas) e março e abril (b, 120 pêntadas)27
Figura 3.4 - Relação percentual entre os valores indefinidos de ROLE para os meses de janeiro a dezembro (a, 720 pêntadas) e março e abril (b, 120 pêntadas). A linha contínua representa a soma dos valores indefinidos 888 e 999 e a linha pontilhada representa os valores indefinidos -99928
Figura 3.5 - Comparação entre a média mensal da largura da ZCIT estimada com dados de GPCP entre os limiares 5 a 10 mm e com os dados de ROLE no limiar de 230 (a,b,c,d) e 235 W.m ⁻² (e,f,g,h). RMSE no período de janeiro a dezembro (a, e) e março e abril (c,g) e BE no período de janeiro a dezembro (b, f) e março e abril (d,h)
Figura 3.6 - Relação percentual entre os valores indefinidos (linha contínua) e válidos (linha pontilhada) de GPCP para os meses de janeiro a dezembro (a, 720 pêntadas) e março e abril (b, 120 pêntadas)30
 Figura 3.7 - Séries temporais (1999-2008) dos índices de anomalias de TSM (a, °C) e das médias móveis de cinco meses das anomalias da TSM (b) do Niño 3.4. Os círculos (azuis) representam meses de março e abril com padrão de La Niña e os quadrados (vermelhos) de El Niño31
Figura 3.8 - Séries temporais (1999 a 2008) do IATN e IATS de janeiro a maio (a) e das médias bimestrais de março e abril do GRAD (b). Os círculos (azuis) representam GRADN e os quadrados (vermelhos) GRADP32
Figura 3.9 - Distribuição da freqüência relativa pentadal (a) e média pentadal de 1999 a 2008 (b) da posição estimada da ZCIT, obtida com a série de dados do GPCP ao longo da longitude de 27,5°W34
Figura 3.10 - Distribuição da freqüência relativa pentadal (a) e média pentadal de 1999 a 2008 (b) da largura estimada da ZCIT obtida com a série de dados de GPCP ao longo das longitudes de 27,5° W

Figura 3.11	- Distribuição da freqüência relativa pentadal (a) e média pentadal de 1999 a 2008 (b) da precipitação estimada da ZCIT obtida com a série de dados de GPCP ao longo das longitudes de 27,5° W
Figura 3.12	- Variabilidade mensal média da posição latitudinal (a), largura (b) e precipitação média (c) estimada da ZCIT na longitude de 27,5°W. As barras verticais representam os desvios padrões intramensais
Figura 3.13	- Variabilidade interanual do mês de março da posição latitudinal (a), largura (b) e precipitação média (c) estimada da ZCIT e da precipitação média (mm/dia) da CNN (c), CLN (d) e SAN (e) normalizados pelo desvio padrão interanual
Figura 3.14	- Diagrama de dispersão do mês de março dos desvios de largura em função dos desvios da posição da ZCIT
Figura 3.15	- Gráfico de dispersão do mês de março dos desvios de precipitação da CNN em função dos desvios de posição (a) e lagura (b) da ZCIT. Os círculos (vermelhos) representam os anos chuvosos e os triângulos (azuis) os anos secos
Figura 3.16	- Variabilidade interanual do mês de abril da posição latitudinal (a), largura (b) e precipitação média (c) estimada da ZCIT e da precipitação média (mm/dia) da CNN (c), CLN (d) e SAN (e) normalizados pelo desvio padrão interanual
Figura 3.17	- Diagramas de dispersão do mês de abril dos desvios de largura em função dos desvios da posição da ZCIT44
Figura 3.18	- Gráfico de dispersão do mês de abril dos desvios de precipitação da CNN em função dos desvios de posição (a) e largura (b) da ZCIT. Os círculos (vermelhos) representam os anos chuvosos e os triângulos (azuis) os anos secos
Figura 3.19	- Composições médias de precipitação (mm.dia ⁻¹) associadas aos eventos de LARGP (a) e LARGG (b) para os meses de março e abril (2000-2008), diferenças entre os compostos (c) e teste de significância (d). Sombreados indicam valores significativos no nível de confiança de 95%. A linha pontilhada (tracejada) indica a projeção do composto de precipitação 1 (6)
Figura 3.20	- Idem à Figura 3.19, para composições médias de TSM (°C)51
Figura 3.21	- Idem à Figura 3.19, para composições médias de divergência (10 ⁻⁵ s ⁻¹)52
Figura 3.22	 Teste de igualdade das variâncias (Teste F) para a PRP (a), TSM (b) e DIV (c). Os sombreados indicam valores significativos no nível de confiança de 95%.
Figura 4.1	- Domínio simulado pelo MM5. A região retangular no centro do domínio representa a área onde é calculada a média de precipitação para a comparação entre valores observados e simulados

Figura 4.2 -	Comparações entre os índices da PO e PS (CTRL1) dos meses de março e abril de 2003, 2005, 2006 e 2008. Os índices foram obtidos da média de área da precipitação média mensal calculados entre 8°S a 8°N e 29,5°W a 25,5°W
Figura 4.3 - 1	Distribuição espacial de PO (a), PS (c), PSC (d), PSN (e) e a variação ao longo da linha de 27,5°W de PO (b) PS, PSC e PSN (f) do CTRL1 para abril de 2008. A linha reta pontilhada nos gráficos sombreado e linha destaca a longitude de 27,5°W e o limiar de precipitação (~7 mm), respectivamente
Figura 4.4 - 0	Gráfico em colunas (a) e linhas (b) com as comparações de PO, PS, PSC e PSC (mm) entre as diferentes simulações realizadas para abril de 2008. Esses índices foram obtidos da média de área entre 8°S a 8°N e 29,5°W a 25,5°W da PO, PS, PSC e PSC média de abril de 2008
Figura 4.5 -	Campos de PS, PSC e PSN (mm) para abril de 2008. Cada uma das colunas, a contar da esquerda, refere-se à distribuição espacial de PS, PSC, PSN e a variação ao longo da linha de 27,5°W de PS, PSC e PSN, respectivamente. Cada uma das linhas, na ordem descendente, refere-se a uma simulação de teste (ST1 a ST7). A linha reta pontilhada nos gráficos sombreado e linha destaca a longitude de 27,5°W e o limiar de precipitação (~7 mm), respectivamente
Figura 4.6 -	Erro médio (a, BE), raiz quadrada do erro quadrático médio (b, RMSE) e "Skill Score" (c, SS) da precipitação simulada (mm) entre o conjunto de testes realizados nos meses de março e abril dos anos de 2003, 2005, 2006 e 2008
Figura 4.7 -	Comparações entre PO e PS do CTRL1 e da CTRL2 (ST7). Esses índices foram obtidos da média de área entre 8°S a 8°N e 29,5°W a 25,5°W
Figura 4.8 -	Ciclo dos perfis (3 em 3h) da PSC do CTRL2 e da precipitação do "offline" (a) e um diagrama de dispersão da PSC do CTRL2 em função precipitação gerada pelo "offline" (b) para o mês de março de 200374
Figura 4.9 -	Da esquerda para a direita, as colunas mostram a precipitação média mensal observada (PO); a média mensal da PSC do CTRL2 e a precipitação média mensal referente aos TK1, TK2, TK3 e TK4 para março de 2003
Figura 4.10 -	- Ajustes do índice de ascendência (IA, hPa.cm.s ⁻¹) para março de 200377
Figura 4.11	- Ajustes no "offline" da constante k (a, em K.s ^{-1/3} .cm ^{-1/3}) e TIMEC (b, em s) para março de 2003
Figura 4.12	 Precipitação média mensal relativa aos ajustes realizados "inline" para TIMEC (a) e k (b)

Figura 4.13	 Distribuição da freqüência absoluta da quantidade da PSN (a) e PSC (b) dos perfis (mar/2003) relativo ao parâmetro TIMEC igual a 5400 s. A linha tracejada representa a freqüência acumulada (em %). 	.80
Figura 4.14	- Precipitação mediana mensal relativa aos ajustes realizados "inline" para TIMEC (a) e k (b)	.81
Figura 4.15	- Comparação entre a precipitação mensal média (PSN, PSC e PS) do CTRL2 e dos ajustes "inline" para TI1, TI2, T3 e T4 para março de 2003. A linha tracejada representa a precipitação mensal média observada	.82
Figura 4.16	- Comparação entre a precipitação mediana mensal (PS) do CTRL2 e dos ajustes "inline" para TI1, TI2, T3 e T4 para março de 2003. A linha tracejada representa a precipitação mensal média observada.	.83
Figura 4.17	- Comparação entre a precipitação média mensal observada (PO) e simulada pelo CTRL1, CTRL2 e CTRL2 + ADJ para o período de calibração (a) e validação (b).	.84
Figura 4.18 -	- Erro médio (a, BE), raiz quadrada do erro quadrático médio (b, RMSE) e "Skill Score" (c, SS) da precipitação simulada (mm) entre o conjunto de testes realizados nos meses de março e abril dos anos de 2003, 2005, 2006 e 2008 para os diferentes controles.	.85
Figura 4.19	- Campos de PO, PS, PSC e PSN (mm) do CTRL1, CTRL2 e CTRL2+ADJ para março de 2003. A linha reta pontilhada nos gráficos sombreado e linha destaca a longitude de 27,5°W e o limiar de precipitação (~7 mm), respectivamente.	.86
Figura 4.20 -	- Idem à Figura 4.19, mas para abril de 2003	.87
Figura 4.21 -	- Idem à Figura 4.19, mas para março de 2005	.88
Figura 4.22 -	- Idem à Figura 4.19, mas para abril de 2005	.89
Figura 4.23 -	- Idem à Figura 4.19, mas para março de 2006	.90
Figura 4.24 -	- Idem à Figura 4.19, mas para abril de 2006	.91
Figura 4.25 -	- Idem à Figura 4.19, mas para março de 2008	.92
Figura 4.26 -	- Idem à Figura 4.19, mas para abril de 2008	.93

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 2.1 – Relação dos dados disponíveis na ACA/IAE	.16
Tabela 3.1 – Classificação ENOS e GRAD no período de 1999 a 2008	.32
Tabela 3.2 – Desvios padrões intramensais para posição e largura e da ZCIT	.37
Tabela 3.3 – Coeficientes de correlação entre o comportamento da PLPMZ e a precipitação da CNN, CLN e SAN (março)	.40
Tabela 3.4 – Coeficientes de correlação entre o comportamento da PLPMZ e a precipitação da CNN, CLN e SAN (abril)	.45
Tabela 4.1 – Definições adotadas para a simulação de controle (CTRL1)	.59
Tabela 4.2 – Configuração das simulações realizadas com o modelo MM5 quanto ao uso de esquemas microfísicos e convecção rasa de GRELL. As demais configurações são iguais às adotadas na simulação de CTRL1	.60
Tabela 4.3 – Configuração dos testes com "offline"	.74
Tabela 4.4 – Configuração dos testes "inline".	.82

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ACA	Divisão de Ciências Atmosféricas
ADJ	Adjusted
ATS	Atlântico Tropical Sul
ATN	Atlântico Tropical Norte
BE	Bias Error
CAN	Cavado de Altos Níveis
CAPE	Convective Available Potential Energy
CDC	Climate Diagnostics Center
CLA	Centro de Lançamento de Alcântara
CLN	Costa Leste do Nordeste
CNMA	Centro Nacional de Meteorologia Aeronáutica
CNN	Costa Noroeste do Nordeste
CPC	Climate Prediction Center
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRG	Esquema de convecção rasa de Grell
CTRL	Controle de referência
DOL	Distúrbios Ondulatórios de Leste
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
FDC	Função de Disparo da Convecção
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GRAD	Gradiente inter-hemisférico de TSM
GrADS	Grid Analysis and Display System
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
IA	Índice de Ascendência
IAE	Instituto de Aeronáutica e Espaço
IATN	Índice do Atlântico Tropical Norte
IATS	Índice do Atlântico Tropical Sul
ICEA	Instituto de Controle do Espaço Aéreo

INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
GD	Esquema microfísico Goddard
KF	Esquema de convecção Kain-Fritsch
KFETA	Modelo Offline Kain-Fritsch
LCL	Lifting Condensation Level
LGZ	Larguras grandes da ZCIT
LPZ	Larguras pequenas da ZCIT
MAM	Março, abril e maio
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MM5	5ª Geração do Modelo de Mesoescala
MREG	Modelos Regionais
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NEB	Nordeste Brasileiro
PLPMZ	Precipitação, Largura, Precipitação Média da ZCIT
PN	Pereira Neto (2010)
РО	Precipitação Observada
PRP	Precipitação
PS	Precipitação Simulada
PSC	Precipitação Simulada Convectiva
PSN	Precipitação Simulada Não-convectica
PSU	Pennsylvania State University
QSCAT	Instrumentos SeaWinds do satélite QuikBird
RE	Esquema microfísico Reisner
RMSE	Root Mean Square Error
ROLE	Radiação de Onda Longa Emergente
SAN	Semi-Árido do Nordeste
SC	Esquema microfísico Schultz
SI	Esquema microfísico Simple Ice
SS	Skill Score

TI	Teste com o MM5 inline
Tir	Temperatura de brilho no infravermelho
TIROS	Television and Infrared Observation Satellite
TK	Teste com o KFETA offline
TMI	TRMM Microwave Imager
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
TRMM	Tropical Rainfall Meassuring Mission
TSM	Temperatura da superfície do mar
UTC	Universal Time Coordinate
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
WR	Esquema microfísico Warm Rain
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

δM_{e}	Taxa de entranhamento, kg.s ⁻¹
δp	Intervalo de pressão, Pa
δТ	Perturbação de temperatura, K
c(z)	Limiar de corte da velocidade vertical, cm.s ⁻¹
DIV	Divergência dos ventos superficiais, 10 ⁻⁵ s
Dmin	Profundidade mínima da nuvem, m
dx	Espaçamento de grade, m
LCL	Lifting condensation level, m
M_{u0}	Fluxo de massa, kg.s ⁻¹
k	Constante de proporcionalidade, K.s ^{-1/3} .cm ^{-1/3}
R	Raio das correntes ascendentes, m
r	Coeficiente de correlação
\mathbb{R}^2	Coeficiente de determinação
T_{AMB}	Temperatura do ambiente, K
t_{adv}	Escala de tempo advectivo, s
t_{conv}	Escala de tempo convectivo, s
T_{LCL}	Temperatura da parcela no LCL, K.
σ	Desvio padrão
v	Graus de liberdade
μ	Média
\overline{w}_{g}	Velocidade vertical média do ponto de grade no LCL, cm.s ⁻¹
WKL	Velocidade vertical da grade resolvida, cm.s ⁻¹
Z _{LCL}	Altura do LCL, m

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Variabilidade temporal e espacial da posição ZCIT	1
1.2	Características da nebulosidade associada à ZCIT	3
1.3	Simulação por modelo regionais da ZCIT	4
1.4	Objetivos	6
2	MATERIAIS	7
2.1	ROLE	7
2.2	Precipitação diária do GPCP	7
2.3	TSM do TRMM TMI	8
2.4	Ventos à superfície sobre o oceano do escaterômetro SeaWinds	8
2.5	Boletins do CLIMANALISE	8
2.6	Análise do NCEP	9
2.7	Índices mensais de TSM do CPC/NOAA	9
2.8	Modelo de mesoescala MM5	9
2.8	1 Descrição geral	9
2.8	2 Esquema de parametrização de convecção profunda Kain-Fritsch	11
2.9	KFETA "offline"	15
3	ESTUDO OBSERVACIONAL	17
3.1	Metodologia	17
3.1.	1 Método objetivo	17
3.1.	2 ENOS e GRAD	21
3.1.	3 Precipitação na região NEB	22
3.1.	4 Relação entre a variabilidade da PLPMZ e da precipitação no NEB	23
3.1.	5 TSM e ventos à superfície sobre o oceano	24
3.2	Resultados	27
3.2.	1 Definição dos limiares de ROLE e precipitação	27
3.2.	2 Padrões de ENOS e GRAD	31

3.2.3 Análise da variabilidade da posição, largura e precipitação média da ZCIT	
(PLPMZ)	33
3.2.3.1 Variabilidade pentadal da PLPMZ	33
3.2.3.2 Variabilidade mensal da PLPMZ	35
3.2.4 Relação entre as variabilidades interanuais da PLPMZ e da precipitação no	NEB
	37
3.2.5 Relação entre a variabilidade da PLPMZ e as variações de TSM e ventos	
superficiais sobre o oceano por meio de compostos	48
3.3 Síntese dos resultados do estudo observacional	54
4 MODELAGEM NUMÉRICA	57
4.1 Metodologia	57
4.1.1 Experimento numérico	57
4.1.2 Ajustes no esquema de parametrização de convecção profunda KF2	61
4.2 Resultados	65
4.2.1 Erros sistemáticos da precipitação	65
4.2.2 Sensibilidade dos esquemas de microfísica e convecção rasa	67
4.2.3 Ajustes no esquema de de parametrização convecção profunda KF2	73
4.2.3.1 Ajustes no KF2 "offline"	74
4.2.3.2 Ajustes no KF2 "inline"	78
4.2.4 Calibração e validação	83
4.3 Síntese dos resultados do estudo de modelagem numérica	94
5 CONCLUSÕES	97
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101

1 INTRODUÇÃO

A ZCIT é uma região de baixa pressão associada à confluência dos ventos alísios em superfície que ocorre nas proximidades da linha do equador. Trata-se de uma região muito instável, caracterizada pela presença de aglomerados convectivos, ocorrência de forte precipitação e intensa liberação de calor latente. A ZCIT, por fazer parte da circulação de grande escala, afeta o clima em diferentes regiões do planeta, principalmente no regime pluviométrico da região equatorial. Eventos de grande volume de precipitação ou longos períodos de estiagem estão relacionados à variabilidade espacial e temporal da ZCIT, resultando em impactos negativos para o setor produtivo de diversas áreas e grandes problemas sociais.

Além de exercer influência direta sobre a região equatorial, a ZCIT é fundamental para o balanço térmico global. A ZCIT está localizada no ramo ascendente da célula de Hadley e tem grande importância na transferência meridional de energia (WALISER; SOMERVILLE, 1994).

Desta forma, uma melhor compreensão do comportamento da ZCIT é importante para o entendimento da circulação geral da atmosfera e das características do regime pluviométrico na região equatorial. Propõe-se aqui estudar a ZCIT do ponto de vista observacional e de modelagem. No estudo observacional, dois aspectos associados à ZCIT Atlântica são investigados: a sua largura e intensidade. Embora diversos estudos sobre a ZCIT (observacionais, de modelagem e teóricos) tenham sido realizados, esses dois aspectos têm merecido menos atenção na literatura. No estudo de modelagem, é verificado se ajustes no esquema de convecção profunda KF2 são capazes de afetar os erros sistemáticos apresentados na região de atuação da ZCIT. A seguir, faz-se uma revisão dos principais trabalhos relacionados ao foco da presente proposta.

1.1. Variabilidade temporal e espacial da posição ZCIT

A posição média da ZCIT encontra-se um pouco ao norte do Equador (PHILANDER ET AL., 1996), entretanto a sua localização latitudinal apresenta grande variação com a

estação do ano e a longitude. Sobre a região do Atlântico Equatorial, normalmente, a ZCIT desloca-se de 14°N (agosto e setembro) a 2°S (março e abril). Em anos chuvosos no Nordeste Brasileiro (NEB), a ZCIT pode atingir 5°S como posição mais austral (MELO ET AL., 2009).

Estudos mostram que as anomalias das temperaturas da superfície do mar (TSM) nos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT (DE SOUZA ET AL., 2005; GU; ADLER, 2009). O efeito combinado das TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais altera a circulação atmosférica nas regiões da célula de Walker/Hadley equatorial e, consequentemente, o posicionamento da ZCIT. Outros estudos destacam a influência das TSM do Atlântico Tropical sobre a ZCIT. As anomalias de TSM com sinais opostos sobre o Oceano Atlântico Tropical Norte e Sul, conhecido como Padrão de Dipolo do Atlântico, alteram a circulação dos ventos no Oceano Atlântico, influenciando de forma significativa o posicionamento da ZCIT (MOURA; SHUKLA, 1981). No entanto, alguns estudos têm mostrado que um gradiente meridional inter-hemisférico de anomalias de TSM sobre o Atlântico equatorial está mais bem associado ao deslocamento meridional da ZCIT (NOBRE; SUKLA, 1996), pois a probabilidade de ocorrência dessas configurações de dipolo está entre 12-15% (ENFIELD ET AL., 1999). O efeito das TSM do Oceano Atlântico extratropical e a posição da ZCIT é discutido por Souza e Iracema (2009). Muitos estudos mostram também a relação entre as TSM dos Oceanos Pacífico e/ou Atlântico e a precipitação do NEB (HASTENRATH; HELLER, 1977; MOURA; SHUKLA, 1981; NOBRE; SHUKLA, 1996; PEZZI; CAVALCANTI, 2001; DE SOUZA ET AL., 2005; ANDREOLLI; KAYANO, 2007).

Além de variações interanual e sazonal, a posição e intensidade da ZCIT possui flutuações em uma escala temporal variando de poucos dias a poucas semanas, usualmente chamada de variabilidade de alta freqüência. Coelho (2002), por exemplo, mostrou que a ZCIT apresenta variações diárias em sua nebulosidade e posição, e que essas variações ocorrem devido à passagem de distúrbios transientes, como Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), Cavados e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (CAN e

VCAN), sistemas frontais e de oscilações com características de ondas de Kelvin e de Rossby equatorial.

1.2 Características da nebulosidade associada à ZCIT

A ZCIT é caracterizada pela zona de máxima cobertura de nuvens convectivas. Waliser e Gautier (1993) analisaram a estrutura espacial média mensal da ZCIT, através de imagens de satélite no canal infravermelho e visível para o período de 1971 e 1987. Os autores mostraram que a banda de nebulosidade da ZCIT sobre o Atlântico é estreita e bem definida. Entretanto, em escalas temporais mais curtas, a ZCIT tem o aspecto "quebrado" e é caracterizada principalmente por distúrbios associados às ondas equatoriais de escala sinótica (CHEN ET AL., 2008).

A intensidade da ZCIT é mais fraca em março e abril que julho e agosto, apesar do aumento de 1°C da TSM no Atlântico (XIE; CARTON, 2004). No sentido longitudinal, a convecção mais intensa está mais próxima da costa do Brasil em janeiro e fevereiro e mais próxima da costa da África entre julho e setembro. Nos meses de março a junho, a convecção se estende sobre o Atlântico Tropical de uma costa a outra, embora os máximos fiquem concentrados próximo às duas costas. De outubro a dezembro, os máximos situam-se na região central do Atlântico Tropical (MELO ET AL., 2009).

