



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2013/04.09.10.49-TDI

UMA AVALIAÇÃO DO EFEITO DOS AEROSSÓIS NA ORGANIZAÇÃO E ESTRUTURA DAS NUVENS CONVECTIVAS

Weber Andrade Gonçalves

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, aprovada em 07 de fevereiro de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3DSF2H8>>

INPE
São José dos Campos
2013

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 INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

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

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2013/04.09.10.49-TDI

UMA AVALIAÇÃO DO EFEITO DOS AEROSSÓIS NA ORGANIZAÇÃO E ESTRUTURA DAS NUVENS CONVECTIVAS

Weber Andrade Gonçalves

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Luiz Augusto
Toledo Machado, aprovada em 07
de fevereiro de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3DSF2H8>>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Gonçalves, Weber Andrade.
G586a Uma avaliação do efeito dos aerossóis na organização e estrutura das nuvens convectivas / Weber Andrade Gonçalves. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxx + 125 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2013/04.09.10.49-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Orientador : Dr. Luiz Augusto Toledo Machado.

1. aerossóis. 2. sistemas convectivos. 3. precipitação. 4. FOR-TRACC. I.Título.

CDU 551.50:551.501.8

Copyright © 2013 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 © 2013 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 **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dr. Saulo Ribeiro de Freitas



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado



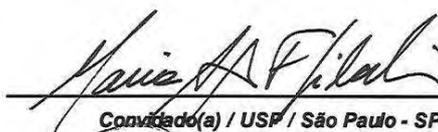
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



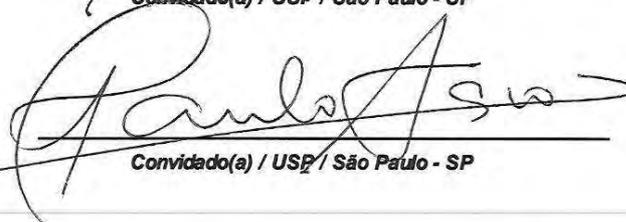
Membro da Banca / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Dr. Paulo Eduardo Artaxo Netto



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Weber Andrade Gonçalves**

São José dos Campos, 07 de Fevereiro de 2013

*“Quando não tenho palavras pra expressar o meu louvor eu entrego minha vida
como expressão de amor”.*

Banda Refúgio

*Ao meu DEUS e
À minha Família.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a DEUS, que sempre me ajudou dando forças em todos os momentos do desenvolvimento desta pesquisa. A Ele toda honra, glória, louvor e majestade.

A meus queridos pais, Ronaldo e Zileide, que durante toda a minha vida foram fonte de amor e de ensinamentos que carregarei até o fim da minha vida. Amo vocês.

À minha querida irmã Danielle e meu cunhado Uilton, pelo carinho e amizade que sempre teremos em nossas vidas.

À minha sobrinha Renata, fonte de grande alegria para a nossa família.

A meus avos, tios e primos, pelo constante incentivo e carinho.

Aos meus orientadores, Dr. Luiz Augusto Toledo Machado e Dr. Willian B. Rossow, pela amizade, confiança e incentivo prestado a mim. Fazendo-me acreditar que mesmo com as dificuldades que iriam ser encontradas no transcorrer da pesquisa, estas poderiam ser vencidas com dedicação e trabalho.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de estudos durante o período de doutorado no Brasil.

À CAPES, pela concessão da bolsa de estudos durante o período de 11 meses, onde estive fazendo parte do meu doutorado na CUNY, em Nova Iorque-NY, Estados Unidos.

A todos os amigos da minha turma de doutorado, pelas trocas de experiências e conversas, que às vezes descontraídas, também foram de grande importância para mim durante o curso.

A todos os meus amigos da minha querida cidade de Campina Grande – PB. Obrigado pela amizade que mesmo à distância sobrevive graças ao nosso Senhor Jesus Cristo.

A Dra. Magaly de Fatima Correia, pela amizade e conselhos dados desde a minha iniciação científica, e pela oportunidade de realização do meu estágio de docência na Universidade Federal de Campina Grande-PB.

Ao Dr. Paulo Artaxo pelo fornecimento dos dados referentes ao EUCAARI assim também como os dados do radar meteorológico da cidade de Manaus.

Ao Dr. Pierre Emanuelle pela ajuda computacional e científica na aplicação da técnica VPR nos dados de radar.

A todos que compõe a DSA/CPTEC/INPE, pelo espaço físico e suporte técnico, que foram de grande valia para a execução deste trabalho. Mas acima de tudo, pela amizade construída ao longo do curso.

RESUMO

O objetivo principal deste estudo foi o de analisar a influência exercida pelos aerossóis na nebulosidade e precipitação. A pesquisa foi dividida em três etapas distintas. Na primeira, foi realizada uma climatologia global de Sistemas Convectivos. Nesta climatologia foram utilizados, de maneira inédita, dados de identificação e rastreamento dos Sistemas Convectivos provenientes do ISCCP-*Tracking*. Esta etapa permitiu identificar áreas de maior ocorrência assim como avaliar as características físicas e morfológicas dos Sistemas Convectivos. Observou-se maior ocorrência de Sistemas Convectivos sobre a região tropical (cerca de 55 % de todo o globo), principalmente sobre três áreas: Floresta Amazônica, Floresta do Congo e Sahel (na África) e a região da Indonésia. Ainda notou-se que sobre as áreas continentais, os Sistemas Convectivos são menores, duram menos, porém, são mais penetrativos e com maior atividade convectiva do que os sistemas oceânicos. Esta climatologia global foi de grande utilidade para a etapa seguinte do trabalho, que visou avaliar a influência dos aerossóis sobre os Sistemas Convectivos em algumas áreas do globo, com o uso dos dados do ISCCP-*Tracking* em conjunto com dados de inferências da espessura óptica dos aerossóis a partir do sensor MODIS. A princípio, três áreas consideradas como fontes tanto de material particulado como de Sistemas convectivos foram selecionadas sobre a região tropical: Amazônia, Congo e Indonésia. Contudo, os resultados sobre as regiões do Congo e Indonésia foram inconclusivos e novas metodologias serão avaliadas para estudos posteriores. Sobre a Floresta Amazônia, foi evidenciado o fortalecimento da convecção a partir da maior presença de material particulado. Em atmosferas consideradas poluídas observou-se que os Sistemas Convectivos são mais penetrativos (atingindo com maior frequência a altura de 16 km), com maior atividade convectiva em seu interior, e que atingem maiores tamanhos e durações em relação aos sistemas presentes em atmosferas consideradas com menor presença de aerossol. A última etapa visou uma análise regionalizada sobre o entorno da cidade de Manaus-AM, onde foram utilizados dados de um radar meteorológico banda-S, em conjunto com dados de perfis termodinâmicos da atmosfera, além de medições *in situ* de aerossóis do tipo Carbono Negro. Foram avaliadas diversas características dos sistemas precipitantes na região de estudo. Notou-se que quanto maior a quantidade de material particulado, menor é a precipitação, provavelmente associado aos efeitos radiativo e microfísicos. A exceção é observada durante o período seco, especialmente em atmosferas consideradas instáveis, onde a maior concentração de Carbono Negro contribui para uma maior presença de gelo, precipitação e ocorrência de maiores células precipitantes. Observou-se que a partir de um limiar de concentração de carbono negro de 1200 ng/m³, ocorre um aumento na concentração de gelo e chuva nos sistemas precipitantes avaliados. Os resultados indicaram que as altas concentrações de Carbono Negro, não podem determinar, por si só, o aumento/diminuição da precipitação, porém, as condições de instabilidade atmosféricas provavelmente modulam o efeito.

AN EVALUATION OF THE AEROSOL EFFECT ON THE ORGANIZATION AND STRUCTURE OF CONVECTIVE CLOUDS

ABSTRACT

The main objective of this research was to analyze the aerosol influence on nebulosity and precipitation. The research was divided in three distinct stages. The first stage was dedicated to obtain a global climatology of Convective Systems by the use of 26 years of data from ISCCP-Tracking Database. Three areas considered as source of Convective Systems in the world were identified over the tropics: Amazon Forest, Sahel/Congo Forest (in Africa) and the Indonesian region. It was observed that over continental areas, Convective Systems are smaller, last less, but are more penetrative than oceanic systems. This climatology was extremely important for the second stage of this research, which aimed to evaluate the influence of aerosols on Convective Systems over some areas in the globe, by the use of the ISCCP-Tracking database in addition to aerosol optical thickness obtained by MODIS. Three tropical areas were pre-selected: Amazon, Congo and Indonesia. However, the results from Congo and Indonesia were inconclusive and new methodologies will be evaluated for studies in the future. For the Amazon Forest, a strengthening of the convection was observed for Convective Systems surrounded by greater amount of particulate material. Polluted atmospheres presented more penetrative Convective Systems, reaching more frequently 16 km, with more convective activity associated, reaching greater sizes and duration than atmospheres considered less polluted. The last stage of this research aimed to analyze the aerosol effect on precipitation with a regionalized focus, over Manaus-AM, a city located in the core of the Amazon Forest. For this step, data from a meteorological S-band radar, thermodynamic atmospheric profiles, *in situ* measurements of Black Carbon were used. Precipitation characteristics were evaluated, as intensity and the presence of ice, for example. We show that, in general, the higher the black carbon concentration, the lower the precipitation over the region, possibly due to an association of the direct radiative and the indirect microphysical effects. An exception is observed during the dry semester, specifically when the atmosphere is unstable. It was noted that after a threshold of around 1200 ng/m^3 there is an increase of ice and precipitation in the analyzed systems. Then, the increase of black carbon contributes to the occurrence of large rain cells. The results indicate that black carbon concentration alone cannot determine the precipitation strengthening/weakening, but the atmospheric conditions play an important role in this relationship.

LISTA DE FIGURAS

	Pg.
Figura 2.1 – Número médio de SC por dia na região tropical obtido com base em oito meses de dados do ISCCP para (a) Verão e (b) Inverno Austral.	
Fonte: Machado e Rossow (1993).....	8
Figura 2.2 – Distribuição global dos CCM e regiões onde é observada frequentemente intensa atividade convectiva, inferida a partir de baixos valores de ROL. As regiões acima do equador são referentes ao mês de Julho e abaixo à Janeiro.	
Fonte: Adaptado de Laing e Fritsch (1997).....	9
Figura 2.3 – Distribuição global da contribuição relativa das áreas com nuvens atingindo (a) temperatura de brilho inferiores a 210 K e (b) refletividade de 20 dBZ numa altura de 14 km.	
Fonte: Adaptado de Liu et al., 2006.....	11
Figura 2.4 – Localização de eventos de convecção intensa de acordo com a (a) PCT e (b) a quantidade de raios associada. As barras de cores indicam as faixas de intensidade e as porcentagens de ocorrência.	
Fonte: Adaptado de Zipser et al. (2006).....	12
Figura 2.5 – Distribuição espacial da média das áreas dos SC referentes às suas bigornas para todo o ano de 2007. As cores representam o percentual da área de cada SC coberta pela bigorna.	
Fonte: Adaptado de Yuan e Houze Jr (2010).....	13
Figura 2.6 – Média anual da espessura óptica dos aerossóis a partir do sensor MODIS para o ano de 2001. Em destaque encontram-se áreas com características distintas do tipo de aerossol predominante.	
Fonte: Adaptado de Ichoku et al. (2004) e Myhre et al. (2007).....	14
Figura 2.7 – Fração de cobertura de nuvens em função da espessura óptica dos aerossóis. A curva azul e a vermelha são referentes às áreas leste e oeste da Floresta Amazônica, respectivamente. A região em amarelo representa a área relativa coberta por uma dada quantidade de aerossóis em relação a toda área da floresta.	
Fonte: Adaptado de Koren et al. (2004).....	17

Figura 2.8 – Distribuição espacial da espessura óptica dos aerossóis sobre o Oceano Atlântico para os meses de junho, Julho e Agosto de 2002. Em destaque estão as quatro áreas, selecionadas de acordo com o tipo de aerossol predominante. Em vermelho estão representados os aerossóis provenientes de queimadas e poluição industrial. Em verde claro estão representados os aerossóis provenientes da poeira do deserto do Sahara e de sais marinhos. Fonte: Adaptado de Kaufman et al. (2005).....	17
Figura 2.9 – Dependência longitudinal da fração de nuvens baixas (gráficos à esquerda) e do raio efetivo das gotas de nuvem (gráficos à direita) para as regiões 2 e 3. Fonte: Adaptado de Kaufman et al. (2005).....	18
Figura 2.10 – Evolução do desenvolvimento de uma nuvem convectiva num ambiente não poluído (painel superior) e numa atmosfera com uma presença elevada de aerossóis (painel inferior). Fonte: Adaptado de Rosenfeld et al. (2008).....	22
Figura 2.11 – Diferença média da taxa de precipitação (mm/h) em atmosferas consideradas poluídas e limpas. Fonte: Adaptado de Koren et al. (2012)	24
Figura 2.12 – Taxa de precipitação versus a velocidade vertical em 400 hPa para quatro concentrações distintas de aerossol. Fonte: Adaptado de Koren et al. (2012)	25
Figura 3.1 – Mapa da região tropical da América do Sul com destaque sobre a área de alcance do radar banda-S da cidade de Manaus-AM.....	29
Figura 3.2 – Corte transversal da estratégia para varredura volumétrica realizada pelo Radar Banda-S do aeroporto de Manaus-AM. Cada faixa colorida representa uma das 17 elevações.....	30
Figura 3.3 – Áreas com lacunas de dados de satélite entre 1983 e 2008.....	32
Figura 3.4 – Representação idealizada de um SC e a região considerada no seu entorno para o cálculo da média de AOT.....	34
Figure 4.1 – Número de SC por estação do ano numa grade de 2,5 X 2,5 °: (a) Verão Austral (JFM); (b) Inverno Austral (JJA). Os painéis do lado direito representam a frequência acumulada para cada ciclo de latitude.....	40
Figure 4.2 – Histogramas da temperatura (a) média e (b) mínima dos SC para a região tropical (linha contínua) e extratropical (linhas tracejadas). Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.....	45
Figure 4.3 – Histogramas da (a) Espessura Óptica Média e (b) Fração convectiva dos SC para a região tropical (linha contínua) e extratropical (linhas tracejadas). Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.....	46

Figure 4.4 – Ciclo diurno da ocorrência de SC a partir do CS-DB para regiões continentais e oceânicas. Aqui todos os SC foram levados contados. Nenhuma consideração relacionada ao ciclo de vida dos sistemas foi realizada. Os círculos pretos no topo do painel representam as classes em que o comportamento apresentado na figura se manteve durante todo o período de estudo.....	48
Figura 4.5 – Ciclo Diurno do horário da (a) Iniciação, (b) Menor Temperatura Mínima, (c) Menor Temperatura Média e (d) Máximo Raio (Maturação) dos SC oceânicos e continentais na região tropical. Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.....	51
Figura 4.6 – Distribuição de frequência para o (a) Raio e a (b) Duração dos SC sobre regiões oceânicas e continentais tropicais. . Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.....	53
Figura 4.7 – Diagramas de dispersão entre (a) Duração e o Raio na Maturação (Oceano), (b) Duração e Raio na Maturação (Continente), (c) Número de CC e Raio na Maturação (Oceano) e Número de CC E Raio na Maturação (Continente). Os números nos topos de cada painel representam as correlações e as retas a regressão linear entre as variáveis e as retas.....	54
Figura 4.8 - Distribuição de frequência para Número de CC dos SC sobre regiões oceânicas e continentais tropicais. Os círculos pretos no topo do painel representam as classes em que o comportamento apresentado na figura se manteve durante todo o período de estudo.....	54
Figura 4.9 – Diferença entre os histogramas bidimensionais continentais e oceânicos do Raio Médio dos Aglomerados Convectivos e do Raio dos SC. Valores positivos indicam maior frequência relativa para os sistemas que ocorrem sobre o continente e negativos para SC oceânicos.....	56
Figure 4.10 - Distribuição de frequência para (a) Temperatura Média e (b) Temperatura Mínima dos SC sobre regiões oceânicas e continentais tropicais. Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.....	57
Figura 4.11 – Diferença entre os histogramas bidimensionais continentais e oceânicos do TAU Médio e a Temperatura Mínima dos SC. Valores positivos indicam maior frequência relativa para os sistemas que ocorrem sobre o continente e negativos para SC oceânicos.....	58
Figure 4.12 – Ocorrência mensal das fases do ENOS de acordo com o <i>Oceanic Niño Index (ONI)</i> . Em azul são os períodos de La Niña e em vermelho períodos de El Niño.....	59

Figure 4.13 - (a) IEN, (b) ILN e (c) Regiões onde ambos os índices apresentam valores superiores a três para a primavera austral. Valores dos índices acima de três estão contidos nos 30% dos valores mais altos.....	62
Figura 4.14 – Série temporal da ocorrência normalizada de SC sobre a (a) Amazônia e (b) Série temporal do ONI. As linhas tracejadas em (b) indicam os limiares de +/- 0,5°C, utilizados para a determinação da fase do ENOS.....	63
Figura 4.15 – Diferença entre as médias de ocorrência de SC para períodos de ocorrência de El Niño e de La Niña para a região amazônica na (a) primavera e no (b) verão austral.....	66
Figura 4.16 – Diferenças das médias do raio (km) dos SC para a (a) Primavera e (b) Verão austral e diferenças de médias da duração (%) dos SC, sobre a região amazônica entre anos de El Niño e La Niña. Os pixels escolhidos para são aqueles onde os SC atingiram sua maturação. Valores positivos indicam maiores médias durante períodos de El Niño e negativos durante La Niña. As linhas contínuas demarcam as áreas nas quais as médias foram consideradas diferentes a partir do teste-t a 95% de significância. As áreas tracejadas são as regiões rejeitadas pelo teste.....	68
Figura 4.17 – Igual à Figura 4.16 mas para as variáveis temperatura mínima e fração convectiva dos SC.....	69
Figura 4.18 – AOT Médio Sazonal numa grade de 1 X 1° para o (a) Verão, (b) Outono, (c) Inverno e (d) Primavera austral com os dados provenientes do Satélite AQUA entre 2002 e 2008.....	72
Figura 4.19 – Ciclo anual da ocorrência de SC e da AOT média para a região amazônica entre os anos de 2002 e 2008.....	75
Figura 4.20 – Histograma de AOT para a pré-estação chuvosa sobre a região amazônica.....	77
Figura 4.21 – Ciclo diurno da iniciação dos SC de acordo com a concentração de aerossóis, determinada pelos satélites TERRA (entre as 00:00 e 12:00 HL) e AQUA (entre as 12:00 e 00:00 HL) durante a pré estação chuvosa na região amazônica. . Os círculos pretos no topo do painel representam as classes em que o comportamento apresentado na figura se manteve durante todo o período de estudo.....	78
Figura 4.22 – Histogramas da (a) Temperatura Média; (b) Temperatura Mínima e (c) Fração Convectiva dos SC matutinos sobre a região amazônica durante a pré-estação chuvosa. Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.....	80

Figura 4.23 - Histogramas da (a) Temperatura Média; (b) Temperatura Mínima, (c) Raio, (d) Número CC. (d) Fração Convectiva e (f) TAU Médio dos SC vespertinos sobre a região amazônica durante a pré-estação chuvosa. Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.....	83
Figura 4.24 – Histogramas de Duração dos SC para atmosferas com alto e baixo valores de AOT para sistemas com iniciação no período (a) matutino e (b) vespertino.....	85
Figura 4.25 - Ciclo anual de FC e FCI normalizadas por suas medias e desvio padrão. Os símbolos no topo da figura representam: Período Seco (bolas pretas); Período Seco (quadrados); Meses sob a influência de El Niño (estrelas).....	87
Figura 4.26 – Distribuições de CAPE para os períodos seco e chuvoso no ano de 2009.....	88
Figura 4.27 - Ciclo anual da concentração de carbono negro obtido pelo experimento EUCAARI em 2009. A linha cinza representa a série de dados original, com um intervalo de 30 minutos entre cada medida e a linha preta representa a média móvel de 7 dias.....	89
Figura 4.28 – Ciclo anual do tamanho e duração das células precipitantes na região da cidade de Manaus-AM no ano de 2009 obtidas a partir do uso do algoritmo FORTRACC e dos dados do radar banda-S.....	90
Figura 4.29 – Distribuições de frequência da refletividade do radar para diversas elevações de terreno durante a (a) Estação Chuvosa e (b) Estação Seca.....	91
Figura 4.30 – Média e $\frac{1}{2}$ desvio padrão da FC em função da quantidade de material particulado para (a) todo o ano; (b) período chuvoso e (c) período seco de 2009.....	94
Figura 4.31 - Média e $\frac{1}{2}$ desvio padrão da FC em função da quantidade de material particulado para o período seco em uma atmosfera considerada estável (painel externo) Distribuições de frequência da FC para três classes de concentração de CN (painel interno) As curvas para as concentrações de CN de 300 e 1660 ng/m ³ foram consideradas diferentes a partir do teste t-student a 90%.....	96
Figura 4.32 - Média e $\frac{1}{2}$ desvio padrão da FC em função da quantidade de material particulado para o período seco em uma atmosfera considerada instável (painel externo) Distribuições de frequência da FC para três classes de concentração de CN (painel interno).....	97
Figure 4.33 – Média e desvio padrão da FG em uma atmosfera considerada (a) estável e (b) instável. As curvas para as concentrações de CN de 300 e 1660 ng/m ³ em (a) foram consideradas diferentes a partir do teste t-student a 90%.....	98

Figure 4.34 – Média e $\frac{1}{2}$ desvio padrão do tamanho dos sistemas precipitantes em função da quantidade de material particulado para (a) todo o ano; (b) período chuvoso e (c) período seco de 2009.....	100
Figure 4.35 – Média e desvio padrão do tamanho das células precipitantes em função da quantidade de material particulado para o período seco em uma atmosfera considerada instável (painel externo) Distribuições de frequência da FC para três classes de concentração de CN (painel interno).....	102

LISTA DE TABELAS

	Pg.
Tabela 3.1 – Variáveis presentes no ISCCP- <i>Tracking</i>	28
Tabela 4.1 – Número de SC analisados para cada área de estudo.....	43
Tabela 4.2 – Área considerada a partir do teste-t, com 95 % de significância e diferença média entre as médias das variáveis consideradas em períodos de El Niño e La Niña para a Amazônia.	70
Tabela 4.3 – Quantidade de amostras utilizadas para cada comparação apresentada nesta seção.....	77

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMSR-E	-	Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System
AOT	-	Aerosol Optical Thickness
CAPE	-	Convective Available Potential Energy
CAPPI	-	Constant Altitude Plan Position Indicator
CCM	-	Complexos Convectivos de Mesoescala
CN	-	Carbono Negro
CPTEC	-	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRU	-	Climate Research Unit
CS-DB	-	Convective Systems Database
CT-DB	-	Convective Tracking Database
CUNY	-	City University of New York
ENOS	-	El Niño Oscilação Sul
EUCAARI	-	European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions
FC	-	Fração de Chuva
FCI	-	Fração de Chuva Intensa
FG	-	Fração de Gelo
FORTRACC	-	Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters
GMS	-	Geosynchronous Meteorological Satellite

GOES	-	Geostationary Operational Environmental Satellite
HL	-	Hora Local
IEN	-	Índice El Niño
ILN	-	Índice La Niña
INSAT	-	Indian National Satellite System
ISCCP	-	International Satellite Climatology Project
LIS	-	Lightning Imaging Sensor
MAAP	-	Multi-Angle Absorption Photometry
MODIS	-	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	-	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	-	National Centers for Environmental Prediction
NCL	-	Nível de Convecção Livre
NPE	-	Nível de Perda de Empuxo
ONI	-	Oceanic Niño Index
OTD	-	Optical Transient Detector
PCT	-	Polarization Corrected Temperature
PR	-	Precipitation Radar
ROL	-	Radiação de Onda Longa
SC	-	Sistemas Convectivos
SRTM	-	Shuttle Radar Topography Mission
SSM/I	-	Special Sensor Microwave Imager

TMI	-	TRMM Microwave Imager
TRMM	-	Tropical Rainfall Measuring Mission
TVA	-	Temperatura Virtual do Ambiente
TVP	-	Temperatura Virtual da Parcela
VIRS	-	Visible and Infrared Scanner
VPR	-	Vertical Profile of Reflectivity
WLLN	-	Wide Lightning Location Network
ZCAS	-	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	-	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

μm	-	Micrometro (10^{-6}m)
dBZ	-	Decibel de Z
g	-	Aceleração da gravidade (9.8m/s^2)
GHz	-	Gigahertz
h	-	Hora
J	-	Joule
K	-	Kelvin
Kg	-	Quilograma (10^3g)
km	-	Quilômetro (10^3m)
m	-	Metro
mm	-	Milimetro (10^{-3}m)
nm	-	Nanometro (10^{-9}m)
°	-	Grau

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>	
1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	Objetivos.....	4
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	7
2.1	Distribuição Espacial dos Sistemas Convectivos.....	7
2.2	Relação entre os aerossóis e o desenvolvimento de nuvens.....	14
3	DADOS E METODOLOGIA.....	27
3.1	Dados.....	27
3.1.1	ISCCP-Tracking.....	27
3.1.2	Espessura Óptica dos Aerossóis.....	28
3.1.3	Oceanic Niño Index (ONI).....	29
3.1.4	Radar.....	29
3.1.5	Topografia.....	30
3.1.6	Carbono Negro (CN).....	30
3.1.7	Sondagens Atmosféricas.....	31
3.2	Metodologia.....	31
3.2.1	Primeira Etapa (Caracterização de longa duração dos SC com o uso do ISCCP-Tracking).....	31
3.2.2	Segunda Etapa (Influência dos aerossóis sobre características físicas e morfológicas dos SC com o uso do ISCCP-Tracking).....	33
3.2.3	Terceira etapa (Análise da influência dos aerossóis sobre a precipitação na cidade de Manaus-AM).....	34
4	RESULTADOS.....	39
4.1	CARACTERIZAÇÃO CLIMATOLÓGICA DOS SC COM O ISCCP-TRACKING.....	39
4.1.1	Distribuição Global dos SC.....	39
4.1.2	Caracterização dos SC de acordo com suas áreas de atuação.....	42
4.1.2.1	Caracterização Latitudinal.....	43
4.1.2.2	Caracterização Oceano/Continente.....	46
4.1.3	Influência do ENOS sobre os SC.....	58
4.2	Influência dos Aerossóis sobre as características físicas e morfológicas dos SC.....	71
4.3	Análise da influência dos aerossóis sobre a precipitação na cidade de Manaus-AM.....	85
4.3.1	Características importantes da precipitação e da concentração de CN na região de Manaus-AM.....	86
4.3.2	Relação entre as concentrações de CN e as células precipitantes.....	92
4.3.2.1	Precipitação e conteúdo de gelo.....	92
4.3.2.2	Tamanho e Duração.....	99
5	CONCLUSÕES E DISCUSSÕES.....	103
6	SUGESTÕES E TRABALHOS FUTUROS.....	113
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	115

1 INTRODUÇÃO

O desenvolvimento de nebulosidade e precipitação está associado a diversos processos dinâmicos, termodinâmicos e microfísicos na atmosfera. Muitos destes processos ocorrem de maneira natural, sem a influência antrópica. Contudo, tem-se observado que diversas atividades humanas exercem forte impacto na formação, organização e intensidade de sistemas precipitantes. Dentre tais atividades destaca-se a queima de biomassa, na qual são liberadas grandes quantidades de aerossóis para a atmosfera, influenciando potencialmente a formação de nuvens, precipitação e balanço radiativo (LIN et al., 2006). Diversas áreas no globo terrestre sofrem com a emissão de grandes quantidades de material particulado provenientes da queima de biomassa, como a Amazônia, Indonésia, Congo, Sahara e Índia (ICHOKU et al., 2004). Dentre as áreas citadas, a Floresta Amazônica têm sido foco de diversos estudos visando uma melhor compreensão da influência dos aerossóis na nebulosidade e precipitação nos últimos anos. De fato, grandes quantidades de aerossóis são liberadas para a atmosfera a partir da queima de regiões de floresta e de pastagem todos os anos (ARTAXO et al., 2002, ARTAXO et al., 2006, MARTIN et al., 2010), e as plumas de poluição geradas podem se espalhar por grandes áreas. Cerca de 8% do carbono orgânico proveniente da queima de biomassa é conhecido como Carbono Negro (CN).

O efeito dos aerossóis nas nuvens e precipitação é considerado de segunda ordem, o que dificulta sua avaliação. Contudo, devido à sua importância, durante as duas últimas décadas a comunidade científica tem reunido esforços para o estudo do tema, com o uso principalmente da modelagem numérica e do sensoriamento remoto. Dois principais efeitos dos aerossóis sobre a nebulosidade e precipitação são bem documentados e discutidos na literatura: Radiativo ou Direto e Microfísico ou Indireto. As partículas de CN têm um albedo simples por volta de 0,2 na faixa do visível do espectro eletromagnético,

revelando sua alta capacidade de absorção (RAMANATHAN et al., 2001). Esta característica permite que uma elevada concentração de CN aqueça a camada atmosférica e iniba a formação de nuvens (KOREN et al., 2004). Este é o efeito radiativo e ocorre devido à estabilização atmosférica (KOREN et al., 2008). O efeito microfísico está ligado à possibilidade das partículas de CN tornarem-se núcleos de condensação de nuvem (ACKERMAN et al., 2000; ROBERTS et al., 2001). Sendo assim, é esperado que a quantidade de gotículas de nuvem aumente à medida que se eleva a concentração de material particulado. Além da quantidade de gotículas de nuvem, espera-se que a quantidade de gelo presente nas nuvens possa se elevar com o aumento da concentração de CN, que tem um grande potencial para a nucleação do gelo (Demott et al., 1999; Kereeva et al., 2009).