A literatura que aborda a variabilidade temporal e espacial da largura da ZCIT é relativamente escassa e apresenta informações divergentes. Segundo Khrgian (1977), no Hemisfério Norte (HN), a ZCIT é mais larga (200-600 km) e regular do que no Hemisfério Sul (HS) (~300 km) onde frequentemente apresenta-se quebrada. From e Staver (1979) afirmam que varia entre 20 milhas (~30 km) a 300 milhas (~480 km). Das (1986), entretanto, informou que a ZCIT é uma região estreita de aproximadamente 200-300 km.

1.3 Simulação por modelos regionais da ZCIT

A ZCIT resulta de uma complexa interação entre processos dinâmicos e termodinâmicos. A representação da ZCIT por modelos atmosféricos depende da sua destreza em representar esses processos. Os modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) apresentam dificuldades em conseguir uma boa simulação da ZCIT (CHAO; CHEN, 2004). Estudos anteriores indicaram a maior previsibilidade da ZCIT pelos modelos regionais (MREG) quando comparado com os MCGA (NOBRE ET AL, 2001; BUSTAMANTE ET AL., 2005; RAUSCHER ET AL., 2006). Os MREG permitem resoluções mais altas que os MCGA e podem ser utilizados aplicando-se "downscaling" nas previsões dos MCGA e/ou análises (CHOU, 2002). O propósito do "downscaling" é obter detalhes regionais ou locais a partir de observações ou simulações numéricas de baixa resolução. Uma das vantagens da utilização de resoluções mais altas nos MREG é a possibilidade de melhor representação dos fenômenos de escalas espaciais e temporais menores, dos processos topográficos e das características da superfície.

Estudos recentes têm mostrado o desempenho dos modelos regionais em simular a ZCIT e, consequentemente, a influência na previsibilidade do clima da América do Sul. (NOBRE ET AL. 2001; CHOU ET AL., 2002; ROJAS; SETH, 2003; RAUSCHER ET AL., 2006; DE SOUZA ET AL., 2009). Com o modelo regional de mesoescala MM5, destaca-se o trabalho de Vizy e Cook (2005). Estes autores, em simulações de longo prazo (382 dias) com uma grade de 60 km, examinaram o clima na América do Sul durante o último máximo glacial. Seus resultados mostraram que a localização da ZCIT Atlântica estava consistente com os dados de precipitação derivados de satélites, entre eles dados do Global Precipitation Climatology Project (GPCP), entretanto os totais de precipitação foram superestimados. Resultado semelhante também foi encontrado por Pereira Neto (2010) para a ZCIT oceânica nas proximidades da região do Centro de Lançamento de Alcântara (CLA), localizado no norte do Maranhão.

Os processos físicos associados à precipitação são os mais complexos de serem parametrizados e têm sido apontados como um dos principais responsáveis por erros encontrados em simulações por modelos atmosféricos (globais e regionais). A

parametrização da precipitação é normalmente dividida em esquemas implícitos e explícitos. Os esquemas de parametrização explícitos têm por objetivo estimar a taxa de precipitação resolvida pela grade, ao remover o excesso de umidade atmosférica a partir das informações dinâmicas e termodinâmicas contidas nas previsões resolvidas diretamente dos campos de vento, temperatura e umidade. Por sua vez, os esquemas de parametrização implícitos têm por objetivo principal estimar a taxa de precipitação convectiva na subgrade, com a redistribuição da umidade e temperatura na coluna da grade e, consequentemente, remoção da instabilidade. Com o uso de esquemas implícitos, tenta-se prevenir o crescimento rápido e irrealístico dos distúrbios em escala menores que aquelas resolvidas pela grade (KAIN; FRITSCH, 1998); caso contrário, a precipitação da grade resolvida tenderia a ser superestimada.

Na ZCIT, a precipitação está intimamente associada às nuvens convectivas e, por isso, a parametrização de convecção profunda torna-se muito importante. Apesar da experiência acumulada nas últimas décadas, ainda existem muitas incertezas em como "parametrizar" a física e dinâmica que envolve a complexa interação entre o escoamento de larga escala e as nuvens convectivas. Estas incertezas conduzem a diferentes teorias e aproximações. Como resultado, vários esquemas foram sugeridos para aplicações em modelos atmosféricos para representar os processos de convecção (KUO, 1974; FRITSCH; CHAPPELL, 1980; BETTS; MILLER, 1986; GRELL, 1993; KAIN; FRITSCH, 1990; KAIN, 2004).

Ajustes na formulação original dos esquemas de convecção profunda têm sido propostos para melhorar a representação da precipitação no Hemisfério Sul por modelos globais (PEZZI ET AL, 2008) e em regiões específicas por modelos regionais (PEREIRA NETO, 2010). Em modelos regionais (entre eles, o MM5), os esquemas implícitos de Kain-Fritsch (KF) e KF2 (versão atualizada da versão original KF) têm sido muito utilizados. Uma parte da parametrização desses esquemas, denominada de Função Disparo da Convecção (FDC) ("convective trigger function"), é reconhecida como muito importante no esquema de parametrização da convecção. Estudos mostram que algumas simulações são muito sensíveis à formulação da FDC (KAIN; FRITSCH, 1992; ROGERS; FRITSCH, 1996; HONG; PAN, 1998; PEREIRA NETO, 2010).

1.4 Objetivos

O objetivo geral da dissertação é investigar o comportamento temporal e espacial da posição, largura e precipitação média da ZCIT (PLPMZ) sobre a região central do Oceano Atlântico. Para atingir o objetivo, o trabalho foi dividido em duas partes: aspectos observacionais e de modelagem numérica. Nos aspectos observacionais, são estimadas objetivamente a PLPMZ com dados derivados de satélites. Posteriormente, os resultados serão caracterizados estaticamente, com o intuito de apresentar e discutir o comportamento da PLPMZ. Os dados observacionais servem também para comparação com os resultados do modelo MM5. Nos aspectos de modelagem numérica serão analisados os parâmetros físicos responsáveis pela convecção da ZCIT e realizados ajustes no esquema de parametrização KF2. O objetivo é verificar se esses ajustes são capazes de afetar os erros sistemáticos da precipitação apresentados na região de atuação da ZCIT.
2 MATERIAIS

Neste trabalho, são utilizados dados diários de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) e precipitação do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) para identificar a ZCIT; temperatura de Superfície do Mar (TSM) do Tropical Rainfall Meassuring Mission Microwave Imager (TMI) e ventos à superfície sobre o oceano do escaterômetro SeaWinds para estudar a correlação entre essas variáveis e a PLPMZ; análises do NCEP como condições iniciais e de contorno das simulações com o modelo MM5; e índices médios mensais de anomalias de TSM provenientes do Climate Prediction Center (CPC) do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) para descrever os padrões das TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais. Para o experimento numérico são utilizados o modelo de mesoescala MM5 e o KFETA "offline". Segue abaixo uma breve descrição dos dados, do modelo MM5 e do KFETA "offline". A informação sobre os dados atualmente disponíveis na ACA/IAE encontra-se na Tabela 2.1.

2.1 ROLE

São utilizadas médias diárias de ROLE para o período de janeiro de 1999 a dezembro de 2008 (10 anos). Os dados estão dispostos em uma grade regular com espaçamento de 2,5° cobrindo todo o globo. Os dados são provenientes dos satélites de órbita polar da NOAA 12 e NOAA 14 (LIEBMANN; SMITH, 1996), e são disponibilizados pelo Climate Diagnosis Center do NOAA (CDC/NOAA) através do sítio <<u>http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.intrep_ORL.htm>.</u>

2.2 Precipitação diária do GPCP

São utilizados totais diários de precipitação para o período de janeiro de 1999 a dezembro de 2008 (10 anos). Os dados estão dispostos em uma grade regular com espaçamento de 1º cobrindo todo o globo. Os dados são arquivados e distribuídos através do World Data Center A do NOAA e podem ser acessados no sítio <<u>http://lwf.ncdc.noaa.gov/oa/wmo/wdcamet-ncdc.html</u>>. Os totais diários de

precipitação são estimados a partir de produtos de satélites no canal infravermelho, microondas e sondagens do Television and Infrared Observation Satellite (TIROS) Operational Vertical Sounder (TOVS) e, posteriomente, são ajustados com as análises da versão 2 do GPCP mensal (HUFFMAN ET AL., 2001).

2.3 TSM do TMI

São utilizados dados diários de TSM para o período de janeiro de 1999 a dezembro de 2008 (10 anos). Os dados estão dispostos em uma grade regular com espaçamento de 0,25° com cobertura de 40°S a 40°N. Os dados são disponibilizados pelo Remote Sensing Systems no sítio <<u>http://www.remss.com</u>>. As estimativas de TSM pelo TMI são obtidas através de um algoritmo que ajusta as temperaturas de brilho ao modelo de transferência radiativa que é uma função da TSM, velocidade do vento, vapor d'água e água líquida das nuvens (SIMPSON ET AL.,1988; KUMMEROW ET AL., 1998).

2.4 Ventos à superfície sobre o oceano do escaterômetro SeaWinds

São utilizados dados diários de ventos superficiais oceânicos para o período de julho de 1999 a dezembro de 2008. Os dados estão dispostos em uma grade regular com espaçamento de 0,25° com cobertura de 89,875°S a 89,875°N. Os dados também são disponibilizados pelo Remote Sensing Systems no sítio <<u>http://www.remss.com</u>>. O satélite QuikBird foi lançado pelo National Aeronautics and Space Administration (NASA) em junho de 1999. A bordo desse satélite está o instrumentos SeaWinds, também conhecido como "QuikScat". O "QuikScat" é um escaterômetro de ondas curtas que mede a direção e velocidade do vento a 10 m de altura da superfície do oceano (HOFFMAN; LEIDNER, 2005).

2.5 Boletins do CLIMANALISE

Para descrever os sistemas meteorológicos atuantes no Brasil, são utilizados os fascículos do Boletim Climanálise dos meses de março e abril entre os anos 1999 a 2008. O Climanálise descreve mensalmente os sistemas meteorológicos atuantes no

Brasil e é disponibilizado pelo CPTEC/INPE no sítio www.cptec.inpe.br/products /climanalise.

2.6 Análises do NCEP

As análises globais do NCEP são disponibilizadas pelo CPTEC/INPE. Essas análises possuem uma resolução temporal de 12 horas (2 vezes ao dia) e resolução horizontal de aproximadamente 1° (T126). São utilizadas as análises dos meses de março e abril dos anos de 2003, 2005, 2006 e 2008.

2.7 Índices mensais de TSM do CPC/NOAA

São utilizados os índices mensais de anomalias de TSM das áreas dos Oceanos Pacífico Equatorial (Niño 3.4), de janeiro de 1999 a dezembro de 2008, Atlântico Tropical Norte (IATN) e Atlântico Tropical Sul (IATS), de janeiro a maio entre os anos de 1999 e 2008. Os dados encontram-se disponíveis no sítio do CPC/NOAA (www.cpc.ncep.noaa.gov).

2.8 Modelo de mesoescala MM5

2.8.1 Descrição Geral

A quinta geração do sistema de modelagem de mesoescala desenvolvido conjuntamente pela Pennsylvania State University (PSU) e pelo National Center for Atmospheric Research (NCAR) é conhecida como MM5 (Mesoscale Model, 5th Generation). As primeiras gerações datam da década de 70, entretanto, a partir de 1993, foi estendida a sua aplicabilidade para grades mais finas (1-5 km), com a eliminação da aproximação hidrostática. Desde então, o MM5 tem sido extensamente utilizado tanto para fins de pesquisa quanto de operação. O sítio do MM5 é: <<u>http://box.mmm.ucar.edu/mm5</u>>.

O MM5 possui as seguintes características gerais: é disponibilizado gratuitamente pela internet (domínio público), é muito portável (o sistema tem sido instalado em diversas plataformas e sob os sistemas operacionais Unix e Linux), com um sistema de coordenada vertical sigma e sua grade B de Arakawa-Lamb, pode ser executado em altas resoluções (por ser não-hidrostático), permite o aninhamento de grades e a assimilação de dados quadrimensional. Possui também diferentes esquemas de parametrização de processos físicos disponíveis (7 opções de convecção profunda, 6 de microfísica de nuvens, 4 de radiação, 7 de camada limite planetária, e 3 de superfície).

O modelo é apoiado por uma série de programas de pré e pós processamento, que no seu conjunto são designados como sistema de modelagem MM5. Estes módulos estão divididos de acordo com sua especificidade, e foram desenvolvidos para auxiliar na preparação de dados para as simulações a serem realizadas com o MM5, e no pós-processamento dos resultados (Fig. 2.1; para maiores detalhes, veja Dudhia et al., 2002). No pré-processamento, a função do módulo TERRAIN é interpolar horizontalmente as informações de topografia e uso da terra para a grade do modelo, do REGRID é interpolar horizontalmente as análises e previsões para a grade do modelo e o módulo INTERPF interpolar verticalmente de coordenadas de pressão para sigma e gerar os campos de condição inicial e de contorno. A execução do modelo gera saídas que são convertidas para o formato do GrADS no pós-processamento (MM5toGrADS). Essas 5 componentes - TERRAIN, REGRID, INTERPF, MM5 e MM5toGrADS - compõem o conjunto mínimo necessário para executar o modelo [há outras componentes - p.ex., LITTLE_R, NESTDOWN, etc. - que não foram utilizadas (OYAMA, 2003)].



The MM5 Modeling System Flow Chart

Figura 2.1 - Representação esquemática do sistema de modelagem do MM5. Fonte: Tomé (2004).

A escolha do MM5 está associada ao projeto do Comando da Aeronáutica cujo objetivo é de pesquisa e desenvolvimento da modelagem numérica para fins aeronáuticos e aeroespaciais. Na Aeronáutica, tem sido usado pelas seguintes instituições: Instituto de Aeronáutica e Espaço (IAE), Instituto de Controle do Espaço Aéreo (ICEA) e Centro Nacional de Meteorologia Aeronáutica (CNMA).

2.8.2 Esquema de parametrização de convecção profunda Kain-Fritsch

O esquema KF é um esquema de fluxo de massa derivado do esquema de convecção profunda Fritsch–Chappell (1980). A parametrização de KF está dividido em 3 partes: 1) função disparo da convecção (FDC), também conhecida como "convective trigger function", 2) formulação do fluxo de massa, e 3) hipótese de fechamento. Recentemente, o esquema KF foi atualizado com algumas modificações; o esquema com as modificações é chamado de KF2. As principais modificações são: especificação

de uma taxa mínima de entranhamento e desentranhamento; raio de correntes ascendentes variáveis em função da magnitude da velocidade vertical no nível de condensação por levantamento (LCL, Lifting Condensation Level); extensão vertical mínima das correntes ascendentes em função da temperatura do LCL e inclusão de convecção rasa. Uma descrição detalhada do esquema e das modificações pode ser encontrada em Kain e Fritsch (1990, 1993) e Kain (2004), respectivamente.

Grande parte das mudanças propostas por Pereira Neto (2010) foi realizada na FDC. A finalidade da FDC é identificar a camada onde a convecção poderá ser iniciada. Uma vez identificada, a camada pode servir de fonte para o fluxo de massa ascendente ("updraft source layers", USL). Em suma, a FDC baseia-se na velocidade vertical da grade resolvida (WKL) e na temperatura da parcela no LCL (T_{LCL}). A WKL, através de uma constante de proporcionalidade (k), influencia a perturbação de temperatura (δT). O valor "default" implementado no esquema KF2 é k = 4,64 K.s^{-1/3}.cm^{-1/3}. A perturbação de temperatura tem tipicamente uma magnitude de 1 a 2 K para velocidades verticais variando entre 1 e 10 cm/s, sendo definida por:

$$\delta T = k(WKL)^{1/3} \tag{2.1}$$

$$WKL = w_g - c(z) \tag{2.2}$$

onde \overline{w}_g é a velocidade vertical média do ponto de grade no LCL (cm.s⁻¹) e c(z) é um limiar de corte da velocidade vertical dado por:

$$c(z) = \begin{cases} w_0 \left(\frac{Z_{LCL}}{2000}\right), \ Z_{LCL} \le 2000 \text{ m} \\ \\ w_0, \ Z_{LCL} > 2000 \text{ m} \end{cases}$$
(2.3)

onde w_0 é constante igual a 2 cm.s⁻¹ e Z_{LCL} a altura do LCL (m).

A convecção no esquema KF2 pode ser ativada a partir do LCL, se a T_{LCL} adicionada à perturbação de temperatura (δT) for maior que a temperatura do ambiente (T_{AMB}), i.e.,

 $T_{LCL} + \delta T > T_{AMB}$. Caso contrário, a pesquisa continua nas camadas acima até a camada cujo topo encontra-se a 300 hPa acima da superfície.

Para uma parcela candidata a convecção, calcula-se o fluxo de massa ascendente em cada nível acima do LCL, considerando-se os processos de entranhamento e desentranhamento. O esquema KF utiliza um tradicional conceito para a taxa de entranhamento (δM_e), no qual o aumento fracionário no fluxo de massa por unidade de altura é inversamente proporcional ao raio das correntes ascendentes, mas também incorpora uma aproximação linear a esta relação e modifica esta expressão para ser uma função da pressão (δp , Pa) é dada por:

$$\delta M_e = -\frac{0.03 \, M_{u0} \, \delta p}{R}, \qquad (2.4)$$

onde R e M_{u0} são o raio das correntes ascendentes (m) e o fluxo de massa (kg.s⁻¹) na base da nuvem, respectivamente. O valor de 0,03 é uma constante de proporcionalidade (m.Pa⁻¹). No KF2, R varia de 1000 a 2000 m em função de *WKL* (cm.s⁻¹):

$$R = \begin{cases} 1000, & WKL < 0\\ 2000, & WKL > 10\\ 1000(1 + WKL/10) & 0 \le WKL \ge 10 \end{cases}$$
(2.5)

Combinando a Equação 2.4 e 2.5, deduz-se que quanto menor R, maior ∂M_e e a diluição das correntes ascendentes, o que contribui para inibir a ativação da convecção profunda.

A profundidade da nuvem é determinada quando a corrente ascendente muda de sinal (de positivo para negativo). A profundidade da nuvem é definida por um limiar (D*min*). Se a profundidade for maior que D*min*, a convecção profunda é ativada. Se menor, a convecção rasa. No KF2, D*min* (m) varia em função de T_{LCL} (°C):

$$Dmin = \begin{cases} 4000, & T_{LCL} > 20^{\circ}C \\ 2000, & T_{LCL} < 0^{\circ}C \\ 2000 + 100 \cdot T_{LCL} & 0 \le T_{LCL} \ge 20^{\circ}C \end{cases}$$
(2.6)

A hipótese de fechamento do esquema KF assume que a convecção remove do elemento de grade do modelo ao menos 90% da energia potencial convectiva disponível (Convective Available Potential Energy, CAPE) durante um determinado intervalo de tempo convectivo. A CAPE é removida pela reorganização dos campos de umidade e temperatura. A escala de tempo convectivo (t_{conv}) é baseada na escala de tempo advectivo (t_{adv}) . Esta escala de tempo é definida como o tempo necessário para a nuvem "advectar" ao longo do elemento de grade, segundo a expressão:

$$t_{adv} = \frac{dx}{0.5(V_{500} + V_{LCL})},$$
(2.7)

onde dx é o espaçamento de grade (m), V_{500} é a velocidade do vento (m.s⁻¹) em 500 hPa, V_{LCL} é a velocidade do vento no LCL (m.s⁻¹). A escala de tempo convectiva é limitada entre 1800 e 3600s (0,5 e 1h):

$$t_{conv} = \begin{cases} 3600s, t_{adv} > 3600s \\ t_{adv}, 1800s < t_{adv} < 3600s \\ 1800s, t_{adv} > 1800s \end{cases}$$
(2.8)

A formulação do esquema KF é um caso raro que ajusta a sua ação ao espaçamento de grade do modelo. Ao assumir que a convecção é ativada dentro do elemento de grade do modelo, o intervalo de tempo sobre a qual a instabilidade é neutralizada, por meio de mudanças nos perfis de umidade e temperatura, diminui com o decréscimo do espaçamento de grade (STENSRUD, 2007).

Um outro importante parâmetro modificado por Pereira Neto (2010), que obteve significativa redução na precipitação, foi na forma de calcular a remoção do condensado das correntes ascendentes. A fração de material condensado (água líquida e/ou gelo) removido das correntes ascendentes é dada por:

$$\delta r_c / r_{c0} = 1 - \exp(-c_1 \delta z / w)$$
(2.9)

onde δr_c é a quantidade de condensado removida na camada; r_{c0} , a quantidade de condensado na base da camada; δz , a espessura da camada (m); w, a velocidade vertical média da corrente ascendente na camada (m s⁻¹); e c_1 , uma constante igual a 0.01 s⁻¹. Quando a velocidade vertical torna-se muito alta – no limite, w tendendo a infinito – a quantidade de condensado removida tende a zero. Isso leva a corrente ascendente a manter todo o condensado até o seu desentranhamento forçado no topo da nuvem. Assim, para fins de ajuste, PN introduziu uma limitação de w na Equação 2.9:

$$\delta r_c / r_{c0} = 1 - \exp[-c_1 \delta z / \min(w, w_{\max})], \qquad (2.10)$$

onde w_{max} é um parâmetro de ajuste igual a infinito na formulação original.

2.9 KFETA "offline"

O KFETA "offline" (daqui em diante, "offline") implementado na ACA/IAE é derivado do esquema KF2 "inline" do modelo regional Weather Research and Forecasting (WRF). O WRF é uma versão atualizada do MM5. O "offline" possui um código semelhante ao KF2/MM5, mas com algumas melhorias: estrutura modular e codificação (em FORTRAN 90) mais padronizada, organizada e estruturada. A vantagem da utilização do "offline" é permitir a realização de testes de sensibilidade do esquema KF2 com maior rapidez (economia de tempo). A desvantagem é somente estimar a tendência da PSC. Frequentemente, modificações nos esquemas de convecção alteram tanto a PSC quanto a PSN. Maiores detalhes do "offline" podem ser encontrados em Souza (2010).

DADOS	PERÍODO
ROLE	JAN/1974 a JAN2010
GPCP	OUT/1996 a JUN/2009
TSM TMI	JAN/1999 a DEZ/2008*
QSCAT	JUN/1999 a DEZ/2008*
	JAN a JUN/2003
Análises	JAN/2005 a DEZ/2006
	JAN/2008 a MAR/2009

Tabela 2.1 – Relação dos dados disponíveis na ACA/IAE.

* Os dados de TSM e ventos à superfície do oceano têm o mesmo formato. Rotinas para ler esses dados (em FORTRAN, IDL e MATLAB) encontram-se disponíveis em <ftp://ftp.ssmi.com/qscat/scatterometer_bmap_support>.

3 ESTUDO OBSERVACIONAL

3.1 Metodologia

3.1.1 Método Objetivo

Neste tópico, é descrito o método objetivo para estimar a posição, largura e precipitação média da ZCIT (PLPMZ). A área escolhida para identificar e estudar a ZCIT estende-se entre as latitudes 10°S e 18°N e as séries de dados serão analisadas ao longo da longitude de 27,5°W, mostrada na Figura 3.1. Esta longitude, correspondente à região central do Oceano Atlântico Tropical, representa melhor a estrutura da ZCIT, ao diminuir a influência da atividade convectiva dos continentes africano e sul-americano.



Figura 3.1 – Área de estudo. A linha contínua representa a longitude de 27,5°W.

Em testes realizados para longitudes mais próximas dos continentes (22,5°W e 32,5°W) o método objetivo não apresentou bom desempenho, por causa do número excessivo de valores indefinidos apresentados, principalmente, nas posições austrais e boreais da ZCIT ao longo das longitudes de 32,5°W e 22,5°W, respectivamente. Provavelmente, os baixos (altos) valores de ROLE (precipitação) podem estar associados a outros sistemas transientes atuantes na região equatorial.

Nesta etapa, são utilizadas duas séries de dados: dados diários de ROLE e dados diários de precipitação do GPCP. Os dados de ROLE são utilizados para detectar a presença de nuvens convectivas. Os dados diários do GPCP identificam regiões com altos índices de precipitação. As regiões sob nebulosidade convectiva (altos índices de precipitação) com valores abaixo (acima) do limiar de ROLE (precipitação) são utilizadas para representar a ZCIT.

Em estudos anteriores, diferentes limiares de ROLE foram propostos para a identificação de nuvens convectivas. Os valores dos limiares usualmente variaram entre 220 W.m⁻² a 240 W.m⁻² (LIEBMANN ET AL., 1999; LAU ET AL., 1997; FERREIRA ET AL., 2005). Não existe na literatura um valor único para o limiar de ROLE (FERREIRA ET AL., 2005); desta forma, escolhe-se neste trabalho o limiar que apresenta a maior quantidade de valores válidos entre os limiares de 210 W.m⁻² e 240 W.m⁻². Para a precipitação, estudos indicam um limiar variando entre aproximadamente 5,0 mm a 10,0 mm (LEGATES; WILMOTT, 1990; ADLER ET AL., 2003; CHAO, 2008; CHEN ET AL., 2008). O limiar da precipitação é estabelecido por meio da comparação entre a média mensal da largura da ZCIT estimada com os dados de precipitação para diferentes limiares (5 a 10 mm) e a estimada com os dados diários de ROLE (no limiar escolhido). As estatísticas de comparação consistem no erro médio (BE, Bias Error) ou viés e na raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE, Root Mean Square Error). O BE é dado por:

$$BE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left(L_{R_i} - L_{G_i} \right), \qquad (3.1)$$

que expressa a média da diferença entre a média mensal da largura estimada com os dados de ROLE (L_R) e a média mensal da largura estimada com dados de precipitação do GPCP (L_G), sendo N = 12, i.e., número de meses do ano. O RMSE é dado por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (L_{R_i} - L_{G_i})^2}, \qquad (3.2)$$

que é a raiz quadrada da média das diferenças individuais quadráticas entre L_R e L_G.

Adota-se a escala temporal pentadal (5 dias). A partir dos dados diários de ROLE e precipitação, são calculadas médias de 5 dias (pêntadas) com o objetivo de eliminar as flutuações diárias associadas aos distúrbios de alta freqüência. As pêntadas são agrupadas mensalmente (6 pêntadas), num total de 72 distribuídas ao longo do ano. Portanto, a última "pêntada" de cada mês pode ter de 3 a 6 dias, conforme o número de dias do mês (UVO, 1989).

A técnica utilizada consiste em fixar uma longitude e analisar as variações das séries de dados entre as latitudes de 10°S e 18°N. Figuras, geradas no software gráfico Grid Analysis and Display System (GrADS), mostram a variação meridional e a distribuição horizontal dos campos de precipitação e ROLE.

Ao analisar os campos de ROLE (precipitação) com valores inferiores (superiores) aos seus respectivos limiares, é estimada a latitude média da posição da ZCIT. Para este cálculo, utiliza–se a média ponderada, segundo a expressão:

$$\overline{lat_{i}} = \frac{\sum lat_{i}.w_{i}}{\sum w_{i}},$$
(3.3)

onde lat_i é a latitude dos pontos de grade e w_i é o peso, dado por $w_i = \lim iar/ROLE$ ou $w_i = GPCP/\lim iar$. O uso de média ponderada difere de outros procedimentos, tais como de associar a posição da ZCIT ao mínimo de ROLE (FERREIRA ET AL., 2005) ou temperatura de brilho no canal do infravermelho (PIMENTEL; FERREIRA, 1992).

A largura é calculada a partir da análise da variação meridional dos campos dos dados. Para uma dada longitude, ao atingir valores inferiores (superiores) ao limiar, a curva latitudinal de ROLE (precipitação) intercepta duas vezes a reta que representa o limiar, definindo dois pontos. A largura é definida como a distância entre esses dois pontos. Estes pontos são calculados por meio da interpolação linear entre os pontos de grade posterior e anterior à interceptação do limiar. As pêntadas que não atingem o limiar são identificadas por um valor indefinido (por exemplo, -999). Os casos onde a curva do gráfico cruza mais do que duas vezes o limiar são identificados por outro valor indefinido (999, por exemplo). Estes casos podem estar associados a sistemas transientes (DOL, VCAN), ZCIT dupla ou bifurcações da ZCIT, conforme os padrões na nebulosidade da ZCIT identificados por Coelho (2002). Com o objetivo de se obter uma maior quantidade de valores válidos para o estudo da variabilidade interanual da ZCIT nos meses de março e abril, foco do estudo, os casos de valores indefinidos 999 contaminados por sistemas transientes são analisados individualmente. Nestes casos, a região de estudo tem sua extensão latitudinal diminuída para a região de atuação da ZCIT, i. e., a análise das variações dos dados ocorrerá numa região menor que a inicialmente estabelecida, evitando a região de atuação do outro sistema. Por meio da distribuição espacial dos campos de precipitação e ROLE mostradas nas figuras geradas pelo GrADS (forma alongada no sentido longitudinal) e considerando as características dos sistemas meteorológicos que atuam na região, a ZCIT é facilmente identificada. São também identificados por valor indefinido (888, por exemplo) valores estimados de largura maiores que 10°. Geralmente, estes valores estão relacionados à atividade convectiva de outros sistemas atmosféricos aclopados à ZCIT.

A estimativa da precipitação média é obtida pelo método dos trapézios. Este método consiste em dividir a integral de uma função f(x) definida no intervalo [a,b] em *n* partes iguais e calcular a área do trapézio substituindo a curva em cada intervalo x_{i-1} , x_i por uma reta ligando o pontos $f(x_{i-1})$ e $f(x_i)$, i = 1, ..., n. O valor aproximado da precipitação média é a soma das áreas dos *n* trapézios dividido pela largura.

O método objetivo é adotado ao longo da longitude de 27,5°W durante um período de 10 anos (1999 a 2008), com o intuito de se constituir uma série longa de dados (720 pêntadas). Para registro dos dados de posição, largura e precipitação média gerados pelo GRADS, utiliza-se uma planilha (EXCEL, do pacote de aplicativos do Microsoft Office) e o software de programação FORTRAN, onde são analisados estatisticamente, por meio de histogramas e cálculo das médias e desvios padrão. A análise estatística considera todos os dados disponíveis em cada pêntada (intramensais).

3.1.2 ENOS e GRAD

São utilizados os índices mensais de anomalias de TSM das áreas dos Oceanos Pacífico Equatorial (Niño 3.4), de janeiro de 1999 a dezembro de 2008, Atlântico Tropical Norte (IATN) e Atlântico Tropical Sul (IATS), de janeiro a maio entre os anos de 1999 e 2008. As séries temporais dos índices médios mensais de anomalias de TSM provenientes do CPC/NOAA são utilizadas para descrever os padrões das TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais [as anomalias não são normalizadas para que critérios de identificação de eventos (como El Niño no Pacífico e gradiente interhemisférico de TSM no Atlântico) propostos na literatura (TRENBERTH, 1997; WAGNER, 1996) possam ser aplicados].

Os eventos ENOS são selecionados através do índice Niño 3.4, seguindo o critério de Trenberth (1997). Este critério consiste na seleção de períodos onde a média móvel de cinco meses das anomalias da temperatura da superfície do mar for > $0,4^{\circ}C$ (El Niño) ou < $-0,4^{\circ}C$ (La Niña) por, no mínimo, seis meses consecutivos. As médias móveis das anomalias de TSM são utilizadas para suavizar as variações intrasazonais no oceano tropical. As configurações no campo de TSM que não mostram um padrão associado a um episódio ENOS bem definido, frio ou quente, são caracterizadas como neutros. Os eventos neutros, na maioria das vezes, estão associados a períodos de transição entre as fases quente e fria (mudança de sinal) do fenômeno ENOS.

A diferença entre as anomalias mensais de TSM do Atlântico Tropical Norte e do Atlântico Tropical Sul (IATN – IATS) define neste trabalho uma medida objetiva do gradiente inter-hemisférico de TSM (GRAD). De forma semelhante a Wagner (1996), adota-se o valor maior (menor) que $+0,4^{\circ}$ C ($-0,4^{\circ}$ C) para identificar os GRAD positivos (negativos). São calculadas as médias bimestrais do GRAD de março e abril entre os anos de 1999 a 2008. Nesses meses, o GRAD apresenta-se mais intenso (Nobre e Shukla, 1996) e a ZCIT muito sensível as suas mudanças (XIE; CARTON, 2004).

3.1.3 Precipitação na região NEB

Após a análise da relação entre a variabilidade PLPMZ e os padrões de TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico Tropicais (GRAD e ENOS, respectivamente), estuda-se a relação entre a variabilidade da PLPMZ e a precipitação na região NEB. Com base na distribuição espacial média da precipitação (GPCP) acumulada dos meses de abril e março entre os anos de 1999 e 2008, são delimitadas três regiões no NEB com aproximadamente a mesma área (em graus) que sofrem influência direta da ZCIT e estão associadas a diferentes totais de precipitação (Fig. 3.2): Costa Noroeste (CNN, 46°W a 42°W e 4,5°S a 1,5S), com precipitação em torno de 800 mm; Costa Leste (CLN, 36,5°W e 34,5°W a 10,5°S a 4,5°S), com precipitação em torno de 250 mm; e parte do norte do Semi-Árido (SAN, 41,5°W e 37,5°W a 7,5°S a 4,5°S), com precipitação em torno de 400mm. Embora a sigla SAN seja utilizada, cabe mencionar que a área não se refere a todo Semi-Árido Nordeste, mas somente à sua parte norte.



Figura 3.2 – Distribuição espacial média da precipitação acumulada (GPCP) nos meses de abril e março entre os anos de 1999 e 2008. As figuras geométricas com mesmo valor de área (em graus) representam as regiões estudadas.

Para descrever os sistemas meteorológicos responsáveis pela precipitação na região NEB, são utilizados os fascículos do Boletim Climanálise dos meses de março e abril entre os anos 1999 a 2008.

3.1.4 – Relação entre a variabilidade da PLPMZ e da precipitação no NEB

A relação entre a variabilidade da PLPMZ e a precipitação nas três regiões NEB indicadas na Figura 3.2 é determinada de modo qualitativo e quantitativo. O modo qualitativo determina o quanto uma reta ou curva representa a relação entre as variáveis, mediante a observação direta do próprio diagrama de dispersão. Por sua vez, o modo quantitativo trata o problema da dispersão dos dados amostrais, em relação a retas ou a curvas, por meio de medidas de correlação (SPIEGEL, 1979). O coeficiente de correlação é uma medida que expressa o grau de relacionamento entre duas variáveis quantitativas, X e Y. O símbolo r representa o coeficiente de correlação amostral e é dado por:

$$r = \frac{N \sum_{i=1}^{N} X_{i}Y_{i} - \left(\sum_{i=1}^{N} X_{i}\right)\left(\sum_{i=1}^{N} Y_{i}\right)}{\sqrt{\left(N \sum_{i=1}^{N} X_{i}^{2} - \left(\sum_{i=1}^{n} X_{i}\right)^{2}\right)}\sqrt{\left(N \sum_{i=1}^{N} Y_{i}^{2} - \left(\sum_{i=1}^{N} Y_{i}\right)^{2}\right)}},$$
(3.4)

onde N é o número de pares de dados utilizados para o cálculo da correlação [em questão, N = 10 (número de anos)]. O coeficiente r varia de -1 a +1, dependendo do grau da relação entre as variáveis e da forma com que se relacionam.

O coeficiente de correlação de uma população teórica é representado por ρ , que é estimado a partir do coeficiente de correlação amostral *r*. A forma simétrica da distribuição quando $\rho = 0$ torna possível testar a hipótese nula (H_0 : $\rho = 0$), através da distribuição *t* de Student. Para $\rho \neq 0$, a distribuição é assimétrica (SPIEGEL, 1979). A estatística para testar a hipótese H_0 : $\rho = 0$ (correlação populacional não é significativa), contra H1: $\rho \neq 0$, tem distribuição *t* com *N* - 2 graus de liberdade e é dada por:

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}},$$
 (3.5)

Com base em um teste unilateral da distribuição de *t* Student, no nível de significância de 0,05, a H_0 é rejeitada quando $t > t_{0.95} = 1,86$ (valor tabelado para 8 graus de liberdade).

3.1.5 TSM e ventos à superfície sobre o oceano

De forma semelhante a Chen et al. (2008), o método dos compostos é utilizado para obter a distribuição espacial de precipitação, TSM e ventos à superfície na região do Atlântico Tropical para verificar os fatores associados à variação de largura da ZCIT. Os dados de precipitação utilizados para confecção dos compostos são provenientes dos totais diários de precipitação do GPCP. Os dados diários de TSM são obtidos do TMI. Os dados de ventos à superfície sobre o oceano provêm do escaterômetro "QuikScat". A distribuição dos dados de TSM e vento forma padrões regulares associados às órbitas individuais de seus respectivos satélites. Estes padrões são intercalados por regiões com ausência de dados, causados pelo intervalo de tempo entre uma passagem e outra (ascendentes ou descendentes) dos satélites. A escolha da escala temporal pentadal (5 dias) minimiza este problema, pois é possível compor uma única figura com a média calculada dos dados de até 10 órbitas. O período analisado são os meses de março e abril (2000-2008), quando a ZCIT atinge a sua posição mais austral.

Para a definição das categorias dos compostos, inicialmente, selecionam-se os eventos (as pêntadas) em que a posição da ZCIT se encontra entre $\mu \pm 1,5 \cdot \sigma$ (μ : média; σ : desvio padrão das médias pentadais). Os eventos selecionados são divididos em: larguras grandes (LGZ), em que a largura é superior à média mais 1 desvio padrão; larguras pequenas (LPZ), em que a largura é inferior à média menos 1 desvio padrão; e larguras normais, cujo módulo da diferença em relação à média é inferior a 1 desvio padrão. Os compostos são feitos para as categorias LGZ e LPZ, ou seja, desconsideram-se as larguras normais. Assim, as categorias abrangem os eventos "normais" em relação à posição, mas com larguras muito distintas (larguras "muito" grandes, LGZ, e larguras "muito" pequenas, LPZ).

Os eventos em cada categoria são utilizados para confeccionar os compostos espaciais de precipitação, TSM e ventos superficiais, utilizando as médias pentadais calculadas das séries de precipitação, TSM e ventos superficiais sobre o oceano. O composto espacial de precipitação, por exemplo, é obtido da precipitação média dos números de

eventos que ocorrem em cada categoria. A frequência relativa é calculada como uma função da razão do número de eventos de cada categoria da ZCIT pelo número total de eventos. O mesmo método é utilizado para a confecção dos compostos de TSM e ventos superficiais.

Por fim, é calculada a significância estatística da diferença entre os compostos e aplicado o teste de igualdade das variâncias (teste *F*). Um resultado tem significância estatística quando as diferenças encontradas não podem ser atribuídas ao acaso. Por meio do teste de significância, é determinada a probabilidade máxima de ocorrer um erro do tipo I, ou seja, rejeitar uma hipótese nula (H_0) verdadeira. Neste trabalho, um teste estatístico é utilizado para avaliar a significância da diferença entre as médias dos compostos de precipitação, TSM e divergência dos ventos superficiais associados aos eventos de LGZ e LPZ. Supondo que as duas amostras de tamanhos $N_1 e N_2$ são extraídas de populações cujos desvios padrões são diferentes ($\sigma_1 \neq \sigma_2$) e desconhecidos, deve-se recorrer a métodos aproximados, mesmo que as populações sejam normalmente distribuídas. Desta forma, o teste estatístico é dado pela expressão:

$$t' = \frac{\overline{X}_{1} - \overline{X}_{2}}{\sqrt{s_{1}^{2} / N_{1} + s_{2}^{2} / N_{2}}},$$
(3.6)

onde $N_1 e N_2$ são, respectivamente, os números de eventos de LGZ e LPZ (N_1 =8; N_2 =6) e $\overline{X}_1, \overline{X}_2, s_1$ e s_2 são as médias e os desvios padrões das duas amostras. Para amostras relativamente pequenas sua distribuição é (aproximadamente, embora não exatamente) a distribuição *t*, com v = min(N_1, N_2)-1 (Wilks, 2006). Para o nível de significância de 5% com 5 graus de liberdade [v = min(N_1, N_2)-1], o valor encontrado na tabela de distribuição *t* de Student é igual a 2,57. Portanto, valores menores que -2,57 ou maiores que 2,57 representam diferenças significativas com 95% de confiança.

Costa Neto (1977) e Green (1978) mostram como aplicar o teste F de Snedecor para verificar a igualdade das variâncias de duas populações supostas normais, ou seja, testar as hipóteses:

$$H_{0}, \sigma_{1}^{2} = \sigma_{2}^{2}, \qquad (3.7)$$

$$H_1, \sigma_1^2 \neq \sigma_2^2, \tag{3.8}$$

Neste caso, podemos definir

$$F = \frac{\max(s_1^2, s_2^2)}{\min(s_1^2, s_2^2)},$$
(3.9)

rejeitando H_0 se

$$F > F_{\nu_1, \nu_{2,\alpha/2}}, \tag{3.10}$$

ou seja, se *F* for maior que o valor crítico, há evidência de que as diferenças entre as variâncias são significativas. O valor crítico para $F_{7,5;2,5\%}$ é igual a 6,85 (tabelado).

3.2 Resultados

3.2.1 Definição dos limiares de ROLE e precipitação

A fase inicial do estudo observacional objetivou determinar os limiares de ROLE e precipitação, pois a literatura não mostra um valor único para eles. As séries de dados de ROLE têm uma resolução temporal maior (quase 40 anos) e foram muito utilizados para determinação do posicionamento da ZCIT. Os de precipitação têm uma escala temporal mais curta (quase 15 anos) e, consequentemente, a sua utilização em estudos para identificar a ZCIT Atlântica ainda são relativamente escassos. Entretanto, a sua utilização tornou-se importante neste estudo, pois apresenta uma resolução espacial mais adequada para a análise da largura da ZCIT. Assim, por meio de comparação com os dados de ROLE (mais utilizados em estudos anteriores), foi definido um limiar de precipitação para utilização no estudo observacional.

O limiar de ROLE foi determinado com base na análise da relação entre os valores indefinidos e válidos para todo o período de estudo, i.e., de janeiro de 1999 a dezembro de 2008 (720 pêntadas), e para todas as pêntadas dos meses de março e abril entre os anos de 1999 a 2008 (120 pêntadas), entre os limiares 210 W.m⁻² e 240 W.m⁻².Na Figura 3.3, mostra-se que o maior percentual de dados válidos (aproximadamente 60%) ocorre entre os limiares de 230 e 235 W.m⁻² (tanto para janeiro-dezembro, Fig. 3.3a, quanto março-abril, Fig. 3.3b). Assim, esse intervalo foi escolhido para obter o limiar de precipitação.



Figura 3.3 – Relação percentual entre os valores indefinidos (linha contínua) e válidos (linha pontilhada) de ROLE para os meses de janeiro a dezembro (a, 720 pêntadas) e março e abril (b, 120 pêntadas).

A Figura 3.4 mostra que a quantidade percentual do valor indefinido -999 (ausência de convecção significativa) decresce com o aumento do limiar. Por outro lado, a soma dos valores indefinidos 888 (larguras maiores que 10°) e 999 (a linha do gráfico cruza mais que duas vezes a linha do limiar) cresce com o aumento do limiar. No intervalo escolhido (230 a 235 W.m⁻²), há maior ocorrência de pêntadas com valores indefinidos de 888 e 999, quando comparado aos valores indefinidos de -999.



Figura 3.4 – Relação percentual entre os valores indefinidos de ROLE para os meses de janeiro a dezembro (a, 720 pêntadas) e março e abril (b, 120 pêntadas). A linha contínua representa a soma dos valores indefinidos 888 e 999 e a linha pontilhada representa os valores indefinidos -999.

Para definir o limiar de precipitação, foi feita uma comparação entre a média mensal da largura da ZCIT estimada com dados de GPCP para diferentes limiares (5 a 10 mm) e a média mensal da largura da ZCIT estimada com os dados de ROLE utilizando os limiares de ROLE entre 230 e 235 W.m⁻². Utilizaram-se o BE (Equação 3.1) e RMSE (Equação 3.2) para a comparação.

A Figura 3.5 mostra que, para o limiar de 230 W.m⁻² (a,b,c,d), BE nulo e RMSE mínimo ocorrem entre os limiares de precipitação de 6 e 7 mm. Para o limiar de 235 W.m⁻² (e,f,g,h), BE nulo e mínimo de RMSE encontram-se entre 5 e 6 mm. O limiar de precipitação para BE igual a zero (por meio de interpolação linear), para o limiar de ROLE de 230 W.m⁻², nos meses de janeiro a dezembro, é de 6,86 mm; nos meses de março e abril, de 6,38 mm. Para o limiar de ROLE de 235 W.m⁻², o limiar de precipitação, nos meses de janeiro a dezembro, é de 5,76 mm; nos meses de março e abril, de 5,68 mm.