Acredita-se que os efeitos radiativos e microfísicos possam afetar diferentemente a nebulosidade dependendo do tipo de nuvem em questão. Para nuvens quentes (convecção rasa), por exemplo, os dois efeitos tendem a agir em conjunto de maneira a diminuir a precipitação. O efeito microfísico aumenta a quantidade de gotículas de nuvem (ROSENFELD, 1999; RAMANATHAN et al., 2001), afetando a coalescência (KAUFMAN et al., 2005). Estas pequenas gotículas podem evaporar mais facilmente (ARTAXO et al., 2006), diminuindo a quantidade de nuvens (KOREN et al., 2004) e precipitação (ROSENFELD, 1999). Por outro lado, acredita-se que o efeito dos aerossóis em nuvens convectivas seja diferente. Além de um aumento na quantidade de nebulosidade e precipitação (LIN et al., 2006, DUSEK et al., 2006), a atividade elétrica também é intensificada (GRAF, 2004, ALTARARZ et al., 2010). Este comportamento ocorre principalmente devido ao efeito microfísico. Neste caso, pequenas gotículas de nuvem ascendem a elevados níveis na atmosfera, atingindo o nível de congelamento e liberando calor latente, acarretando em movimentos verticais mais intensos e fortalecimento da convecção (LIN et al., 2006; ROSENFELD et al., 2008). Embora aparentemente não sendo

dominante, o efeito radiativo pode inibir a convecção em alguns casos. Koren et al. (2008) comentam que o efeito radiativo é mais facilmente observado quando a área horizontal da nuvem convectiva é menor do que a região coberta pelo material particulado.

Embora bem documentado, principalmente nos últimos anos, o efeito dos aerossóis sobre a nebulosidade e precipitação ainda é fonte de debates na comunidade científica. Importantes aspectos como a duração e tamanho de células precipitantes e aglomerados de nuvens necessitam de um maior aprofundamento. Não se observam na literatura atual estudos que visem especificamente esta avaliação, principalmente com a utilização de longas séries de dados. Dados provenientes do sensoriamento remoto podem ser de grande utilidade para agregar conhecimento, não apenas no que diz respeito à duração e tamanho de células precipitantes e aglomerados de nuvens, mas no sentido de avaliar com maior consistência estatística resultados apresentados na literatura nos últimos anos. A influência dos aerossóis sobre grandes aglomerados de nuvens como os Sistemas Convectivos (SC), que são de grande importância nas trocas de calor e momentum na atmosfera, pode ser avaliada a partir de dados provenientes de satélites meteorológicos. Menores sistemas precipitantes podem ser estudados com maiores detalhes a partir de dados de radares meteorológicos associados a medidas *in situ* de material particulado, por exemplo. Existe uma base 26 anos de dados globais de SC, *International Satellite Cloud Climatology Project-Tracking (ISCCP-Tracking)*, que pode ser utilizada associada à espessura óptica dos aerossóis inferida por satélites na determinação da influência da quantidade de material particulado sobre os SC em diversas áreas do globo. A partir desta base de dados, uma grande quantidade de características físicas e morfológicas dos SC pode ser avaliada. Algoritmos de identificação e rastreamento de menores células precipitantes a partir de dados de radares meteorológicos também podem ser utilizados. Dentre tais algoritmos destaca-se o *Forecast and Tracking the*

Evolution of Cloud Clusters (FORTRACC), que pode ser aplicado a dados de radares em localidades onde se sabe da grande quantidade de material particulado presente na atmosfera, como a região Amazônica.

1.1 Objetivos

Esta pesquisa visou principalmente contribuir para o atual conhecimento científico ligado à influência dos aerossóis na precipitação e em aglomerados de nuvens convectivas com o uso de dados do sensoriamento remoto. O trabalho foi dividido em três etapas distintas. A primeira etapa do trabalho visou à realização de uma climatologia global dos SC. A segunda etapa visou avaliar a interação entre os aerossóis, determinados a partir da espessura óptica inferida por satélites meteorológicos, com as características físicas e morfológicas dos SC sobre diversas áreas do globo. A terceira e última etapa desta pesquisa teve o foco regional, sobre o entorno da cidade de Manaus-AM, onde o objetivo foi determinar a relação entre as características das células precipitantes e o conteúdo de material particulado na atmosfera.

Para que estes objetivos gerais fossem alcançados, alguns objetivos específicos se fizeram importantes:

- Determinar, a partir do uso da série de dados do ISCCP-*Tracking*, locais preferenciais para a ocorrência de SC em todo o globo;
- Avaliar a diferença entre as características dos SC em diversas áreas do globo, como entre faixas de latitude e aqueles que ocorrem sobre áreas oceânicas ou continentais, além de verificar a influência do El Niño sobre a ocorrência dos SC;

- Inferir, a partir de dados de espessura óptica de aerossóis provenientes de satélites meteorológicos, as principais fontes geradas de material particulado na atmosfera em torno do globo;
- Obter relações entre características físicas e morfológicas do desenvolvimento dos SC sobre as regiões escolhidas com a espessura óptica dos aerossóis no em torno dos sistemas;
- Determinar o ciclo anual da precipitação e da concentração de CN sobre a região da cidade de Manaus-AM, assim também como verificar possíveis influências da topografia sobre o regime de chuvas da região com o uso de dados de um radar meteorológico banda-S;
- Através dos dados provenientes do radar meteorológico, determinar relações estatísticas entre as características físicas e morfológicas dos sistemas precipitantes com a concentração de aerossóis provenientes da queima de biomassa sobre a área do radar;

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Distribuição Espacial dos Sistemas Convectivos

A convecção organizada, na forma de SC, é responsável por elevados acumulados de precipitação nas mais diversas áreas do globo terrestre, podendo ocorrer em diversas escalas espaciais e temporais. A duração de um SC pode atingir dezenas de horas, beneficiando diversas áreas da sociedade que dependem fortemente da precipitação. Contudo, estes sistemas meteorológicos também podem provocar danos nas regiões sob sua influência, através de quedas de granizo, fortes rajadas de vento e até tornados (WALLACE; HOBBS, 2006). Os SC também recebem destaque por sua importância no transporte de vapor d'água (MACHADO; ROSSOW, 1993), calor e de momento entre a troposfera e a estratosfera (SCHODER et al, 2006), através de sua convecção associada. A formação dos SC ocorre em ambientes termodinamicamente instáveis, com a presença de instabilidade condicional ou convectiva (SILVA DIAS, 1987; WALLACE; HOBBS, 2006). Outro fator importante é a forte convergência de umidade em baixos níveis, que é frequentemente associada com perturbações atmosféricas nas escalas meso e sinótica (FRANK, 1978).

Machado e Rossow (1993) utilizaram oito meses de dados de identificação de SC do ISCCP, entre os anos 1987 e 1988. A Figura 2.1 apresenta a distribuição global do número médio de sistemas para o inverno e o verão austral. Durante o verão austral (Figura 2.1 a), os autores identificaram três regiões que são conhecidas como fontes de convecção sobre os trópicos, onde duas são continentais e a outra predominantemente oceânica. Destacam-se a região da Floresta Amazônica, seguida Floresta do Congo e a região da Indonésia. No período de inverno (Figura 2.1 b) notou-se o deslocamento da convecção para o Hemisfério Norte, com uma maior definição das áreas convectivas associadas pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre os oceanos Atlântico e Pacífico.

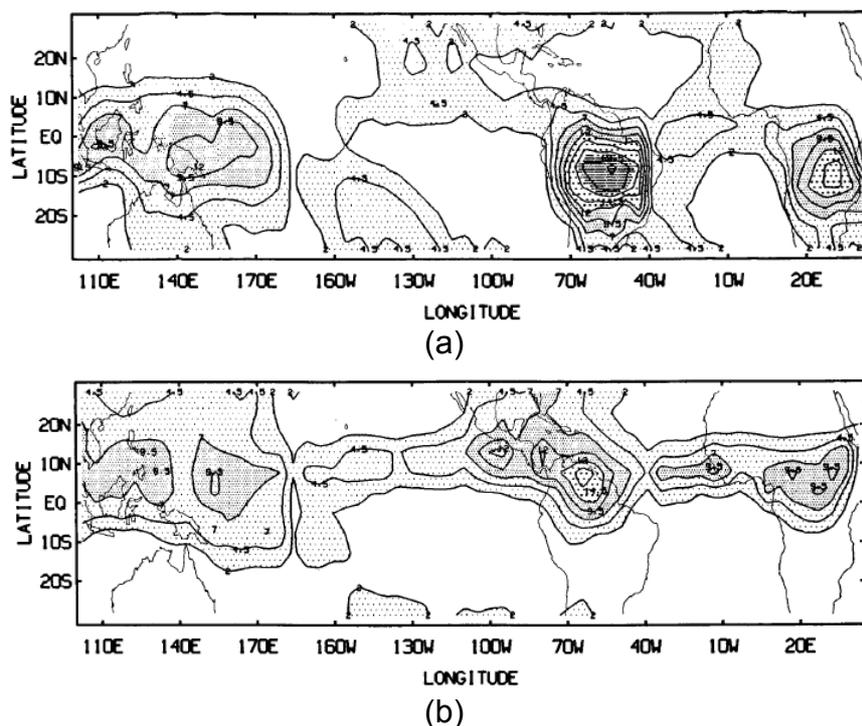


Figura 2.1 – Número médio de SC por dia na região tropical obtido com base em oito meses de dados do ISCCP para (a) Verão e (b) Inverno Austral.

Fonte: Machado e Rossow (1993).

As regiões de alta ocorrência convectiva sobre os trópicos também foram identificadas por Laing e Fritsch (1997). Os autores realizaram uma compilação de seis prévios estudos climatológicos da ocorrência de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) para todo o globo (Figura 2.2). As três fontes tropicais de convecção identificadas por Machado e Rossow (1993) também foram observadas pelos autores, que ainda notaram que regiões extratropicais também apresentaram grande ocorrência de CCM. Destacaram-se as áreas localizadas nas saídas dos jatos de baixos níveis sobre a América do Norte e a América do Sul. Outro aspecto analisado foi que nem sempre áreas onde ocorrem maiores frequências de Radiação de Onda Longa (ROL) inferiores a 230 W/m^2 necessariamente estão ligadas a maior ocorrência de CCM. A parte central da Amazônica, por exemplo, apresenta um grande núcleo de ocorrência de $\text{ROL} < 230 \text{ W/m}^2$, contudo, não observou-se ocorrência de CCM sobre a área. Padrão similar foi observado sobre a região da Indonésia.

Em contrapartida, sobre a região do Sahel, na África, observa-se grande ocorrência de CCM para maiores valores de ROL. Esta região é conhecida por ser geradora das ondas de leste, influenciadas principalmente por fatores topográficos no oeste da África e ao forte gradiente latitudinal de temperatura devido à proximidade do deserto do Sahara.

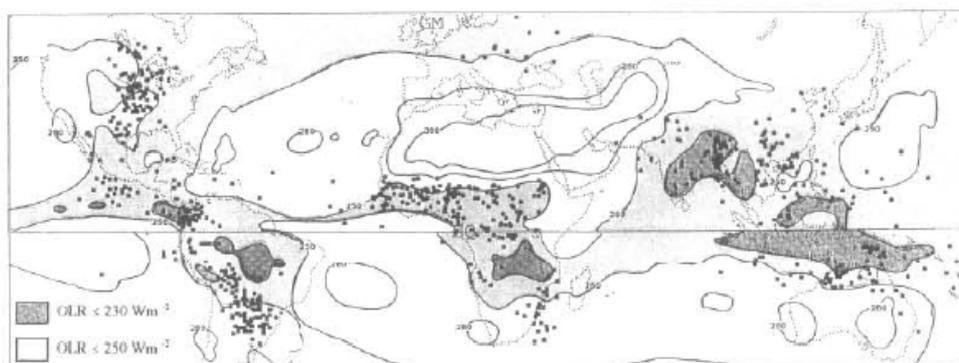


Figura 2.2 – Distribuição global dos CCM e regiões onde é observada frequentemente intensa atividade convectiva, inferida a partir de baixos valores de ROL. As regiões acima do equador são referentes ao mês de Julho e abaixo à Janeiro.
Fonte: Adaptado de Laing e Fritsch (1997)

A atividade convectiva está diretamente associada à ocorrência de descargas elétricas. Sabendo disso, Toracinta e Zipser (2001) fizeram uma associação entre a ocorrência de SC e a sua quantidade de raios associada para dezoito regiões no globo terrestre entre as latitudes de 35°S e 35°N para o período de três meses, iniciando em Junho de 1995. Os autores utilizaram dados do *Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I) e do *Optical Transient Detector* (OTD). Observou-se, de maneira geral, que sobre as regiões oceânicas são concentrados apenas cerca de 20% do total de raios observados em todo o globo. Ainda foi comentado que a quantidade de raios por SC oceânicos é muito menor do que para os sistemas continentais e que os sobre os trópicos a fração quantidade de raios/SC é maior em relação a regiões extratropicais. Estes resultados evidenciam maiores correntes ascendentes e quantidade de

gelo nos sistemas continentais e tropicais, indicativo de tempo severo associado aos SC.

Liu et al. (2006) utilizaram seis anos completos de imagens do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) sobre todo o globo terrestre. Os autores utilizaram basicamente dados do *Visible and Infrared Scanner* (VIRS) e do *Precipitation Radar* (PR). Assim como em pesquisas anteriores, três áreas sobre os trópicos tiveram destaque no que diz respeito à ocorrência de nuvens convectivas (FIGURA 2.3 a), a Amazônia, África (Floresta do Congo e Sahel) e a região da Indonésia. Contudo, um importante resultado foi observado. Mesmo apresentando grande ocorrência de aglomerados de nuvens que atingem temperaturas de brilho inferiores a 210 K, não foram observadas grandes ocorrências de refletividades iguais a 20 dBZ para alturas de 14 km sobre a região da Indonésia (FIGURA 2.3 b).

Para as outras duas fontes de convecção tropical observadas, notou-se elevada ocorrência de refletividades iguais a 20 dBZ para alturas de 14 km. Uma refletividade de 20 dBZ indica uma taxa de precipitação de aproximadamente 1 mm/h. Sendo assim, refletividades iguais a este limiar numa altura de 14 km indicam a presença de gotas com um tamanho suficiente para precipitar. Uma maior quantidade de gotas sobre elevados níveis atmosféricos é um forte indicativo de maiores correntes ascendentes. Sendo assim, os resultados encontrados pelos autores indicam que sobre as regiões oceânicas, embora os sistemas atinjam elevados níveis atmosféricos os movimentos verticais são menos intensos do que sobre regiões continentais, como comentado por Anderson et al. (2005). Os resultados ainda indicam que sobre os oceanos, os SC apresentam maior expansão horizontal do que os sistemas continentais devido ao desenvolvimento da bigorna, resultado que será esclarecido mais adiante nesta seção.

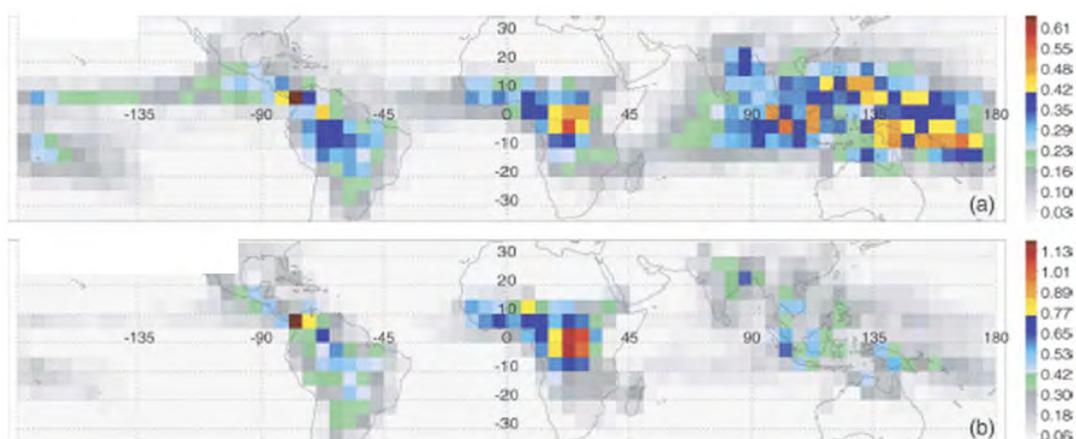


Figura 2.3 – Distribuição global da contribuição relativa das áreas com nuvens atingindo (a) temperatura de brilho inferiores a 210 K e (b) refletividade de 20 dBZ numa altura de 14 km.
 Fonte: Adaptado de Liu et al., 2006;

Zipser et al. (2006) apresenta os locais do globo onde se encontram os eventos mais intensos de convecção. O autor utilizou seis anos de dados do satélite TRMM entre Janeiro de 1998 e Dezembro de 2004. Nesta seção será discutido um dos resultados obtidos pelo autor, referentes aos sensores TRMM *Microwave Imager* (TMI) e *Lightning Imaging Sensor* (LIS). A Figura 2.4 apresenta a localização de eventos convectivos intensos para todo o globo durante o período de estudos. O uso do sensor TMI foi de grande importância devido ao fato de se poder utilizar frequências na faixa de 85 GHz. Estas frequências são bastante sensíveis ao espalhamento da radiação pelas partículas de gelo. Sendo assim, quanto menor o valor da temperatura polarizada corrigida (*PCT-Polarization Corrected Temperature*), maior a probabilidade da presença de gelo nos sistemas, indicando maior intensidade.

O autor observou que os SC mais intensos ocorrem sobre as regiões continentais, com menores valores de PCT e maiores ocorrências de raios. Nas regiões extratropicais destacaram-se o Sul da América do Sul e a porção Centro-Leste dos Estados Unidos. Sobre os trópicos, os sistemas mais intensos foram observados sobre as regiões do Sahel e da Floresta do Congo, na África. Como era esperado, os sistemas na região da Indonésia não

apresentaram grandes quantidades de raios e menores PCT. Outra importante região tropical com relação à ocorrência elevada de SC, a Floresta Amazônica não apresentou um número elevado de sistemas severos, embora tenha se observado a partir dos trabalhos discutidos anteriormente que sobre a região ocorrem grandes quantidades de SC. O autor comenta a associação que se faz na literatura, indicando que devido a grande área coberta pela floresta, a Amazônia comporta-se como um oceano verde.

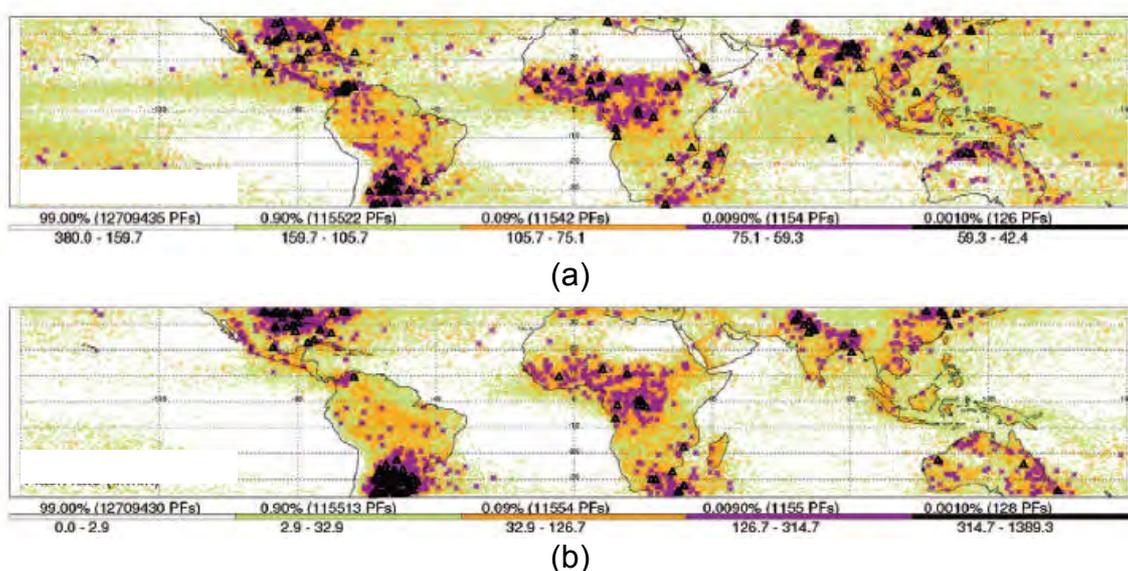


Figura 2.4 – Localização de eventos de convecção intensa de acordo com a (a) PCT e (b) a quantidade de raios associada. As barras de cores indicam as faixas de intensidade e as porcentagens de ocorrência.

Fonte: Adaptado de Zipser et al. (2006).

Yuan e Houze Jr (2010) desenvolveram um método com o objetivo de identificar SC e suas áreas associadas à bigorna com o uso de instrumentos a bordo de três satélites da série A-train. Foram utilizados dados do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), *Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing System* (AMSR-E) e *CloudSat* para todo o ano de 2007. Além dos resultados obtidos pelos trabalhos apresentados anteriormente, onde três fontes tropicais de convecção foram identificadas, importantes diferenças entre as áreas dos SC relacionadas às suas bigornas

foram encontradas. Os autores observaram que os SC oceânicos tropicais, principalmente sobre a região da Indonésia, apresentam maior percentual de área coberta por suas respectivas bigornas do que os SC continentais (Figura 2.5). Ainda é comentado pelos autores que as bigornas dos sistemas oceânicos são mais espessas do que em SC que ocorrem sobre regiões continentais.

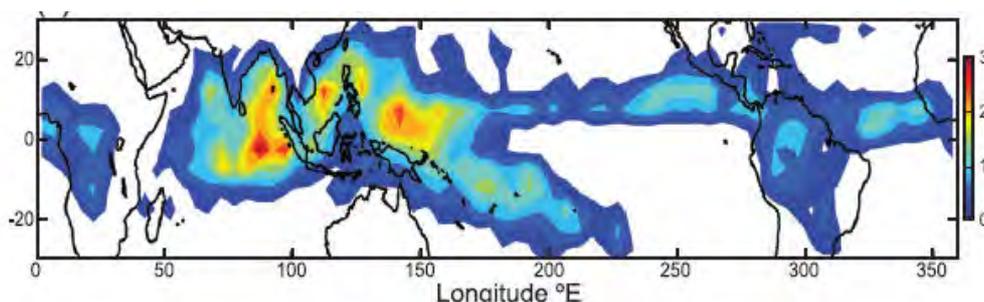


Figura 2.5 – Distribuição espacial da média das áreas dos SC referentes às suas bigornas para todo o ano de 2007. As cores representam o percentual da área de cada SC coberta pela bigorna.
Fonte: Adaptado de Yuan e Houze Jr (2010).

A breve discussão feita nos parágrafos anteriores visou apresentar as regiões de maior ocorrência convectiva no globo terrestre, assim também como algumas de suas principais características físicas. Observou-se áreas preferenciais de ocorrência, como as três fontes tropicais, com destaque para duas regiões continentais e uma oceânica. Áreas extratropicais ainda apresentaram grandes ocorrências de SC. O Sul do Brasil e a região Centro-Norte dos Estados Unidos apresentaram grande ocorrência de CCM.

Algumas destas áreas coincidem com fontes de aerossóis dos mais diversos tipos. A Figura 2.6 apresenta a distribuição global da espessura óptica média dos aerossóis para o ano de 2001, além de caixas que representam áreas com predomínio de um dado tipo de aerossol. Pode-se destacar, por exemplo, regiões como a Floresta Amazônica, Floresta do Congo e o Sahel por apresentarem elevada concentração de aerossóis de queimadas, áreas oceânicas que sofrem advecção de aerossóis provenientes de regiões

desérticas como sobre Oceano Atlântico a oeste do deserto do Sahara, entre outras. Um estudo que vise avaliar a influência de diversos tipos de aerossóis sobre SC em diferentes áreas do globo terrestre têm um forte potencial de contribuição para a comunidade científica.

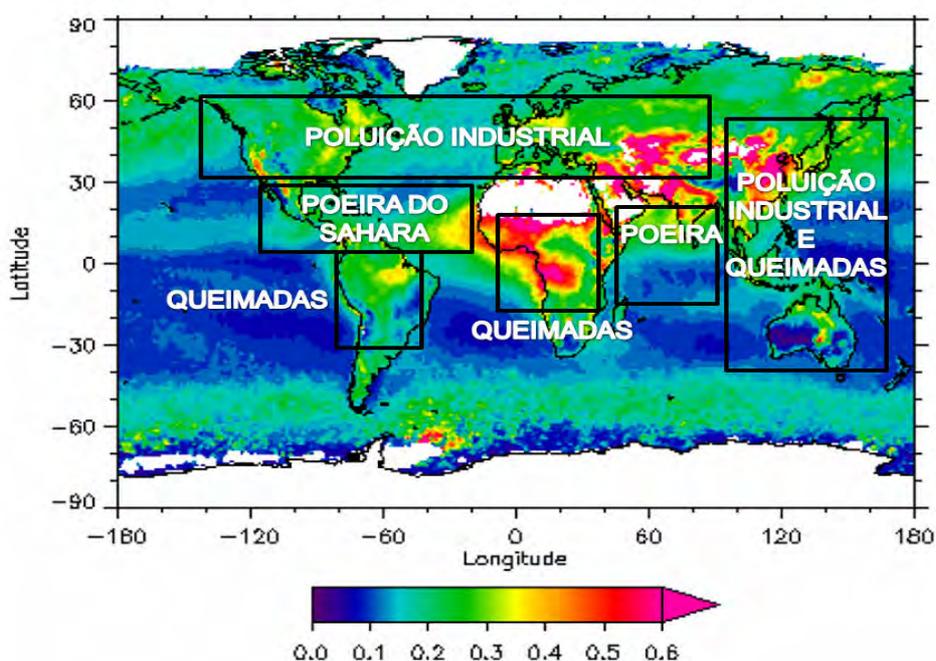


Figura 2.6 – Média anual da espessura óptica dos aerossóis a partir do sensor MODIS para o ano de 2001. Em destaque encontram-se áreas com características distintas do tipo de aerossol predominante. Fonte: Adaptado de Ichoku et al. (2004) e Myhre et al. (2007).

2.2. Relação entre os aerossóis e o desenvolvimento de nuvens

O efeito provocado pela presença de aerossóis nos processos de formação de nuvens depende, entre outros fatores, do tipo de nebulosidade em questão. Segundo Rosenfeld (1999), a presença elevada de aerossóis favorece a diminuição de precipitação em nuvens quentes. Este resultado foi obtido a partir da análise de apenas uma passagem do satélite TRMM sobre a região da Indonésia em 28 de novembro de 1997. Foram utilizados dados dos sensores TMI, *VIRS* além do PR. Segundo o autor, precipitação gerada por nuvens quentes foi encontrada apenas nas áreas onde não havia a presença de

aerossóis de queimadas. Mesmo não tendo significado estatístico, devido à utilização de apenas uma passagem do satélite, este trabalho foi a primeira evidência da influência dos aerossóis nos processos de nuvem com o uso de dados do TRMM.

A diminuição da precipitação em nuvens quentes acontece porque com uma maior concentração de aerossóis ocorre a formação de um elevado número de gotículas de tamanho reduzido (ROSENFELD, 1999; RAMANATHAN et al., 2001). Sendo assim, o processo de coalescência fica comprometido (KAUFMAN et al., 2005) e as gotículas não atingem o tamanho necessário para precipitarem. Estas gotículas, por serem pequenas, podem evaporar rapidamente (ARTAXO et al., 2006), diminuindo o tempo de vida da nuvem.

Koren et al. (2004) analisaram a influência provocada pelos aerossóis de queimadas na estação seca em nuvens cúmulos rasas sobre a Amazônia. Para tal estudo, foram utilizados dados do sensor MODIS, a bordo do satélite AQUA, para os meses de Agosto e Setembro de 2002. O horário escolhido pelos autores foi as 13:30 Hora Local (HL). Segundo os autores neste horário predominam sobre a floresta nuvens cúmulos rasos. A Floresta Amazônica foi dividida em duas áreas para a análise. A primeira área escolhida foi entre a cidade de Manaus e o litoral, denominada área leste, e a segunda entre os Andes e Manaus, área oeste. Esta divisão foi feita, pois os autores acreditam que a brisa marítima na área leste poderia suavizar os efeitos dos aerossóis nos processos de nuvem.

Não se notou grandes diferenças nos resultados entre as duas áreas analisadas. Os autores observaram que quanto maior a espessura óptica,

medida usualmente utilizada para quantificar os aerossóis por satélite, menor a quantidade de nebulosidade na região (Figura 2.7). Este comportamento foi associado ao efeito radiativo provocado pela camada de aerossóis. Segundo Ramanathan et al. (2001), o albedo simples de aerossóis do tipo carbono negro é da ordem de 0,2, evidenciando forte poder de absorção. Portanto, maiores quantidades de focos de queimadas liberam mais material particulado para a atmosfera, a camada de aerossóis absorve a radiação solar e se aquece, dificultando a chegada de radiação à superfície, estabilizando a camada de aerossóis e inibindo a formação de cúmulos rasos.