Figura 3.5 – Comparação entre a média mensal da largura da ZCIT estimada com dados de GPCP entre os limiares 5 a 10 mm e com os dados de ROLE no limiar de 230 (a,b,c,d) e 235 W.m⁻² (e,f,g,h). RMSE no período de janeiro a dezembro (a, e) e março e abril (c,g) e BE no período de janeiro a dezembro (b, f) e março e abril (d,h).

De forma semelhante à série de dados de ROLE, também foi analisada a relação entre os valores indefinidos e válidos da série de dados de precipitação do GPCP para todo o período de estudo, entre os limiares de 5 e 11 mm._Conforme a Figura 3.6, a maior quantidade de valores válidos encontram-se entre os limiares de 7 a 10 mm, para ambos os períodos: janeiro a dezembro (Figura 3.6a, aproximadamente 70%) e março e abril (Figura 3.6b, aproximadamente 60%).



Figura 3.6 – Relação percentual entre os valores indefinidos (linha contínua) e válidos (linha pontilhada) de GPCP para os meses de janeiro a dezembro (a, 720 pêntadas) e março e abril (b, 120 pêntadas).

O limiar de precipitação encontrado na comparação com os dados de ROLE referente ao limiar de ROLE de 230 W.m⁻² (6,86 mm) leva a uma maior quantidade de dados válidos de precipitação (em relação ao limiar de 5,76 mm, obtido na comparação com limiar de ROLE de 235 W.m⁻²). Diante do exposto, para maximizar o número de dados válidos, minimizar as diferenças de largura estimadas com dados de precipitação e ROLE e por apresentar uma resolução espacial maior, o limiar de precipitação de 6,86 mm foi escolhido para o estudo da PLPMZ. A resolução espacial da série de dados de precipitação do GPCP mostra-se mais adequada para estudar as características da ZCIT (principalmente, a sua largura).

É importante frisar que os valores estimados da PLPMZ pelo método objetivo proposto são influenciados pelo limiar escolhido. A largura estimada da ZCIT, por exemplo, variou em torno de 0,5° a cada aumento/redução de 5 W.m⁻² (1 mm) no limiar de ROLE (precipitação). Os limiares adotados neste trabalho são condizentes com os encontrados na literatura [FERREIRA ET AL., 2005 (para ROLE); LEGATES; WILMOTT, 1990 (para precipitação)].

3.2.2 Padrões de ENOS e GRAD

As séries temporais dos índices médios mensais de anomalias de TSM provenientes do CPC/NOAA são utilizadas para descrever os padrões das TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais. Busca-se mais adiante estudar a relação entre as variações interanuais da PLPMZ com fatores como ENSO e gradiente inter-hemisférico do Atlântico (GRAD).

A Figura 3.7 mostra as séries temporais (1999-2008) dos índices de anomalias de TSM (a) e das médias móveis de cinco meses dos índices de anomalias da TSM (b) do Niño 3.4 provenientes dos dados do CPC/NOAA.



Figura 3.7 – Séries temporais (1999-2008) dos índices de anomalias de TSM (a, °C) e das médias móveis de cinco meses das anomalias da TSM (b, °C) do Niño 3.4. Os círculos (azuis) representam meses de março e abril com padrão de La Niña e os quadrados (vermelhos) de El Niño.

Seguindo o critério de Trenberth (1997), os valores da média móvel de 5 meses que excederam ± 0.4 °C por 6 meses consecutivos definem a configuração do ENOS. Assim, para os meses de março e abril, considera-se La Niña em 1999, 2000 e 2008; El Niño em 2003 e 2005; e neutro em 2001, 2002, 2004, 2006 e 2007 (Fig. 3.7b).

A Figura 3.8 mostra as séries temporais do IATN e IATS de janeiro a maio entre os anos de 1999 e 2008 (a) e das médias mensais (março a maio) do GRAD (b). As médias bimestrais do GRAD dos meses de março e abril entre os anos de 1999 e 2008 foram utilizadas para definir os eventos de GRAD. Os valores médios bimestrais menores (maiores) que -0,4 (+0,4) foram definidos como GRAPN (GRADP). Desta forma, para

os meses de março e abril, eventos de GRADN (GRADP) foram encontrados em 2003 e 2008 (2004 e 2005). Os anos de 1999, 2000, 2001, 2002, 2006 e 2007, neutros (Fig.3.8b). O GRADP (GRADN) aponta para o Atlântico tropical norte (sul), indicando que as TSM no ATN estão mais quentes (frias) e condições desfavoráveis (favoráveis) às chuvas no NEB, i.e., possibilidade de desvios negativos (positivos) de precipitação.



Figura 3.8 – Séries temporais (1999 a 2008) do IATN e IATS de janeiro a maio (a) e das médias bimestrais de março e abril do GRAD (b). Os círculos (azuis) representam GRADN e os quadrados (vermelhos) GRADP.

A Tabela 3.1 mostra a classificação de ENOS e GRAD para os meses de março e abril entre os anos de 1999 a 2008. As informações encontradas aqui são semelhantes às encontradas nos exemplares do Boletim Climanálise para o mesmo período.

Ano	ENOS	Gradiente inter-hemisférico
1999	La Niña	Neutro
2000	La Niña	Neutro
2001	Neutro	Neutro
2002	Neutro	Neutro
2003	El Niño	Negativo
2004	Neutro	Positivo
2005	El Niño	Positivo
2006	Neutro	Neutro
2007	Neutro	Neutro
2008	La Niña	Negativo

Tabela 3.1 – Classificação ENOS e GRAD no período de 1999 a 2008.

3.2.3 Análise da variabilidade da posição, largura e precipitação média da ZCIT (PLPMZ)

Utilizando o método objetivo, foi estimada a PLPMZ ao longo da longitude de 27,5°W para as pêntadas de 1999 a 2008 (10 anos). As regiões sob altos índices de precipitação com valores acima do limiar de precipitação (~7 mm) são utilizadas para representar a ZCIT. Os resultados (PLPMZ) foram analisados estatisticamente por meio de histogramas que mostraram a distribuição da freqüência relativa pentadal. Foram também calculadas e plotadas as médias pentadais e mensais da PLPMZ. A média pentadal (mensal) foi calculada a partir de uma média aritmética dos dados disponíveis em cada uma das 72 pêntadas (cada um dos 12 meses).

3.2.3.1 Variabilidade pentadal da PLPMZ

A Figura 3.9 mostra a distribuição da freqüência relativa pentadal (a) e a média pentadal de longo prazo (10 anos, b) da posição estimada da ZCIT ao longo da longitude de 27,5°W. Na Figura 3.9a, verifica-se que o intervalo entre 2°N e 8°N concentra a maior parte da freqüência, com o máximo localizado entre 6°N a 8°N. A posição mais austral foi encontrada em abril em torno de 6°S e mais boreal em setembro aproximadamente 14°N. A posição média foi de aproximadamente 5°N. Estes resultados confirmam estudos anteriores que descrevem a atuação preferencial da ZCIT em áreas tropicais do HN (WALISER; GAUTIER, 1993; PHILANDER ET AL., 1996). A Figura 3.9b mostra as posições mais austrais, ao sul de 2°N, entre meados de fevereiro (pêntada 9, daqui em diante só numeração) a meados de maio (27). A partir deste período, há uma transição atingindo as suas posições mais boreais, ao norte de 8°N, entre final de julho (40) e meados de setembro (50). Embora haja grandes oscilações entre pêntadas consecutivas, em parte devido ao tamanho relativamente pequeno da série e em parte devido à interferência de outros sistemas atmosféricos atuantes nos continente africano e sul-americano, há um claro ciclo anual da posição da ZCIT.



Figura 3.9 – Distribuição da freqüência relativa pentadal (a) e média pentadal de 1999 a 2008
(b) da posição estimada da ZCIT, obtida com a série de dados do GPCP ao longo da longitude de 27,5°W.

A Figura 3.10 mostra a distribuição da freqüência relativa pentadal (a) e a média pentadal de longo prazo (10 anos, b) da largura estimada da ZCIT ao longo da longitude de 27,5°W. Na Figura 3.10a verifica-se que maiores frequências encontram-se em larguras entre 2° e 6°, com o máximo localizado entre 4° a 5°. A variação das pêntadas foi entre 0,2 e 9,9° e a largura média foi de aproximadamente 5°. A Figura 3.10b mostra grande variabilidade de largura entre pêntadas sucessivas. Aparentemente, há uma concentração de valores menores que 4° entre meados de janeiro (3) e início de abril (19), de valores maiores que 5° principalmente entre final de setembro (53) a final de novembro (65), e uma relação entre valores extremos de largura e posição. No entanto, nessa escala temporal (pentadal), o ciclo anual não é claro (tal como encontrado para a posição).



Figura 3.10 – Distribuição da freqüência relativa pentadal (a) e média pentadal de 1999 a 2008
(b) da largura estimada da ZCIT obtida com a série de dados de GPCP ao longo das longitudes de 27,5° W.

A Figura 3.11 mostra a distribuição da freqüência relativa pentadal (a) e a média pentadal de longo prazo (10 anos, b) da precipitação média estimada da ZCIT ao longo da longitude de 27,5°W. Na Figura 3.11a, verifica-se as maiores freqüências encontramse em precipitação média entre 8 e 14 mm.dia⁻¹, com o máximo localizado entre 10 e 12 mm.dia⁻¹. A variação das pêntadas foi em torno de 7 a 27 mm.dia⁻¹, com média de aproximadamente 12 mm.dia⁻¹. A Figura 3.11b mostra a maior concentração de valores menores que 11 mm.dia⁻¹ entre meados de janeiro (3) e meados de abril (21). Por sua vez, observa-se outra maior concentração de valores superiores a 13 mm.dia⁻¹ principalmente entre final de abril (23) a início de agosto (43). Aparentemente, existe uma mudança abrupta ("salto") de menores para maiores valores de precipitação entre as pêntadas 21 e 23 (meados a fim de abril). Da mesma forma que para a largura, a grande variabilidade entre pêntadas sucessivas torna o ciclo anual menos claro que para a posição.



Figura 3.11 – Distribuição da freqüência relativa pentadal (a) e média pentadal de 1999 a 2008
(b) da precipitação estimada da ZCIT obtida com a série de dados de GPCP ao longo das longitudes de 27,5° W.

3.2.3.2 Variabilidade mensal da PLPMZ

A Figura 3.12 mostra as médias mensais de janeiro de 1999 a dezembro de 2008 (10 anos) da posição (a), largura (b) e precipitação média (c) estimada da ZCIT. As barras verticais representam os desvios padrões intramensais. Na Figura 3.12a, percebe-se que o ciclo anual de migração da ZCIT corresponde ao obtido em estudos anteriores (HASTENRATH; HELLER, 1977; UVO, 1989). As posições mais austrais ocorreram nos meses de fevereiro, março e abril, e as mais boreais, em julho, agosto e setembro. A

amplitude da variação meridional média da posição da ZCIT, considerando valores mensais, foi de aproximadamente 7° (de 1°N em abril a 8°N em agosto). Na Figura 3.12b, foram observados a ocorrência dos valores mínimos da largura em janeiro, fevereiro e março e os máximos em outubro e novembro. De abril a setembro, a largura foi aproximadamente constante (5±0,5°). A amplitude da variação média da largura, considerando valores mensais, foi de aproximadamente 3° (de 3° em março a 6° em outubro). Estes resultados estão próximos aos encontrados por Khrgian (1977) que mostrou uma variação entre 200 e 600 km. Na Figura 3.12c, verifica-se que a menor quantidade de precipitação média da precipitação da ZCIT, considerando valores mensais, foi de aproximadamente 3 mm.dia⁻¹ (de 10 mm.dia⁻¹ em março a 13 mm.dia⁻¹ em julho). Resultados semelhantes foram descritos por Xie e Carton (2004) onde se verifica que em julho-agosto a precipitação na ZCIT é mais intensa que março-abril.



Figura 3.12 – Variabilidade mensal média da posição latitudinal (a), largura (b) e precipitação média (c) estimada da ZCIT na longitude de 27,5°W. As barras verticais representam os desvios padrões intramensais.

Duas características interessantes foram encontradas no período em que a ZCIT atinge as suas posições mais austrais (março e abril). Uma delas foi apresentar-se mais estreita (menor largura) e menos intensa (menor precipitação média). A outra foi observada na análise dos desvios padrões, quando se observa o período com os maiores valores para a largura e posição, conforme demonstrado na Figura 3.12 e na Tabela 3.2. Uvo (1989) também encontrou esses máximos desvios padrões referentes ao posicionamento da ZCIT em março, abril e maio e supôs que eles estariam associados à variabilidade da posição da ZCIT durante os anos secos e chuvosos no NEB, o que afetaria a qualidade da estação chuvosa dessa região.

Desvio Padrão Intramensal				
Mês	Posição	Largura		
Janeiro	1,36	1,95		
Fevereiro	1,80	2,09		
Março	2,36	2,21		
Abril	2,75	2,32		
Maio	2,35	2,18		
Junho	1,48	1,80		
Julho	1,27	1,75		
Agosto	1,32	1,89		
Setembro	1,88	2,11		
Outubro	1,78	2,20		
Novembro	1,38	2,14		
Dezembro	1,30	2,10		

Tabela 3.2 – Desvios padrões intramensais para posição e largura e da ZCIT.

3.2.4 Relação entre as variabilidades interanuais da PLPMZ e da precipitação no NEB.

Nesta etapa, é estudada a relação entre as variabilidades interanuais da PLPMZ e da precipitação no NEB. O enfoque é a estação chuvosa no norte do NEB, quando a ZCIT encontra-se mais ao sul, nos meses de março e abril. O comportamento da variabilidade da PLPMZ é estudado ao longo de 10 anos, entre 1999 e 2008.

Para a análise do mês de março, a Figura 3.13 mostra a variabilidade interanual da posição (a), largura (b) e precipitação média (c) estimada da ZCIT, bem como da precipitação média da CNN (c), CLN (d) e SAN (e). Os resultados apresentados foram normalizados pelo desvio padrão interanual.



Figura 3.13 – Variabilidade interanual do mês de março da posição latitudinal (a), largura (b) e precipitação média (c) estimada da ZCIT e da precipitação média (mm/dia) da CNN (c), CLN (d) e SAN (e) normalizados pelo desvio padrão interanual.

Para a ZCIT, enquanto no caso da posição as anomalias alternam-se de positivo para negativo de um ano para outro, no caso da largura e da precipitação parece existir maior persistência das anomalias. Isso indica que a escala de tempo da variabilidade é

diferente para posição (freqüência mais alta, interanual) e largura/precipitação (freqüência mais baixa, decadal). Este indício teria que ser confirmado em estudos futuros com uma série maior de dados.

O diagrama de dispersão na Figura 3.14 mostra a relação entre os desvios de posição e os desvios da largura da ZCIT do mês de março (1999-2008). Apesar da tendência da largura diminuir (aumentar), à medida que a posição atinge as suas posições boreais (austrais), percebe-se um coeficiente de determinação (R²) igual a 0,174. Percebe-se também que a dispersão parece ser maior para as posições mais austrais da ZCIT. Assim, não é possível afirmar que exista uma relação forte entre o sinal das anomalias de posição e o de largura.



Figura 3.14 – Diagrama de dispersão do mês de março dos desvios de largura em função dos desvios da posição da ZCIT.

Considerando todo período (10 anos), ao se comparar a precipitação das regiões da CNN, CLN e SAN e o comportamento da PLPMZ, notou-se uma correlação fraca entre praticamente todas variáveis. Os coeficientes de correlação (r) mostraram que as melhores correlações estiveram associadas à posição e largura da ZCIT com a precipitação na CNN (Tab. 3.3). O aspecto interessante mostrado na Tabela 3.3 é a largura (r = 0,58) indicar uma melhor correlação com precipitação na CNN, quando comparada a posição (r = -0,48).

COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO (r)		
POSIÇÃO ZCIT x CNN	-0,48	
POSIÇÃO ZCIT x CLN	-0,44	
POSIÇÃO ZCIT x SAN	-0,45	
LARGURA ZCIT x CNN	0,58	
LARGURA ZCIT x CLN	0,23	
LARGURA ZCIT x SAN	0,33	
PRECIPITAÇÃO ZCIT x CNN	0,18	
PRECIPITAÇÃO ZCIT x CLN	-0,24	
PRECIPITAÇÃO ZCIT x SAN	-0,15	

Tabela 3.3 – Coeficientes de correlação entre o comportamento da PLPMZ e a precipitação da CNN, CLN e SAN (março).

A melhor correlação da largura e posição da ZCIT com a precipitação da CNN pode ser explicada pelo fato da ZCIT ser apontada como a principal responsável pela qualidade da estação chuvosa, principalmente, no setor norte e noroeste do NEB (HASTENRATH; HELLER, 1977; MOURA; SHUKLA, 1981; UVO, 1989). Além da ZCIT, outro sistema atmosférico que tem grande influência no regime de chuvas em diferentes regiões do NEB é o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN). Quando a borda convectiva do VCAN associado ao seu ramo ascendente encontra-se numa determinada região, ocorrem chuvas intensas. Por outro lado, quando o seu ramo subsidente encontra-se sob a região, ocorrem déficits de precipitação (KOUSKY; GAN, 1981). Assim, o comportamento dos VCAN no NEB pode apresentar duas configurações distintas, ora favorecendo a inibição da convecção em grande parte do NEB, e contribuindo para o posicionamento mais ao norte da ZCIT; ora contribuindo para o aumento da atividade convectiva sobre o norte do NEB, e favorecendo o deslocamento meridional mais ao sul da ZCIT (CLIMANÁLISE, 2005). A ZCIT pode ainda sofrer a interferência dos Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL). Uvo (1989) sugeriu que interrupções no deslocamento meridional da ZCIT em fevereiro e março, comportamento denominado de "salto", estariam ligadas à influência de DOL. Coelho (2002) também identificou, nos meses de março e abril de 1998 e 1999, variações diárias na nebulosidade e posicionamento da ZCIT associados a sistemas transientes, entre eles DOL, CAN, VCAN e sistemas frontais atuantes no H.N., próximo à costa noroeste da África. A interferência desses sistemas transientes no comportamento da ZCIT pode ser apontada como os principais responsáveis pela maior variabilidade da largura e posição da ZCIT nos meses de março e abril, conforme demonstrada pela Tabela 3.2 e Figura 3.14.

A Figura 3.15 mostra, através de gráficos de dispersão, os desvios de precipitação da CNN em função dos desvios de posição (a) e largura (b) da ZCIT do mês de março (1999-2008). Percebeu-se a tendência dos desvios de precipitação na CNN diminuírem (aumentarem), conforme os desvios de posição (largura) tornam-se positivos. Embora os gráficos de dispersão apresentem uma linha de tendência, a correlação não é forte. Este comportamento pode ser confirmado pelos coeficientes de determinação (\mathbb{R}^2), mostradas na área de plotagem (canto superior esquerdo) da Figura 3.15 e pelos coeficientes de correlação apresentados na Tabela 3.3. O \mathbb{R}^2 , utilizando os desvios de posição como variável independente, foi de 0,23 (r = -0,48). Utilizando desvios de largura, o \mathbb{R}^2 foi de 0,34 (r = 0,58).



Figura 3.15 – Gráfico de dispersão do mês de março dos desvios de precipitação da CNN em função dos desvios de posição (a) e largura (b) da ZCIT. Os círculos (vermelhos) representam os anos chuvosos e os triângulos (azuis) os anos secos.

A Figura 3.15 mostra ainda as anomalias positivas de precipitação mais expressivas (anos mais chuvosos) encontradas em 1999, 2003 e 2008, e as anomalias negativas de precipitação mais expressivas (anos mais secos) em 2001, 2002 e 2007.

É interessante notar a influência do GRAD no regime de chuvas da região. Os eventos de GRADN, encontrados nos anos mais chuvosos de 1999, 2003 e 2008, mostraram-se favorável à ocorrência de chuvas na região. Não se verificou uma relação significativa

entre as fases quentes e frias do ENOS com a precipitação da CNN. Os anos mais chuvosos, por exemplo, apresentaram fases distintas de ENOS; em 1999 e 2008, evento de La Niña; em 2003, El Niño. Os resultados confirmam estudos anteriores que a precipitação da região do NEB pode estar mais bem relacionada com as ATSM do Atlântico Tropical do que as do Pacífico Tropical (KANE, 2001).

Com o intuito de estudar a relação entre a variabilidade da posição e largura da ZCIT e da precipitação na CNN, foram selecionados para estudo os quatro anos que registraram valores extremos nas anomalias de precipitação: maiores anomalias positivas em 2003 e 2008, e maiores anomalias negativas em 2002 e 2007.

Inicialmente, foi observada a mudança no sinal de anomalia de precipitação de negativo para positivo (alteração de um ano seco para outro chuvoso) entre anos consecutivos (2002-2003, 2007-2008). Essa mudança de sinal foi acompanhada por variações expressivas na largura da ZCIT.

Na CNN, os anos que apresentaram as maiores anomalias positivas de precipitação foram 2003 e 2008. Segundo o Climanálise (2003, 2008), a ZCIT e os VCAN seriam os principais sistemas responsáveis pela ocorrência de chuvas na região. Nesses anos, conforme mostrado anteriormente (Tab. 3.1 e Fig. 3.13), o GRAD foi negativo e a posição da ZCIT estava ligeiramente ao sul de sua posição média. Em 2003, a largura estava próxima de seu valor médio; e em 2008, mostrou um "alargamento" superior a 1º. Imagina-se que este aumento da largura da ZCIT em 2008 pode ter contribuído para a maior precipitação na CNN quando comparada ao ano de 2003.

Por sua vez, as maiores anomalias negativas de precipitação foram encontrados em 2002 e 2007. Nestes anos, a ZCIT ao norte e a formação de CAN e VCAN sobre a Região Nordeste foram os responsáveis pela falta de chuvas em grande parte do NEB (CLIMANÁLISE, 2002, 2007). Nesses anos, o GRAD indicou uma configuração de neutralidade. Notou-se que, para o mesmo período, a ZCIT apresentou-se ao norte da sua posição média. Em 2007, posicionou-se em torno de 3°N e, em 2002,
aproximadamente 2°N. A sua largura, entretanto, mostrou desvio negativo em 2002 e positivo em 2007, uma diferença de quase 2°. Diferente do que foi observado quando a ZCIT encontrava-se mais ao sul, a variação da largura da ZCIT não interferiu na quantidade da precipitação na CNN. Supõe-se que, mesmo com o aumento da largura da ZCIT, o regime de chuvas na CNN não foi alterado devido ao posicionamento da ZCIT em suas posições mais boreais. Aparentemente, o aumento da largura da ZCIT somente interfere no regime de chuvas na CNN quando a sua posição encontra-se ao sul da linha do equador.

A Figura 3.16 mostra a variabilidade interanual do mês de abril da posição latitudinal (a), largura (b) e precipitação média (c) estimada da ZCIT e da precipitação média (mm/dia) da CNN (c), CLN (d) e SAN (e). Os resultados apresentados na Figura 3.16 foram normalizados pelo desvio padrão interanual.



Figura 3.16 – Variabilidade interanual do mês de abril da posição latitudinal (a), largura (b) e precipitação média (c) estimada da ZCIT e da precipitação média (mm/dia) da CNN (c), CLN (d) e SAN (e) normalizados pelo desvio padrão interanual. (Continua)



Figura 3.16 - Conclusão.

Nas médias mensais de longo prazo, abril foi o período que a ZCIT encontrou-se em sua posição mais austral (Fig. 3.12a). De uma forma geral, muitos dos resultados encontrados em abril foram semelhantes àqueles encontrados em março. Isto pode ser observado na Tabela 3.4 e nas Figuras 3.17 e 3.18, onde se destacam:

- a tendência da largura da ZCIT diminuir (aumentar), ao atingir as suas posições boreais (austrais);
- um coeficiente de determinação ($R^2 = 0,40$) maior que o observado no mês de março ($R^2 = 0,17$);
- a maior dispersão dos dados nas suas posições mais austrais (Fig. 3.17);



Figura 3.17 – Diagramas de dispersão do mês de abril dos desvios de largura em função dos desvios da posição da ZCIT.

- os coeficientes de correlação entre o comportamento da PLPMZ e a precipitação da CNN, CLN e SAN mostraram novamente uma fraca correlação entre as variáveis. Os valores de abril foram menores do que aqueles apresentados no mês de março. O melhor resultado novamente esteve relacionado à posição e largura da ZCIT com a precipitação na CNN (Tab. 3.4). Para estas variáveis (largura e posição), a correlação com a precipitação da CNN apresentou valores muito próximos;

COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO (r)		
POSIÇÃO ZCIT x CNN	-0,38	
POSIÇÃO ZCIT x CLN	0,14	
POSIÇÃO ZCIT x SAN	-0,20	
LARGURA ZCIT x CNN	0,34	
LARGURA ZCIT x CLN	-0,28	
LARGURA ZCIT x SAN	0,03	
PRECIPITAÇÃO ZCIT x CNN	-0,08	
PRECIPITAÇÃO ZCIT x CLN	-0,28	
PRECIPITAÇÃO ZCIT x SAN	-0,22	

Tabela 3.4 – Coeficientes de correlação entre o comportamento da PLPMZ e a precipitação da CNN, CLN e SAN (ABRIL).

- De forma semelhante à Figura 3.14, a Figura 3.18 mostra a tendência dos desvios de precipitação na CNN diminuírem (aumentarem), conforme os desvios de posição (largura) tornam-se positivos;
- mostra também a fraca correlação entre a precipitação na CNN e posição e largura da ZCIT. O R², utilizando os desvios de posição como variável independente, foi de 0,14 (r = -0,38). Utilizando desvios de largura, o R² foi de 0,12 (r = 0,34);



Figura 3.18 – Gráfico de dispersão do mês de abril dos desvios de precipitação da CNN em função dos desvios de posição (a) e largura (b) da ZCIT. Os círculos (vermelhos) representam os anos chuvosos e os triângulos (azuis) os anos secos.

– e por fim, mais uma vez, observou-se a sensibilidade da ZCIT as pequenas mudanças no GRAD. Notou-se com maior nitidez que as posições mais ao sul foram encontradas em anos que os GRAD mostraram valores negativos ou ligeiramente negativos (neutro). Por outro lado, em grande parte do período que a ZCIT encontrou-se mais ao norte, os GRAD mostraram valores positivos ou ligeiramente positivos (neutro).

O critério para seleção de casos para estudo em abril é o mesmo utilizado para o mês de março: anos que apresentaram valores extremos de anomalias de precipitação na CNN. Nesta região, os anos mais chuvosos ocorreram em 2001 e 2006 e os anos mais secos entre 2003 e 2005.

Nos anos mais chuvosos, 2001 e 2006, observaram-se os valores de posição e largura com sinais opostos. Em 2001, o posicionamento da ZCIT esteve ligeiramente ao sul de sua média e a largura mostrou uma das maiores anomalias positivas, quase 1,5° acima de sua média. Em 2006, a ZCIT posicionou-se ao norte e a largura quase 1° abaixo da média. O GRAD em 2001 e em 2006 esteve neutro. Segundo o Climanálise (2001, 2006), a atuação de diversos fenômenos meteorológicos (ZCIT, CAN, VCAN e LI) favoreceu a ocorrência de índices de precipitação acima da média sobre a Região Nordeste. Aparentemente, em 2001 e 2006, a atuação desses sistemas, além de ter influenciado a precipitação na CNN, pode ter sido também a responsável pelas alterações significativas na largura e posicionamento da ZCIT. Novamente observou-se que quando a ZCIT encontrou-se ao sul (norte) da linha do equador, houve um "alargamento" ("estreitamento") da ZCIT.

Nos anos mais secos, 2004 e 2005, a ZCIT posicionou-se ao norte da sua média, praticamente sobre a mesma região, em torno de 3ºN. Os GRAD indicavam os maiores valores positivos. Nesses anos, encontram-se as maiores anomalias negativas de precipitação. Os Boletins Climanálise (2004, 2005) confirmam que essas anomalias sobre o norte do Nordeste estiveram associadas ao posicionamento da ZCIT ao norte de sua média climatológica. Em relação à largura, notou-se um aumento superior a 1º entre os anos de 2004 e 2005, entretanto o aumento não interferiu na quantidade de

precipitação na CNN. Estes resultados confirmam análises anteriores onde o aumento da largura da ZCIT não foi suficiente para interferir na precipitação na CNN, quando em suas posições mais boreais.

Em 2001 e 2003, é interessante notar que as posições da ZCIT estiveram próximas a sua média (ligeiramente ao sul), e apresentaram GRAD com valores negativos muito próximos, entretanto houve uma mudança significativa na quantidade da precipitação. Para os mesmos anos, observou-se também uma variação significativa na largura da ZCIT de aproximadamente 2,5°. Em 2003, o Climanálise (2003) informa que mesmo com o posicionamento da ZCIT próximo à costa norte da Região Nordeste a atuação de vórtices ciclônicos inibiu a ocorrência de chuvas em grande parte da Região. De acordo com os resultados apresentados sugerem-se duas explicações: primeiro, a diminuição da largura contribuiu para uma diminuição da precipitação na CNN e, segundo, a diminuição da largura da ZCIT pode ter sido modulada pelo posicionamento dos VCAN.

É importante destacar que os testes de hipótese, utilizando o teste *t* de Student com um grau de confiança de 95%, demonstraram a existência de correlações significativas para as relações entre a largura e a precipitação na CNN para o mês de março e posição e largura para abril, ou seja, somente para essas variáveis foram encontrados valores maiores que o valor crítico de t (Eq. 3.5), conduzindo à rejeição da hipótese nula (ρ =0).

Sugere-se para estudos futuros testar a significância das correlações utilizando-se de métodos não paramétricos, como por exemplo, o método *bootstrap*. Este método baseiase na construção de distribuições amostrais por reamostragem, e é muito utilizado para estimar intervalos de confiança. Uma das principais vantagens de sua utilização é não necessitar de muitas suposições para a estimativa dos parâmetros das distribuições. Outras vantagens e a descrição detalhada do método podem ser encontradas, por exemplo, em Efron (1982) e Wilks (2006).

3.2.5 Relação entre a variabilidade da PLPMZ e as variações de TSM e ventos superficiais sobre o oceano por meio de compostos

De forma semelhante à metodologia proposta por Chen et al. (2008), o método dos compostos é utilizado para se obter os campos espaciais de precipitação, TSM e divergência dos ventos superficiais na região do Atlântico Tropical. Estes compostos são usados para estudar as relações entre as variações da PLPMZ e as variações de TSM e divergência dos ventos superficiais.

A Figura 3.19 mostra os compostos de precipitação do GPCP associados aos eventos de LPZ (a, composto 1) e LGZ (b, composto 6), a diferença entre os compostos 6 e 1 (c) e o cálculo da significância estatística pelo teste t-Student (d). Observou-se que o composto 1, associado a LPZ (Fig. 3.19a), é caracterizado por uma banda zonal de precipitação localizada entre aproximadamente 2°S e 4°N. A precipitação média variou de 5 a 12,5 mm.dia⁻¹, com pico máximo concentrando-se em torno de 1°N. Os eventos de LPZ ocorreram em 42,86% dos 14 selecionados. O composto 6, associado aos eventos de LGZ (Fig. 3.19b), ocorreu com maior freqüência (57,14%). Apresentou como característica mais relevante a sua inclinação no sentido SW-NE, estendendo sobre praticamente toda a extensão longitudinal do Atlântico Equatorial, desde o norte do NEB até o continente africano. A faixa de precipitação média localizou-se em sua grande parte entre 4°S e 4°N, variando de 5 a 20 mm.dia⁻¹. Os máximos de precipitação (maiores que 12,5 mm.dia⁻¹) também se apresentaram inclinados entre a costa norte do Maranhão e Piauí até aproximadamente 22ºW. A figura 3.19c mostra a distribuição de precipitação resultante da diferença entre o composto 6, associado aos eventos de LGZ, e o composto 1, associado aos eventos de LPZ. A linha pontilhada (tracejada) indica a projeção do composto de precipitação 1 (6). Observa-se que as maiores anomalias positivas de precipitação coincidem com os valores significativos no nível de confiança de 95%. Esta região tem início próximo à costa norte do NE e se estende até a longitude de 22°W, entre aproximadamente as latitudes de 3°S e o equador. Entre 1°N e 8°N, percebe-se outra região com menor inclinação em torno das longitudes de 28ºW e 12°W. Uma característica interessante é que a largura aumenta em direção ao sul. Em

tese, o aumento da largura poderia ocorrer para o norte ou para o sul, mas os resultados mostram que o aumento é para o sul (preferencialmente). Isso é confirmado no campo de diferença e significância estatística (c e d).



Figura 3.19 – Composições médias de precipitação (mm.dia⁻¹) associadas aos eventos de LARGP (a) e LARGG (b) para os meses de março e abril (2000-2008), diferenças entre os compostos (c) e teste de significância (d). Sombreados indicam valores significativos no nível de confiança de 95%. A linha pontilhada (tracejada) indica a projeção do composto de precipitação 1 (6).

A Figura 3.20 é semelhante à Figura 3.19, entretanto a análise refere-se às composições médias de TSM (°C). Os compostos mostram ambos os eventos (LPZ e LGZ) localizados dentro das regiões que apresentam valores de TSM maiores que 27°C, sugerindo que esses dois padrões da ZCIT estão intimamente associados ao ciclo anual de migração meridional da TSM do Atlântico.

A Figura 3.20c mostra uma extensa região longitudinal, numa faixa latitudinal entre 1°S e 5°N, de anomalias positivas de TSM entre duas regiões de anomalias negativas TSM. É interessante observar que as anomalias positivas de TSM encontram-se ligeiramente ao norte das áreas onde se observam as maiores diferenças de precipitação entre os compostos 6 e 1 (Fig. 3.20c). Outro aspecto interessante é a expansão da largura ocorrer sobre águas mais frias. Entretanto, o teste *t* mostra pequenas regiões com significância estatística, não havendo evidências para assegurar (estatisticamente) esses resultados (3.20d).



Figura 3.20 – Idem à Figura 3.19, para composições médias de TSM (°C).

A Figura 3.21 é semelhante à Figura 3.20, entretanto a análise refere-se às composições médias de divergência dos ventos superficiais (10⁻⁵s⁻¹). As Figuras 3.21a e 3.21b mostram uma extensa região de convergência (divergência negativa) próxima ao equador semelhante a distribuição de precipitação de ambos os eventos (LPZ e LGZ). Nota-se no composto 8, associado aos eventos de LGZ, por exemplo, uma ampliação latitudinal da área de convergência, à medida que se aproximou do NEB. Desta forma, a área de convergência associado aos eventos de LGZ torna-se muito semelhante à área projetada pelo composto 6.

Mais uma característica interessante é observada na Figura 3.21c. A diferença entre a divergência dos ventos superficiais (DIV) entre os compostos 8 e 3, mostra uma região de divergência positiva confinada por regiões de divergência negativa (convergência). Nota-se que a expansão de largura ocorre sobre as regiões de convergência. Juntando com os resultados de TSM, o aumento de largura ocorre sobre águas mais frias e sob maior convergência dos ventos à superfície. Trata-se de um indício, pois novamente não se encontrou uma significância estatística.



Figura 3.21 – Idem à Figura 3.19, para composições médias de divergência $(10^{-5}s^{-1})$.

A Figura 3.22 mostra o teste de igualdade das variâncias (teste F) para a PRP (a), TSM (b) e DIV (c), onde os sombreados indicam valores significativos ao nível de confiança de 95%. Os testes indicam que não há homogeneidade das variâncias, ou seja, $\sigma_1 \neq \sigma_2$ em grande parte da região estudada, principalmente para TSM e DIV.



Figura 3.22 – Teste de igualdade das variâncias (teste F) para a PRP (a), TSM (b) e DIV (c). Os sombreados indicam valores significativos no nível de confiança de 95%.

3.3 Síntese dos resultados do estudo observacional

No estudo observacional, foram considerados os altos índices de precipitação na região central do Oceano Atlântico Tropical (longitude de 27,5°W), obtidos com a série de dados de GPCP, para se estimar as variabilidades da PLPMZ. Por meio de comparações objetivas com o limiar de ROLE de 230 W.m⁻² foi definido um limiar de precipitação de aproximadamente 7 mm para delinear a região de atuação da ZCIT Atlântica. A resolução espacial de 1° da série de dados de GPCP é adequada para estudar as características da ZCIT, principalmente, a sua largura.

Através da implementação de um método objetivo, foi possível obter dados pentadais da PLPMZ e estudar as suas variabilidades (escala pentadal, mensal e interanual). As anomalias da PLPMZ foram relacionadas com as anomalias de precipitação de três regiões do NEB: CNN, CLN e SAN. As variações interanuais da PLPMZ também foram relacionadas a fatores como ENOS e GRAD. A análise da variabilidade da posição confirmou estudos anteriores (HASTENRATH; HELLER, 1977; UVO, 1989; NOBRE; SHUKLA, 1996; COELHO, 2002; XIE; CARTON, 2004) e apresentou novas descobertas e indícios em relação à variabilidade da largura e intensidade.

Em relação à variabilidade pentadal, as principais conclusões foram:

- De forma semelhante a outros estudos, por exemplo, Hastenrath e Heller (1977), Uvo (1989), percebeu-se o ciclo anual da posição da ZCIT. A posição mais austral foi encontrada em abril em torno de 6°S e mais boreal em setembro aproximadamente 14°N, com posição média de aproximadamente 5°N. O estudo confirmou também estudos anteriores que descrevem a atuação preferencial da ZCIT em áreas tropicais do Hemisfério Norte (WALISER; GAUTIER, 1993; PHILANDER ET AL, 1996);
- a grande variabilidade entre pêntadas sucessivas torna o ciclo anual da largura e posição menos claro que para a posição. De forma geral, para a largura, notou-se uma concentração dos menores valores de largura entre meados de janeiro e início de abril e de maiores valores entre final de setembro a final de novembro. Para a intensidade, os menores valores concentraram-se entre meados de janeiro

e meados de abril e os maiores entre final de abril a início de agosto. A largura e a intensidade média pentadal foram de aproximadamente 5° e 12 mm.dia⁻¹, respectivamente.

Em relação à variabilidade mensal, concluí-se que:

- Como no estudo de Uvo (1989), as posições mais austrais da ZCIT ocorreram nos meses de fevereiro, março e abril, e as mais boreais, em julho, agosto e setembro. A amplitude da variação meridional média da posição da ZCIT foi de aproximadamente 7° (de 1°N em abril a 8°N em agosto);
- a ocorrência dos valores mínimos da largura em janeiro, fevereiro e março e os máximos em outubro e novembro. De abril a setembro, a largura foi aproximadamente constante (5±0,5°). A amplitude da variação média da largura foi de aproximadamente 3° (de 3° em março a 6° em outubro). Estes resultados estão próximos aos encontrados por Khrgian (1977) que mostrou uma variação da largura da ZCIT entre 200 e 600 km;
- verifica-se que a menor quantidade de precipitação média em fevereiro e março e os maiores entre maio e agosto. A amplitude da variação média da precipitação da ZCIT foi de aproximadamente 3 mm.dia⁻¹ (de 10 mm.dia⁻¹ em março a 13 mm.dia⁻¹ em julho). A variação média mensal da intensidade corresponde ao obtido por Xie e Carton (2004) que mostrou a precipitação da ZCIT menos intensa nos meses de março a abril do que nos meses de julho e agosto.

Foi analisada também a variabilidade interanual dos meses de março e abril entre os anos de 1999 e 2008 da PLPMZ e sua relação com a precipitação média da CNN, CLN e SAN. Uma conclusão parcial desta etapa do estudo é que não haveria relação forte entre as anomalias da PLPMZ e as anomalias de precipitação da CNN, CLN e SAN. De forma geral, os maiores coeficientes de correlação foram encontrados entre a posição e largura da ZCIT e a precipitação da CNN. Nesta região, a influência da ZCIT é maior e mostrou os seguintes indícios:

 as anomalias de precipitação mostraram-se mais bem relacionadas com as ATSM do Atlântico Tropical do que as do Pacífico Tropical, confirmando o estudo de Kane (2001);

- a tendência de aumento (diminuição) da largura, à medida que a posição atinge as suas posições austrais (boreais);
- a dispersão dos desvios de largura parece ser maior para as posições mais austrais da ZCIT;
- a tendência dos desvios de precipitação na CNN diminuírem (aumentarem), conforme os desvios de posição (largura) tornam-se positivos;
- para alguns anos, os desvios de largura estariam associadas às de precipitação, ou seja, existe um indício de que as anomalias de largura teriam algum potencial para serem usadas como preditor das anomalias de precipitação. O seu "alargamento" ou "estreitamento" pode estar sendo modulado por sistemas transientes, entre eles os CAN e VCAN.

Por meio do método dos compostos, são estudadas as relações entre as variações da PLPMZ e as variações de TSM e divergência dos ventos superficiais. A largura foi dividida em duas categorias, larguras grandes (LGZ) e larguras pequenas (LPZ). Os resultados mostraram que:

- Os eventos de LGZ foram mais freqüentes (57,14%) que os LPZ (42,86%);
- a LPZ foi caracterizada por uma banda zonal de precipitação localizada entre aproximadamente 2°S e 4°N. Por outro lado, a LGZ foi caracterizada por uma inclinação no sentido SW-NE, estendendo sobre praticamente toda a extensão longitudinal do Atlântico Equatorial, desde o norte do NEB até o continente africano e por uma faixa de precipitação média mais larga e mais intensa que a LPZ;
- há um indício de aumento preferencial da largura para sul, sob águas mais frias e maior convergência dos ventos à superfície.

Para testar essas possibilidades de forma mais completa, um período maior de dados (30 anos, por exemplo) seria necessário (sugestão de trabalho futuro).

4 MODELAGEM NUMÉRICA

4.1 Metodologia

O estudo de modelagem numérica foi dividido em duas etapas. A primeira etapa, denominado de experimento numérico, consiste em identificar os erros sistemáticos da precipitação para o período de estudo e escolher o esquema de microfísica e a estratégia de convecção rasa que diminuam esses erros. O intuito é encontrar uma configuração que melhor represente a precipitação associada à ZCIT Atlântica. A segunda, verificar o impacto na precipitação simulada na região de atuação da ZCIT, após ajustes no esquema de parametrização de convecção profunda KF2.

4.1.1 Experimento Numérico

A primeira etapa do estudo de modelagem numérica consiste em identificar os erros sistemáticos da precipitação encontrados em simulações realizadas nos meses de abril e março de 2003, 2005, 2006 e 2008, e escolher o esquema de microfísica e a estratégia de convecção rasa que diminuam esses erros. O período simulado corresponde aos meses que a ZCIT encontra-se em suas posições mais austrais e, com base no estudo da variabilidade interanual da PLPMZ, a ZCIT localizou-se ao sul (norte) de sua média em 2003 e 2008 (2005 e 2006).

Utiliza-se o modelo regional MM5 (DUDHIA ET AL., 2002). O domínio das simulações encontra-se entre as latitudes de 10°S e 10°N, longitudes de 38°W e 17°W e está centrado em 0,5°N e 27,5°W (Fig.4.1). A escolha do domínio é baseada no período da simulação, na área de interesse do estudo (região do Oceano Atlântico Tropical) e nos resultados obtidos anteriormente sobre as características da PLPMZ. Os dados observados mostraram, nos meses de março e abril, a posição mais austral (boreal) da ZCIT na região central do Oceano Atlântico é de aproximadamente 6°S (6°N); assim, o domínio permite que a ZCIT esteja centralizada (no sentido meridional). É estabelecido um incremento de 4° (para norte e sul) para visualização da distribuição espacial da precipitação simulada, pois a sua representação pode ser diferente da mostrada no

estudo observacional. A longitude de 27,5°W foi escolhida para centralizar o domínio na região do Oceano Atlântico (no sentido zonal).

Para obter valores representativos da precipitação na região de atuação da ZCIT, foi delineada uma área no Oceano Atlântico que se estende de 8°S a 8°N e de 29,5°W a 25,5°W (Fig. 4.1). Nesta área, inicialmente, é calculada com os dados observacionais a precipitação média pentadal e depois a sua média de área para os meses de março e abril dos anos 2003, 2005, 2006 e 2008. Os dados observacionais de precipitação utilizados são provenientes dos totais diários de precipitação do GPCP. Para fins de comparação com a precipitação observada (PO), a mesma técnica é empregada com as saídas do modelo. Como no estudo observacional, o limiar de precipitação adotado para identificar a ZCIT é de aproximadamente 7 mm. A análise da precipitação simulada (PS) é realizada também em suas duas componentes: a precipitação simulada convectiva (PSC), gerada pelos esquemas de convecção profunda (convecção implícita), e a não-convectiva (PSN), gerada pelos esquemas de microfísica das nuvens (convecção explícita).