Kaufman et al. (2005) analisaram a influência de diferentes tipos de aerossóis em nuvens estratiformes sobre o Atlântico entre Junho e Agosto de 2002 com o uso do sensor MODIS. Todo o Atlântico foi dividido em quatro regiões distintas, de acordo com o tipo de aerossol predominante (Figura 2.8). Notou-se para as quatro áreas que com o aumento da espessura óptica uma maior ocorrência de nuvens estratiformes foi observada, assim também uma diminuição do raio efetivo das gotas de nuvem. A Figura 2.9 apresenta este comportamento para duas das regiões analisadas, uma com a predominância de aerossóis de poeira proveniente do Sahara e a outra com aerossóis de queimadas. Os resultados obtidos por Kaufman et al. (2005) poderiam ser interpretados como contraditórios ao serem comparados com o estudo apresentado por Koren et al. (2004). Contudo, se faz importante comentar que no trabalho desenvolvido por Koren et al. (2004) foram analisadas apenas nuvens sem a presença de gelo, enquanto que em Kaufman et al (2005) nuvens estratiformes, com gelo, foram estudadas. Sendo assim, as diferenças observadas entre os dois estudos podem estar relacionadas à inibição do desenvolvimento de nuvens quentes e o fortalecimento da convecção, sabendo da conexão existente entre núcleos convectivos e as bigornas presentes em sistemas profundos de convecção.

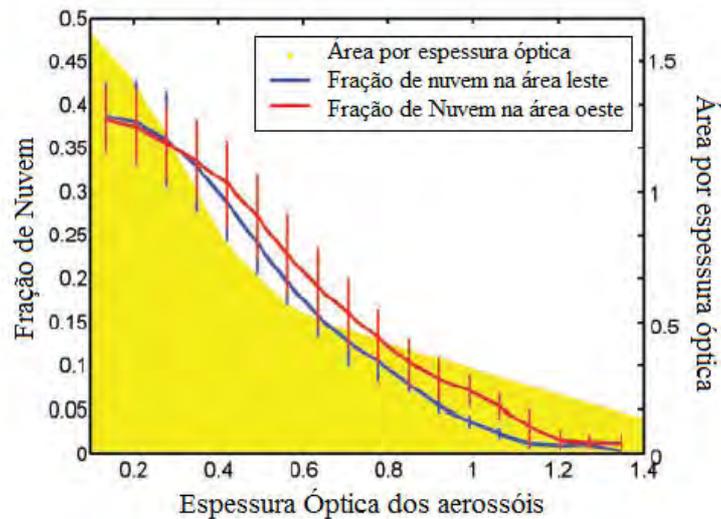


Figura 2.7 – Fração de cobertura de nuvens em função da espessura óptica dos aerossóis. A curva azul e a vermelha são referentes às áreas leste e oeste da Floresta Amazônica, respectivamente. A região em amarelo representa a área relativa coberta por uma dada quantidade de aerossóis em relação a toda área da floresta. Fonte: Adaptado de Koren et al. (2004).

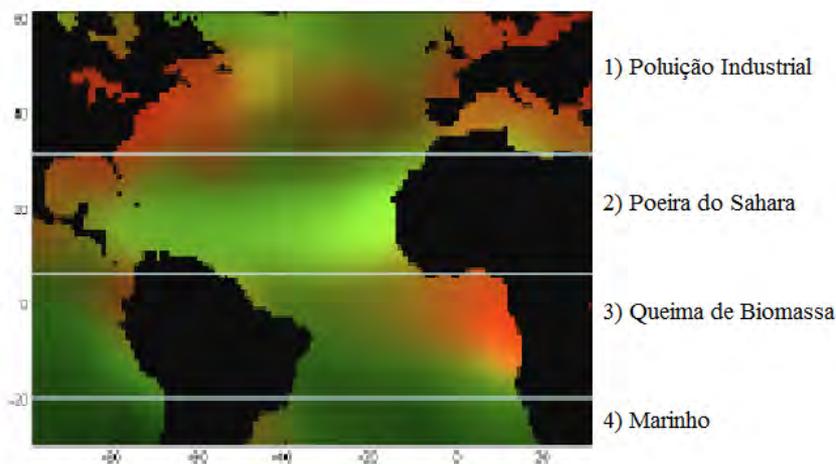


Figura 2.8 – Distribuição espacial da espessura óptica dos aerossóis sobre o Oceano Atlântico para os meses de Junho, Julho e Agosto de 2002. Em destaque estão as quatro áreas, selecionadas de acordo com o tipo de aerossol predominante. Em vermelho estão representados os aerossóis provenientes de queimadas e poluição industrial. Em verde claro estão representados os aerossóis provenientes da poeira do deserto do Sahara e de sais marinhos.

Fonte: Adaptado de Kaufman et al. (2005)

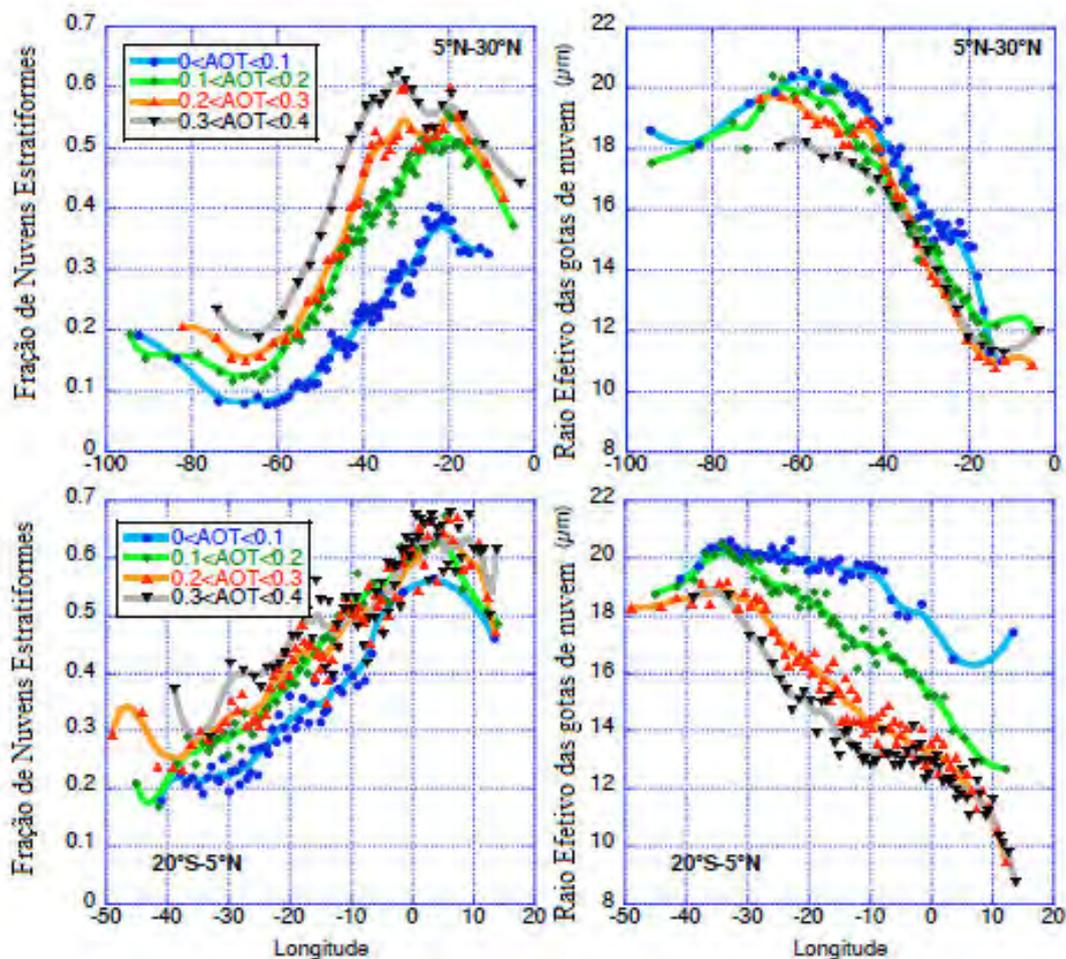


Figura 2.9 – Dependência longitudinal da fração de nuvens baixas (gráficos à esquerda) e do raio efetivo das gotas de nuvem (gráficos à direita) para as regiões 2 e 3.
 Fonte: Adaptado de Kaufman et al. (2005)

Mesmo com os resultados contidos na Figura 2.9, uma questão foi levantada: A ocorrência de nuvens estratiformes nas áreas analisadas está prioritariamente relacionada com a ocorrência de aerossóis ou com padrões meteorológicos (como vento ou umidade)? Com base neste questionamento foram obtidas análises multivariadas onde, além da espessura óptica dos aerossóis, foram analisados padrões meteorológicos fornecidos pelas reanálises do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Dentre quatorze variáveis observadas, a espessura óptica esteve entre as cinco mais correlacionadas com a ocorrência de nebulosidade estratiforme. Além disso, a espessura óptica

foi a única, dentre as variáveis, que apresentou correlações positivas. Este resultado foi um indicativo que o comportamento da nebulosidade nas quatro áreas em questão esteve principalmente relacionado com a ocorrência de aerossóis. Os autores ainda comentam que não foram encontradas diferenças significativas da relação entre os aerossóis de diferentes tipos com a nebulosidade, ou seja, a relação foi praticamente a mesma para os quatro tipos de aerossóis.

Ao se tratar de nuvens convectivas, o aumento de aerossóis de queimadas na atmosfera pode atuar de maneira a fortalecer a convecção. Lin et al. (2006) fizeram uso de dados de precipitação do satélite TRMM em conjunto com propriedades de nuvem e espessura óptica do sensor MODIS para a Amazônia entre 2000 e 2003. Os resultados obtidos pelos autores diferiram bastante em relação àqueles encontrados por Koren et al. (2004). Foi observado que a cobertura de nuvens aumentou com o acréscimo de aerossóis. Este comportamento aconteceu porque os autores não estudaram apenas nuvens baixas, mas o total de nebulosidade. Sendo assim, o aumento da cobertura de nuvens foi associado à presença de nuvens convectivas, com bigornas que se estendem por grandes áreas na horizontal. Isto foi confirmado ao observar que as temperaturas e a pressão dos topos das nuvens apresentaram valores menores quando a concentração de aerossóis era maior. Com a convecção fortalecida, as taxas de precipitação foram mais elevadas para os ambientes em que a concentração de aerossóis era maior.

Um estudo visando investigar a relação entre os aerossóis e a cobertura e propriedades de nuvens para diversas regiões do globo foi realizado por Myhre et al (2007). Neste estudo os autores utilizaram cinco anos de dados do sensor MODIS além de dois modelos que relacionam os aerossóis com os processos de desenvolvimento de nuvens, o Oslo-CTM2 e o CAM-Oslo. Padrões de circulação atmosférica, umidade e temperatura também foram considerados

nos dois modelos utilizados. Foram efetuadas duas rodadas com cada um dos modelos, uma rodada de controle e outra com o efeito higroscópico desligado, visando verificar a real influência dos aerossóis. De maneira geral, para as variáveis analisadas, observou-se que as rodadas de controle dos modelos se aproximaram dos dados observacionais do MODIS. Contudo, com a ausência do efeito higroscópico a tendência dos modelos foi a de diminuir os efeitos provocados pela presença dos aerossóis.

Os autores não verificaram grandes diferenças na influência dos diversos tipos de aerossóis na nebulosidade e nas propriedades de nuvem. Esse efeito, segundo os autores, pode estar relacionado ao fato de que a elevada quantidade exerce uma maior influência sobre a nebulosidade do que o tipo de aerossol (DUSEK et al., 2006). Dentre os diversos resultados encontrados, alguns podem ser destacados. Com o aumento da concentração de aerossóis notou-se uma maior fração de nuvens, menor temperatura do topo das nuvens e um aumento da espessura óptica das nuvens. Este resultado também pode ser considerado como um forte indicativo de que uma concentração elevada de aerossóis pode favorecer a convecção.

A intensificação da atividade convectiva com o aumento de aerossóis está ligada diretamente ao efeito microfísico. Rosenfeld et al. (2008), propõe um modelo conceitual relacionando o efeito dos aerossóis na convecção (Figura 2.10). Segundo os autores, com uma maior concentração de aerossóis no ambiente que cerca uma nuvem convectiva, a formação das gotas de chuva será mais lenta, devido à grande formação de pequenas gotículas. Contudo, estas gotículas têm maior flutuabilidade, e ascendem até elevados níveis atmosféricos, formando gelo. Com a formação do gelo, ocorre maior liberação de calor latente, favorecendo a intensificação da corrente ascendente e

consequentemente a convergência de umidade em baixos níveis (LIN et al., 2006).

Com o passar do tempo, a nuvem acumula maior conteúdo de água líquida e de gelo, favorecendo as precipitações intensas e a maior atividade elétrica (GRAF, 2004). Altaratz et al. (2010) relacionaram a atividade elétrica na Amazônia com a espessura óptica dos aerossóis na estação seca entre os anos de 2006 e 2009. Os dados de aerossóis foram obtidos a partir do sensor MODIS, a bordo do satélite AQUA, enquanto que os dados de raios foram provenientes da rede de detecção *Wide Lightning Location Network* (WLLN). Notou-se que associado ao aumento da espessura óptica dos aerossóis, a quantidade de raios se elevou, possivelmente devido ao efeito microfísico que favorece a convecção. Contudo, ainda foi observado que acima de um limiar de espessura óptica, por volta de 0,3, a quantidade de raios passou a diminuir. Os autores comentam que este comportamento pode estar relacionado ao efeito radiativo, estabilizando a camada de aerossóis e inibindo a convecção.

Segundo Koren et al. (2008), um fator determinante para entender qual será o efeito dominante, se o radiativo ou o microfísico, é a cobertura horizontal da nebulosidade em relação a área com aerossóis. Nuvens que cobrem pequenas áreas tendem a ser afetadas principalmente por efeitos radiativos (inibindo a formação de nuvens), enquanto que em nuvens com grandes áreas horizontais predomina o efeito microfísico (fortalecendo a convecção). Sendo assim, a diminuição da quantidade de raios para espessuras ópticas acima de 0,3 pode estar relacionada à área de cobertura das nuvens analisadas.

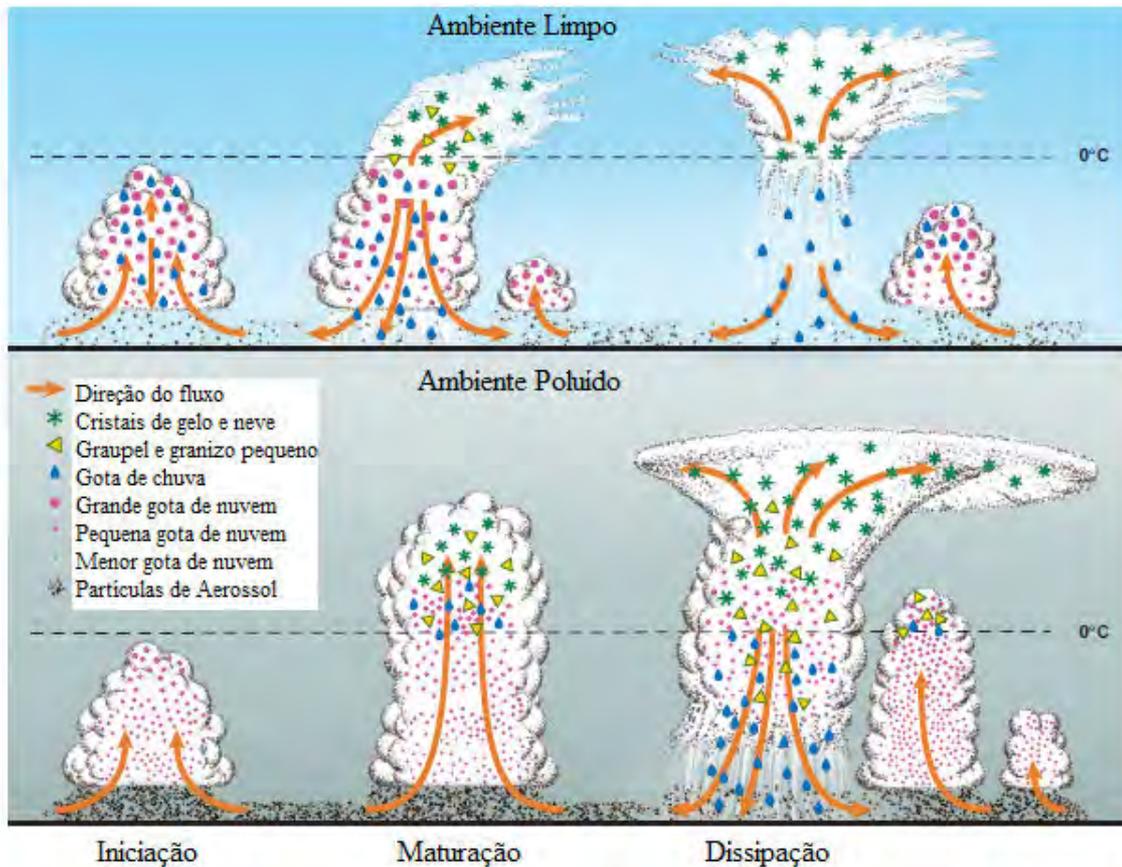


Figura 2.10 – Evolução do desenvolvimento de uma nuvem convectiva num ambiente não poluído (painel superior) e numa atmosfera com uma presença elevada de aerossóis (painel inferior).
 Fonte: Adaptado de Rosenfeld et al. (2008)

Bolassina et al. (2011) verificaram, a partir de uma série de 65 anos do *Climate Research Unit* (CRU), uma diminuição gradativa dos acumulados de precipitação na região da Índia. A partir desta observação, os autores postularam se esta diminuição poderia estar ligada a efeitos antrópicos, como a poluição atmosférica, por exemplo. O modelo numérico global CM3 com a utilização de diversas forçantes foi usado. Os autores comentam que quando foi utilizada a forçante apenas de aerossóis, a tendência de diminuição da precipitação teve uma concordância elevada com a série de dados do CRU. Segundo os autores, estes resultados estão diretamente relacionados ao fato de que uma maior presença de aerossóis na atmosfera tende a diminuir o

gradiente zonal de temperatura, desintensificando o regime de monção sobre a Índia. Sabe-se que durante o regime de monção da Índia, grande parte da precipitação é proveniente de convecção profunda. Sendo assim, os resultados apresentados são opostos a outros que já foram discutidos neste capítulo, evidenciando discordâncias existentes na literatura no que diz respeito à interação entre os aerossóis e a formação da nebulosidade e precipitação.

No ano seguinte, Koren et al. (2012), publicaram resultados que evidenciam o aumento da precipitação em atmosferas poluídas a partir dos dados de sensoriamento remoto. Koren et al. (2012) utilizaram a combinação de dados de precipitação provenientes do satélite TRMM, dados de espessura óptica dos aerossóis do sensor MODIS à bordo do satélite Aqua e informações meteorológicas advindas do *Global Data Assimilation System* entre junho e agosto de 2007. Na Figura 2.11 pode-se observar a diferença das taxas de precipitação em atmosferas poluídas em relação a atmosferas consideradas limpas. Nota-se claramente um predomínio de valores positivos, indicando um aumento da precipitação em atmosferas com maior quantidade de material particulado. Os autores ainda observaram que atmosferas poluídas, além de apresentarem maiores taxas de precipitação também apresentam maiores velocidades verticais (Figura 2.12), Este resultado é um forte indicativo da intensificação da convecção com o aumento da quantidade de material particulado na atmosfera, seguindo o modelo proposto por Rosenfeld et al (2008).

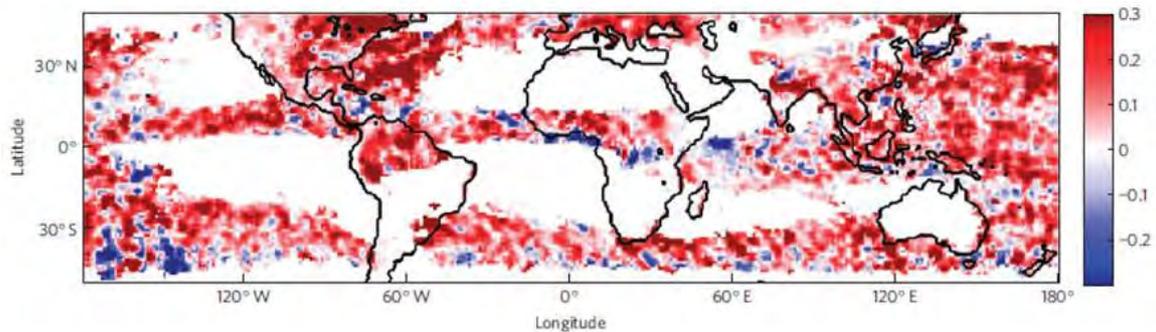


Figura 2.11 – Diferença média da taxa de precipitação (mm/h) em atmosferas consideradas poluídas e limpas.
 Fonte: Adaptado de Koren et al. (2012)

Mesmo com as evidências apresentadas pelos autores, Boucher e Quass (2013) contestaram os resultados, indicando possíveis falhas na obtenção dos dados de espessura óptica dos aerossóis a partir de satélites meteorológicos. Sabe-se que em situações de céu encoberto não se faz possível a obtenção da espessura óptica dos aerossóis. Sendo assim, Koren et al. (2012), em suas análises, utilizaram a espessura óptica no entorno das células precipitantes. Segundo Boucher e Quass (2013), nas proximidades das nuvens ocorre o efeito de umidificação dos aerossóis, fazendo com que ocorra uma superestimativa da espessura óptica, comprometendo os resultados. Baseado nesta afirmativa, Boucher e Quass (2013) realizaram simulações a partir de um modelo climático global, em que foi possível controlar o efeito de umidificação dos aerossóis. Quando se utilizou o modelo climático com a ausência do processo de umidificação dos aerossóis, os resultados foram opostos aos encontrados por Koren et al. (2012).

Em resposta aos argumentos apresentados por Boucher e Quass (2013), os autores de Koren et al. (2012) comentam que a umidificação dos aerossóis pode representar um aumento na espessura óptica de no máximo 10 %, valores muito inferiores aos encontrados no estudo. Os autores ainda argumentam que durante o processo de determinação da espessura óptica dos aerossóis, a partir do sensor MODIS, são eliminados os pixels contaminados

por nuvens e suas vizinhanças, com uma distância de 1 km. Sendo assim, como a umidade relativa diminui exponencialmente à medida em que se afasta da nebulosidade, o efeito da umidificação dos aerossóis pode ser desconsiderado.

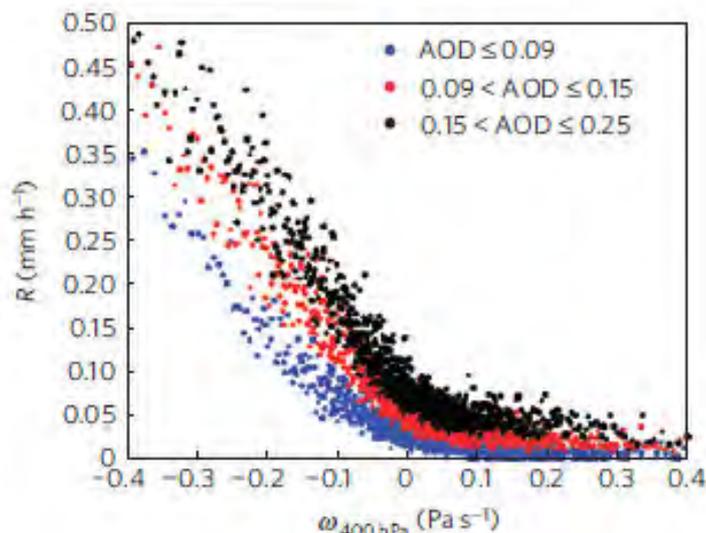


Figura 2.12 – Taxa de precipitação versus a velocidade vertical em 400 hPa para quatro concentrações distintas de aerossol.
Fonte: Adaptado de Koren et al. (2012)

Estas duas últimas recentes publicações, descritas nos parágrafos anteriores, são de grande importância no que diz respeito à ilustração das discordâncias presentes na literatura relacionadas ao efeito dos aerossóis sobre a precipitação, principalmente entre dois ramos da meteorologia: a modelagem numérica e o sensoriamento remoto. Portanto, esforços que visem um aprimoramento no conhecimento do tema discutido são extremamente necessários para o crescimento científico relacionado ao tema em questão.

3 DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo serão descritos todos os dados utilizados nesta pesquisa, assim também como a metodologia empregada para a obtenção dos resultados, que será apresentada separadamente, de acordo com cada etapa do trabalho.

3.1. Dados

3.1.1. ISCCP-Tracking

O ISCCP-Tracking consiste em 26 anos de dados globais de rastreamento de SC, entre 1983 e 2008. Para a determinação desta base de dados cinco satélites meteorológicos geoestacionários foram utilizados, e são eles: *Geostationary Operational Environmental Satellite East* (GOES-E), *Geostationary Operational Environmental Satellite West* (GOES-W), *Meteosat*, *Indian National Satellite System* (INSAT) e *Geostationary Meteorological Satellite* (GMS). A resolução temporal e espacial desta base dados é de 3 horas e 30 km, respectivamente.

A identificação e rastreamento dos SC é realizada de maneira separada e independente em cada satélite. A primeira etapa é a da identificação de nuvens com os topos na alta troposfera nas imagens de satélites pertencentes à base de dados ISCCP DX (Rossow et al., 1996). Aglomerados de nuvens com temperatura de brilho inferior a 245 K são identificados e denominados SC. Outro limiar de temperatura de brilho ainda é utilizado para a identificação das áreas convectivas dentro dos SC, e é de 220 K. A partir da sua identificação, diversas propriedades físicas e morfológicas dos SC são determinadas e apresentadas na Tabela 3.1. Os menores SC identificados em cada imagem de satélite são aqueles que apresentam o menor tamanho possível de acordo com a resolução espacial da base de dados, 30 km. Após a identificação tem-se a

primeira base de dados do ISCCP-Tracking, denominada *Convective Systems Database* (CS-DB). O processo de rastreamento é realizado seguindo a técnica proposta por Machado et al. (1998). Os SC rastreados são aqueles que apresentam um tamanho mínimo de 90 km de raio e uma duração mínima de 3 horas. Esta é a segunda base de dados do ISCCP-Tracking, denominada *Convective Tracking Database* (CT-DB).

Tabela 3.1 – Variáveis presentes no ISCCP-Tracking

Variáveis
Raio (km)
Inclinação (°, em relação ao norte)
Excentricidade
Fração Convectiva
Número de Aglomerados Convectivos (Número CC)
Maior raio do aglomerado Convectivo (Maior Raio CC (km))
Raio médio dos Aglomerados Convectivos (Raio médio CC (km))
Gradiente de Temperatura (K/km)
Temperatura Média (K)
Temperatura Mínima (K)
Temperatura média do Aglomerado Convectivo (Temperatura Média CC)
Espessura Óptica Média da Nuvem (TAU Médio)
Espessura Óptica Máxima da Nuvem (TAU Máximo)
Duração (horas) (Presente apenas no CT-DB)

3.1.2. Espessura Óptica dos Aerossóis

Foram utilizados os produtos MOD08 e MYD08, referentes aos satélites TERRA e AQUA, respectivamente. Estes contêm a espessura óptica dos aerossóis (*Aerosol Optical Thickness* – AOT, do inglês) inferidos a partir do sensor MODIS (REMÉR et al., 2005). Estes produtos contêm médias diárias do conteúdo de material particulado na atmosfera, aproximado pelo AOT obtido no comprimento de onda de 550 nm, numa grade de 1° X 1° de resolução para todo o globo. O período utilizado esteve contido entre Julho de 2002 e Junho de 2008, totalizando seis anos completos de dados.

3.1.3. Oceanic Niño Index (ONI)

O ONI consiste em índice baseado nas anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre a região do Niño 3.4 (5°N-5°S e 120°-170°W) (NOAA, 2012). A fase positiva/negativa do El Niño Oscilação Sul (ENOS) é determinada quando a média móvel trimestral da anomalia de TSM ultrapassa o limiar de +/- 0,5°C por no mínimo cinco meses consecutivos. O índice foi utilizado entre os anos de 1988 e 2008.

3.1.4. Radar

Foram utilizados dados provenientes do Radar Doppler banda-S localizado no aeroporto da cidade de Manaus-AM (03°08'56''S, 59°59'29''W e 102,4 m) (Figura 3.1). Este radar pertence ao Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM), que forneceu os dados volumétricos referentes a todo o ano de 2009, totalizando 6248 amostras de dados. Durante o período de aquisição de dados, o radar operou com 17 elevações e um alcance de aproximadamente 250 km (Figura 3.2), com uma resolução de 500 m e um intervalo de tempo de 11 minutos entre as varreduras volumétricas.