Figura 4.1 – Domínio simulado pelo MM5. A região retangular no centro do domínio representa a área onde é calculada a média de precipitação para fins de comparação entre os valores observados e simulados.

As definições adotadas para o controle inicial de referência, denominada de controle 1 (CTRL1), são detalhadas na Tabela 4.1. A resolução horizontal (vertical) utilizada é de 30 km (24 níveis) com pressão no topo da atmosfera de 50 hPa. As parametrizações físicas do modelo são: "simple ice" (DUDHIA, 1989) para microfísica (convecção explicíta); RRTM (MLAWER ET AL., 1997) para radiação; MRF-PBL (HONG; PAN, 1996) para camada limite planetária; e Noah-LSM (CHEN; DUBHIA, 2001) para processos de superfície. A escolha das parametrizações físicas segue Vizy e Cook (2005), que definiram esse conjunto de parametrizações após muitos testes para reproduzir adequadamente o clima da América do Sul. O esquema de convecção profunda empregado segue Pereira Neto (2010), que ajustou o esquema de Kain-Fritsh 2 [KF2, (KAIN, 2004)] para a região do CLA.

Tabela 4.1 – Definições adotadas para a simulação de controle (CTRL1).

parâmetro ou processo físico	valor ou parametrização		
resolução horizontal		30 km	
número de níveis na vertical		24	
pressão no topo da atmosfera		50 hPa	
n ^{os} . pontos zonal e meridional		85 x 80	
convecção profunda	Kain Fritsh 2**	(KF2, KAIN, 2004)	
microfísica (convecção explicita)	"simple ice"*	(DUDHIA, 1989)	
solo-superfície	Noah-LSM*	(CHEN; DUDHIA, 2001)	
camada Limite	MRF PBL*	(HONG-PAN, 1996)	
radiação:	RRTM*	(MLAWER ET AL., 1997)	

*Vizy e Cook (2005) **Pereira Neto (2010)

As condições iniciais e de contorno provêm das análises do NCEP disponibilizados pelo CPTEC (00 e 12 UTC, 1° de espaçamento horizontal), e os dados de TSM da NOAA (semanal, 1° de espaçamento horizontal). As simulações são de 36h, com saídas horárias, sendo que as 12 primeiras horas são descartadas como *spin-up* (tempo necessário para ajuste do modelo aos campos atmosféricos iniciais). O passo temporal é de 60s.

Identificados os erros sistemáticos, são realizadas 7 simulações de testes (ST), com o intuito de encontrar uma configuração que melhor represente a precipitação associada à ZCIT Atlântica. Inicialmente, o mês com maior valor de PO é utilizado para as

alterações de teste. Usa-se aproximação híbrida [uso conjunto de esquemas implícitos (neste caso, KF2) e explícitos] em todas as simulações, pois Molinari e Dudek (1992) sugerem o uso deste tipo de aproximação em modelos numéricos de mesoescala ao utilizar espaçamento de grade entre 20 a 50 km.

A seqüência de simulações realizadas com o modelo MM5 é mostrada na Tabela 4.2. Nas 5 primeiras simulações, são testadas a sensibilidade da precipitação aos diferentes esquemas de microfísica disponíveis no modelo MM5. Nestas simulações iniciais, o esquema de convecção rasa de Grell (CRG) é desativado. Os seguintes esquemas microfísicos são testados: Warm Rain (WR), Reisner (RE), Reisner (R2), Goddard (GD), Schultz (SC). Em seguida, é realizada uma simulação de teste (ST6), usando o mesmo esquema explícito utilizado no CTRL1 [Simple Ice (SI)], mas habilitando a convecção rasa de Grell (juntamente com o *inline* no KF2). Encerrando a fase de testes, é realizada mais uma outra simulação (ST7) com o esquema de microfísica melhor desempenho (EMD), mantendo a convecção rasa habilitada, porque, como mostrado mais adiante, a introdução da CRG tende a reduzir a precipitação.

Tabela 4.2 – Configuração das simulações realizadas com o modelo MM5 quanto ao uso de esquemas microfísicos e convecção rasa de GRELL. As demais configurações são iguais às adotadas na simulação de CTRL1.

	Simulações							
Nome	CTRL1	ST1	ST2	ST3	ST4	ST5	ST6	ST7
Microfísica	SI	WR	RE	GD	R2	SC	SI	EMD
CRG	Não	Não	Não	Não	Não	Não	Sim	Sim

O desempenho das previsões é verificado com as duas medidas básicas de erro descritas anteriormente: BE (Eq. 3.1) e RMSE (Eq.3.2). Entretanto, agora, N é o número total de observações/previsões (número de meses do conjunto de testes), e os valores entre parênteses são P_i e O_i , valores previstos e observados, respectivamente. Também é calculado o índice "Skill Score" (SS), para medir em porcentagem o ganho das previsões corrigidas com relação às não corrigidas (CHOU ET AL, 2007). O SS é dado por:

$$SS = (\frac{E_{ref} - E}{E_{ref}}) \times 100 \% , \qquad (4.3)$$

onde *E* corresponde à medida estatística de erro *RMSE* da nova previsão a ser avaliada e E_{ref} corresponde ao índice *RMSE* de uma previsão tomada como referência (simulação de controle).

4.1.2 Ajustes no esquema de parametrização de convecção profunda KF2

Em princípio, são propostos e testados os ajustes utilizando a versão "offline" do KF2. Não se espera, no trabalho aqui proposto, reduzir totalmente o erro sistemático da precipitação; o que se objetiva é verificar se os ajustes seriam capazes de afetar o erro sistemático.

O mês utilizado escolhido para testes é março de 2003, quando foi encontrado o erro mais expressivo da PS do CTRL2. Como dados de entrada, o "offline" recebe perfis a cada três horas (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC) com valores de pressão, temperatura, razão de mistura, direção, velocidade do vento e velocidade vertical para 11 níveis de pressão (1000, 950, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300 e 200 hPa). Os perfis são provenientes das saídas do CTRL2, após o cálculo da média de área sobre uma pequena região ($2^{\circ} \times 2^{\circ}$): 1°S a 3°S e de 26,5°W a 28,5°W. Esta área foi escolhida por estar dentro da região com os maiores valores da PS associada à ZCIT, conforme verificado adiante nas simulações do CTRL2 (Figura 4.5y).

Como saída, gera a cada três horas (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC) a tendência da intensidade da precipitação (mm.s⁻¹) no passo de tempo seguinte. Este valor é multiplicado por 3.600s para se estimar a precipitação acumulada em 1 hora. Com as saídas do "offline", num total de 248 (31 dias x 8 perfis horários), é calculada a média e mediana da precipitação mensal. Para fins de comparação, utiliza-se técnica semelhante com PS, PSC, PSN do CTRL2. Calcula-se ainda a média da precipitação média mensal observada sobre a mesma região (1°S a 3°S e de 26,5°W a 28,5°W). Os dados de precipitação observada são provenientes dos totais diários de precipitação do GPCP.

Como perfis com menor resolução vertical e temporal são a entrada do "offline", espera-se que haja diferença entre a precipitação gerada pelo "offline" e a simulada no CTRL2. Desta forma, são realizados testes iniciais com o "offline" para verificar se a precipitação (convectiva) gerada por ele consegue representar a série temporal e média mensal da PSC do CTRL2. Na seqüência, são testadas no "offline" as modificações propostas por Pereira Neto (2010, daqui em diante PN). Com o objetivo de inibir a convecção profunda na região do CLA, PN realizou as seguintes mudanças nos seguintes parâmetros do KF2:

- *WKL*, que permite limitar diretamente a perturbação de temperatura (Eq. 2.1);
- w₀, que permite controlar a velocidade vertical mínima para haver perturbação de temperatura não-nula (Eq. 2.3);
- *R* (raio das correntes ascendentes), que permite o controle do entranhamento nas correntes ascendentes (Eq. 2.5);
- w_{max}, que permite remoção contínua de condensado das correntes ascendentes (Eq. 2.10);
- D*min*, que torna o esquema mais coerente com a profundidade esperada para as nuvens associadas à convecção profunda na região equatorial No KF2 original varia entre 2000 a 4000 m em função de T_{LCL} (Eq. 2.6). PN propôs um limiar para a profundidade mínima variando de 3500 a 7000 m. A motivação para a alteração da D*min* pode ser vista em detalhes em seu trabalho (PEREIRA NETO, 2010).

Seus resultados mostraram que houve expressiva melhoria na representação do total de precipitação e da fração dos dias do mês com chuva na escala mensal para a região do CLA. PN afirma, no entanto, que o padrão espacial de erros sobre o continente não sofreu muitas alterações e sobre o oceano ocorreram erros expressivos (precipitação superestimada).

O objetivo principal desta etapa do trabalho é verificar se os ajustes propostos por PN seriam capazes de causar algum impacto nos erros sistemáticos mostrados pelo CTRL2. Conceitualmente, as mudanças propostas pelo autor têm o objetivo de inibir a convecção profunda e, consequentemente, reduzir a quantidade total de precipitação. É testada também a sensibilidade aos ajustes realizados no esquema KF2 seguindo o trabalho de Anderson e tal. (2002). Estes autores ajustaram os seguintes parâmetros:

- constante de proporcionalidade k, que também permite modular a perturbação de temperatura (Eq. 2.1);
- escalas de tempo advectiva e convectiva (Eq. 2.7 e 2.8).

Estudos realizados por Anderson e tal (2002) mostraram que variações desses parâmetros são capazes de alterar a quantidade da precipitação prevista. As modificações foram implementadas no modelo ETA com espaçamento de grade de 32 km. Os testes foram realizados na parte central dos Estados Unidos em dois eventos (estudos de caso) com altos valores de precipitação devido à convecção intensa. Os valores dos parâmetros testados foram 0, 5 e 10 K.s^{-1/3}.cm^{-1/3} para k e 1800, 3600 e 5400s para a escala de tempo convectiva. De acordo com os autores, com o decréscimo de t_{conv} o esquema pode ser acionado mais frequentemente e pode mais eficientemente reduzir a instabilidade do ponto de grade, reduzindo a precipitação da grade resolvida. Por sua vez, menores valores de *k* podem permitir o aumento da instabilidade, de maneira que a precipitação da parametrização convectiva possa aumentar. Seus resultados mostraram que a cobertura espacial dos maiores valores de precipitação aumenta quando t_{conv} e *k* foram configurados em seus valores mínimos: 1800s e 0 K.s^{-1/3}.cm^{-1/3}, respectivamente.

Realizados os ajustes necessários no "offline", os resultados da calibração são testados de forma "inline" no MM5 (daqui em diante, "inline") nos meses de março e abril de 2003 e 2005 e, posteriormente, validados nos meses de março e abril de 2006 e 2008. A escolha do período das simulações (calibração e validação) refere-se aos meses de abril e março, período que a ZCIT encontra-se em suas posições mais austrais. Com base no

estudo observacional da variabilidade interanual da PLPMZ nos meses de março e abril, observaram-se as posições da ZCIT ao sul de sua média em 2003 e 2008 e ao norte em 2005 e 2006.

4.2 Resultados

4.2.1 Erros sistemáticos na precipitação

Inicialmente, faz-se uma descrição dos erros sistemáticos identificados na simulação da precipitação encontrados no controle de referência (CTRL1). A precipitação simulada foi comparada com os dados observados de precipitação do GPCP (PO). Para efeito de ilustração, considerando que os erros foram semelhantes em todas as pêntadas, foi possível mostrá-los numa escala temporal maior (mensal). Além disso, a diminuição do número de figuras facilita a visualização e a compreensão dos resultados.

A Figura 4.2 mostra a comparação entre PO e PS do CTRL1. As simulações superestimam a precipitação de forma expressiva para todos os meses. Observa-se que o maior valor da PO (6,06 mm) ocorre em abril de 2008, e este foi o mês escolhido para as comparações entre PO, PS, PSC e PSN nas diferentes ST.



Figura 4.2 – Comparações entre os índices da PO e PS (CTRL1) dos meses de março e abril de 2003, 2005, 2006 e 2008. Os índices foram obtidos da média de área da precipitação média mensal calculados entre 8°S a 8°N e 29,5°W a 25,5°W.

A figura 4.3 mostra a distribuição espacial média (Fig. 4.3a) e a variação do campo da PO ao longo da longitude de 27,5°W (Fig. 4.3b) de abril de 2008. Para fins de comparações, a Figura 4.3 mostra ainda a distribuição espacial média da PS (Fig. 4.3c), da PSC (Fig. 4.3d), da PSN (Fig. 4.3e) e a variação ao longo da linha de 27,5°W de PS, PSC e PSN para abril de 2008 (Fig. 4.3f).



Figura 4.3 – Distribuição espacial de PO (a), PS (c), PSC (d), PSN (e) e a variação ao longo da linha de 27,5°W de PO (b) PS, PSC e PSN (f) do CTRL1 para abril de 2008. A linha reta pontilhada nos gráficos sombreado e linha destaca a longitude de 27,5°W e o limiar de precipitação (~7 mm), respectivamente.

De forma geral, notou-se uma boa representação do modelo da precipitação associada à ZCIT. A distribuição espacial da precipitação localizou-se aproximadamente entre 6°S e 4°N em PO (Fig. 4.3a) e PS (Fig. 4.3c). Entretanto, o modelo tende a superestimar a precipitação em praticamente toda a região da ZCIT (Fig. 4.3c). É interessante notar que a PS superestimada foi produzida principalmente pela PSC (Fig. 4.3d), mas teve uma contribuição significativa da PSN (Fig. 4.3e). Os picos da PS foram encontrados nas áreas onde a PSN estava mais concentrada. Devido o espaçamento de grade de 30 km adotado para as simulações, seria de se esperar valores menos expressivos para PSN [pois se espera que a contribuição de PSN para a PS aumente com a diminuição do espaçamento de grade (NOGUEIRA, 2010)].

Ao avaliar a variação dos campos de precipitação observada (Fig. 4.3b) e simulada (Fig. 4.3f) ao longo da longitude de 27,5°W, observou-se claramente a precipitação

superestimada pelo modelo entre aproximadamente 3°S e 3°N. Na PO (Fig. 4.3b), os valores de precipitação não ultrapassaram 15 mm, enquanto na PS (Fig. 4.3f) foi encontrada uma larga faixa com precipitação superior a 30 mm.

4.2.2 Sensibilidade aos esquemas de microfísica e convecção rasa

Identificados os erros sistemáticos da precipitação na região de atuação da ZCIT, foi testada a sensibilidade aos diferentes esquemas microfísicos disponíveis no MM5 e à convecção rasa de GRELL. O objetivo foi obter o melhor conjunto de parametrização que reduzisse esses erros.

A Figura 4.4 mostra PS, PSC e PSN (mm) de todas as ST realizadas. Os valores foram calculados como média de área (8°S a 8°N e 29,5°W a 25,5°W) da precipitação média do mês de abril de 2008. A distribuição espacial de PS, PSC e PSN (mm) para abril de 2008 de cada ST (ST1 a ST7) são mostrados na Figura 4.5. Uma síntese das principais características encontradas é descrita abaixo:

- Com a convecção rasa de Grell desligada (ST1 a ST5), todos os testes com os diferentes esquemas de microfísica disponíveis no modelo MM5 permaneceram a superestimar a quantidade de precipitação no domínio simulado (Fig.4.4). O melhor resultado foi verificado por Warm Rain (ST1). Vale destacar que esse esquema, que não considera processos da fase de gelo em sua formulação, obteve melhor resultado que os esquemas mais complexos que incluem tratamento para água supercongelada e processos da fase de gelo (p. ex. cristais de gelo, granizo, graupel).
- É interessante notar que as mudanças dos esquemas explícitos não somente causaram alterações na quantidade média da PSN do mês estudado, mas também alteraram PSC (Fig.4.4). Quando comparado com CTRL1, de forma não proporcional, na diminuição (aumento) de PSN, verificou-se a diminuição (aumento) de PSC. A única exceção foi a ST4 com o esquema explícito R2.
- A introdução da convecção rasa de GRELL (ST6 e ST7), apesar da precipitação ainda permanecer superestimada, levou a uma redução tanto de PSC quanto de

PSN, quando comparada às simulações com a mesma configuração, mas com a convecção rasa desligada (CTRL1 e ST1). Concluí-se com esses resultados, primeiro, que o esquema de convecção rasa do KF2 (ou seja, *inline* ao KF2) não parece ser eficiente para controlar a precipitação causada pela convecção profunda. Segundo, confirma estudos anteriores que mostraram a importância de parametrizar a convecção rasa em modelos numéricos de mesoescala. Sabe-se que a convecção rasa pode, por exemplo, interferir nas características do saldo de radiação e no perfil termodinâmico da atmosfera (DENG ET AL., 2003). A convecção rasa parametrizada transporta umidade para cima e calor para baixo no interior da camada da nuvem rasa e freqüentemente modula o tempo de iniciação de convecção profunda (KAIN, 2004).



Figura 4.4 – Gráfico em colunas (a) e linhas (b) com as comparações de PO, PS, PSC e PSC (mm) entre as diferentes simulações realizadas para abril de 2008. Esses índices foram obtidos da média de área entre 8°S a 8°N e 29,5°W a 25,5°W da PO, PS, PSC e PSC média de abril de 2008.

A distribuição espacial de PSC parece não sofrer alterações significativas nos diferentes testes realizados. Por outro lado, a PSN apresentou diferenças na sua distribuição espacial, conforme se alteravam os esquemas microfísicos (Fig. 4.5). A localização da PSN concentra-se no centro do domínio e pode estar associada à região de máxima convergência dos ventos, o que levaria a ascensão de uma quantidade maior de umidade para níveis mais altos, e consequentemente a saturação dos pontos de grade.



Figura 4.5 – Campos de PS, PSC e PSN (mm) para abril de 2008. Cada uma das colunas, a contar da esquerda, refere-se à distribuição espacial de PS, PSC, PSN e a variação ao longo da linha de 27,5°W de PS, PSC e PSN, respectivamente. Cada uma das linhas, na ordem descendente, refere-se a uma simulação de teste (ST1 a ST7). A linha reta pontilhada nos gráficos sombreado e linha destaca a longitude de 27,5°W e o limiar de precipitação (~7 mm), respectivamente. (Continua)



Figura 4.5 – Continuação.



Figura 4.5 - Conclusão.

A Figura 4.6 mostra as comparações objetivas entre a precipitação simulada e observada utilizando as medidas estatísticas do erro médio (a, BE) e da raiz quadrada do erro quadrático médio (b, RMSE); mostra ainda o "Skill Score" (c, SS), tendo o CTRL1 como simulação de referência. Os índices foram obtidos da média de área (8°S a 8°N e 29,5°W a 25,5°W) da precipitação média simulada e observada (mm) entre os conjunto de testes realizados em todo o período estudado (meses de março e abril dos anos de 2003, 2005, 2006 e 2008).

O BE e RMSE indicam que a precipitação foi superestimada em todas as simulações, variando aproximadamente entre 4 e 9 mm. A redução nos valores de RMSE corresponde a ganhos expressivos na ST1 e ST7 sobre o CTRL1, na ordem de 44,5% e 49,5%, respectivamente. Ambas as simulações utilizaram o esquema explícito WR, entretanto na ST7 foi ativada a convecção rasa de GRELL, responsável pelo ganho de 5 pp.

Assim, percebe-se claramente que a ST7 mostrou melhor resultado não apenas removendo o viés, como também reduzindo o RMSE e apresentando um ganho de 49,5% em relação à simulação de referência (CTRL1), como se pode observar na Figura 4.6.



Figura 4.6 – Erro médio (a, BE), raiz quadrada do erro quadrático médio (b, RMSE) e "Skill Score" (c, SS) da precipitação simulada (mm) entre o conjunto de testes realizados nos meses de março e abril dos anos de 2003, 2005, 2006 e 2008.

Por meio de alterações nos esquemas explícitos e na convecção rasa, a precipitação simulada pelo modelo foi reduzida. A redução ocorreu tanto para PSC, quanto para PSN que foi praticamente zerada. A Figura 4.7 mostra que a redução ocorre em todo o período estudado. Entretanto, a precipitação ainda permanece superestimada.

Apesar da diferença da localização entre os dois domínios, os resultados confirmaram aqueles encontrados por PN para o seu controle de referência (base para os ajustes do KF2). A utilização dos esquemas de convecção explícita "warm rain" e convecção rasa de Grell juntamente com o "inline" no KF2, favoreceram a diminuição da quantidade de precipitação simulada pelo modelo. A ST7 que apresentou a maior redução da precipitação simulada é denominada de CTRL2 e adotada como novo controle de referência na seqüência do estudo.



Figura 4.7 – Comparações entre PO e PS do CTRL1 e da CTRL2 (ST7). Esses índices foram obtidos da média de área entre 8°S a 8°N e 29,5°W a 25,5°W.

4.2.3 Ajustes no esquema de convecção profunda KF2

Esta etapa do estudo consiste em realizar ajustes no esquema de convecção profunda KF2, seguindo os trabalhos de Pereira Neto (2010) e Anderson et al (2002), com o intuito de observar o impacto desses ajustes nos erros sistemáticos da precipitação associada à ZCIT. Inicialmente, os testes foram realizados para um mês (mar/2003) na versão "offline" do KF2 e, posteriormente, no "inline". Por fim, foi realizada a calibração e validação para todo o período do estudo, comparando a precipitação observada e a simulada pelos diferentes controles.

4.2.3.1 Ajustes no KF2 "offline"

A princípio, a precipitação gerada pelo "offline" é comparada com a PSC do CTRL2. O objetivo é verificar se o "offline" consegue representar a série temporal e a média mensal da PSC do CTRL2. A Figura 4.8 mostra o ciclo dos perfis (3 em 3h) da PSC do CTRL2 e do "offline" (a) e um diagrama de dispersão da PSC do CTRL2 em função precipitação gerada pelo "offline" (b) para o mês de março de 2003. Na Figura 4.8a, nota-se que a série de precipitação do "offline" acompanha a série de PSC do CTRL2 em grande parte do período. A Figura 4.8b mostra uma boa relação entre as duas variáveis com R², igual a 0,55. Na escala mensal, a diferença se torna imperceptível, conforme notado na Figura 4.9 no primeiro teste apresentado (TK1) sem qualquer mudança na versão original no esquema KF2.