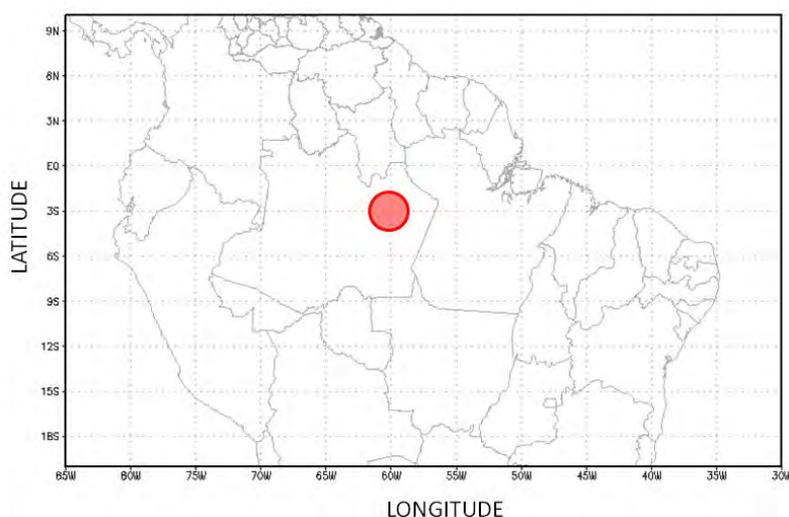


Figura 3.1 – Mapa da região tropical da América do Sul com destaque sobre a párea de alcance do radar banda-S da cidade de Manaus-AM.

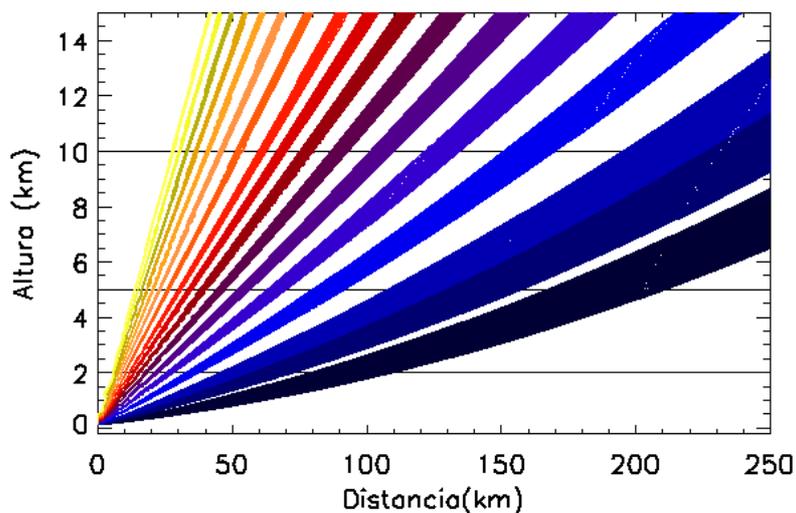


Figura 3.2 – Corte transversal da estratégia para varredura volumétrica realizada pelo Radar Banda-S do aeroporto de Manaus-AM. Cada faixa colorida representa uma das 17 elevações.

3.1.5. Topografia

Dados de topografia provenientes do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) foram utilizados. Esta base de dados foi obtida a partir do ônibus espacial *Endeavour*, com uma resolução espacial de 90 X 90 metros (RODRIGUEZ et al., 2005). A topografia de todo o globo é coberta por este programa. Contudo, serão utilizados os dados na área coberta pelo radar da cidade de Manaus-AM, região foco da terceira etapa desta pesquisa.

3.1.6. Carbono Negro (CN)

A base de dados de CN utilizada foi proveniente do *Project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions* (EUCAARI). Este experimento utilizou o instrumento *Multi-Angle Absorption Photometry* (MAAP) para a coleta das concentrações de CN (ng/m^3) em intervalos temporais de 30 minutos, medidos a cerca de 50 km da cidade de Manaus-AM entre Fevereiro de 2008 e Dezembro de 2009. Contudo, para o presente trabalho, apenas os dados referentes ao ano de 2009 foram utilizados, totalizando 15.162 amostras.

3.1.7. Sondagens Atmosféricas

Sondagens atmosféricas coletadas duas vezes ao dia, 00:00 e 12:00 UTC, para o ano de 2009 na cidade de Manaus-AM foram utilizadas. Esta base de dados foi fornecida pelo Centro de Previsões de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). Dos dados presentes em cada sondagem foram utilizados os perfis de temperatura e umidade.

3.2 Metodologia

3.2.1. Primeira Etapa (Caracterização de longa duração dos SC com o uso do ISCCP-Tracking)

Esta etapa da presente pesquisa visou apresentar uma descrição global da distribuição e características físicas dos SC com a utilização, basicamente, do ISCC-*Tracking* além dos dados indicativos da fase do ENOS provenientes do índice ONI. Como foi comentado na descrição da série de dados ISCCP-*Tracking*, a identificação e rastreamento dos SC é realizada de maneira independente para cada satélite. Sabendo disso, algumas considerações tiveram que ser realizadas. Durante o período de obtenção de dados (1983 a 2008) alguns dos satélites utilizados não tiveram o seu posicionamento constante, variando longitudinalmente. Esse comportamento ocorreu principalmente para os satélites GOES-E e GOES-W. Sendo assim, para que a maior parte do globo terrestre fosse coberta com os cinco satélites, foi considerada uma distancia longitudinal de até 50° tanto para leste como para oeste da posição do nadir (ponto central de posicionamento do satélite em relação ao globo terrestre). É importante ressaltar que esta consideração ainda favoreceu a não sobreposição de nenhum dos satélites utilizados. Mesmo com esta importante consideração, algumas lacunas foram observadas durante os 26 anos de dados (Figura 3.3). Além dos problemas relacionados ao posicionamento dos satélites, os dados referentes ao INSAT não foram fornecidos continuamente entre os anos 1983 e 1998.

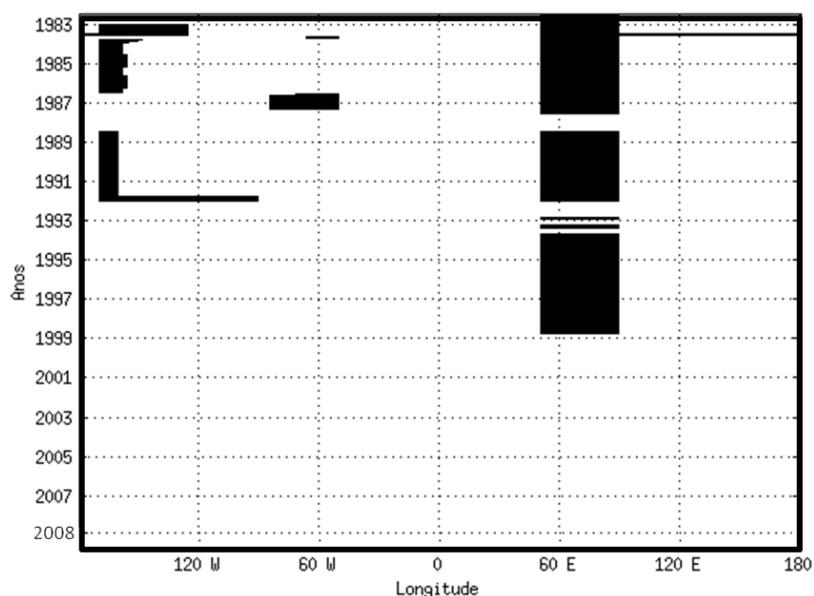


Figura 3.3 – Áreas com lacunas de dados de satélite entre 1983 e 2008.

As análises estatísticas apresentadas consistem nas diferenças físicas e morfológicas (variáveis contidas na Tabela 3.1) em diversas áreas do globo terrestre que serão apresentadas e discutidas no transcorrer da presente pesquisa. Ambas as bases de dados do ISCCP-*Tracking* foram utilizadas. Com relação à CS-DB, nenhuma limitação foi encontrada. Contudo, a CT-DB apresenta uma limitação e ainda está ligada ao fato de que a identificação e rastreamento dos SC serem realizadas separadamente, por cada satélite. As análises realizadas, em algumas situações, foram sobre a interseção das áreas cobertas por dois satélites. Sendo assim, não foi possível fazer a identificação de SC que ultrapassaram a fronteira das áreas de cobertura de dois satélites diferentes. No entanto, acredita-se que a quantidade de casos deste tipo é muito pequena em relação ao total de casos que ocorrem dentro da área de cobertura de cada satélite. Quando se utilizou a base de dados CT-DB, também foram considerados todos os sistemas que iniciaram ou dissiparam a partir da junção ou separação de outros SC (*split* ou *merge*). Acredita-se que pelo fato de ter sido usada uma grande quantidade de anos e os SC presentes nesta base de dados serem de grande extensão horizontal, esta consideração não influenciou negativamente na obtenção dos resultados que serão

apresentados nos capítulos seguintes. Além das análises das características dos SC em diversas áreas do globo, uma última análise relacionada à influência do ENOS sobre os sistemas foi realizada com o uso do índice ONI. As análises foram realizadas, basicamente, a partir de histogramas de frequência e ainda distribuições espaciais das variáveis presentes na Tabela 3.1 que foram julgadas mais importantes para as discussões que serão apresentadas.

3.2.2. Segunda Etapa (Influência dos aerossóis sobre características físicas e morfológicas dos SC com o uso do ISCCP-Tracking)

Para este estágio do desenvolvimento da presente pesquisa foram utilizados os dados de AOT provenientes dos satélites AQUA e TERRA, além dos dados de identificação e rastreamento de SC do ISCCP-Tracking (CS-DB e CT-DB). Como a inferência da espessura óptica dos aerossóis a partir de imagens de satélites só pode ser realizada em situações de céu claro, uma importante consideração foi realizada. Sabe-se que na base de dados ISCCP-Tracking o raio dos SC é calculado baseado na área determinada pela quantidade de pixels identificados de acordo com o limiar de temperatura de brilho, não significando que o sistema tenha um formato circular. Sendo assim, a espessura óptica para cada SC avaliado foi considerada a partir do cálculo de sua média numa área determinada de acordo com o raio de cada sistema (Figura 3.4), foram desconsiderados os SC que não apresentaram valores de AOT em seu entorno. É importante comentar que alguns testes foram realizados aumentando o raio de varredura para o cálculo da média de AOT no entorno dos SC. Contudo, foi preferido utilizar exatamente o raio do SC pelo fato de que quanto mais se aumentava o raio de varredura eram considerados valores de AOT que estavam muito distantes do SC, não interagindo com o mesmo.

As análises foram realizadas com os dados das duas bases de dados descritas para o período com início em Julho de 2002 à Julho de 2008, onde diversas comparações entre as características físicas e morfológicas dos SC com altos e baixos valores de AOT foram realizadas, basicamente através da comparação entre histogramas de frequência.

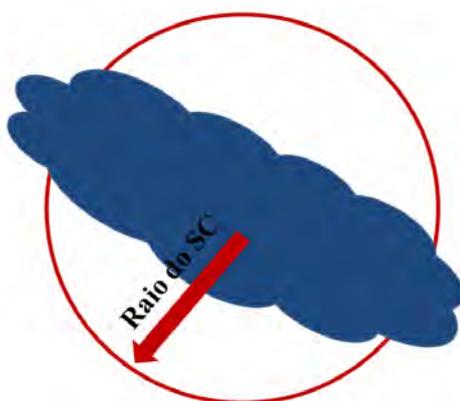


Figura 3.4 – Representação idealizada de um SC e a região considerada no seu entorno para o cálculo da média de AOT.

3.2.3. Terceira etapa (Análise da influência dos aerossóis sobre a precipitação na cidade de Manaus-AM)

Todas as análises referentes à terceira etapa do trabalho foram feitas a partir da combinação das quatro últimas fontes de dados descritas nas seções anteriores. Dados de topografia provenientes do SRTM, do radar banda-S, concentrações de CN advindas do experimento EUCAARI e sondagens atmosféricas, para a cidade de Manaus-AM em 2009. Dentre os dados utilizados, três variam com o tempo. Como as resoluções temporais foram diferentes, algumas considerações foram realizadas. Os dados volumétricos do radar, por exemplo, foram disponibilizados a cada 11 minutos, enquanto que as concentrações de CN a cada meia hora e os perfis de temperatura e umidade duas vezes ao dia as 00:00 e as 12:00 UTC. Sendo assim, os dados de radar utilizados foram aqueles que estiveram dentro de um intervalo de tempo de +/-

duas horas de diferença dos horários das radiossondagens e as concentrações de CN utilizadas foram aquelas que o horário da medida esteve mais próximo das varreduras do radar.

Foi aplicada a técnica *Vertical Profiles of Reflectivity* (VPR) para o total de 6248 imagens de radar utilizando o alcance de 100 km, seguindo a metodologia proposta por Kirstetter et al (2010). Esta técnica permitiu corrigir os perfis de refletividade para cada ponto de grade da área do radar, identificando o tipo de precipitação e eliminando a superestimação da chuva em sistemas precipitantes estratiformes, devido à banda brilhante. Dois produtos provenientes da aplicação da técnica VPR foram gerados. O primeiro foi *Constant Altitude Plan Position Indicator-Superfície* (CAPPI-Superfície), que é uma extrapolação dos perfis de refletividade para um plano com a mesma elevação do radar, permitindo uma boa estimativa de precipitação à superfície, desconsiderando-se os efeitos evaporativos. O segundo foi o Conteúdo Integrado de Gelo na Vertical (CIG), em mm, determinado a partir da identificação da densidade e fase dos hidrometeoros de maneira explícita.

Para a determinação do comportamento geral da precipitação sobre a região de Manaus-AM, assim como sua relação com o conteúdo de material particulado na atmosfera, três índices foram utilizados.

$$FC = \left(\frac{N_{20dBZ}}{N_{TOTAL}} \right) * 100 \quad (3.1)$$

$$FCI = \left(\frac{N_{45dBZ}}{N_{TOTAL}} \right) * 100 \quad (3.2)$$

$$FG = \left(\frac{N_{1mm}}{N_{TOTAL}} \right) * 100 \quad (3.3)$$

Em que,

FC é a fração de chuva na área do radar;

FCI é a fração de chuva intensa na área do radar;

FG é a fração de gelo na área do radar;

N_{20dBZ} é a quantidade de pixels no CAPPI-Superfície com refletividade maior ou igual a 20 dBZ, equivalente a aproximadamente 1 mm/h de precipitação de acordo com Marshall e Palmer (1948);

N_{45dBZ} é a quantidade de pixels no CAPPI-Superfície com refletividade maior ou igual a 45 dBZ, equivalente a aproximadamente 25 mm/h de precipitação de acordo com Marshall e Palmer (1948);

N_{1mm} é a quantidade de pixels CIG com conteúdo integrado de gelo maior ou igual a 1mm;

N_{Total} é a soma de todos os pixels na área de cobertura do radar.

Para a identificação e rastreamento das células precipitantes na região, o algoritmo FORTRACC, primeiramente discutido por Vila et al., (2008), foi utilizado. Originalmente, o FORTRACC foi utilizado para o rastreamento de SC sobre a América do Sul com o uso de imagens dos satélites da série GOES. Contudo, a versão do FORTRACC para esta pesquisa é uma adaptação para aplicação em radares meteorológicos. A aplicação do FORTRACC para dados de radares apresenta vantagens em relação a aplicações com satélites meteorológicos pelo fato de ser possível monitorar menores estruturas precipitantes. O CAPPI-Superfície foi utilizado para a identificação e rastreamento dos sistemas precipitantes no entorno da cidade de Manaus-AM. O limiar para o início do rastreamento dos sistemas foi de 20 dBZ, que representa uma taxa de precipitação de 1 mm/hora.

A determinação do grau de instabilidade atmosférica foi realizada a partir do cálculo da *Convective Available Potential Energy* (CAPE – Energia Potencial Disponível para Convecção) através da Equação 3.4.

$$CAPE = \int_{NCL}^{NPE} g \left(\frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz \quad (3.4)$$

Em que,

NCL é o nível de convecção livre;

NPE é o nível de perda de empuxo;

g é a aceleração da gravidade (9,8m/s²);

T_{vp} e *T_{va}* são as temperaturas virtuais (K) da parcela e do ambiente, respectivamente.

A partir das correções dos perfis de refletividade com a técnica VPR, identificação e rastreamento dos sistemas precipitantes pelo o algoritmo FORTRACC, determinação do grau de instabilidade atmosférica com o uso do CAPE e os dados de topografia do SRTM, foram determinadas diversas comparações estatísticas visando tanto o comportamento geral da precipitação na região da cidade de Manaus-AM, como sua relação com a quantidade de material particulado na atmosfera.

4 RESULTADOS

4.1. CARACTERIZAÇÃO CLIMATOLÓGICA DOS SC COM O ISCCP-TRACKING

Nesta seção serão apresentadas as características dos SC para diversas regiões do globo. Serão determinadas as principais áreas de ocorrências assim também como as diferenças físicas e morfológicas dos sistemas com o uso da base de dados *ISCCP-Tracking*. O entendimento das características dos SC em diversas áreas com o uso desta série de 26 anos dados, explorada de maneira inédita, será de grande utilidade para posteriormente verificar o efeito dos aerossóis em diferentes regiões.

4.1.1. Distribuição Global dos SC

Os primeiros resultados apresentados são relacionados à distribuição espacial dos SC em torno de todo o globo terrestre para o verão e inverno austral (Figura 4.1), período que inclui a principal variação latitudinal da convecção durante o ano. A contagem dos SC foi realizada numa grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ para o período entre Julho de 1999 e Junho de 2008, totalizando 10 anos de dados provenientes da *CT-DB*. Todos os 26 anos de dados não foram utilizados nesta etapa devido ao fato de que antes de Julho de 1999, não havia dados contínuos do satélite *INSAT* e algumas lacunas referentes ao posicionamento dos satélites *GOES* estiveram presentes (Figura 3.3). A *CT-DB* foi escolhida para esta etapa por favorecer a contagem de cada SC apenas uma vez, independentemente de sua duração. Além disso, o ponto de ocorrência de SC na grade escolhida foi aquele determinado pelo local onde o sistema atingiu sua maturação, maior raio.

Assim como obtido por Machado e Rossow (1993), três áreas de elevada ocorrência de SC foram identificadas na região tropical durante o verão austral (Figura 4.1 a), dois em áreas continentais e um numa área predominantemente oceânica. Um dos picos de ocorrência pode ser observado sobre a América do Sul, desde a Floresta Amazônica e estendendo-se até o Sudeste do Brasil, o que pode ser associado a ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A área central do continente africano também apresentou elevada ocorrência de SC. O ramo norte deste pico de ocorrência é exatamente sobre a Floresta do Congo, enquanto que as partes sul e sudeste são sobre áreas de topografia elevada, onde a convecção tende a ser modulada pela elevação do terreno. O terceiro núcleo de elevada ocorrência de SC pode ser observado sobre a região da Indonésia, que se expande sobre o sudeste do Oceano Pacífico. As três regiões são conhecidas na literatura pela elevada ocorrência de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), como apresentado a partir de uma compilação de seis estudos climatológicos por Laing e Fritsch (1997).

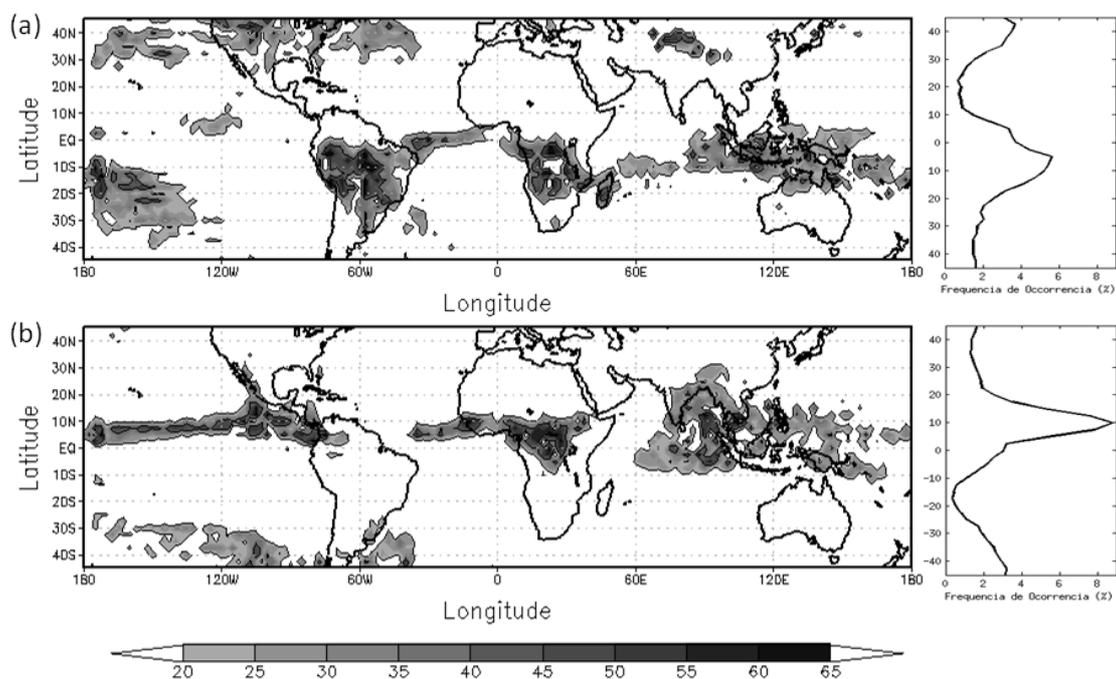


Figure 4.1 – Número de SC por estação do ano numa grade de 2,5 X 2,5 °: (a) Verão Austral (JFM); (b) Inverno Austral (JJA). Os painéis do lado direito representam a frequência acumulada para cada ciclo de latitude.

Quando a convecção move-se para norte, durante o inverno austral (Figura 4.1 b), a atividade convectiva sobre a América do Sul diminui drasticamente, e os SC associados com a ZCIT são claramente observados, principalmente entre 0° e 15°N. Sobre o mesmo ciclo de latitude a ZCIT é também observada sobre o Oceano Atlântico. A ocorrência de Ondas de Leste (BURPPEE, 1972, REED et al., 1987; CHANG et al., 1970; CHANG; MILLER, 1970) é um importante fator responsável pela modulação da convecção em ambas regiões. Analisando-se com mais cuidado sobre as duas regiões um padrão similar ao de ondas estacionárias pode ser observado, com um comprimento de aproximadamente 1500 km. Os centros de maior ocorrência de SC embebidos no padrão de onda estacionária observados são exatamente nas regiões de maior intensidade e ocorrência das Ondas de Leste. De fato, Mekonnen et al. (2006) comentam que existe um pico de ocorrência de Ondas de Leste na região oeste de 10 °E, coincidindo com os resultados apresentados na Figura 4.1 b. As outras duas importantes regiões do que diz respeito à elevada atividade convectiva não apresentam nenhum declínio de ocorrência dos SC durante o inverno em relação ao verão austral. A área centrada sobre a África se estende sobre a região do Sahel, enquanto que a convecção sobre a região da Indonésia avança para o norte, atingindo o Sul da Ásia e caracterizando o regime monçônico.

Embora grande parte da convecção seja observada sobre os trópicos, mais de 55% do total, outras regiões também apresentam elevada ocorrência de SC. No Hemisfério Norte, durante o verão austral, a América do Norte e os oceanos adjacentes apresentam considerável ocorrência de SC (Figura 4.1 a). Um padrão similar, porém com menor ocorrência, é também observado sobre a América do Sul durante o inverno austral (Figura 4.1 b). Estas duas áreas, para os dois hemisférios, são associados ao forte gradiente meridional de temperatura, e são conhecidas como *Storm Tracks*.

No geral, os resultados apresentados nesta seção são similares a diversos estudos prévios (MACHADO; ROSSOW, 1993; ZIPSER, 1994; LAING e FRITSCH, 1997; TORACINTA; ZIPSER, 2001; LIU et al., 2006; ZIPSER, 2006; YUAN; HOUSE Jr, 2010). As similaridades eram esperadas e também foram de grande utilidade para fornecer base para as próximas seções, pelo fato desta base de dados nunca ter sido explorada em detalhes anteriormente. Além disso, como comentado anteriormente, algumas das regiões onde foram observados máximos de ocorrência de SC também são conhecidas como fontes de aerossóis de diversos tipos. Sendo assim, o conhecimento de áreas onde ocorre um grande número de SC, além de altas concentrações de aerossóis deverá ser de grande valia para o estudo da influência do material particulado nas características físicas e morfológicas dos SC. Áreas como Amazônia, Congo, Indonésia, por exemplo, são áreas que merecem destaque especial sob este aspecto.

4.1.2. Caracterização dos SC de acordo com suas áreas de atuação

Nesta seção, diversas características dos SC em diferentes áreas do globo serão apresentadas. Como discutido na seção anterior, a maioria dos SC ocorrem sobre a região tropical, onde três regiões recebem destaque. Duas destas áreas são continentais e uma é basicamente oceânica. Sendo assim, as análises apresentadas nas seções seguintes terão o foco nas diferenças físicas e morfológicas dos SC nas regiões tropicais, extratropicais, continentais e oceânicas.

Como os dados do satélite INSAT não estiveram disponíveis para o período anterior a 1999 e como foram observadas algumas lacunas de dados presentes sobre o Oceano Pacífico devido ao deslocamento dos satélites da série GOES (Figura 3.3), alguns testes foram realizados. Para todos os resultados que

serão apresentados nas seções seguintes foram determinadas estatísticas utilizando todos os 26 anos de dados do ISCCP-*Tracking* (CS-DB e CT-DB) e também com apenas os 10 anos utilizados na construção das figuras apresentadas na seção anterior. Nenhuma diferença significativa foi observada entre os dois testes. Portanto, escolheu-se utilizar todos os 26 anos de dados para a determinação das estatísticas apresentadas nas seções a seguir, de maneira ter o maior número de amostras possível para cada região (Tabela 4.1). É importante ressaltar que para as análises que levaram em consideração algum aspecto do ciclo de vida dos SC, como duração ou maturação, foram utilizados os dados do CT-DB, enquanto que as demais avaliações foram feitas com base no CS-DB.

Tabela 4.1 – Número de SC analisados para cada área de estudo.

	Tropical	Extratropical	Continente	Oceano
CS-DB	172.246.052	163.838.361	66.400.342	105.845.710
CT-DB	663.300	500.384	241.497	421.803

4.1.2.1. Caracterização Latitudinal

Nesta seção, comparações entre os SC que ocorrem nas regiões tropicais e extratropicais são apresentadas. Os sistemas tropicais considerados para as análises foram aqueles que estiveram entre as latitudes de 20°S e 20°N. Por outro lado, os sistemas extratropicais estudados foram os que ocorreram entre as latitudes de 20°/45°N e 20°/45°S. As variáveis que serão apresentadas serão aquelas em que maiores diferenças foram observadas entre os SC tropicais e extratropicais. É importante ressaltar que nesta etapa do trabalho não serão feitas diferenciações entre sistemas oceânicos e continentais. Portanto, as estatísticas apresentadas tanto para os trópicos como para os extratropicais contém tanto sistemas que ocorreram sobre o oceano como sobre o continente.

Dentre as variáveis analisadas, a temperatura do topo dos SC teve um destaque especial no que diz respeito às diferenças observadas entre os SC tropicais e extratropicais (Figura 4.2). A partir dos histogramas, pode-se claramente observar que os SC tropicais apresentam temperaturas mais baixas do que os sistemas extratropicais. As diferenças são ainda mais pronunciadas para a mínima temperatura de brilho dos SC (Figura 4.2 b), onde a moda dos dois histogramas é separada por mais de 20K. Como a mínima temperatura de brilho dos SC é diretamente associada à maior elevação que o sistema pode atingir, conclui-se que, de acordo com atmosferas padrão (tropicais e extratropicais), os SC tropicais atingem mais frequentemente a altura de 14 km, enquanto que os sistemas extratropicais atingem altitudes de aproximadamente 11 km.

Embora mais penetrativos do que os sistemas extratropicais, a maior parte dos SC tropicais não atingem a altura da tropopausa. Este resultado pode ser explicado pelo pico de ocorrência da curva de temperatura mínima dos SC, que é por volta de 210 K. Rossow e Pearl (2007) comentam que a base da tropopausa sobre a região tropical tem uma temperatura de aproximadamente 200 K. Os autores comentam que mesmo sendo menos frequentes, os SC tropicais que atingem a tropopausa são aqueles sistemas que tem uma maior área horizontal e duração. De fato, considerando o limiar de 200 K como base para a tropopausa, observou-se que os SC tropicais que atingiram a tropopausa apresentaram um raio médio de 551,56 km e uma duração de 42,54 horas. Por outro lado os sistemas que apresentaram uma temperatura mínima superior a 200 K tiveram um raio médio de 292,46 km e uma duração média de 15,57 horas.

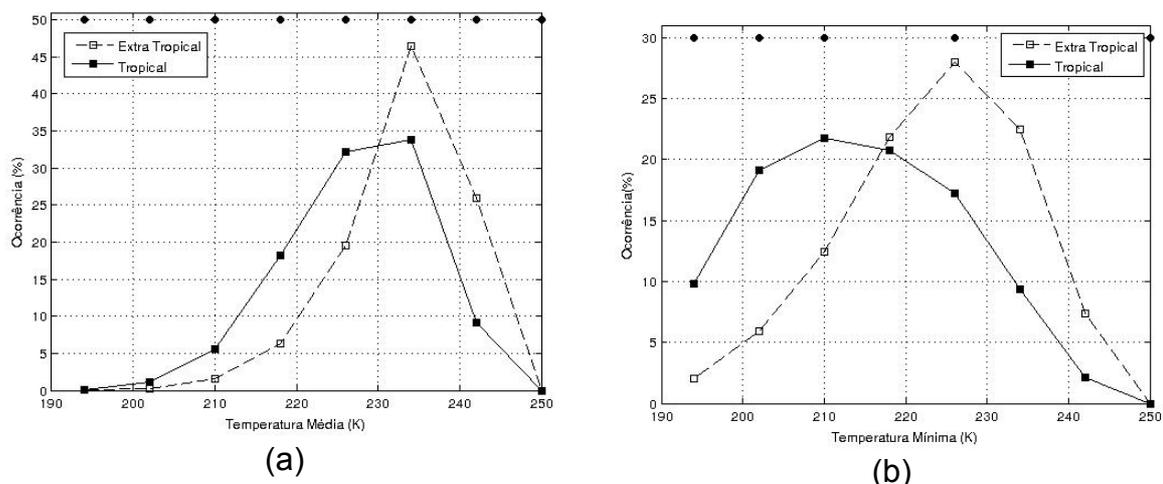


Figure 4.2 – Histogramas da temperatura (a) média e (b) mínima dos SC para a região tropical (linha contínua) e extratropical (linhas tracejadas). Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.

O fato de que os SC tropicais ocorrem em maior frequência para as temperaturas mais frias não necessariamente significa que a convecção associada ao sistema seja mais espessa, por exemplo. Futian e Del Genio (2007) mostram que depois de atingir a sua mínima temperatura do topo durante o ciclo de vida, o SC continua a se expandir horizontalmente sem variações significativas de temperatura por certo período de tempo. A expansão da bigorna é um fator determinante para este comportamento. Sendo assim, duas variáveis contidas na base de dados ISCCP-Tracking se fizeram de extrema importância para esclarecer este importante aspecto, a espessura óptica média e máxima dos SC. Devido à similaridade dos resultados apenas a espessura óptica média será apresentada (Figura 4.3 a). Mesmo não sendo observadas diferenças significativas entre os histogramas referentes aos sistemas Extratropicais e Tropicais, nota-se uma maior frequência relativa para valores de espessura óptica superiores a aproximadamente 15 nos SC Tropicais.

Este resultado é extremamente importante e indica, a partir da base de dados utilizada, que sobre os trópicos a convecção é, em geral, mais intensa do que sobre os extratropicais. É bem verdade que para uma melhor comprovação desta afirmação uma base de dados que fizesse uso da técnica do espalhamento do gelo nas frequências das micro-ondas deveria ser utilizada. Contudo, SC mais espessos e frios são um forte indicativo da intensidade da convecção associada. Para reforçar esta ideia a fração convectiva é apresentada na Figura 4.3 b. Esta variável indica a porcentagem da área do SC que é coberta por núcleos convectivos. Sendo assim, nota-se que para SC com fração convectiva superior a aproximadamente 15% ocorrem com maior frequência relativa sobre os trópicos, e que para sistemas com menores frações convectivas o predomínio ocorre sobre as regiões extratropicais.

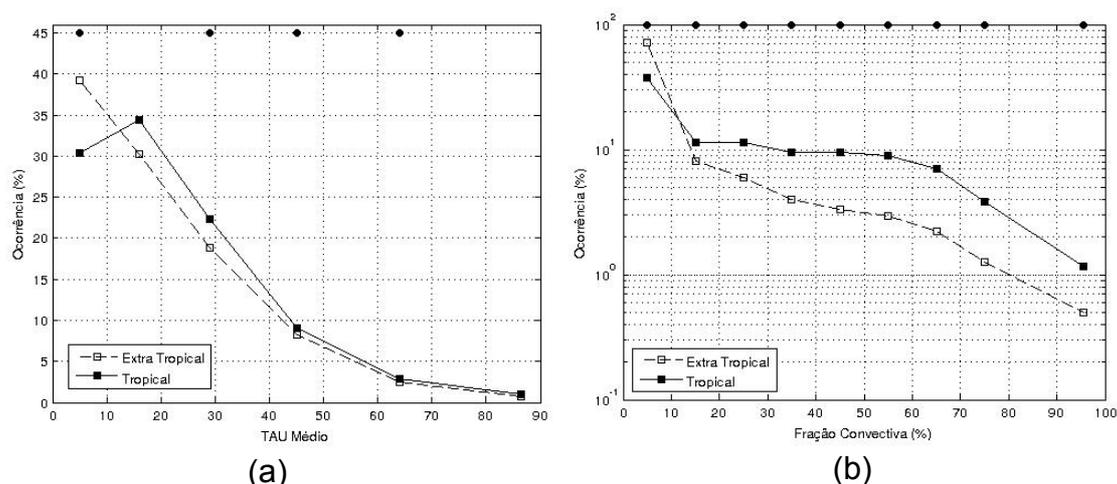


Figure 4.3 – Histogramas da (a) Espessura Óptica Média e (b) Fração convectiva dos SC para a região tropical (linha contínua) e extratropical (linhas tracejadas). Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.

4.1.2.2. Caracterização Oceano/Continente

Como observado anteriormente, grande parte da convecção ocorre na região tropical e principalmente sobre duas áreas continentais e uma grande região

predominantemente oceânica: Amazônia, Congo/Sahel e Indonésia. Sendo assim, esta seção tem o foco principal na região tropical, diferenciando os SC oceânicos e continentais. Yang e Slingo (2001) comentam que o conhecimento da amplitude e da fase do ciclo diurno da convecção pode prover informações apropriadas para parametrizações em modelos de circulação geral da atmosfera, por exemplo. Sabendo disso, os primeiros resultados apresentados nesta seção serão relacionados ao ciclo diurno dos SC sobre o continente/oceano tropical (Figura 4.4). Observam-se claramente diferenças entre as curvas apresentadas. Os sistemas continentais apresentam um pico de ocorrência no fim da tarde, entre as 15:00 e 18:00 HL. Este comportamento pode ser explicado pela desestabilização da camada limite durante o período da tarde devido à radiação solar (WALLACE, 1975).

Durante a noite, acontece um resfriamento radiativo à superfície, tornando a camada limite estaticamente estável (MARTIN et al., 2010). Esta estabilização leva a um decréscimo da ocorrência relativa dos SC continentais, atingindo um mínimo durante o período da manhã, as 9:00 HL. Para os sistemas oceânicos, o ciclo diurno não é tão pronunciado. Observa-se uma amplitude de apenas 2% na frequência relativa entre os menores valores, ocorrendo próximos à 00:00 HL, e o pico de ocorrência as 12:00 HL. Portanto, a principal diferença referente ao ciclo diurno dos SC oceânicos e continentais é que sobre o oceano a frequência relativa de ocorrência não diminui drasticamente após o pôr do sol. Na literatura existem algumas explicações para este comportamento. Randall et al. (1991) comentam que durante a noite ocorre um resfriamento radiativo de onda longa no topo das nuvens, decrescendo a estabilidade estática e intensificando o processo convectivo. É importante ressaltar que sobre a superfície oceânica não ocorre o mesmo resfriamento radiativo como o que acontece sobre as regiões continentais devido a maior capacidade de absorção de calor da água.

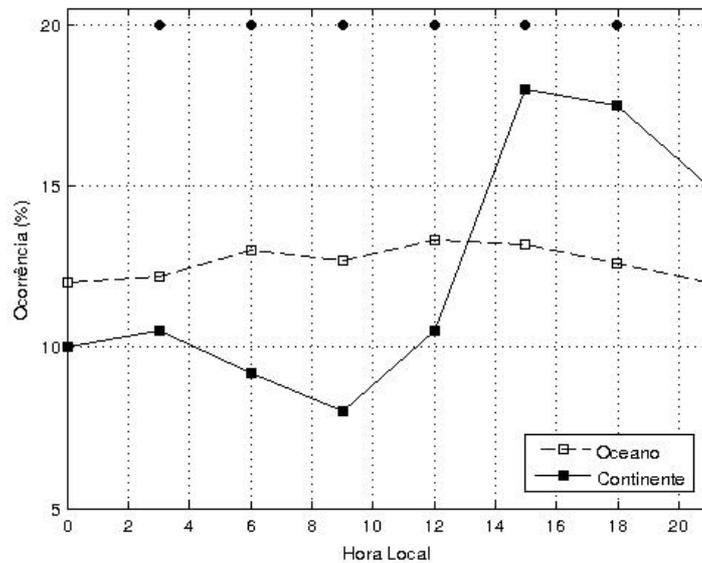


Figure 4.4 – Ciclo diurno da ocorrência de SC a partir do CS-DB para regiões continentais e oceânicas. Aqui todos os SC foram levados contados. Nenhuma consideração relacionada ao ciclo de vida dos sistemas foi realizada. Os círculos pretos no topo do painel representam as classes em que o comportamento apresentado na figura se manteve durante todo o período de estudo.

A análise apresentada na Figura 4.4, não levou em consideração a fase do ciclo de vida em que o SC se encontrava, pelo fato de ter sido utilizada a CS-DB. Sendo assim, SC que tiveram duração maior que três horas foram contados mais de uma vez durante o processo de obtenção do ciclo diurno. Este tipo de estatística foi utilizada, pois queria-se determinar o período do dia que apresentava a maior atividade convectiva nas áreas oceânicas e continentes. Contudo, uma análise visando à determinação do ciclo dos horários de iniciação e de algumas variáveis para cada SC se faz importante. Sendo assim, a base de dados CT-DB foi utilizada para determinar o ciclo diurno da iniciação, menor temperatura mínima, menor temperatura média e máximo tamanho (maturação) dos SC (Figura 4.5). Algumas das variáveis citadas não seguem exatamente o mesmo comportamento do ciclo diurno apresentado na Figura 4.4.

O ciclo diurno da iniciação e da menor temperatura mínima dos sistemas (Figura 4.5 a e b) é um exemplo. A primeira importante característica observada é que as duas variáveis têm exatamente o mesmo ciclo diurno, tanto para o oceano como para o continente. Este resultado pode estar relacionado à limitação no intervalo de tempo entre duas imagens consecutivas utilizadas na determinação da CT-DB, que é de três horas. Machado et al. (1998) mostrou que em SC com duração menor ou igual a dezoito horas a menor temperatura mínima é geralmente atingida durante as primeiras três horas do seu ciclo de vida. Mais de 80% dos SC avaliados nesta etapa apresentaram durações menores ou iguais a dezoito horas, o que pode explicar este comportamento observado. Contudo, estas duas propriedades são de grande importância para esclarecer alguns aspectos. O fato de que apenas um pico de ocorrência relativa foi observada para os SC continentais (às 15:00 HL) significa que o segundo pico apresentado na Figura 4.4 (18:00 HL) é relacionado àqueles sistemas que iniciaram três horas antes. Sendo assim, pode-se concluir que a estabilização noturna da camada limite tropical continental além de diminuir a quantidade de SC durante o período da noite também diminui a iniciação e a quantidade de sistemas penetrativos, o que acontece com três horas de antecedência. Ainda com relação ao ciclo diurno da iniciação e da menor temperatura mínima dos SC, pode-se observar que os sistemas oceânicos ainda apresentam uma baixa amplitude, mas com pequenas mudanças no horário do pico de ocorrência em relação à Figura 4.4. Nota-se que o pico de ocorrência se dá no início do dia, às 3:00 HL, período cerca de 9 horas antes do máximo de ocorrência de SC (Figura 4.4). Esta diferença é considerada a primeira evidência, a partir da base de dados *ISCCP-Tracking* que os SC oceânicos têm uma maior duração, o que será discutido em maiores detalhes no transcorrer do presente trabalho.

O ciclo diurno da menor temperatura média dos SC (Figura 4.5 c) sobre o continente é bastante similar às curvas de iniciação e menor temperatura

mínima (Figuras 4.5 a e b). As principais diferenças são observadas para os sistemas oceânicos. A amplitude, por exemplo, atinge quase o dobro dos valores observados nas curvas anteriores. Os valores máximos de ocorrência foram observados entre as 4:00 e 6:00 HL, decrescendo até o mínimo valor as 18:00 HL. Acredita-se que as diferenças na amplitude estão relacionadas às velocidades menos intensas sobre as regiões oceânicas. Anderson et al. (2005) mostra que o oceano tropical, em geral, apresenta baixas velocidades verticais quando comparadas às regiões continentais. Sendo assim, não espera-se que os sistemas oceânicos atinjam com frequência elevados níveis atmosféricos, fazendo com que o ciclo diurno da menor temperatura média seja mais pronunciado do que o da menor temperatura mínima.

A última, porém marcante característica relacionada ao ciclo diurno dos SC é o seu horário de maturação (Figura 4.5 d). Um atraso de três horas é observado entre o pico de ocorrência das três variáveis anteriormente discutidas e o horário de ocorrência do máximo tamanho dos SC sobre o continente. Para os sistemas oceânicos, esta diferença pode atingir até nove horas, quando realizada a comparação com a menor temperatura média, por exemplo. Os diferentes estágios do ciclo de desenvolvimento dos SC é a chave para o entendimento deste comportamento. Futyan e Del Genio (2007) discutem que o máximo tamanho atingido pelos SC sobre a África Tropical é atrasado cerca de 10 horas em relação ao horário em que os sistemas atingem a menor temperatura mínima. Machado e Laurent (2004) apresentam resultados similares para SC sobre a região amazônica. As principais diferenças foram que os autores não compararam a área dos SC com sua temperatura mínima, mas com a taxa de precipitação associada. O atraso observado foi menor, por volta de cinco horas. Sendo assim, a diferença entre o pico de ocorrência observado é devido ao fato de que após o SC atingir o seu máximo de atividade convectiva, ele continua a expandir-se horizontalmente, através do desenvolvimento da bigorna.

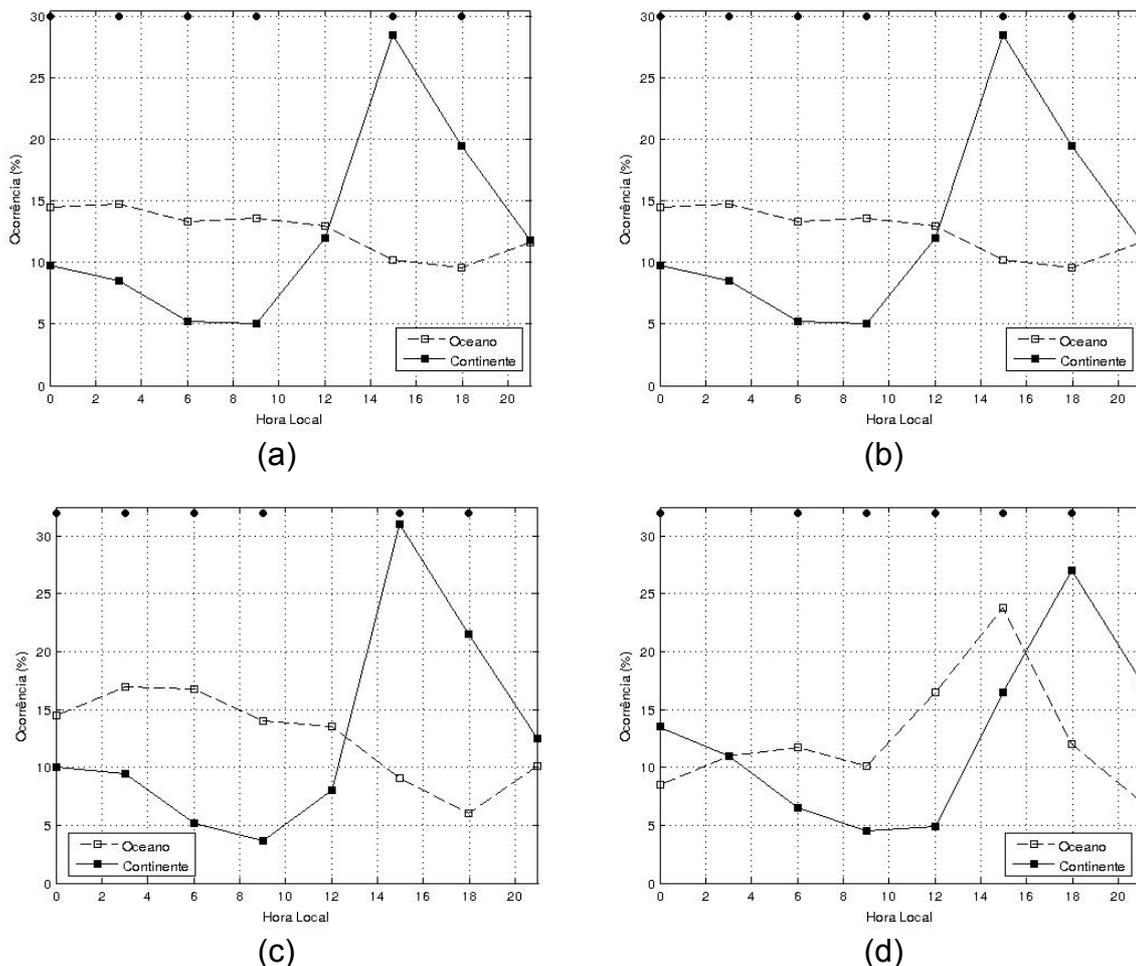


Figura 4.5 – Ciclo Diurno do horário da (a) Iniciação, (b) Menor Temperatura Mínima, (c) Menor Temperatura Média e (d) Máximo Raio (Maturação) dos SC oceânicos e continentais na região tropical. Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.

Após o ciclo diurno, as análises serão focadas nas principais diferenças das propriedades dos SC independentemente do período do dia. A primeira propriedade analisada é o raio dos SC a partir de suas distribuições de frequência (Figura 4.6 a). Para raios menores que 130 km notou-se um predomínio de ocorrência relativa dos SC continentais. Contudo, para raios maiores do que este limiar observou-se uma inversão das curvas. Machado e Rossow (1993) mostram que a partir de um valor similar, a probabilidade de

ocorrência de no mínimo um pixel com temperaturas do topo dos SC inferior a 215 K é maior que 70%. Sendo assim, os resultados sugerem que estas diferenças podem estar relacionadas à SC mais penetrativos, que atingem elevados níveis atmosféricos, tanto sobre o continente como para o oceano. Contudo, se faz importante ressaltar que apenas baixas temperaturas do topo das nuvens não podem determinar a intensidade dos SC. Liu et al. (2006) comentam que sobre regiões oceânicas, principalmente sobre a Indonésia, uma elevada quantidade de SC atingem uma temperatura de topo inferior a 210 K. Contudo, os ecos de radar de 20 dBZ (equivalente a uma taxa de precipitação de 1mm/h) não são observados com frequência acima de uma altura de 17 Km, que foi usada pelos autores na determinação de quão penetrativos eram os sistemas. Sendo assim, baixas temperaturas de topo podem estar relacionadas ao desenvolvimento das bigornas dos sistemas, e não de seus centros convectivos, como será discutido com maiores detalhes na sequência do trabalho. Resultados similares foram também observados por Luo et al. (2011).

Um importante aspecto pode explicar a ocorrência de maiores SC sobre as áreas oceânicas é o seu fraco ciclo diurno da convecção (Figura 4.4), que foi discutido anteriormente e de acordo com Shumacher e Houze (2003), Cetrone e Houze (2009) e Yuan e House JR (2010), potencialmente mantém o crescimento dos sistemas mesmo no período da noite. Esta característica pode ainda explicar porque a duração dos SC é maior sobre as regiões oceânicas do que sobre o continente (Figura 4.6 b). Machado et al. (1998) encontrou uma relação linear entre o tamanho máximo atingido pelo SC e sua duração. Baseado nisto, as Figuras 4.7 a e b apresentam a relação entre estas duas propriedades, onde as correlações foram de 0,77 e 0,78 para os sistemas continentais e oceânicos, respectivamente.

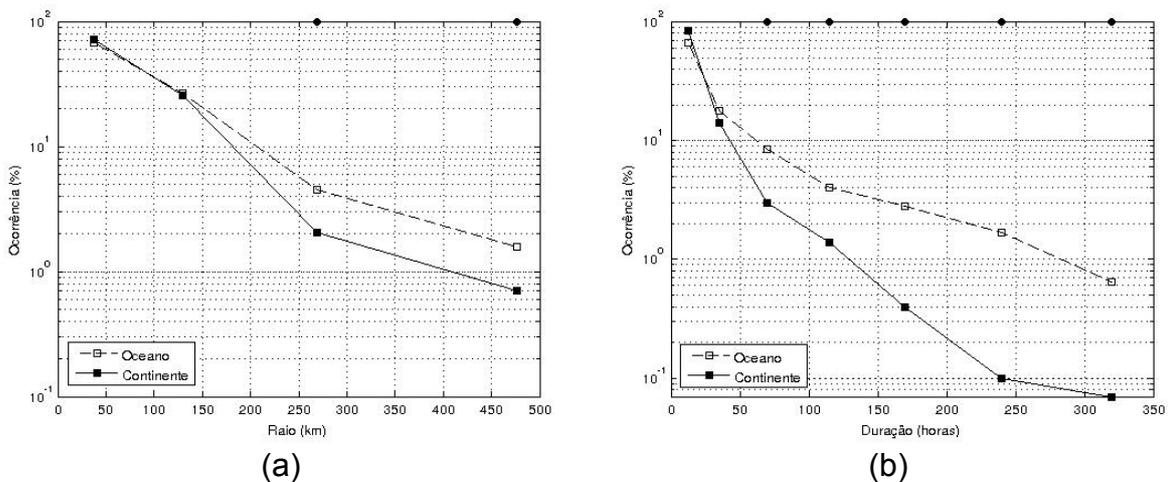


Figura 4.6 – Distribuição de frequência para o (a) Raio e a (b) Duração dos SC sobre regiões oceânicas e continentais tropicais. Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.

Além de uma maior duração e raio, os SC oceânicos ainda apresentam um predomínio da quantidade de aglomerados convectivos (Figura 4.8). É importante comentar que este resultado não significa que a convecção sobre o oceano é mais intensa do que sobre o continente, o que iria contradizer muitos anos de publicações na literatura. Este comportamento se dá pelo fato de que quanto maior é um SC maior é a probabilidade de ser observado um maior número de aglomerados convectivos. As Figuras 4.7 c e d contêm diagramas de dispersão entre estas duas variáveis durante o estágio de maturação dos SC. Nota-se que a relação entre estas duas propriedades é linear, com correlações superiores a 0,8 tanto para os SC oceânicos como para os continentais.

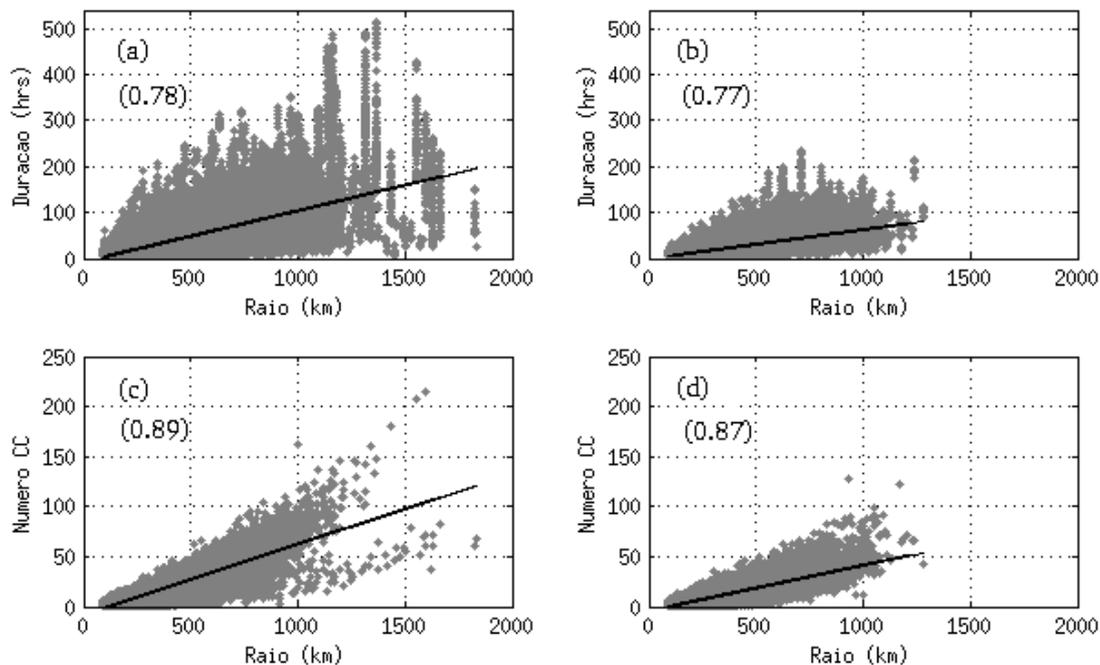


Figura 4.7 – Diagramas de dispersão entre (a) Duração e o Raio na Maturação (Oceano), (b) Duração e Raio na Maturação (Continente), (c) Número de CC e Raio na Maturação (Oceano) e Número de CC E Raio na Maturação (Continente). Os números nos topos de cada painel representam as correlações e as retas a regressão linear entre as variáveis e as retas

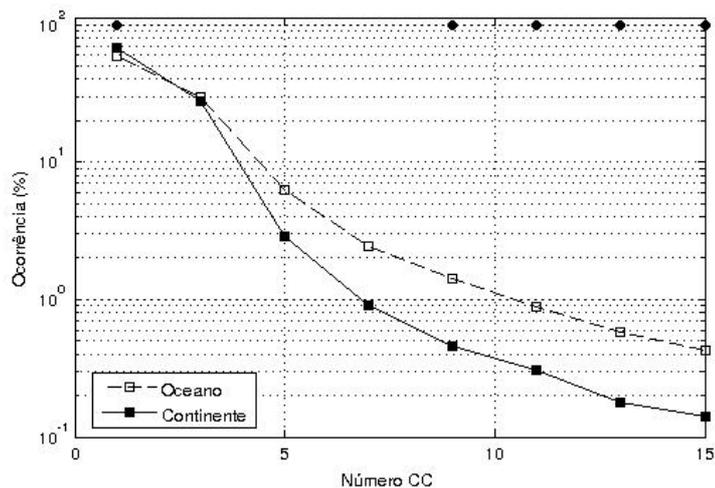


Figura 4.8 - Distribuição de frequência para Número de CC dos SC sobre regiões oceânicas e continentais tropicais. Os círculos pretos no topo do painel representam as classes em que o comportamento apresentado na figura se manteve durante todo o período de estudo.

O fato de que os SC oceânicos apresentam maior raio do que os sistemas continentais pode ser explicado pela maior expansão da bigorna. A Figura 4.9 apresenta um histograma bidimensional, entre o raio médio dos aglomerados convectivos e o raio dos SC, das diferenças entre as ocorrências dos sistemas continentais menos os oceânicos. Estes tipos de diagramas são bastante úteis para identificar limiares preferenciais de duas variáveis para o caso de sistemas oceânicos ou continentais. Diferenças positivas significam um predomínio de ocorrência continental e negativa oceânica. Os sistemas continentais são claramente concentrados tanto para valores de aglomerados convectivos como de raios dos SC inferiores a 129 km. Este fato explica o porquê de frações convectivas superiores a 60% serem observadas mais frequentemente sobre regiões continentais do que sobre o oceano (figura não apresentada). Os sistemas oceânicos, por outro lado, têm uma frequência relativa de ocorrência predominante de raios que podem atingir até valores de 476,5 km. No entanto, o aumento do raio dos SC não é acompanhado pelo mesmo aumento do tamanho dos aglomerados convectivos.

Sendo assim, concordando com Cetrone e House (2009) e Yuan e House (2010), este resultado claramente mostra que embora maiores, grande parte da área coberta pelos sistemas oceânicos não é de núcleos convectivos, mas está diretamente associada com a expansão horizontal das bigornas. Outro importante aspecto que pode ser observado a partir desta análise é que os valores absolutos das diferenças dos raios dos aglomerados convectivos entre as frequências onde predominam os SC continentais são maiores do que para os sistemas oceânicos entre os valores de 63 e 129,5 km. Então, pode-se inferir que os maiores núcleos convectivos são mais frequentemente observados sobre regiões continentais, concordando com os resultados apresentados por Lucas et al. (1994), Liu et al (2007) e Takahasi e Luo (2012). Correntes ascendentes mais intensas sobre as regiões continentais (LUCAS et

al., 1994; ANDERSON et al., 2005; ZIPSER et al., 2006) podem ser responsáveis por este resultado.

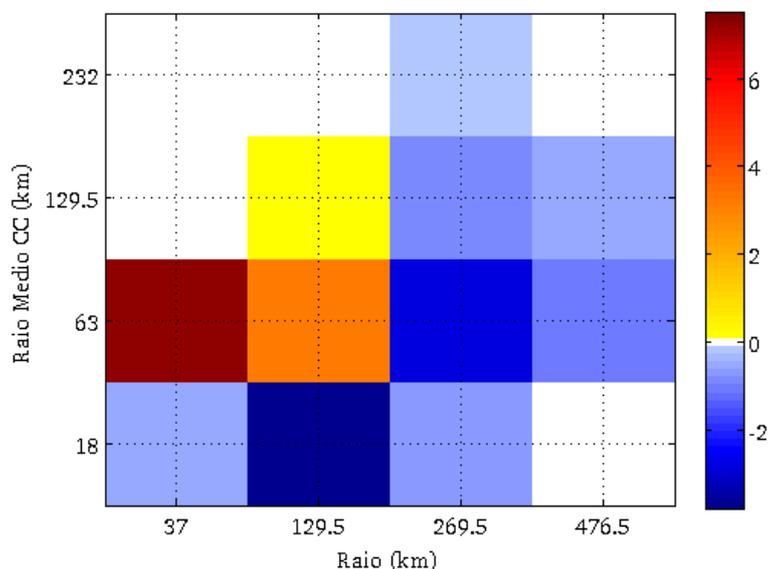


Figura 4.9 – Diferença entre os histogramas bidimensionais continentais e oceânicos do Raio Médio dos Aglomerados Convectivos e do Raio dos SC. Valores positivos indicam maior frequência relativa para os sistemas que ocorrem sobre o continente e negativos para SC oceânicos.