Figura 4.8 – Ciclo dos perfis (3 em 3h) da PSC do CTRL2 e da precipitação do "offline" (a) e um diagrama de dispersão da PSC do CTRL2 em função precipitação gerada pelo "offline" (b) para o mês de março de 2003.

Na seqüência, foi testada a sensibilidade do "offline" às mudanças na profundidade mínima de nuvem e nos parâmetros da FDC propostas por PN. As definições adotadas para os testes iniciais com o "offline" (TK) são detalhadas na Tabela 4.3. Os testes alternaram-se entre a utilização dos parâmetros sem quaisquer ajustes ("default"), da profundidade de nuvem original (D*min* "default"); dos parâmetros [ADJ(PN)] e profundidade de nuvem ajustados [D*min*(PN)] por PN.

	TESTES "offline" (TK)		
	Dmin "default"	Dmin PN	
Sem ajustes	TK1	TK2	
Com ajustes de PN	TK4	TK3	

Tabela 4.3 - Configuração dos testes com "offline".

A Figura 4.9 mostra a precipitação média mensal observada (PO); média mensal da PSC do CTRL2 e a precipitação média mensal referente aos TK1, TK2, TK3 e TK4 para março de 2003. Na análise da Figura 4.9 observam-se dois resultados interessantes:

- o "offline" não mostrou sensibilidade às alterações na D*min*; diferente dos testes obtidos por PN ("inline") quando na estação chuvosa ocorreu um ligeiro aumento da precipitação no CLA;
- as mudanças propostas na FDC por PN têm o objetivo de obter uma melhoria na representação da precipitação. O autor atingiu o seu objetivo localmente, para a região do CLA. No entanto, a melhoria não se refletiu para o oceano e outras regiões do continente dentro do domínio estudado. Neste trabalho, especificamente sobre o oceano, a precipitação foi superestimada, confirmando os resultados de PN.



Figura 4.9 – Da esquerda para a direita, as colunas mostram a precipitação média mensal observada (PO); a média mensal da PSC do CTRL2 e a precipitação média mensal referente aos TK1, TK2, TK3 e TK4 para março de 2003.

PN encontrou diferentes valores para os parâmetros ajustados entre as estações seca, de transição e chuvosa do CLA. A solução foi combiná-los em uma única formulação, criando um índice que relaciona o valor dos parâmetros ajustados à velocidade vertical, denominado de índice de ascendência (IA). A variável foi escolhida por ter relação direta com os processos convectivos e possuir expressiva variação sazonal. O IA seria uma medida da "intensidade" dos movimentos verticais ascendentes na coluna atmosférica. O IA foi relacionado com os valores dos parâmetros ajustados de forma que a PSC é (não é) favorecida quando IA é baixo (alto), ou seja, é necessário definir um limite mínimo e máximo (IA_{min} e IA_{max}) que procura modular a ocorrência da precipitação. A sua formulação baseia-se na integração da velocidade vertical (w) positiva da superfície (p_1) até 300 hPa (p_2) nos níveis de pressão (unidade: hPa cm s⁻¹ = Pa m s⁻¹):

$$IA = \frac{1}{100} \int_{p_1}^{p_2} \max(w, 0) dp$$
(4.4)

Por exemplo, se há uma velocidade positiva ascendente de 1 cm.s⁻¹ entre 1000 (superfície) e 300 hPa, IA é igual a 7 hPa cm.s⁻¹. O foco do estudo, neste trabalho, foram os meses de março e abril dos anos de 2003, 2005, 2006 e 2008. Portanto, foram definidos os valores médios mensais de IA para esse período, a partir dos valores da velocidade vertical dos perfis obtidos das simulações do CTRL2. Os valores de IA encontrados para a região (1°S a 3°S e 26,5°W a 28,5°W) e período estudados variaram entre ~4 (abril/2005) e 14 hpa.cm.s⁻¹ (março/2003). Estes valores foram inferiores aos encontrados por PN para a região do CLA, onde na estação chuvosa (seca) esteve em torno de 40 hpa.cm.s⁻¹ (10 hpa.cm.s⁻¹). Por isso, foi necessário testar outros limiares para IA, adequando-o a região de estudo deste trabalho. A Figura 4.10 mostra testes realizados com diferentes intervalos de IA (IA_{min} e IA_{max}), onde se percebe que para todos os índices a quantidade média mensal da precipitação foi excessivamente superestimada, com valores superiores à apresentada pelo CTRL2.



Figura 4.10 – Ajustes do índice de ascendência (IA, hPa.cm.s⁻¹) para março de 2003.

Conclui-se que os parâmetros ajustados por PN tiveram impacto na quantidade de precipitação (escala mensal), contudo não melhoraram a precipitação no domínio estudado (oceânico). Provavelmente, uma das causas se deve aos contrastes entre a convecção continental e oceânica. Segundo Houze (2004), várias hipóteses tentam explicar essas diferenças, como por exemplo, a convecção continental está associada a correntes ascendentes mais intensas; CAPE mais altas; maior crescimento de partículas de gelo por "riming" [crescimento por coleta em nuvens frias provocado pela colisão das partículas de gelo (coletora) com as gotículas de água (coletadas)].

Novos testes na FDC foram realizados, seguindo Anderson e tal. (2002), com o intuito de testar no "offline" a sensibilidade da constante k (Eq. 2.1) e da escalas de tempo convectivo (t_{conv}) e advectivo (t_{adv}) (Eq. 2.7 e 2.8). As escalas de tempo são ajustadas para um valor único, denominado de TIMEC, i.e, $t_{adv} = t_{conv}$. A Figura 4.11 mostra que estes parâmetros têm grande sensibilidade no "offline". A figura 4.11a mostra testes para diferentes valores de k, onde se percebe que a diminuição dos valores de k reduz a quantidade média mensal da precipitação. O valor "default" de k é 4,64 K.s^{-1/3}.cm^{-1/3}. Os valores menores que o "default" (D), tendem a ter mais sensibilidade que os maiores. A figura 4.11b mostra testes para diferentes valores de TIMEC (s), onde é notada uma redução significativa na quantidade de precipitação com TIMEC igual a 5400 e 7200s. Entre 1800 e 3600s, não houve sensibilidade. Testes com valores menores que 1800s (600 e 900s) superestimaram excessivamente a precipitação (não mostrado).



Figura 4.11 – Ajustes no "offline" da constante k (a, em K.s^{-1/3}.cm^{-1/3}) e TIMEC (b, em s) para março de 2003.

Baseado nos resultados apresentados pelo "offline", foi possível definir um conjunto de modificações para serem testados "inline":

- Dmin ajustada por PN [Dmin(PN)]. A mudança no critério de profundidade mínima de nuvem torna o esquema mais coerente com a profundidade esperada para as nuvens associadas à convecção profunda na região equatorial (PEREIRA NETO, 2010);
- valor de k igual a 1,65 K.s^{-1/3}.cm^{-1/3}. Este valor foi encontrado pela interpolação linear (I) do valor de k em relação à quantidade de precipitação média mensal observada;
- valor de TIMEC igual a 5400s (1,5h), o valor mais próximo do t_{conv} "default" (entre 1800 e 3600s) que apresentou redução expressiva de precipitação.

4.2.3.2 Ajustes no KF2 "inline"

O conjunto de modificações determinadas com o "offline" é examinado de forma "inline" no MM5. D*min* ajustada por PN [Dmin(PN)] será mantida em todos os testes. Os outros dois parâmetros *k* e TIMEC serão testados isolada e conjuntamente.

A Figura 4.12 mostra a precipitação média mensal relativa aos ajustes realizados "inline" com diferentes valores para os parâmetros TIMEC (a) e k (b). Vale lembrar que *Dmin*(PN) é mantida em todos os testes, pois torna o esquema mais coerente com a profundidade esperada para as nuvens associadas à convecção profunda na região
equatorial. Ao analisar a PSC, notou-se a sensibilidade aos parâmetros k e TIMEC semelhante, mas não tão acentuada quanto à encontrada nos testes realizados com o "offline". Em relação à PSN, verificou-se um aumento em todos os testes quando comparado à PSN do CTRL2. A PSN aumentou, conforme os valores de TIMEC (k) aumentavam (diminuíam).



Figura 4.12 – Precipitação média mensal relativa aos ajustes realizados "inline" para TIMEC (a) e k (b).

Na análise da quantidade da PSN e PSC, observou-se a superestimativa de PSN associada a um pequeno número de perfis (~3%). Para fins de ilustração, a Figura 4.13 mostra a distribuição da freqüência da quantidade da PSN (a) e PSC (b) dos 248 perfis (mar/2003) relativo ao parâmetro TIMEC igual a 5400 s. A linha tracejada representa a freqüência acumulada. Notou-se que em torno de 94% da quantidade da PSN encontrase até 0,2 mm. Os 6 perfis com precipitação estimada superior a 2 mm correspondem a aproximadamente 80% do total acumulado de PSN. A PSC, por sua vez, teve uma distribuição mais uniforme, concentrando-se entre 0,5 e 1,5 mm.



Figura 4.13 – Distribuição da freqüência absoluta da quantidade da PSN (a) e PSC (b) dos perfis (mar/2003) relativo ao parâmetro TIMEC igual a 5400 s. A linha tracejada representa a freqüência acumulada (em %).

Nogueira (2010) descreve os diferentes aspectos morfológicos entre PSC e PSN. Segundo o autor, a PSC é caracterizada por apresentar pequena magnitude e cobrir grandes extensões, enquanto a PSN é mais intensa e concentrada no espaço. Além disso, o padrão espacial de PSN tende a mudar conforme a escolha ou modificações dos esquemas de parametrização. Considerando que foi calculada a média de área da precipitação (uma região fixa), erros expressivos podem ocorrer na PSN e, consequentemente, na PS. Uma forma de eliminar estas distorções, quando há valores extremos que afetam de maneira acentuada a média aritmética, é a aplicação de outra medida de centralidade (ou tendência central): a mediana. A mediana depende da posição e não dos valores dos elementos na série ordenada, não se deixando influenciar pelos valores extremos da série de dados.

Portanto, calculou-se a precipitação mediana mensal dos parâmetros TIMEC e *k* (Fig.4.14). Em todas as simulações, a PSN calculada foi igual a zero. Por isso, a Figura 4.14 mostra somente a precipitação mediana mensal de PS, associada somente a PSC. Com o cálculo da mediana, torna-se mais claro que os resultados "inline" confirmaram os obtidos "offline", i.e., uma redução na precipitação mediana mensal com TIMEC igual a 5400 e 7200s e valores de k menores que o "default". O que chama a atenção é a ausência de precipitação quando o valor de k é nulo, o que denota a importância da perturbação de temperatura na FDC.



Figura 4.14 – Precipitação mediana mensal relativa aos ajustes realizados "inline" para TIMEC (a) e k (b).

Os resultados aqui apresentados (Fig. 4.12 e 4.14) complementam e tornam mais precisos aqueles apresentados por Anderson e tal (2002). Estes autores analisaram somente a PS. Neste trabalho, a PS é analisada conjuntamente com a PSC e PSN, pois o impacto em PS depende de qual componente (PSC ou PSN) é mais sensível. A redução de t_{conv} significa redistribuição mais freqüentes dos perfis verticais de temperatura e umidade, ou seja, remoção mais rápida da instabilidade. Isso tende a aumentar PSC e reduzir PSN. Em relação a k, reduzi-lo em um primeiro momento, diminui a probabilidade de ocorrer PSC (via redução da temperatura de perturbação); mas o acúmulo de instabilidade na grade resolvida pode aumentar a PSN. Em suma, as Figuras 4.12 e 4.14 mostraram que, no balanço final entre PSC e PSN, ao diminuir a t_{conv} (k) o aumento de PSC (PSN) tende a prevalecer na PS.

Uma seqüência de 4 testes resume as simulações "inline" realizadas. As definições das alterações dos parâmetros para os testes "inline" (TI) são detalhadas na Tabela 4.4. Todos os testes utilizaram *Dmin*(PN). No TI1, somente *Dmin*(PN) foi implementada; em TI2, *Dmin*(PN) e k igual a 1,65 K.s^{-1/3}.cm^{-1/3}; em TI3, *Dmin*(PN) e TIMEC igual a 5400s (sem o ajuste de k); em TI4, *Dmin*(PN), TIMEC igual a 5400s e k igual a 1,65 K.s^{-1/3}.cm^{-1/3} (conjuntamente).

	Testes "inline" (TI)	
	TIMEC (5400)*	k (1,65)**
k (1,65)**	TI4	TI2
TIMEC (5400)*	TI3	TI4

Tabela 4.4 – Configuração dos testes "inline". Todos os testes utilizaram Dmin(PN)

*TIMEC (em s) **k (em K.s^{-1/3}.cm^{-1/3})

A figura 4.15 mostra a precipitação média mensal de TI1, TI2, TI3 e TI4 para março de 2003. Comparando a PSC dos testes com a do CTRL2, verificou-se em TI1 a pouca sensibilidade à mudança de D*min*, confirmando os resultados encontrados no "offline". No TI2, TI3, e TI4 a PSC foi reduzida, mas a sensibilidade aos parâmetros k e TIMEC foi menor à encontrada nos testes realizados com o "offline". Ao analisar a PSN, notouse um aumento em todos os testes quando comparado à PSN do CTRL2. Para a mesma área e período de estudo, a PSN no CTRL2 apareceu praticamente zerada (0,01 mm). Com os ajustes, TI1, TI2, TI3 e TI4 apresentaram precipitação média mensal de 0,05, 0,09, 0,15 e 0,21 mm, respectivamente. No balanço final, verifica-se que a PS praticamente permaneceu inalterada em relação ao CTRL2.



Figura 4.15 – Comparação entre a precipitação mensal média (PSN, PSC e PS) do CTRL2 e dos ajustes "inline" para TI1, TI2, T3 e T4 para março de 2003. A linha tracejada representa a precipitação mensal média observada.

A Figura 4.16 mostra a precipitação mediana mensal de TI1, TI2, TI3 e TI4. Os testes mostraram claramente o impacto dos ajustes propostos na precipitação. Em TI1, TI2 e TI3, notou-se uma gradual redução da PS. Houve um expressivo ganho em TI3 quando comparado com CTRL2. Entretanto, em TI4 houve um ligeiro aumento da precipitação

em relação a TI3. Este resultado é interessante, pois seria esperado um somatório entre o ganho na precipitação relativo aos ajustes de k (TI2) e TIMEC (TI3). Isto sugere a existência de uma interação entre os dois parâmetros (k e TIMEC). Este resultado mostra a importância, neste tipo de estudo (ajustes nos esquemas de parametrização), da análise não somente de um parâmetro, mas também de sua relação um com outro.



Figura 4.16 – Comparação entre a precipitação mediana mensal (PS) do CTRL2 e dos ajustes "inline" para TI1, TI2, T3 e T4 para março de 2003. A linha tracejada representa a precipitação mensal média observada.

Após análise dos resultados das Figuras 4.15 e 4.16, os ajustes em TI3 levaram a melhoria na representação da quantidade da precipitação. As alterações em TI3 [Dmin(PN) e TIMEC=5400s] mostraram a maior redução do viés da precipitação no mês março de 2003. Os novos ajustes implementados no CRTL2 geram um novo controle, denominado de CTRL2 + ADJ.

4.2.4 Calibração e validação

Novos testes foram realizados "inline" nos meses de abril de 2003 e março e abril 2005 (calibração) e, posteriormente, nos meses de março e abril de 2006 e 2008 (validação). A escolha dos anos para validação e calibração teve por base o estudo observacional da variabilidade interanual da PLPMZ, onde se observaram posições da ZCIT ao sul de sua média em 2003 e 2008 e ao norte em 2005 e 2006, em relação à média de 10 anos (1999-2008) dos meses de março e abril.

A Figura 4.17 mostra os resultados das simulações do CTRL1, do CTRL2 e do CTRL2 + ADJ para o período de calibração (a) e validação (b). Para todo o período estudado (calibração e validação), foi observada uma redução significativa da precipitação média mensal para o CTRL2 + ADJ, quando comparada ao CTRL1. Em relação à PO, notouse uma melhoria expressiva nos meses que apresentaram os menores valores de precipitação (p. ex. mar/05 e mar/06). Entretanto, no geral, a precipitação ainda permanece superestimada.



Figura 4.17 – Comparação entre a precipitação média mensal observada (PO) e simulada pelo CTRL1, CTRL2 e CTRL2 + ADJ para período de calibração (a) e validação (b).

A Figura 4.18 mostra o erro médio (a, BE), raiz quadrada do erro quadrático médio (b, RMSE) e "Skill Score" (c, SS) da precipitação simulada (mm) entre o conjunto de testes realizados nos meses de março e abril dos anos de 2003, 2005, 2006 e 2008 para os diferentes controles. As mudanças propostas não somente removeram o viés, como também reduziram o RMSE. Em relação a simulação de referência (CTRL1), houve um

ganho de 49,5% com as alterações imediatas nos esquemas explícitos e na convecção rasa e 69,2% com os ajustes "inline" do esquema de convecção profunda KF2 [D*min*(PN) e TIMEC=5400s].



Figura 4.18 – Erro médio (a, BE), raiz quadrada do erro quadrático médio (b, RMSE) e "Skill Score" (c, SS) da precipitação simulada (mm) entre o conjunto de testes realizados nos meses de março e abril dos anos de 2003, 2005, 2006 e 2008 para os diferentes controles.

As Figuras 4.19 a 4.26 mostram os campos de PO, PS, PSC e PSN (mm) do CTRL1, CTRL2 e CTRL2+ADJ para todo o período de estudo. Numa análise subjetiva, notou-se uma melhora na representação da precipitação associada à ZCIT, conforme os ajustes foram sendo implementados. De forma geral, os ajustes conseguiram melhorar a representação da sua largura e intensidade. Aparentemente, não houve uma variação significativa no posicionamento da ZCIT entre os controles.



Figura 4.19 – Campos de PO, PS, PSC e PSN (mm) para março de 2003. Cada uma das linhas, na ordem descendente, representa a distribuição espacial de PO e das simulações de controle, CTRL1, CTRL2 e CTRL2 + ADJ, respectivamente. Na primeira linha, a coluna da esquerda refere-se à PO e da esquerda a sua variação ao longo da longitude de 27,5°W. A partir da segunda linha, cada uma das colunas refere-se a PS, PSC e PSN e a variação desses campos ao longo da longitude de 27,5°W, respectivamente. A linha reta pontilhada nos gráficos sombreado e linha destaca a longitude de 27,5°W e o limiar de precipitação (~7 mm), respectivamente.



Figura 4.20 – Idem à Figura 4.19, mas para abril de 2003.



Figura 4.21 – Idem à Figura 4.19, mas para março de 2005.



Figura 4.22 – Idem à Figura 4.19, mas para abril de 2005.



Figura 4.23 – Idem à Figura 4.19, mas para março de 2006.



Figura 4.24 – Idem à Figura 4.19, mas para abril de 2006.



Figura 4.25 – Idem à Figura 4.19, mas para março de 2008.





Figura 4.26 – Idem à Figura 4.19, mas para abril de 2008.

4.3 Síntese do estudo de modelagem numérica

A primeira etapa do estudo de modelagem numérica consiste em identificar os erros sistemáticos encontrados em simulações realizadas nos meses de abril e março de 2003, 2005, 2006 e 2008, e escolher o esquema de microfísica e a estratégia de convecção rasa que diminuam esses erros. O período simulado corresponde aos meses que a ZCIT encontra-se em suas posições mais austrais e, com base no estudo da variabilidade interanual da PLPMZ, a ZCIT localizou-se ao sul (norte) de sua média em 2003 e 2008 (2005 e 2006).

Na escala mensal, foram identificados os erros sistemáticos da precipitação na simulação do controle de referência (CTRL1) para todo o período de estudo. As simulações mostraram que o modelo tende a superestimar a precipitação em praticamente toda a região da ZCIT. Após a identificação dos erros sistemáticos, é testada a sensibilidade da precipitação aos diferentes esquemas de microfísica disponíveis no modelo MM5 e à convecção rasa de GRELL. A PS foi investigada conjuntamente com suas duas componentes (PSC e PSN). As principais conclusões sobre esse estudo são descritas abaixo:

- A introdução da convecção rasa nas simulações levou a redução tanto de PSC quanto de PSN;
- alterações nos esquemas explícitos não somente causaram mudanças na quantidade da PSN, mas também da PSC;
- a distribuição espacial de PSC parece não sofrer alterações significativas nos diferentes testes realizados. Por outro lado, a PSN apresentou diferentes padrões espaciais, conforme se alteravam os esquemas microfísicos;
- a utilização dos esquemas de convecção explícita "warm rain" e convecção rasa de Grell juntamente com o "inline" no KF2, favoreceram a diminuição da quantidade de precipitação simulada pelo CTRL1;
- todos esses ajustes imediatos não apenas removeram o viés, como também reduziram o RMSE, apresentando um ganho de 49,5% em relação à simulação do CTRL1.

Na segunda etapa, o estudo examinou a sensibilidade da precipitação na região de atuação da ZCIT Atlântica às modificações na parametrização de convecção profunda KF2. Primeiro, foi testado o impacto dos ajustes no esquema KF2 com o KFETA "offline" e depois com o MM5 "inline". O KFETA "offline" é derivado do esquema KF2 "inline" do modelo regional WRF e possui estrutura modular e codificação (em FORTRAN 90) mais organizada e estruturada do que o KF2 do modelo MM5.

Inicialmente, foram testadas no "offline" as mudanças propostas por PN. Os resultados mostraram que os parâmetros ajustados tiveram impacto na quantidade de precipitação (escala mensal), contudo não melhoraram a precipitação no domínio estudado (oceânico). Novos testes foram realizados, seguindo Anderson e tal. (2002). Estes autores testaram a sensibilidade da constante k (Eq. 2.1) e da escalas de tempo convectivo (t_{conv}) e advectivo (t_{adv}) (Eq. 2.7 e 2.8). As escalas de tempo são ajustados para um valor único, denominado de TIMEC, i.e, $t_{adv} = t_{conv}$. Os resultados mostraram que esses dois parâmetros têm grande sensibilidade no "offline". A seguir faz-se uma breve descrição com as principais conclusões obtidas com os testes "offline":

- os parâmetros ajustados por PN superestimaram a precipitação no domínio estudado (oceânico), confirmando os resultados obtidos pelo autor;
- ajustes de k menores que "default" tendem a diminuir a PSC;
- ajustes em TIMEC maior que 1 hora (3600 s) tendem a diminuir a PSC;

Baseado nos resultados apresentados pelo "offline", foi possível definir um conjunto de modificações para serem testadas "inline": D*min* ajustada por PN [D*min*(PN)]; valor de k igual a 1,65 K.s^{-1/3}.cm^{-1/3}; valor de TIMEC igual a 5400s.