A última característica analisada está ligada ao desenvolvimento vertical dos SC. Estas propriedades são de extrema importância para o entendimento de quão penetrativos são os sistemas. O primeiro histograma apresentado é o da temperatura média dos SC (Figura 4.10 a), onde nenhuma diferença entre a moda das distribuições dos sistemas oceânicos e continentais é observada. Contudo, é claramente observado que para temperaturas médias inferiores a 225 K, a frequência relativa é maior para os sistemas continentais. Este resultado significa que os sistemas oceânicos são menos penetrativos do que os continentais, concordando com os resultados apresentados por Rossow e Pearl (2007) e Liu et al. (2007). As diferenças entre os sistemas oceânicos e continentais são mais pronunciadas para as temperaturas mínimas (Figura 4.10 b). Os picos das distribuições são separados por aproximadamente 20 K. A moda da distribuição dos sistemas continentais é de 203 K, enquanto que os

SC oceânicos tem o máximo de ocorrência para uma temperatura mínima de 218 K. Portanto, de acordo com uma atmosfera tropical padrão apresentada por Cole e Kantor (1963), os sistemas continentais atingem mais frequentemente uma altura de 14 km, enquanto que os SC oceânicos apenas crescem até 12 km com maior frequência.

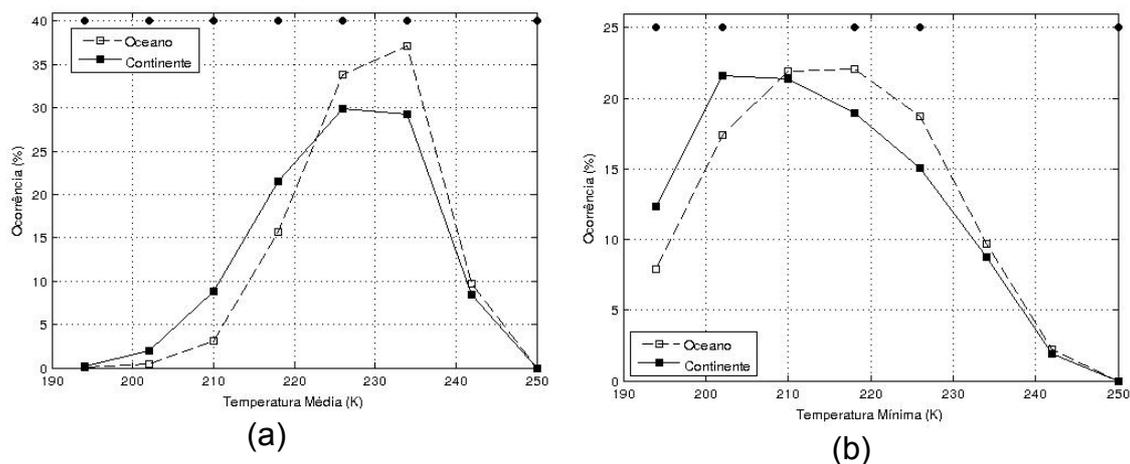


Figure 4.10 - Distribuição de frequência para (a) Temperatura Média e (b) Temperatura Mínima dos SC sobre regiões oceânicas e continentais tropicais. Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.

De maneira a enfatizar os resultados apresentados nos painéis anteriores, histogramas bidimensionais entre a temperatura mínima e a espessura óptica média dos SC foram construídos para os SC oceânicos e continentais. As diferenças entre as frequências relativas dos dois histogramas podem ser observadas na Figura 4.11. A espessura óptica foi utilizada para esta estatística devido ao fato desta propriedade estar diretamente associada à profundidade da nuvem. Observando a figura, dois principais padrões dividindo os SC oceânicos e continentais podem ser notados. Os sistemas continentais são concentrados basicamente para temperaturas inferiores a 218 K e espessura média variando entre 16 a 86. Por outro lado, os SC oceânicos são mais frequentemente observados para temperaturas mínimas variando entre 242 e 202 K e espessura óptica média concentrada principalmente para valores

baixos, em torno de 5. Sendo assim, este resultado é extremamente importante, ajudando a concluir que os SC continentais não são apenas mais penetrativos do que os oceânicos, mas, que a nebulosidade associada aos sistemas também é mais profunda.

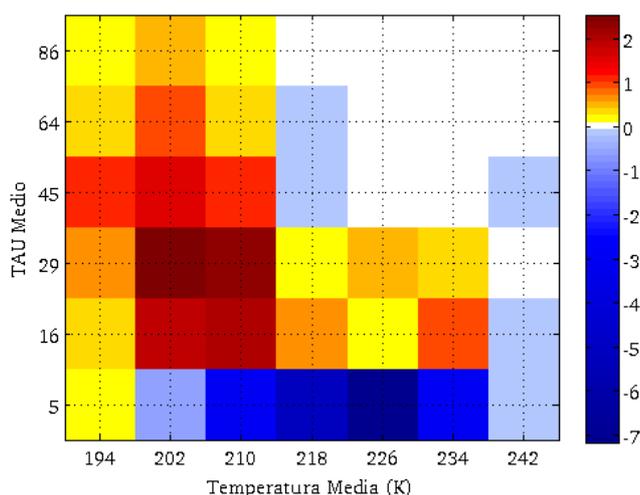


Figura 4.11 – Diferença entre os histogramas bidimensionais continentais e oceânicos do TAU Médio e a Temperatura Mínima dos SC. Valores positivos indicam maior frequência relativa para os sistemas que ocorrem sobre o continente e negativos para SC oceânicos.

4.1.3. Influência do ENOS sobre os SC

O ENOS é um fenômeno que têm sido amplamente estudado durante muitos anos pela comunidade científica. Os seus efeitos, principalmente sobre a precipitação, em diversas áreas do planeta são conhecidos e continuam a ser aprofundados. Nesta seção, são primeiramente identificadas as áreas no globo que sofrem as maiores influência do ENOS sobre a ocorrência dos SC e por fim mais destaque é dado à região amazônica, importante fonte tropical de SC, como observado na Figura 4.1. A Figura 4.12 apresenta a ocorrência das fases positiva (El Niño) e negativa (La Niña) mensais entre os anos de 1988 e 2008, período sem falhas de dados de satélite nas principais áreas fontes de SC nos trópicos (Figura 3.3). É possível observar que, em sua grande maioria, o início do fenômeno se dá no segundo semestre de cada ano. Dependendo do

evento, ele termina ou muda de sinal no primeiro semestre do ano seguinte ou se estende por um ou até dois anos em sequência. Sabendo disso, as análises que serão apresentadas nesta seção serão dedicadas a primavera (Outubro, Novembro e Dezembro) e verão (Janeiro, Fevereiro e Março) austral. Pode-se observar a partir da Figura 4.12, que foram utilizados seis anos de El Niño e de La Niña para as análises relacionadas à primavera, além de sete anos de La Niña e três de El Niño para o verão austral. Os anos foram escolhidos quando todos os três meses da estação do ano em questão estiveram contidos na ocorrência de uma das fases do ENOS, El Niño ou La Niña.

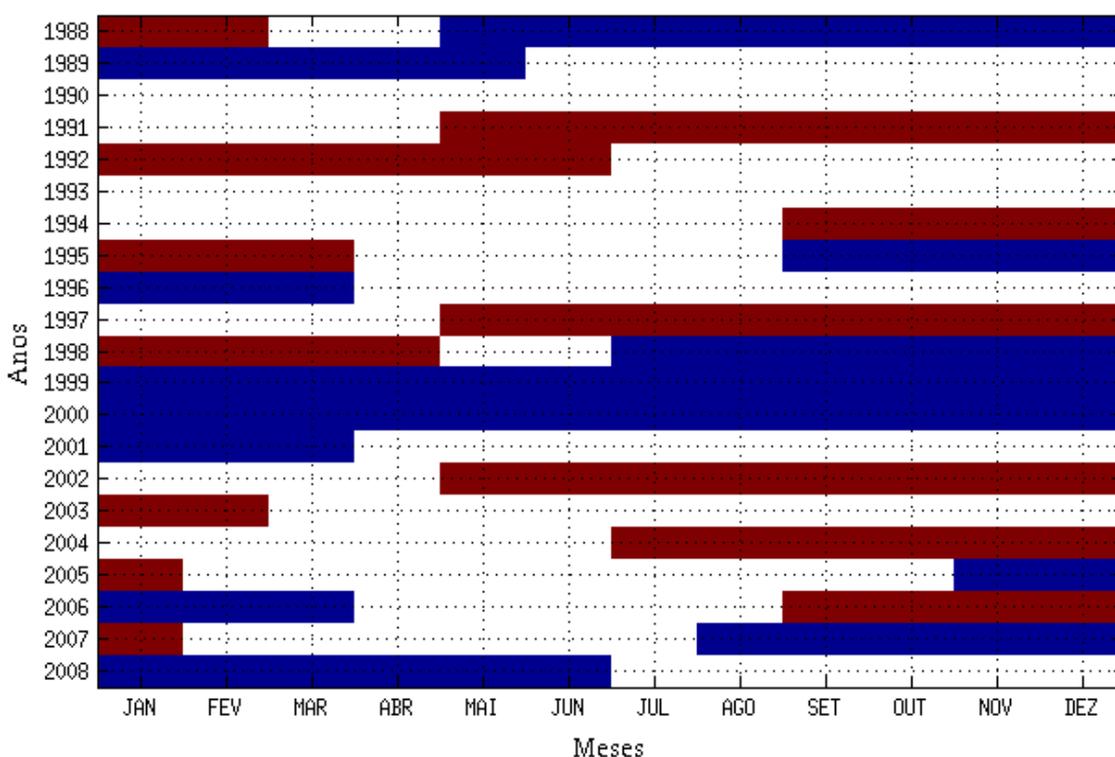


Figure 4.12 – Ocorrência mensal das fases do ENOS de acordo com o ONI. Em azul são os períodos de La Niña e em vermelho períodos de El Niño.

O primeiro passo realizado foi à determinação das áreas em volta de todo o globo terrestre que apresentassem a ocorrência dos SC associada ao

fenômeno ENOS. Para tanto foram determinados os índices I_{EN} e I_{LN} , como segue:

$$I_{EN} = \left| \frac{\overline{X_{EN}} - \overline{X_{Total}}}{\sigma_{EN}} \right| \quad (4.1)$$

$$I_{LN} = \left| \frac{\overline{X_{LN}} - \overline{X_{Total}}}{\sigma_{LN}} \right| \quad (4.2)$$

Em que,

$\overline{X_{EN}}$, é a média de ocorrência de SC para os meses sob a influência de El Niño;

σ_{EN} , é o desvio padrão da ocorrência de SC para os meses sob a influência de El Niño;

$\overline{X_{LN}}$, é a média de ocorrência de SC para os meses sob a influência de La Niña;

σ_{LN} , é o desvio padrão da ocorrência de SC para os meses sob a influência de La Niña;

$\overline{X_{TOTAL}}$, é a média de ocorrência de SC para todos os meses, independente da fase do ENOS;

A determinação das equações acima foi baseada no fato de que a diferença das médias de ocorrência de SC numa dada fase do ENOS e de todo o período, deveria ser maior do que a variação de ocorrência de SC entre os anos com a mesma fase de ENOS, determinado pelo desvio padrão. Sendo assim, os índices foram calculados para cada ponto de uma grade global com

uma resolução espacial de $2,5 \times 2,5^\circ$ entre os anos de 1988 e 2008 para a primavera e verão austral. Trimestres com I_{EN} maiores do que 1 indicam que a ocorrência dos SC são influenciadas pelo El Niño, enquanto que áreas com I_{LN} maiores do que a unidade indica a influência de La Niña. É importante ressaltar, que como ambos os índices são calculados em módulo, não se faz possível avaliar o aumento ou diminuição da ocorrência de SC numa dada área de acordo com a fase do ENOS. Contudo, análises a este respeito serão apresentadas na sequência do trabalho.

As Figuras 4.13 a e b apresentam o I_{EN} e o I_{LN} para a primavera austral. O verão austral não é apresentado devido à similaridade. Na região tropical, a Amazônia e a Indonésia, duas das regiões onde na Seção 4.2.1 foram observadas as maiores ocorrências de SC, também apresentaram-se com valores dos índices I_{EN} e I_{LN} elevados com vários núcleos que atingiram valores superiores a 10. Ambas as regiões sofrem influência tanto do El Niño com da La Niña na ocorrência de SC. A região do Congo, que também é considerada uma fonte tropical de SC, embora tenha um núcleo com valores de I_{EN} superiores a 25 não apresentou o mesmo comportamento para o I_{LN} . Este resultado pode ser comprovado através da Figura 4.13 c, onde estão em destaque apenas as regiões nas quais os dois índices estiveram superiores a um. Estes resultados estão de acordo com Ropelewski e Halbert (1987) e Peel et al. (2002), que a partir de uma climatologia global, observaram que a precipitação sobre a Amazônia e a Indonésia recebe destaque com relação a influência proveniente do ENOS. Os autores também observaram que a região do Congo não apresenta uma caracterização de simples interpretação sobre a influência do ENOS na precipitação. Sendo assim, a Amazônia, uma das duas áreas que além de apresentar uma elevada ocorrência de SC ainda se caracteriza por ter esta ocorrência influenciada pelas duas fases do ENOS, foi escolhida para um melhor detalhamento. Serão apresentadas características

físicas e morfológicas dos SC de acordo com a fase do ENOS, El Niño ou La Niña.

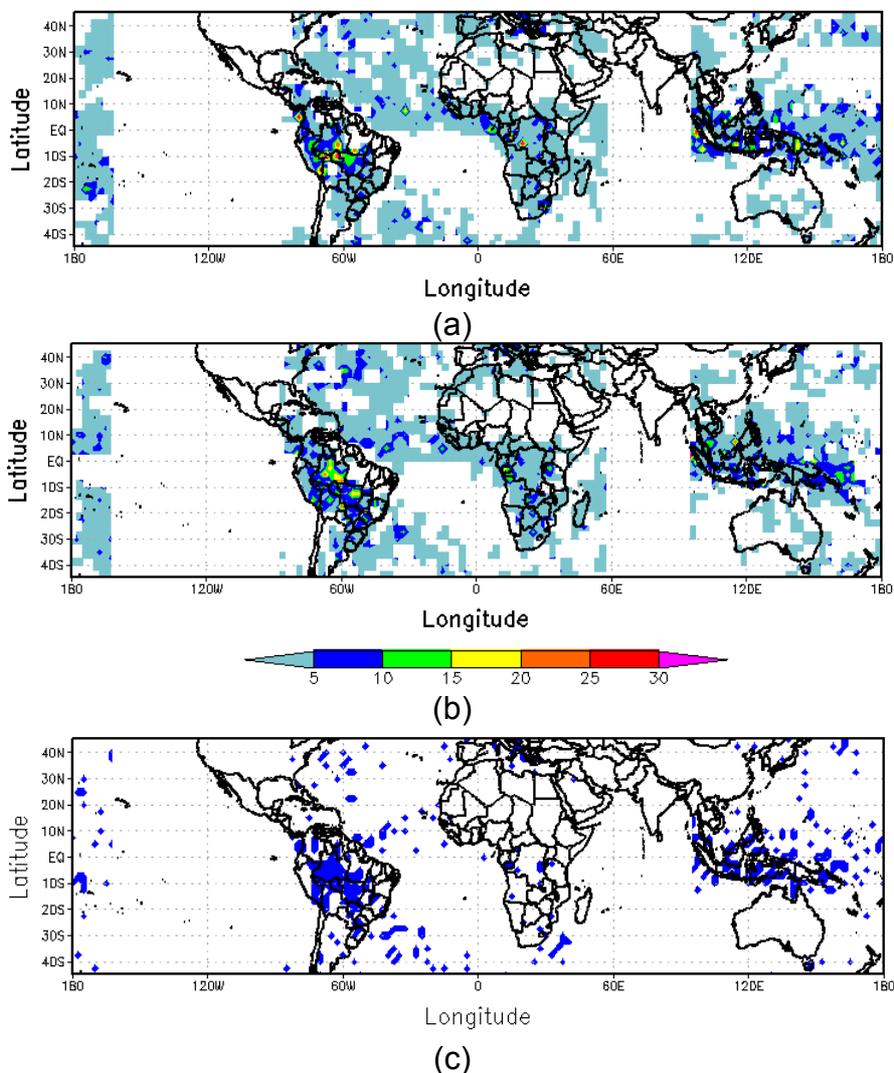


Figure 4.13 - (a) IEN, (b) ILN e (c) Regiões onde ambos os índices apresentam valores superiores a três para a primavera austral. Valores dos índices acima de três estão contidos nos 30% dos valores mais altos.

A primeira análise apresentada é referente a toda série de dados entre os anos de 1988 e 2008 (Figura 4.14), sem nenhuma filtragem temporal, para que se possa averiguar o comportamento geral da relação entre a fase do ENOS e a ocorrência dos SC para a Amazônia (entre 75°W e 45° W e 6°N e 14,5° S). É possível se observar um ciclo anual bem definido, com os máximos ocorrendo

entre a primavera e o verão austral e os mínimos prioritariamente ocorrendo no inverno austral. A relação entre a ocorrência de SC e o índice ONI não se faz clara e um principal aspecto pode ter influência sobre este resultado. Este fator está diretamente relacionado com as áreas de influência do ENOS sobre a Amazônia. Algumas sub-regiões amazônicas apresentam um aumento e outras uma diminuição da ocorrência de SC de acordo com a fase do ENOS, o que será discutido na sequência desta pesquisa. Como para a obtenção da série temporal de ocorrência dos SC (Figura 4.14 a) toda a região amazônica foi considerada, provavelmente o sinal foi suavizado, evidenciado por uma baixa correlação entre as duas curvas, por volta de -0,15.

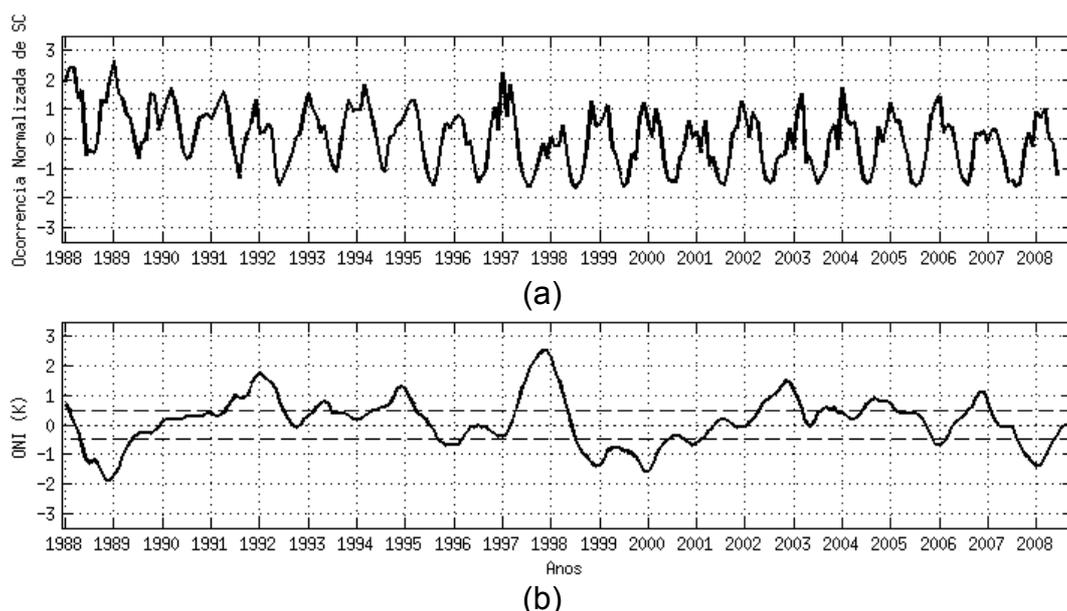


Figura 4.14 – Série temporal da ocorrência normalizada de SC sobre a (a) Amazônia e (b) Série temporal do ONI. As linhas tracejadas em (b) indicam os limiares de $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$, utilizados para a determinação da fase do ENOS.

Como comentado anteriormente, o ENOS tende a influenciar diferentemente subáreas na região amazônica (Figura 4.15). Como para a obtenção da Figura 4.15 foi realizada a diferença entre as médias de ocorrência entre El Niño e La Niña, os valores negativos são indicativos de que sobre esta área ocorrem mais SC em períodos de La Niña do que durante a ocorrência de El Niño.

Valores positivos indicam o comportamento contrário. Observa-se que existe uma diferença evidente principalmente entre as regiões centro-norte (a partir do nordeste do estado do Amazonas até o nordeste do Pará), e as áreas a oeste e sudeste da Amazônia (oeste do estado do Amazonas e parte de Rondônia e Acre). Na região centro norte, tem-se uma diferença entre as médias de ocorrências de SC entre períodos de El Niño e La Niña que podem atingir até um total de -210.

Sabe-se que grande parte dos acumulados de precipitação estão diretamente associados à ocorrência dos SC, sendo assim, a comparação dos resultados observados nesta pesquisa com aqueles onde foram utilizados totais de chuva são bastante válidos e importantes. Ropelewski e Halbet (1987) observaram que a região nordeste da Amazônia apresenta uma correlação negativa entre a fase positiva do ENOS e os acumulados de precipitação. Ou seja, durante a ocorrência de El Niño menor precipitação é observada, concordando com os resultados apresentados na Figura 4.15. Os autores não puderam observar a influência do ENOS sobre outras áreas da Amazônia devido à carência de observações pluviométricas na região. Zolman et al. (2000), comparando dois anos com diferentes fases do ENOS, averiguaram que sobre a região tropical da América do Sul uma maior ocorrência de SC é observada durante períodos de La Niña, principalmente no verão austral. As estatísticas apresentadas pelos autores contabilizaram todos os SC presentes na região tropical da América do Sul. Sendo assim, toda a Amazônia esteve contida nas análises. Durante o verão austral (Figura 4.15 b), cerca de 80% da região amazônica apresenta o mesmo comportamento, concordando com os autores do artigo anteriormente citado.

Souza et al. (2004) apresentam uma revisão sobre as circulações atmosféricas para períodos de ocorrência de El Niño e La Niña. Os autores comentam, entre outros aspectos, as mudanças na Célula de Walker durante as fases do ENOS.

Segundo os autores, durante o El Niño, o ramo descendente da Célula de Walker desloca-se para leste, concentrando-se principalmente entre 60 e 30°W. Resultado que pode explicar o fato de ser exatamente nesta área que os SC ocorrem em menor quantidade nos períodos de El Niño do que de La Niña. A oeste desta área, a circulação da Célula de Walker não é bem definida, o que pode explicar o fato do sinal ser invertido na região. Ou seja, maiores/menores ocorrências de SC durante períodos de El Niño/La Niña, principalmente na primavera austral.

Além disso, outros fatores importantes que podem ter relação direta com a maior/menor ocorrência de SC durante anos de El Niño/La Niña no eixo noroeste/sudeste da Amazônia são os padrões convectivos determinados a partir das anomalias de vento de leste e oeste sobre a região. Carvalho et al. (2002) discutem sobre o dipolo de convecção observado na região de acordo com o regime de vento, de leste ou oeste. Segundo os autores, durante o regime de leste a convecção concentra-se principalmente na região noroeste da Amazônia, acima de 20°S. No regime de oeste, a convecção ocorre prioritariamente, a sudeste da região, abaixo de 20 °S. Embora os autores não tenham observado uma modulação significativa dos padrões convectivos a partir das fases do ENOS, os resultados apresentados na Figura 4.15 podem ser um indicativo de que durante períodos de El Niño/La Niña o regime de leste/oeste é predominante, favorecendo/inibindo a convecção na área.

O padrão observado no eixo noroeste-sudeste ainda pode estar relacionado com a influência do ENOS sobre a ocorrência da ZCAS. A Figura 4.13 mostrou que a área que sofre a influência das fases do ENOS sobre a América do Sul estende-se desde a região amazônica até a região sudeste do Brasil. O último importante aspecto relacionado à influência do ENOS sobre a ocorrência dos SC na região amazônica está ligado a centros onde foram observadas

diferenças positivas entre as médias, próximas ao estado de Rondônia (na primavera e verão austral) e no leste do Pará (no verão austral). Ambas as áreas estão contidas numa região conhecida como Arco do Desmatamento (Lui e Molina, 2009). Este resultado pode ser um indicativo que o ENOS tem uma influência diferenciada sobre áreas desmatadas, e necessita ser estudado com detalhes em trabalhos futuros.

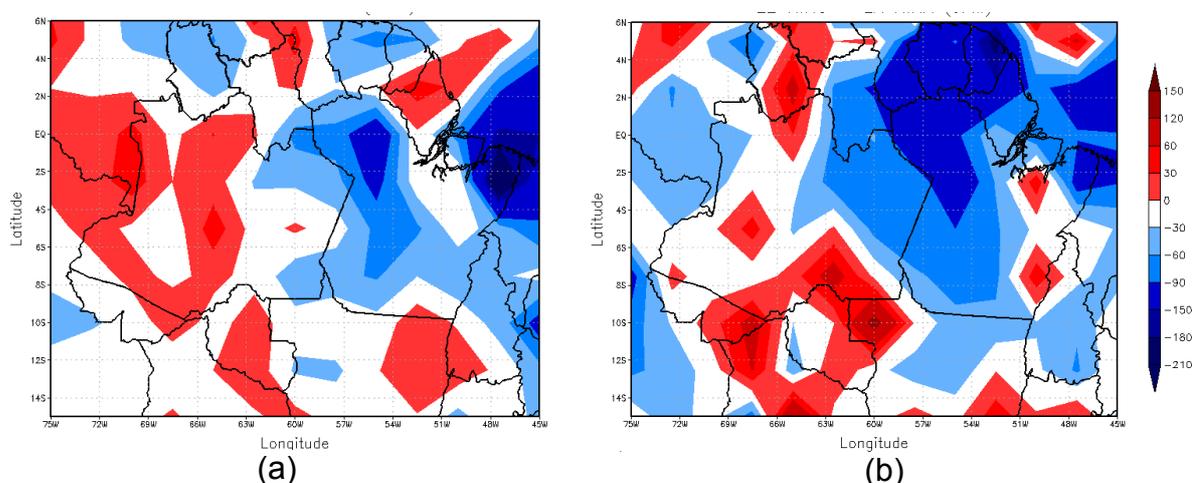


Figura 4.15 – Diferença entre as médias de ocorrência de SC para períodos de ocorrência de El Niño e de La Niña para a região amazônica na (a) primavera e no (b) verão austral.

A próxima análise a ser apresentada é relacionada às diferenças entre as propriedades físicas do SC sobre a região amazônica nas duas fases do ENOS. A primeira propriedade apresentada é o raio dos SC (Figura 4.16 a e b). De maneira geral, para as duas estações do ano analisadas, nota-se uma predominância de SC com maior raio durante períodos de El Niño. A principal exceção é observada no nordeste do estado do Pará, onde os maiores sistemas ocorrem em períodos de La Niña. Esta região é conhecida pela elevada ocorrência de Linhas de Instabilidade (Garstang et al., 1994), que se formam na costa e adentram ao continente levadas pela brisa oceânica. Devido ao grau de significância do resultado, maior destaque será dado à porção noroeste/sudeste da Amazônia, no verão austral (Figura 4.16 b). Esta área

coincide com a região onde predomina a convecção nos regimes de vento de leste (Carvalho et al., 2002). Sendo assim, baseado nos argumentos citados anteriormente, acredita-se que nos períodos de El Niño, onde possivelmente o regime de leste predomina, os SC além de apresentarem maior ocorrência também tem um maior desenvolvimento horizontal. Além disso, a influência das fases do ENOS sobre esta região pode estar relacionado à ocorrência de ZCAS.

Como esperado, tendo em vista a relação linear entre a duração e o máximo tamanho dos SC apresentada anteriormente e ainda por Machado et al. (1998), SC em períodos de ocorrência de El Niño apresentaram uma maior duração do que aqueles que ocorrem em períodos de La Niña tanto para a primavera quanto para o verão austral (Figura 4.16). As diferenças atingem por volta de 40 horas de duração e maior destaque se dá à área centro norte da Amazônia, onde acredita-se que as mudanças nos padrões de circulação da Célula de Walker sejam os principais influenciadores nas mudanças das propriedades dos SC na região. De maneira geral, o resultado de que sobre a maior parte da área amazônica os SC são maiores e duram mais durante períodos de El Niño poderia ser encarado como contraditório, haja vista que se espera que a precipitação diminua, principalmente na porção nordeste da área. No entanto, maiores e mais duradouros SC não necessariamente estão ligados a sua intensidade, como esclarecido no capítulo que trata das diferenças entre os SC em áreas oceânicas e continentais.

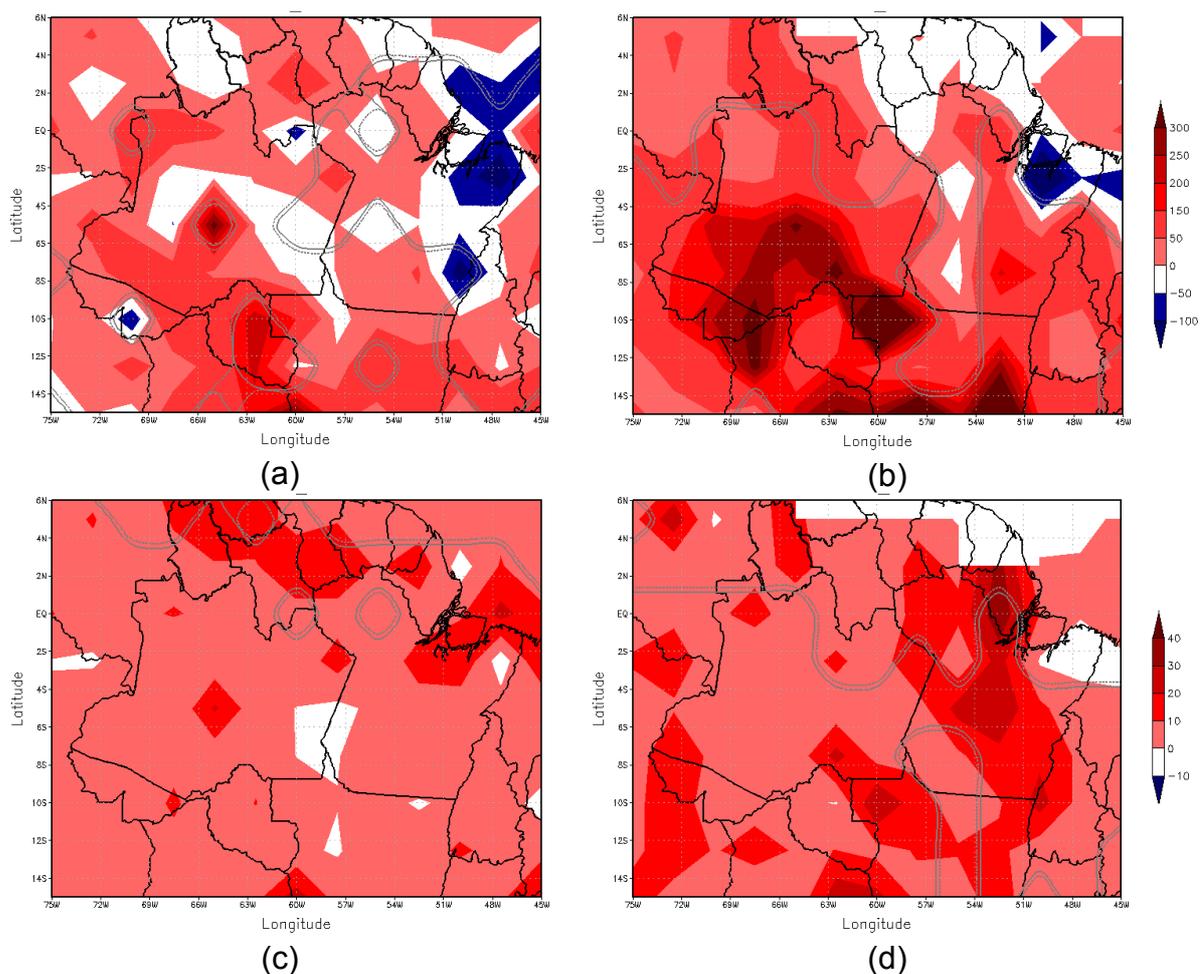


Figura 4.16 – Diferenças das médias do raio (km) dos SC para a (a) Primavera e (b) Verão austral e diferenças de médias da duração (%) dos SC, sobre a região amazônica entre anos de El Niño e La Niña. Os pixels escolhidos são aqueles onde os SC atingiram sua maturação. Valores positivos indicam maiores médias durante períodos de El Niño e negativos durante La Niña. As linhas contínuas demarcam as áreas nas quais as médias foram consideradas diferentes a partir do teste-t a 95% de significância. As áreas tracejadas são as regiões rejeitadas pelo teste.

Sendo assim, duas importantes propriedades dos SC serão apresentadas (Figura 4.17) de maneira a entender melhor o seu comportamento no que diz respeito à intensidade. As variáveis escolhidas foram a temperatura de brilho mínima dos SC assim como a Fração Convectiva. Mais de 90 % da região amazônica, tanto para a primavera como para o verão austral, apresentaram SC com temperaturas mínimas mais altas e menor fração convectiva durante a

ocorrência de El Niño. Este resultado, quando analisado em conjunto com a duração e tamanho dos SC nos leva a um importante padrão. Embora maiores e com maior duração, os SC atuantes na Amazônia durante períodos de El Niño são mais rasos, com temperaturas mínimas que podem ser até 12 K superiores aos SC atuantes em períodos de La Niña. Além disso, uma menor fração convectiva indica que a maior parte dos SC que ocorrem durante El Niños, embora mais desenvolvidos na horizontal, são predominantemente estratiformes. É importante destacar que as duas áreas mais comentadas durante o transcórpor desta pesquisa, o eixo noroeste/sudeste e o centro norte da região apresentaram padrão semelhante.

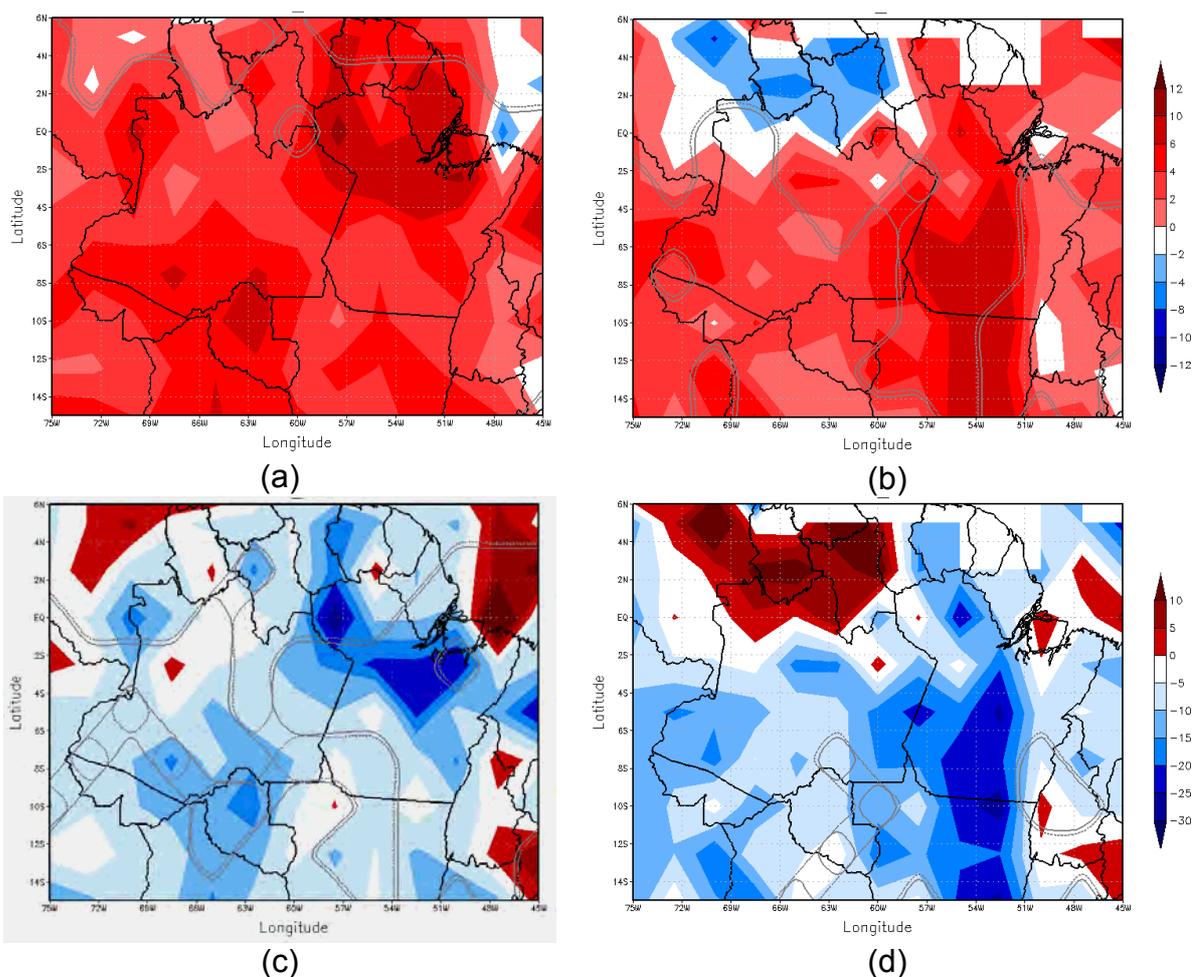


Figura 4.17 – Igual à Figura 4.16, mas para as variáveis temperatura mínima e fração convectiva dos SC.

Diferentemente das variáveis analisadas anteriormente, maiores áreas consideradas a partir do teste-t com 95% de significância foram encontradas para a primavera austral. Na Tabela 4.2 pode-se confirmar este resultado. Marengo et al. (2001) mostram que mesmo fazendo divisões geográficas, todas as sub-regiões amazônicas apresentam suas respectivas estações chuvosas durante o verão. Sendo assim, esperava-se que, como os maiores e mais duradouros SC ocorrem na estação chuvosa, as áreas com maior significância estatística para o raio e a duração fossem encontradas neste período. Em contrapartida, como será discutido nas seções seguintes desta pesquisa, os sistemas precipitantes mais intensos ocorrem durante a pré-estação chuvosa, colaborando para que as áreas com maior significância estatística para temperatura mínima e fração convectiva fossem observadas durante a primavera austral.

Tabela 4.2 – Área considerada a partir do teste-t, com 95 % de significância e diferença média entre as médias das variáveis consideradas em períodos de El Niño e La Niña para a Amazônia.

Variáveis	% da área considerando uma significância de 95%		Diferença entre Médias nas áreas significativas (El Niño - La Niña)	
	Primavera	Verão	Primavera	Verão
Raio	23,46	62,96	47,74	159,99
Duração	97,53	70,37	2,60	9,41
Temperatura Mínima	96,22	53,09	5,34	2,83
Fração Convectiva	56,79	6,17	-11,98	-10,02

Os resultados apresentados nas seções anteriores são de grande importância pelo fato de haver sido explorada, de maneira inédita, uma base de 26 anos de dados de identificação e rastreamento de SC para todo o globo terrestre. O fato de terem sido confirmados diversos resultados encontrados na literatura científica trás a importância da série de dados ISCCP-Tracking para inúmeros

trabalhos que podem ser desenvolvidos. O conhecimento mais aprofundado desta base de dados permitiu sua aplicação para a fase seguinte desta pesquisa, que será apresentada com maiores detalhes na seção seguinte.

4.2. Influência dos Aerossóis sobre as características físicas e morfológicas dos SC

Nesta seção, a influência dos aerossóis sobre os SC será discutida. Para tanto, foram utilizados os dados de AOT do sensor MODIS, provenientes dos satélites AQUA e TERRA e dados de rastreamento de SC do ISCCP-*Tracking* entre Julho de 2002 e Junho de 2008. A Figura 4.18 apresenta a média sazonal de AOT para o verão, outono, inverno e primavera austral para os dados do satélite AQUA. Devido à semelhança, as figuras referentes ao satélite TERRA não serão apresentadas. Observa-se claramente as principais fontes de aerossóis em volta do globo. Dentre tais fontes, nos trópicos destacam-se a Floresta Amazônica, região central do Brasil, a Floresta do Congo e o Sahel na África e a região da Indonésia. Segundo Ichoku et al. (2004), durante o período de máxima ocorrência de material particulado na atmosfera sobre cada uma das regiões citadas, predominam os aerossóis do tipo CN, além de partículas provenientes da poluição industrial sobre a região da Indonésia.

Outras áreas ainda recebem destaque pela alta concentração de material particulado, como a região da Índia, que segundo Cantrell et al. 2000, Chowdhury et al. 2001 e Mayol-Bracero et al. 2002 apresenta aerossóis orgânicos. A região sobre o Atlântico a oeste do Deserto do Sahara apresenta uma elevada concentração de aerossóis devido à advecção de poeira do deserto, que podem inclusive atingir a região amazônica durante o verão austral (PROSPERO et al., 1981; SWAP et al., 1992; FORMENTI et al., 2001, MARTIN et al., 2010). Por fim, duas regiões no Hemisfério Norte podem ser observadas, o litoral Leste dos Estados Unidos e no Leste da China, onde os

elevados valores de AOT estão principalmente relacionados à poluição industrial (ICHOKU et al., 2004).

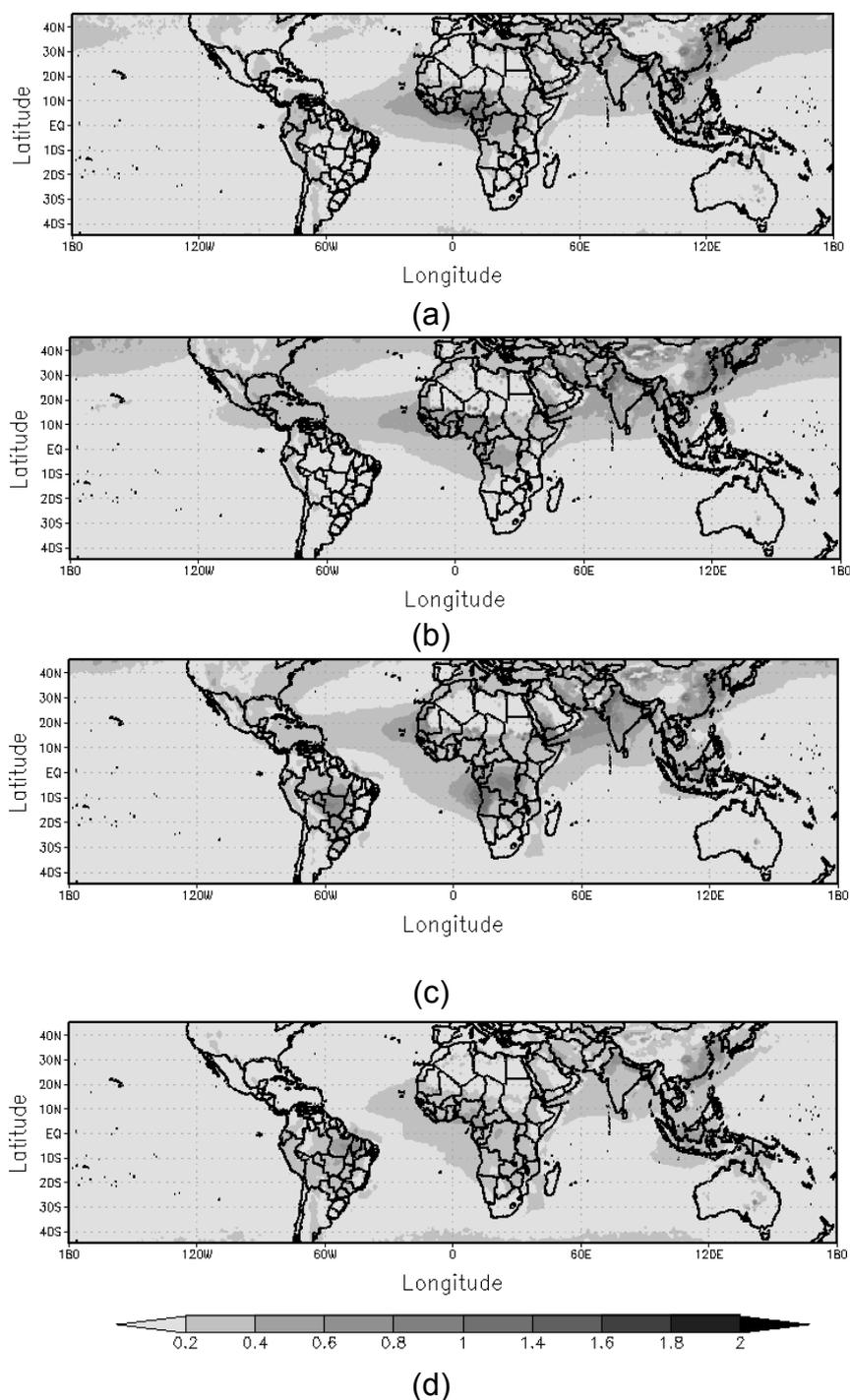


Figura 4.18 – AOT Médio Sazonal numa grade de 1° X 1° para o (a) Verão, (b) Outono, (c) Inverno e (d) Primavera austral com os dados provenientes do Satélite AQUA entre 2002 e 2008.

A utilização da base de dados ISCCP-*Tracking*, em conjunto com os dados globais de aerossóis provenientes dos satélites AQUA e TERRA dão a possibilidade de se estudar a influência da presença de material particulado nas características físicas e morfológicas dos SC em diversas áreas do globo, como as comentadas nos parágrafos anteriores. A princípio três regiões tropicais foram escolhidas para a análise, de acordo com a concentração de material particulado e também com a ocorrência de SC, a Floresta Amazônica, Floresta do Congo e a região da Indonésia. Contudo, os resultados para as regiões do Congo e para a Indonésia foram inconclusivos e não serão apresentados.

Acredita-se que a metodologia empregada, aliada as limitações advindas da utilização de sensores a bordo de satélites meteorológicos para a inferência de material particulado na atmosfera foram fatores limitantes no que diz respeito a obter melhores resultados. Sabe-se que sobre a região da Indonésia, predominantemente oceânica, grande parte da área dos SC é dominada pelas suas bigornas. Como a média de AOT para cada SC foi considerada numa área no seu entorno, acredita-se que possivelmente utilizou-se valores de AOT muito distantes dos centros convectivos de cada sistema, o que pode ter comprometido os resultados. Outro fator limitante foi o de se analisar o período do ano em que as maiores médias de AOT foram observadas para cada região, o que ocorre durante o período seco. Para a região da Floresta do Congo, por exemplo, a quantidade de SC diminuiu consideravelmente neste período, comprometendo o resultado.

Para a região amazônica, nenhum dos problemas mencionados foi observado, haja visto que os SC são menores, com menor bigorna, e mesmo diminuindo a ocorrência durante o período seco, os SC são observados com considerada frequência. Portanto, nesta seção serão apresentados resultados referentes a

toda a região amazônica, e outras metodologias serão avaliadas para a aplicação sobre a Floresta do Congo, Indonésia e outras regiões do globo. Ainda é importante comentar que toda a climatologia dos SC apresentada anteriormente foi de grande utilidade para que se pudesse verificar a possibilidade da utilização do ISCCP-*Tracking* para as avaliações que serão apresentadas nesta seção. Como os resultados apresentados estiveram coerentes com o que é conhecido na literatura, resolveu-se utilizar a base de dados.

O segundo semestre do ano é o período no qual o efeito dos aerossóis sobre a precipitação pode ser mais evidente sobre a região amazônica, principalmente devido a altas concentrações de material particulado observados. De fato, observa-se que tanto para os dados provenientes do satélite TERRA como para o AQUA os maiores valores de AOT (média normalizada maior que zero) são encontrados entre os meses de Agosto a Novembro (Figura 4.19). Ainda pode-se observar que neste período, a ocorrência de SC sobre toda a Amazônia começa a crescer, desde um mínimo no mês de Junho até atingir um máximo no mês de Janeiro. Este período do ano ainda apresenta uma característica interessante, e que será mais bem discutida na última seção de resultados desta pesquisa. Notou-se que no segundo semestre do ano ocorrem os sistemas precipitantes mais intensos. Sendo assim, o período do ano entre os meses de Agosto e Novembro foi selecionado para as análises por principalmente apresentarem elevada concentração de material particulado na atmosfera além de uma ocorrência de sistemas precipitantes mais severos.

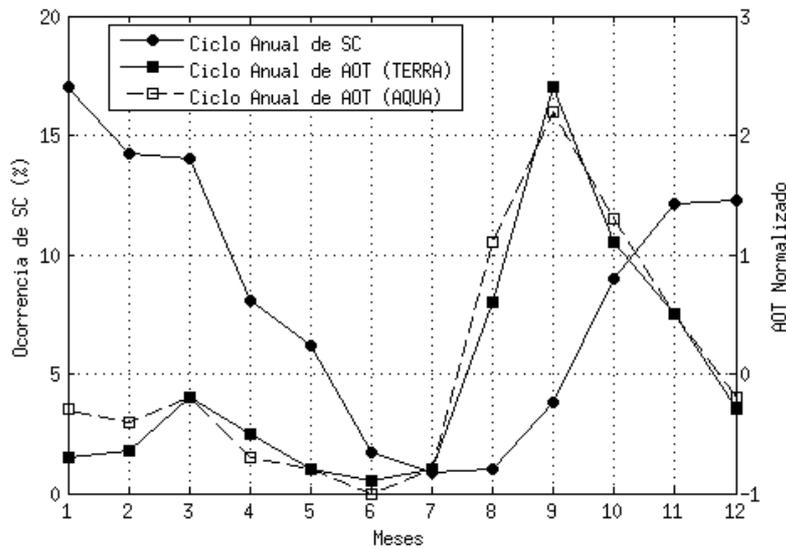


Figura 4.19 – Ciclo anual da ocorrência de SC e da AOT média para a região amazônica entre os anos de 2002 e 2008.

É importante ressaltar que como a Amazônia é uma região que abrange uma grande parte do território brasileiro, cerca de 61%, vários regimes de precipitação ocorrem na região. Portanto, pode-se especular que o comportamento do ciclo anual da ocorrência de SC não seja o mesmo para toda a área. Marengo et al. (2001) dividiram a Amazônia em seis sub-regiões de acordo com o ciclo anual da precipitação, que está diretamente ligado ao ciclo anual dos SC. Quatro sub-regiões apresentaram um comportamento similar ao apresentado na Figura 4.19. Diferenças foram observadas no mês mais chuvoso. Contudo, como as análises deste capítulo se concentram no período que na literatura é conhecido como pré-estação chuvosa (entre Agosto e Novembro), acredita-se que a análise de toda a região amazônica em conjunto não comprometeu os resultados que serão apresentados. O período com maior ocorrência de SC (período chuvoso) não será apresentado devido principalmente a uma limitação dos dados de AOT provenientes dos satélites AQUA e TERRA. Sabe-se que para a obtenção dos valores de AOT é necessária uma atmosfera livre da presença de nuvens, e o período chuvoso é exatamente onde maior nebulosidade se faz presente na região.

A Figura 4.20 apresenta o histograma de AOT para os dois satélites utilizados nesta pesquisa durante o período de estudos (Agosto-Novembro). Todas as análises serão baseadas nos histogramas apresentados. Foram definidos dois limiares de AOT. Considerou-se uma atmosfera com baixo AOT para valores inferiores a 0,14 e alto AOT para valores superiores a 0,38, equivalente a aproximadamente 30% do total das observações para ambos os casos. Todas as análises foram realizadas agrupando os dados das características dos SC com o AOT associado para cada um dos satélites e para os dois limiares de AOT. É importante comentar que os satélites AQUA e TERRA têm passagens em horários diferenciados sobre a região amazônica. O satélite TERRA tem uma passagem que ocorre no fim da manhã, enquanto que o AQUA efetua sua varredura sobre a região durante a tarde. Sendo assim, para a análise dos SC atuantes durante o período da manhã (entre as 00:00 e as 12:00 HL) foram utilizados os dados do satélite TERRA, considerando-se os valores de AOT constantes para todo o período. Em contrapartida, para os SC atuantes após as 12:00 HL foram considerados os dados de AOT referentes ao satélite AQUA. Sendo assim, quando mencionados, os SC que ocorreram antes das 12:00 HL serão tratados como matutinos e os que ocorreram após as 12:00 HL de vespertinos nesta pesquisa. Todas as análises relacionadas a variáveis durante uma determinada etapa do ciclo de vida dos SC ou a sua duração foram retiradas do *CT-DB*, enquanto que as demais análises foram referentes ao *CS-DB*. A Tabela 4.3 apresenta a quantidade de amostras para cada uma das bases de dados utilizadas nesta seção.

Tabela 4.3 – Quantidade de amostras utilizadas para cada comparação apresentada nesta seção.

	AQUA		TERRA	
	Baixo AOT	Alto AOT	Baixo AOT	Alto AOT
CS- Database	72310	79850	7144	11533
CT- Database MEDIA AOT	41	1589	34	396
INICIACAO AOT	397	1126	311	1271

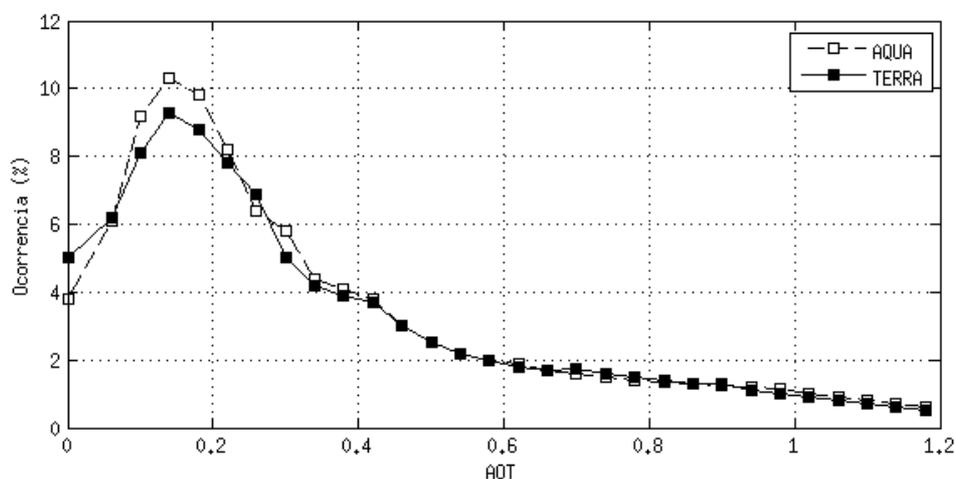


Figura 4.20 – Histograma de AOT para a pré-estação chuvosa sobre a região amazônica.

A primeira análise apresentada visa verificar uma possível relação entre a quantidade de material particulado e o horário de iniciação dos SC (Figura 4.21). Como esperado, nota-se que tanto para uma atmosfera considerada poluída ou com baixo AOT o pico de iniciação dos SC ocorre no período da tarde e início da noite, devido à maior atividade convectiva observada em áreas continentais nestes horários (Figuras 4.4 e 4.5). Contudo, observa-se um atraso de três horas entre o pico de ocorrência para atmosferas consideradas com altos e baixos valores de AOT. Em atmosferas poluídas ($AOT > 0,38$), os SC tendem a iniciar por volta das 15:00 HL, enquanto que em atmosferas com $AOT < 0,14$ os SC apresentam o pico de iniciação por volta das 18:00 HL.

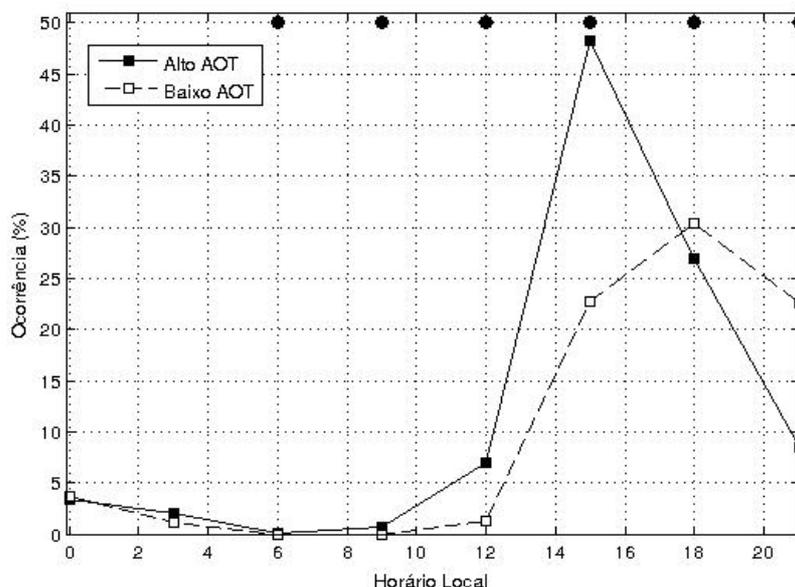


Figura 4.21 – Ciclo diurno da iniciação dos SC de acordo com a concentração de aerossóis, determinada pelos satélites TERRA (entre as 00:00 e 12:00 HL) e AQUA (entre as 12:00 e 00:00 HL) durante a pré estação chuvosa na região amazônica. Os círculos pretos no topo do painel representam as classes em que o comportamento apresentado na figura se manteve durante todo o período de estudo.

Este resultado é bastante importante e um forte indicativo que a convecção associada aos SC é fortalecida com a presença de maior quantidade de material particulado sobre a região Amazônica, em concordância com a teoria proposta por Rosenfeld et al. (2008). É importante ressaltar que as diferenças entre as curvas podem não estar diretamente relacionadas à iniciação dos SC. Sabe-se que o rastreamento dos sistemas na base CT-DB só ocorre quando os SC atingem um raio mínimo de 90 km. Sendo assim, os resultados indicam que em atmosferas poluídas, os sistemas atingem mais rapidamente raios de 90 km do que em atmosferas consideradas limpas. Acredita-se que o fato dos SC terem sua iniciação (raio ≥ 90 km) antecipada cerca de três horas para atmosferas consideradas poluídas está diretamente relacionado com uma maior intensidade das correntes ascendentes, que favorecem para que o desenvolvimento vertical dos sistemas ocorra mais cedo. Rosenfeld et al.