Os testes "inline" não tiveram a mesma sensibilidade mostrada no "offline", porém foi notado um impacto significativo na quantidade e PS e nas suas duas componentes (PSC ou PSN). A redução de t_{conv} significa redistribuição mais freqüentes dos perfis verticais de temperatura e umidade, ou seja, remoção mais rápida da instabilidade. Isso tende a aumentar PSC e reduzir PSN. Em relação a k, reduzi-lo em um primeiro momento,

diminui a probabilidade de ocorrer PSC (via redução da temperatura de perturbação); mas o acúmulo de instabilidade na grade resolvida pode aumentar a PSN. Em suma, os resultados mostraram que, no balanço final entre PSC e PSN, ao diminuir a t_{conv} (k) o aumento de PSC (PSN) tende a prevalecer na PS. Uma seqüência de quatro testes "inline" mostraram uma redução significativa na PS com o aumento de TIMEC para 5400s e um ligeiro aumento da precipitação com a inclusão de k igual a K.s^{-1/3}.cm^{-1/3}. Isto sugere a existência de uma interação entre os dois parâmetros (k e TIMEC). Por fim, houve melhorias na precipitação simulada depois de implementados os seguintes ajustes: aumento de t_{conv} para 5400s e aumento da D*min* que passou a variar de 3500 a 7000 m em função do LCL.

A inclusão de todas as mudanças propostas não somente removeram o viés, como também reduziram o RMSE. Em relação ao a simulação de referência (CTRL1), houve um ganho de 49,5% com as alterações imediatas nos esquemas explícitos e na convecção rasa e 69,2% com os ajustes "inline" do esquema de convecção profunda KF2 [D*min*(PN) e TIMEC=5400s]. Consequentemente, de forma geral, os ajustes conseguiram melhorar a representação da sua largura e intensidade. Aparentemente, não houve uma variação significativa no posicionamento da ZCIT entre os controles.

5 CONCLUSÕES

O presente estudo investigou o comportamento temporal e espacial da posição, largura e precipitação média (intensidade) da ZCIT (PLPMZ) sobre a região central do Oceano Atlântico. Para isso, o trabalho foi dividido em duas partes: estudo observacional e de modelagem numérica. Nos aspectos observacionais, foi estimada objetivamente a PLPMZ com dados derivados de satélites durante um período de 10 anos (1999 a 2008). Os resultados foram utilizados para caracterizar estaticamente a PLPMZ. No estudo de modelagem numérica, foi testada a sensibilidade da precipitação aos diferentes esquemas de microfísica disponíveis pelo modelo MM5, à convecção rasa de GRELL e a ajustes no esquema KF2, com o objetivo de verificar se essas mudanças seriam capazes de afetar os erros sistemáticos da precipitação simulada na região da ZCIT.

O estudo observacional confirmou estudos anteriores sobre a variabilidade da posição e apresentou aspectos novos em relação à variabilidade da largura e intensidade. Na escala mensal, os resultados mostraram que a largura e intensidade da ZCIT, tende a diminuir ao atingir as suas posições mais austrais (fevereiro, março e abril). A amplitude da variação anual foi de aproximadamente 7° para a posição (de 1°N em abril a 8°N em agosto), 3° para a largura (de 3° em março a 6° em outubro) e 3 mm.dia⁻¹ para a intensidade (de 10 mm.dia⁻¹ em março a 13 mm.dia⁻¹ em julho). Outra característica interessante é o aumento da variabilidade da largura nos meses de março e abril, comportamento semelhante ao observado para a posição. Conforme a literatura (UVO, 1989; COELHO, 2002) essa maior variabilidade pode estar associada a diferentes sistemas transientes que atuam nos continentes sul-americano e africano (DOL, VCAN, CAN e sistemas frontais) e pode afetar a qualidade da estação chuvosa no NEB.

Na análise da variabilidade interanual dos meses de março e abril, os maiores coeficientes de correlação foram encontrados entre a posição e a largura e a precipitação na CNN. Nesses meses, foi observada a maior dispersão dos desvios de largura nos anos que a ZCIT encontrava-se ao sul da linha equatorial. Verificou-se também a tendência de aumento (diminuição) da largura, à medida que a posição atinge as suas posições

austrais (boreais), ou seja, há uma tendência de "alargamento" da ZCIT ao atingir as suas posições mais austrais. Para alguns anos, aparentemente os desvios de largura estariam associadas aos de precipitação, ou seja, as anomalias de largura teriam algum potencial para serem usadas como preditor das anomalias de precipitação. Por meio da análise dos compostos de precipitação, TSM e divergência dos ventos superficiais na região do Atlântico Tropical, encontraram-se indícios de que anomalias positivas de largura estariam associadas à TSM menor e maior convergência dos ventos à superfície. Entretanto, para testar essas possibilidades de forma mais completa, um período maior de dados (30 anos, por exemplo) seria necessário.

Com o intuito de encontrar uma configuração que melhor representasse a precipitação associada à ZCIT Atlântica, o estudo de modelagem numérica foi dividido em duas etapas. A primeira etapa consistiu em identificar os erros sistemáticos da precipitação para o período de estudo e escolher o esquema de microfísica e a estratégia de convecção rasa para diminuir esses erros. A segunda, verificar o impacto na precipitação simulada de ajustes no esquema de parametrização de convecção profunda KF2. O propósito do KF2 é parametrizar a precipitação de subgrade e, assim, reduzir a instabilidade convectiva no ponto de grade.

A primeira etapa do experimento numérico mostrou que a utilização dos esquemas de convecção explícita "warm rain" e convecção rasa de Grell, juntamente com o "inline" no KF2, favoreceram a diminuição da superestimativa de precipitação simulada na região de atuação da ZCIT. Na etapa seguinte, foi mostrado o impacto na precipitação simulada aos ajustes propostos por Pereira Neto (2010) e Anderson et al (2002). As mudanças no KF2 que levaram a melhorias na representação da precipitação simulada foram: aumento do tempo convectivo (5400s) e aumento da profundidade mínima da nuvem para ativar a convecção (variando de 3500 a 7000 m em função do LCL) A inclusão de todas as mudanças propostas não somente removeram o viés, como também reduziram o RMSE com um ganho de 69%, quando comparado com o controle inicial (CTRL1). Consequentemente, este resultado também trouxe melhorias na representação da largura e intensidade da ZCIT.

A previsão quantitativa de precipitação em modelos atmosféricos ainda é um grande desafio. Não existe um único esquema de cumulus que possa ser considerado o melhor, ou seja, que supere os outros em todos os parâmetros de avaliação da previsão e na representação dos diferentes sistemas de tempo ao redor do mundo. Os ajustes propostos neste trabalho tiveram um impacto na precipitação simulada, porém um exame detalhado ainda é necessário para uma melhor compreensão da relação entre os parâmetros ajustados e os processos físicos associados à convecção representados no esquema. Embora as mudanças no KF2 descritas aqui tenham melhorado a representação da precipitação simulada, é bem possível que os ganhos não se mantenham para outras regiões ou outros períodos. Cabe lembrar que as melhorias foram obtidas pelo ajuste da parametrização para um período específico e para uma região com características peculiares, tais como altos valores de precipitação e convergência de vento. Entretanto, os parâmetros do esquema KF2 utilizados neste trabalho podem ser facilmente alterados, adequando-os a outras circunstâncias específicas.

Espera-se que o presente trabalho tenha contribuído para uma melhor compreensão das características associadas à ZCIT. Informação detalhada e precisa do comportamento desse sistema é necessária para previsão de tempo e clima, tornando-se útil para serem aplicadas no aperfeiçoamento da previsão de chuvas na estação chuvosa da costa norte e noroeste do NEB e no planejamento de vôo para as aeronaves que trafegam as rotas aéreas internacionais América do Sul - Europa. Como trabalhos futuros, sugere-se:

 Aperfeiçoar o método objetivo, com o intuito de diminuir a quantidade de valores indefinidos e, assim, estudar a relação da ZCIT e a precipitação do NEB com longitudes mais próximas do continente sul-americano. Devido às diferentes capacidades caloríficas dos continentes e oceanos, as regiões continentais são aquecidas mais rapidamente do que os oceanos, como resultado diferenças na localização e largura da ZCIT podem ser encontradas (PRICE, 2008);

- Como os dados de precipitação abrangem um período muito curto, estudar a variabilidade da PLPMZ com outros tipos de dados que tenha uma resolução espacial maior (p. ex. imagens de satélites) para validar os resultados obtidos neste trabalho;
- Estudar a sensibilidade aos ajustes propostos no estudo de modelagem numérica para outras regiões (p. ex., continental) e estações do ano (p. ex., estação seca);
- Explorar as interações entre as parametrizações, como por exemplo, uma melhor compreensão dos processos que representam a interação entre os esquemas de convecção implícitos (subgrade) e explícitos (grade), especialmente em grades com alta resolução (<50 km).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER R. F.; HUFFMAN G. J.; CHANG, A.; FERRANO, R.; XIE, P.P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND J., ARKIN, P.; NELKIN, E. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979present). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.4, p. 1147-1167, 2003.

ANDERSON, J. C.; JR., W. A. G.; ARRITT, R. W.; KAIN, J. S. Impact of adjustments in the Kain-Fritsch convective scheme on QPF of elevated convection. In: CONF. ON WEATHER ANALYSIS AND FORECASTING, 19./ CONF. ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 15., 2002, San Antonio. **Proceedings...**San Antonio, TX: American Meteorological Society, 2002.

ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. A importância relativa do Atlântico tropical sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n.1, 63-74, 2007.

BETTS, A. K; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and Arctic air-mass data sets. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 112, 693–709, 1986.

BUSTAMANTE, J. F.; CHOU, S. C.; ROZANTE, J. R.; GOMES, J. L. Uma avaliação da previsibilidade de tempo do modelo Eta para a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, 59-70, 2005.

CHAO, W.C. The origins of ITCZs, monsoons and monsoon onset – A review. Submitted to **Climate Dynamics**, mar., 2008.

CHAO, W. C.; CHEN, B. Single and double ITCZ in an aqua-planet model with constant sea surface temperature and solar angle. **Climate Dynamics**, 22: 447-459, 2004.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system, part I: model implementation and sensitivity. **Mon. Wea. Rev.**, v.129, p.569-585, 2001.

CHEN, B.; LIN, X.; BACMEISTER, J.T. Frequency distribution of daily ITCZ patterns over the western-central Pacific. **Journal of Climate**, v. 21, n. 17, p. 4207-4222, Sept., 2008.

CHOU, S.C.; TANAJURA, C. A. S.; XUE, Y.; NOBRE, C. A. Validation of the coupled Eta/SSiB model over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8088, 2002.

CHOU, S.C.; SOUZA, C. R.; GOMES, J. L.; EVANGELISTA, E. F. D.; OSÓRIO, C.; CATALDI, M. Refinamento estatístico das previsões horárias de temperatura a 2 m do modelo ETA em estações do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.3, 287-296, 2007.

CLIMANALISE - Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Cachoeira Paulista, SP: INPE, 1999 a 2008. Mensal. Disponível em: www.cptec.inpe.br/ products/climanalise, acessado em 25 de agosto de 2010.

COÊLHO, M. S. **Estudo da estrutura vertical e horizontal da precipitação e da circulação atmosférica na região da ZCIT**. 2002. 158 p. (INPE-10287-TDI/906). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2002. Disponível em: http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/08.16.11.01>. Acessado em: 02 fev. 2010.

CPC/NOAA. Monthly atmospheric and SST índices. Disponível em: www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices, acessado em agosto de 2010.

DAS, P. K. **Monsoons**. Fifth IMO lecture. Genebra, Suiça: World Meteorological Organization, 1986. 155 p. WMO-nº 613

DENG, A.; SEAMAN, N. L.; KAIN, J. S. A shallow convection parameterization for meoscale models. Part I: Submodel description and preliminary Applications. J. Atmos. Sci., v.60, p. 34-56, 2003.

DE SOUZA, E. B.; KAYANO M. T.; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 81, p. 177–191, 2005.

DE SOUZA, E. B. et al. Precipitação sazonal sobre a Amazônia Oriental no período chuvoso: observações e simulações regionais com o REGCM3. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n.2, 111-124, 2009.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during winter monsoonexperiment using a mesoscale two-dimensional model. J. Atmos. Sci., v.46, p.3077-3107, 1989.

DUDHIA, J.; GILL, D.; GUO, Y.-R.; MANNING, K.; BOURGEOIS, A.; WANG, W.; WILSON, J. **PSU/NCAR mesoscale modeling system tutorial class notes and user's guide:** MM5 modeling system version 3. Boulder, CO: Mesoscale and Microscale Meteorology Division, NCAR, 2002.

EFRON, B. **Jackknife, the bootstrap and other resampling plans.** Philadelphia, PA: Society for Industrial and Applied Mathematics, 1982 9285710 (CBMS-NSF Regional Conference Series in Applied Mathematics) ISBN 0-89871-179-7.

ENFIELD, D.B.; MESTAS-NUNEZ, A.M.; MAYER, D.A.; CID-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperature? **J. Geophys. Res.**, v.104, n.C4, p.7841-7848, 1999.

FERREIRA, N. S.; REPELLI, C. A.; ALVEZ, J. M. B.; SOUZA, E. B. Loczcit um procedimento numérico para localização do eixo central da zona de convergência intertropical no atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 159-164, 2005.

FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. J. Atmos. Sci., 37, 1722–1733, 1980.

FROM, L.D.; STAVER, A.E. Fundamentals of weather a workbook approach - Dubuque, Ia: Kendall/hunt, 1979. 30279507 ISBN 0-8403-2023.

GRELL G.A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. **Mon. Wea. Rev.**, v.121, p. 764–787, 1993.

GRELL, G. A.; DUDHIA, J.; STAUFFER, D. **R. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5)**. Colorado: NCAR, 1995. 138p. NCAR Technical Note, NCAR/TN 398+STR.

GU, G.; ADLER, R. F. Interannual variability of boreal summer rainfall in the equatorial Atlantic. **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 175-184, 2009.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. Quartely **Journal of the Royal Meteorological Society**, v.103, n.435, p. 77-92, 1977.

HOFFMAN, R. N.; LEIDNER S. M. An introduction to the near real time QuikSCAT data. **Weather and Forecasting**, v. 20, p. 476–493, 2005.

HONG, S.-Y.; PAN, H.-L. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a mediumrange forecast model. **Mon. Wea. Rev.**, v. 124, p. 2322-2339, 1996.

HONG, S.-Y.; Pan, H.-L. Convective Trigger Function for a Mass-Flux Cumulus Parameterization Scheme. **Mon. Wea. Rev.**, v.126, p.2599-2620, 1998.

HOUZE, R. A. Jr. Mesoscale convective systems. **Rev. Geophys.**, 42, RG4003, 2004. DOI:10.1029/2004RG000150

HUFFMAN, G. J.; MORRISSEY, M., BOLVIN, D. T.; CURTIS, S.; JOYCE, R.; MCGAVOCK, B.; SUSSKIND, J. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. **J. Hydrometeor**., v.2, p. 36–50, 2001

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. **J. Atmos. Sci.**, v. 47, n. 23, p. 2748-2802, 1990.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. The role of the convective "trigger functions" in numerical forecasts of mesoscale convective systems. **Meteor. Atmos. Phys.,** v. 49, p. 93–106, 1992.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Chapter 16 – Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch Scheme, in meteorological monographs. **Amer. Meteor. Soc.**, v. 24, n. 46, 1993.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Multiscale convective overturning in mesoscale convective systems: Reconciling observations, simulations and theory. **Mon. Wea. Rev.**, v. 126, p. 2254–2273, 1998.

KAIN, J. S. The Kain–Fritsch convective parameterization: An update. J. Appl. Meteor., v. 43, p. 170–181, 2004.

KANE, R. P. Limited effectiveness of El Niños in causing droughts in NE Brazil and the prominent role of Atlantic parameters. **Rev. Bras. Geof.**, v. 19, n. 2, 2001.

KHRGIAN, A. Physical meteorology. In: DANILINA, I.P. **Meteorology and climatology** - Boston, MA: G.K. Hall, 1977 2 26674066 (Geophysics Series) ISBN I Summaries of Scientific Progress. Cap. 1, p.1-18. ISBN 0-8161-2013-7.

KOUSKY, V. E.; GAN, M.A; Upper Tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 36, n. 6, p. 538-551. 1981.

KUMMEROW, C; BARNES, W; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSON, J. 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. J. Atmos. Oceanic Technol., v. 15, p. 809–817, 1998.

KUO, H.-L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on the large scale flow. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 1232–1240, 1974.

LAU, K.-M.; WU, H.-T; BONY, S. The role of large-scale atmospheric circulation in the relationship between tropical convection and sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 10, p. 381-392, mar., 1997.

LEGATES, D. R.; WILLMOTT, C. J. Mean seasonal and spatial variability in gaugecorrected, global precipitation. **International Journal of Climatology**, v. 10, p.111-127, 1990.

LIEBMANN, B., C.A. SMITH. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society** 77, 1275-1277, 1996.

LIEBMANN, B.; KILADIS, N. G.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and the south Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1877-1891, 1999.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A., SOUZA, P. P. Zona de convergência intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J., SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 2, p.25-41. ISBN 978-85-86238-92-5.

MLAWER, E.J.; TAUBMAN, S.J.; BROWN, P.D.; IACONO, M.J.; CLOUGH, S.A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **J. Geophys. Res**., v.102, n. D14, p. 16663-16683, 1997.

MOLINARI, J., DUDEK. M. Parameterization of Convective Precipitation in mesoscale numerical models: A critical review. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 326-344, 1992.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical Experiments with a General Circulation Model. **Journal of the Atmospheric science**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **J. Climate**, v.10, n. 4, p. 2464-2479, 1996.

NOBRE, P.; MOURA, A. D.; SUN, L. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's regional spectral model at IRI. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, p. 2787–2796, 2001.

NOGUEIRA, J. H. A. **Sensibilidade da precipitação simulada na região do Centro de Lançamento de Alcântara a esquemas de convecção explícita**: estudos de casos. 2010. 154 p. (INPE-16718-TDI/1656) Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2010. Disponível em: <http://mtc-m18.sid.inpe.br/col/ sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/04.13.16.18>. Acesso em: 10 nov. 2010.

OYAMA, M.D. **Instalação do modelo de mesoescala MM5 na ACA/IAE/CTA**. São José dos Campos: Divisão de Ciências Atmosféricas, Instituto de Aeronáutica e Espaço, Centro Técnico Aeroespacial, 2003. Publicação interna, PI-002.

PANOFSKY, H. A.; BRIER, G. W. Some applications of statistics to meteorology -University Park, PA: University Park, 1968 2243669 PEREIRA NETO, A. V. **Avaliação e ajustes da parametrização de Kain-Fritsch sobre a região do Centro de Lançamento de Alcântara. 2009.** 117 p. (INPE-16650-TDI/1613). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2010. Disponível em: http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/11.18.13.31. Acesso em: 21 abr. 2010.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 2-3, p. 205-212, jan 2001. (INPE-10672-PRE/6134). Disponível em: http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/05.06.09.54>. Acesso em: 24 jan. 2010.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A.; MENDONÇA, A. M. A sensitivity study using two different convection schemes over South América. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.2, p. 170-190, 2008.

PHILANDER, S. G. H.; GU, D.; HALPERN, D.; LAMBERT, G.; LAU, N. C.; Li, T.; PACANOWSKI, R. C. Why the ITCZ is mostly north of the equator. **Journal Climate**, v. 9, p. 2958-2972, 1996.

PIMENTEL, F. A.; FEREIRA, C. C. Técnicas para localização da ZCIT. **Monitor Climático**, v. 6, n. 66, p. 1-6, 1992.

PRICE, C. Thunderstorms, lightning and climate change. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PROTECTION, 29., 2008, 23-26 Jun., Uppsala, Sweden. **Proceedings...** Uppsala, 2008.

RAUSCHER, S. A; SETH, A; QIAN, J. -H; CAMARGO, S. J. Domain choice in an experimental nested modeling prediction system for South America. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 86, p. 229–246, 2006.

ROGERS, R.; FRITSCH, J. M. A general framework for convective trigger functions. **Mon. Wea. Rev.**, v. 124, p. 2438–2452, 1996.

ROJAS, M.; SETH, A. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part II: GCM boundary forcing. **Journal of Climate**, v. 16, p. 2454–2471, 2003.

SIMPSON, J.; ADLER, R. F.; NORTH, G.R. Proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. **Bull.Amer. Meteor. Soc.**, v. 69, p. 278–295, 1988.

SOUZA, D. C.**Estudo do modelo atmosférico regional / engenharia reversa do esquema de convecção profunda**. São José dos Campos: CTA/ACA, 2010. 54 p. Relatório técnico extendido.

SOUZA, P., CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. **Int. J. Climatol.** v. 29, p. 2091-2105, 2009.

SPIEGEL, M. R. **Estatística:** resumo da teoria: 875 problemas resolvidos, 619 problemas propostos Tradução de P. Cosentino - Sao Paulo, SP: Mcgraw-hill, 1979 58074687

TOMÉ, R. F. D. **Previsão do tempo com modelos de mesoscala**: casos de estudo com o modelo MM5 nos Açores. Dissertação (Graduação em Meteorologia). Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa. 2004.

TRENBERTH, K. E. The definition of El Niño. Bulletin American Meteorological Society, v. 78, nº. 12, p. 2771-2777, 1997.

UVO, C. B. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro. 81p. (INPE – 4887 – TDL/378). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989.

VIZY, E. K.; COOK, K.H. Evaluation of LGM SST reconstructions through their influence on South American Climate. J. Geophys. Res., v.110, doi:10.1029/2004JD005415, 2005.

WAGNER, R. G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal Climate**, v. 9, n. 7, p. 2010-2019, 1996.

WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A Satellite-Derived Climatology of the ITCZ. **Journal Climate**, v. 6, p. 2162-2174, 1993.

WALISER, D.E., SOMMERVILLE, R.C. Preferred Latitudes for the Intertropical Convergence Zone. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 12, p. 1619-1639, June. 1994.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**: an introduction. San Diego, CA: Elsevier, 2006. 630 p.

XIE, S.-P.; Carton, J. A. Tropical Atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts. Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, **Geophysical Monograph**, v. 147, p. 121–142, AGU, Washington, D. C, 2004.