(2008) comentam que nuvens convectivas que ocorrem na presença de um elevado conteúdo de material particulado na atmosfera tendem a ter a sua convecção intensificada pela maior formação de gotas que, devido à convecção, atingem elevados níveis atmosféricos, congelam, liberam calor latente, favorecendo um aumento na intensidade das correntes ascendentes.

As análises que serão apresentadas a seguir foram realizadas tendo como base o *CS-DB*, visando à obtenção da relação entre as características físicas e morfológicas dos SC em relação à quantidade de material particulado na atmosfera independente da fase do seu ciclo de vida. As principais diferenças nos comportamentos entre as variáveis obtidas a partir do *CS-DB* entre atmosferas consideradas com altos e baixos valores de AOT foram observadas para os sistemas vespertinos (Figura 4.23). Contudo, os SC matutinos ainda apresentaram características diferentes de acordo com a quantidade de material particulado na atmosfera (Figura 4.22). Dentre as variáveis dos SC apresentadas na Tabela 3.1, aquelas ligadas à temperatura do topo dos sistemas foram as que se destacaram. Acredita-se que as diferenças não foram pronunciadas para todas as variáveis porque durante o período matutino, os SC ainda não atingiram o seu máximo tanto de ocorrência como de desenvolvimento (Figuras 4.4 e 4.5). Durante o período matutino a região amazônica é dominada por sistemas predominantemente estratiformes.

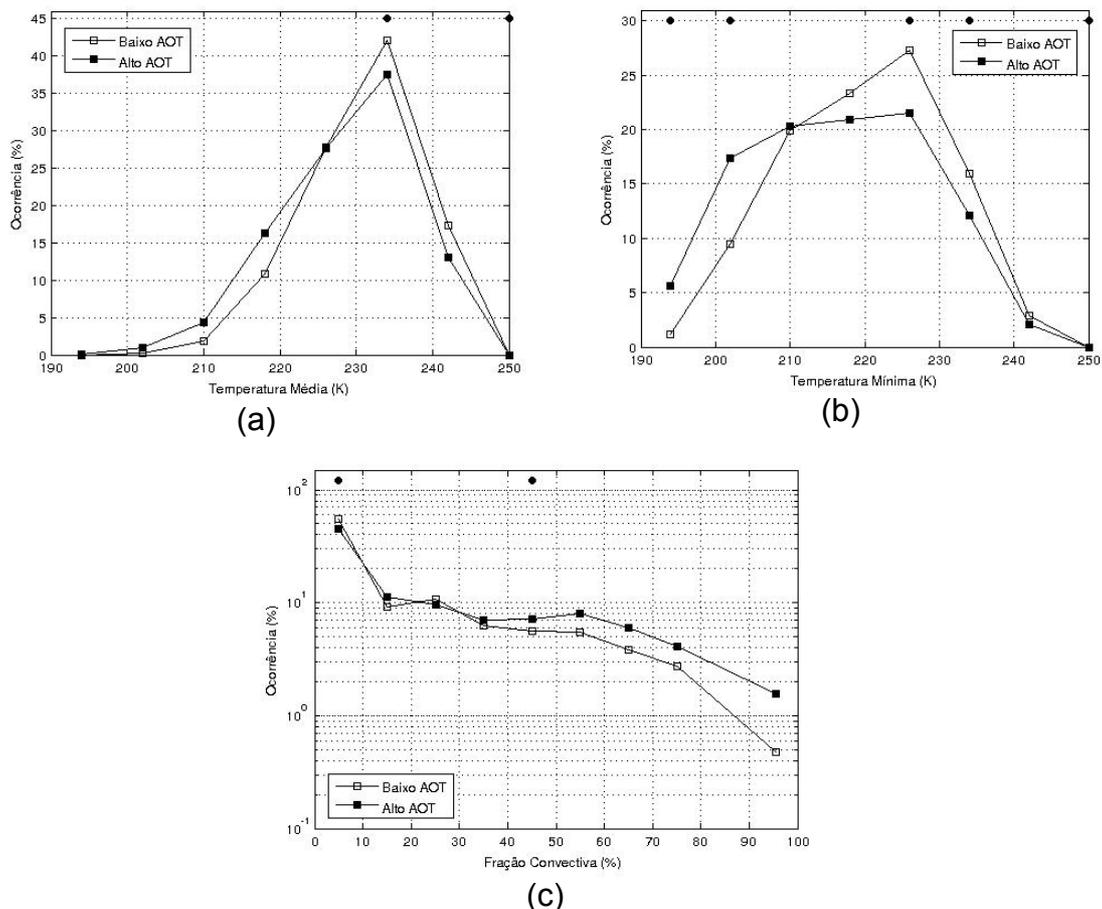


Figura 4.22 – Histogramas da (a) Temperatura Média; (b) Temperatura Mínima e (c) Fração Convectiva dos SC matutinos sobre a região amazônica durante a pré-estação chuvosa. Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.

Embora não se observe nenhuma mudança entre a média das distribuições de frequência apresentadas na Figura 4.22, por exemplo, nota-se uma tendência de que SC que ocorrem em ambientes com maior concentração de aerossóis atingem mais frequentemente maiores elevações na atmosfera do que aqueles envolvidos num ambiente com menos aerossol. Este comportamento é observado claramente a partir das temperaturas médias (Figura 4.22 a) e mínimas (Figura 4.22 b). Observa-se maior frequência de ocorrência de SC em ambientes poluídos para temperaturas mínimas inferiores a aproximadamente

215 K. Para sistemas com topos mais frios (<200 K), a diferença persiste. Sabe-se que sobre os trópicos a base da tropopausa tem uma temperatura de aproximadamente 200 K (Rossow; PEARL, 2007). Sendo assim, pode-se afirmar que os SC matutinos atingem com maior frequência a tropopausa no caso daqueles embebidos numa atmosfera com maior quantidade de aerossóis. A fração convectiva (Figura 4.22 c) apresenta um claro sinal de que para atmosferas com maior quantidade de aerossóis os SC têm uma área convectiva interna ao sistema maior do que em ambientes menos poluídos. Os resultados apresentados são bastante importantes, pois mesmo sabendo que durante o início do dia a convecção não está completamente estabelecida na região, os SC já tendem a ser influenciados positivamente pela presença de um maior conteúdo particulado na atmosfera. Os resultados ainda indicam o que poderia ser esperado ao se analisar os SC vespertinos.

Como comentado anteriormente, a diferença do comportamento dos SC vespertinos em ambientes mais/menos poluídos foi mais evidente do que para os sistemas que ocorreram no início do dia. Todas variáveis analisadas apresentaram um indicativo de que SC que ocorrem em ambientes poluídos são mais intensos e maiores do que aqueles que ocorrem em atmosferas com menor concentração de aerossóis (Figura 4.23). Com relação à temperatura do topo dos SC (Figura 4.23 a e b), inicialmente nota-se a partir da moda das distribuições que os sistemas vespertinos, tanto para alto como baixo AOT, apresentam menores temperaturas de topo do que os SC matutinos. Estas diferenças de temperatura são mais pronunciadas para a temperatura mínima, atingindo 10 e 20 K para sistemas com alto e baixo AOT, respectivamente. Este resultado era esperado devido ao prévio conhecimento de que sobre regiões continentais a convecção é mais intensa durante o período da tarde, conforme apresentado na seção anterior através das Figuras 4.4 e 4.5.

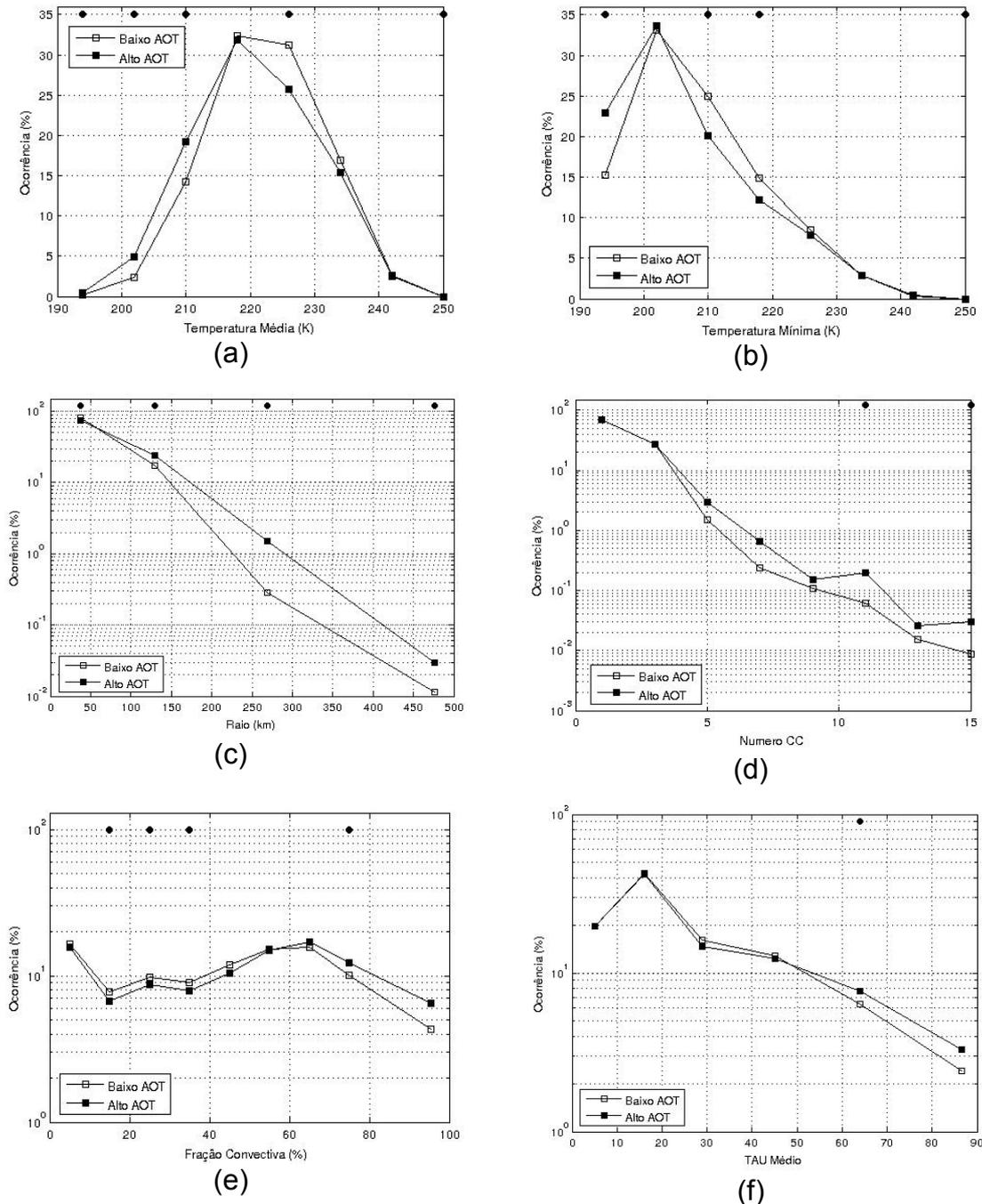


Figura 4.23 - Histogramas da (a) Temperatura Média; (b) Temperatura Mínima, (c) Raio, (d) Número CC. (d) Fração Convectiva e (f) TAU Médio dos SC vespertinos sobre a região amazônica durante a pré-estação chuvosa. Os círculos pretos no topo dos painéis representam as classes em que o comportamento apresentado nas figuras se manteve durante todo o período de estudo.

Assim como para o período matutino, os SC vespertinos não apresentaram grandes diferenças entre as temperaturas médias e mínimas para atmosferas com alto ou baixo AOT. Contudo, também observou-se que para menores temperaturas, as maiores frequências relativas são para os SC que ocorreram em ambientes poluídos, evidenciando um maior desenvolvimento vertical. No que diz respeito à temperatura mínima (Figura 4.23 b), observa-se claramente que a frequência de ocorrência relativa de SC com temperaturas por volta de 195 K é cerca de 8% maior para os sistemas que ocorrem em atmosferas com alta concentração de material particulado. Este resultado significa que sistemas que ocorrem em ambientes poluídos mais frequentemente atingem uma altura de aproximadamente 16 km, de acordo com a atmosfera padrão tropical apresentada por Cole e Kantor (1963), nível que ultrapassa a base da tropopausa tropical.

As demais variáveis apresentadas corroboram para um entendimento de que sobre a região amazônica a convecção é fortalecida com a presença de uma maior quantidade de material particulado na atmosfera. Com relação ao tamanho (Figura 4.23 c) nota-se que a partir de um raio de aproximadamente 70 km os SC que ocorrem em ambientes poluídos apresentam maior frequência de ocorrência relativa do que aqueles em atmosferas menos poluídas. Contudo, ao se analisar esta variável separadamente, uma interpretação errônea poderia ser feita. Nas seções anteriores, foi comentado que mesmo expandindo-se horizontalmente por grandes regiões, a maior parte da área dos SC oceânicos é relativa à presença da bigorna e não efetivamente de núcleos convectivos, resultado ainda encontrado por Cetrone e Houze (2009) e Yuan e House (2010). Sendo assim, se poderia especular que maiores SC para atmosferas poluídas poderiam estar ligados à expansão de suas áreas estratiformes. No entanto, ao se observar as demais variáveis apresentadas (Figura 4.23 d,e,f) nota-se que o maior tamanho dos SC está relacionado a uma maior convecção. Observa-se uma maior quantidade de

células convectivas (Figura 4.23 d), predomínio de maior ocorrência de fração convectiva superior a 55 % (Figura 4.23 e) e de espessura óptica média maior do que 45 (Figura 4.23 f) para os sistemas embebidos em uma atmosfera com maior conteúdo de material particulado.

A última característica da relação dos SC com o conteúdo de material particulado na atmosfera sobre a região amazônica foi a sua duração. Esta verificação foi realizada baseada na média de AOT para todo o ciclo de vida dos SC analisados, utilizando-se o *CT-DB*. As verificações foram feitas separadamente para os SC que tiveram o seu início entre as 00:00 e 12:00 HL (Figura 4.24 a) e aqueles que iniciaram após as 12:00 HL (Figura 4.24 b). Os SC considerados para a análise foram aqueles que para cada etapa do seu ciclo de vida estiveram de acordo com as considerações explicadas na metodologia. Observa-se que tanto para os sistemas que tiveram o seu início no período matutino como aqueles que iniciaram no período vespertino com valores altos de AOT atingem valores que podem ser maiores do que 24 horas de duração. Por outro lado, em número muito menor de ocorrência (Tabela 4.3) os SC que ocorreram em condições de menor concentração de material particulado na atmosfera apresentaram, no máximo, uma duração de 14 horas. Portanto, esta última análise vem dar suporte aos resultados obtidos anteriormente, em concordância com a proposta apresentada por Rosenfeld et al. (2008).

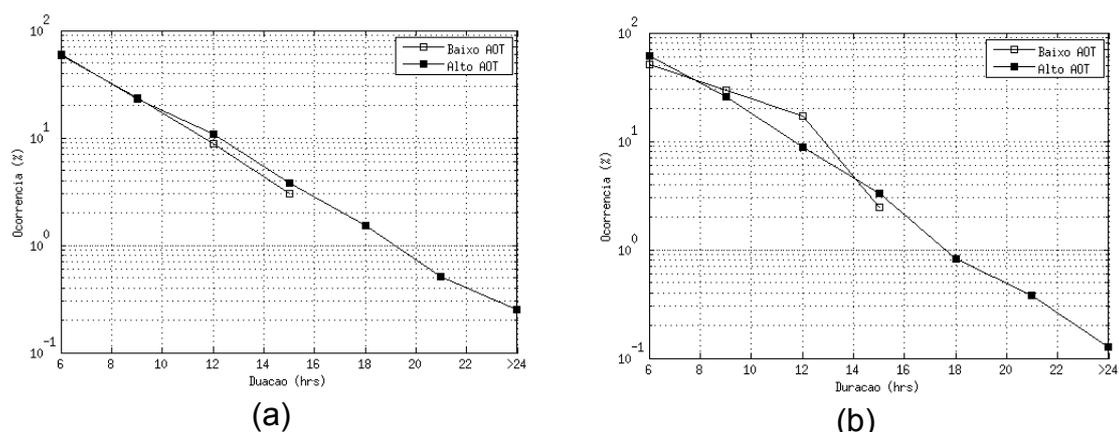


Figura 4.24 – Histogramas de Duração dos SC para atmosferas com alto e baixo valores de AOT para sistemas com iniciação no período (a) matutino e (b) vespertino.

4.3. Análise da influência dos aerossóis sobre a precipitação na cidade de Manaus-AM

Nesta seção, será avaliada a influência dos aerossóis do tipo CN sobre a região da cidade de Manaus-AM. Este estudo, mais regionalizado, é de grande importância pela utilização de dados de um radar de superfície além de medições *in situ* das concentrações de CN. Na literatura, os efeitos dos aerossóis sobre a precipitação e nebulosidade com base em dados de satélite ainda é bastante discutido. Boucher e Quass (2013) contestaram os resultados de aumento da precipitação devido a poluição apresentados por Koren et al. (2012). Os autores comentaram que o efeito de umidificação dos aerossóis nas proximidades de nuvens pode elevar os valores de AOT e prejudicar as análises. Contudo, combinação de dados de um radar meteorológico com dados de *medidas in situ* deve ajudar a esclarecer algumas incertezas que ainda existem na comunidade científica e ainda reforçar os resultados obtidos na seção anterior.

4.3.1. Características importantes da precipitação e da concentração de CN na região de Manaus-AM

A definição das estações seca e chuvosa sobre a região amazônica têm sido realizadas com diferentes bases de dados, como a partir de acumulados de precipitação obtidos por pluviômetros e medidas de radiação de onda longa (MARENGO et al, 2001; KOUSKY, 1988), ou por anomalias de frações de nuvem (MACHADO et al, 2004), por exemplo. Mesmo utilizando-se diferentes limiares e bases de dados, o período chuvoso na região de Manaus-AM se concentra durante o verão austral e o período seco no inverno com pequenas variações. Para esta pesquisa, a definição das estações seca e chuvosa foram baseadas no ciclo anual dos índices FC e FCI, normalizados por suas médias e desvios padrão, obtidos a partir do radar banda-S localizado no aeroporto de Manaus-AM. Meses em que o índice RF normalizado foi maior/menor do que zero foram considerados períodos chuvoso/seco (Figura 4.25).

Diferentemente de pesquisas anteriores, onde os meses de Novembro e Dezembro apresentaram um aumento significativo da precipitação, aproximando-se dos valores que ocorrem durante o mês de Janeiro, apenas uma pequena variação foi observada no índice FC normalizado. Sabe-se que a precipitação na região é afetada diretamente pela ocorrência de períodos de El Niño, que diminuem potencialmente a chuva. Então, o pequeno aumento da FC durante os meses de Novembro e Dezembro podem estar diretamente relacionados à configuração de El Niño, que esteve presente durante todo o segundo semestre de 2009. Contudo, este comportamento foi bastante importante, pois favoreceu o aumento das amostras de dados para o período seco, haja vista que apenas um ano foi analisado nesta etapa.

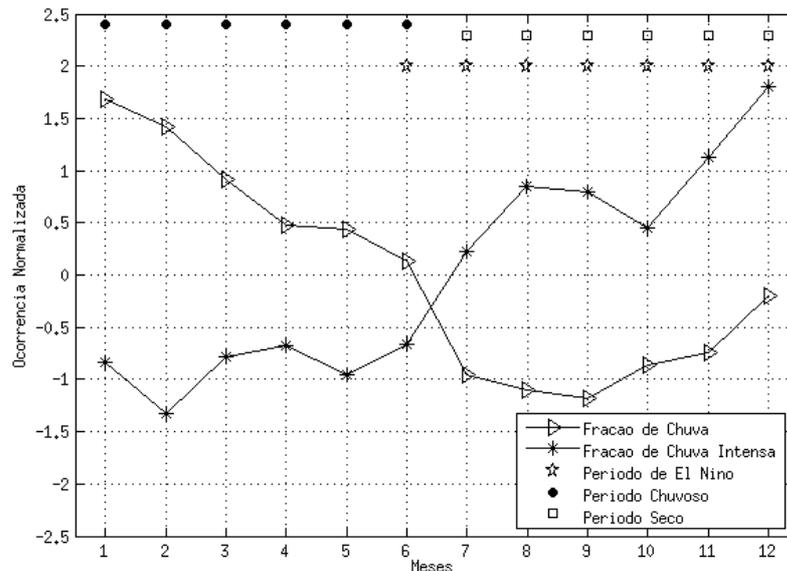


Figura 4.25 – Ciclo anual de FC e FCI normalizadas por suas médias e desvio padrão para o ano de 2009. Os símbolos no topo da figura representam: Período Chuvoso (bolas pretas); Período Seco (quadrados); Meses sob a influência de El Niño (estrelas).

Outro importante aspecto relacionado ao ciclo anual da precipitação (Figura 4.25), é que diferentemente da FC normalizada, o FCI normalizada apresenta os maiores valores para os meses presentes dentro da estação chuvosa, resultados similares aos encontrados por Machado et al. (2004). De acordo com os autores, o aumento da convecção, principalmente no final da estação chuvosa, é relacionado com o enfraquecimento da camada de inversão e com o aumento da CAPE e umidade devido à circulação de monção. De fato, nota-se que a distribuição dos valores de CAPE para a estação seca apresentam uma calda mais alongada na direção dos maiores valores do que para a estação chuvosa (Figura 4.26), concordando com os resultados obtidos por Williams et al. (2002).

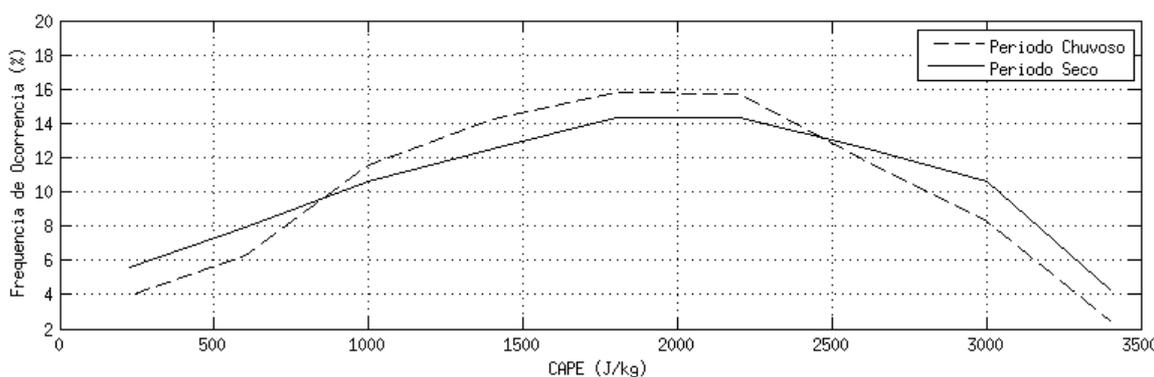


Figura 4.26 – Distribuições de CAPE para os períodos seco e chuvoso no ano de 2009.

Além do ciclo anual da precipitação, determinado pelos índices FC e FCI, o ciclo anual da concentração de CN (Figura 4.27) foi um fator bastante importante no que diz respeito à divisão das análises que serão apresentadas no transcorrer desta seção em períodos secos e chuvosos. Os resultados são similares àqueles obtidos por Artaxo et al. (2006) para uma região próxima da cidade de Manaus-AM, Balbina-AM. Durante a estação chuvosa a concentração de CN foi abaixo de 700 ng/m^3 para praticamente todo o período analisado. De acordo com Martin et al. (2010), a baixa concentração de material particulado durante a estação chuvosa pode ser explicada por dois principais fatores: 1) Deposição úmida; 2) Ausência de grandes fontes de queimadas. Por outro lado, para o último semestre do ano, a concentração de CN aumentou, devido a grande quantidade de focos de queimadas presentes na região (ARTAXO et al., 2002; ARTAXO et al., 2006). Portanto, a combinação de um período do ano com maiores acumulados de precipitação e menores concentrações de aerossol e outra estação com maiores concentrações de CN e mais intensas taxas de precipitação permitiram a obtenção de resultados bastante interessantes, que serão apresentados nas seções seguintes.

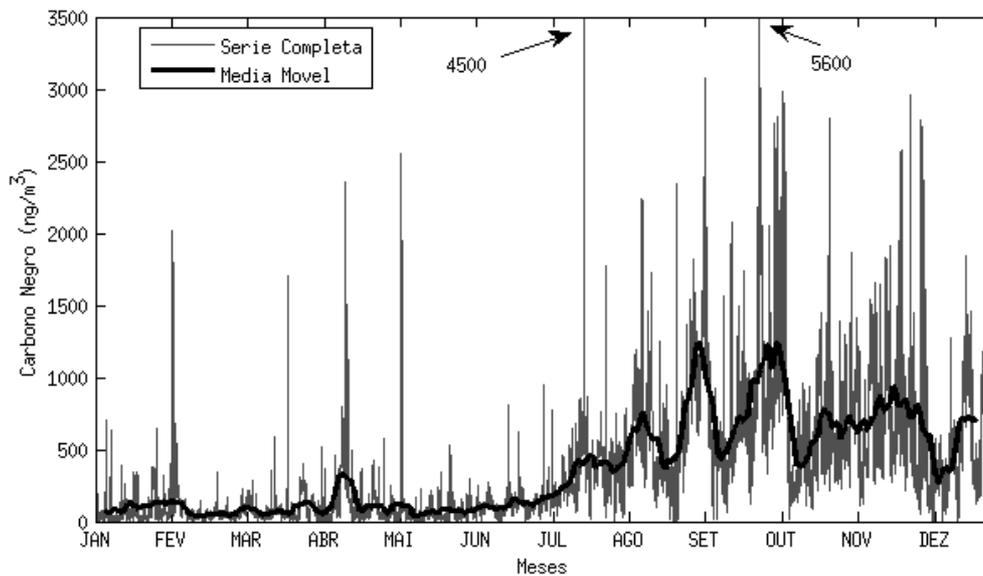


Figura 4.27 – Ciclo anual da concentração de carbono negro obtido pelo experimento EUCAARI em 2009. A linha cinza representa a série de dados original, com um intervalo de 30 minutos entre cada medida e a linha preta representa a média móvel de 7 dias.

O tamanho e a duração das células precipitantes na área de estudo, determinadas pelo uso do algoritmo FORTRACC, apresentam comportamentos distintos para as estações seca e chuvosa (Figura 4.28). Durante o início do semestre chuvoso ocorre um pico para ambas as variáveis, as células precipitantes atingiram um valor de aproximadamente 290 km^2 e uma duração de 1,82 horas. Para os meses seguintes, estes valores decrescem substancialmente com uma duração de 1,55 horas, no mês de Setembro, e uma área de 165 km^2 , para o mês de Novembro. Durante o mês de Dezembro, provavelmente devido à circulação de monção que trás de volta um maior suporte para a precipitação na região, as células precipitantes começam a aumentar de tamanho e duração.

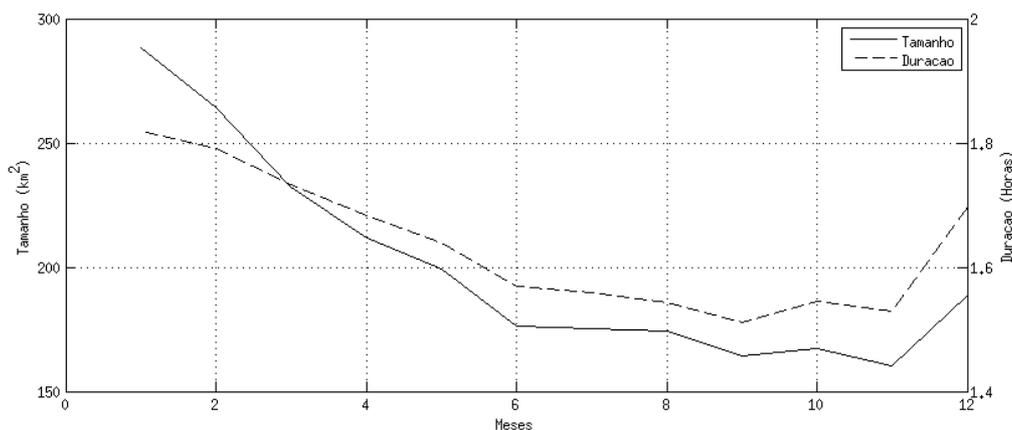


Figura 4.28 – Ciclo anual do tamanho e duração das células precipitantes na região da cidade de Manaus-AM no ano de 2009 obtidas a partir do uso do algoritmo FORTRACC e dos dados do radar banda-S.

O último, porém marcante fator relacionado à precipitação no domínio de estudo é sua relação com a topografia (Figura 4.29) A área coberta pelo radar não apresenta grandes elevações topográficas. Mais de 62% da região apresenta elevações menores ou iguais a 42 m e máximos valores de aproximadamente 162 m. Mesmo sendo considerada prioritariamente plana, a precipitação parece ser altamente influenciada pela topografia. Quanto mais elevada é a área, mais elevada é a frequência de ocorrência para mais intensas classes de refletividade do radar. Este resultado é comparável ao encontrado por Laurent et al. (2002), que observou uma forte relação entre a iniciação da atividade convectiva com a topografia na região amazônica.

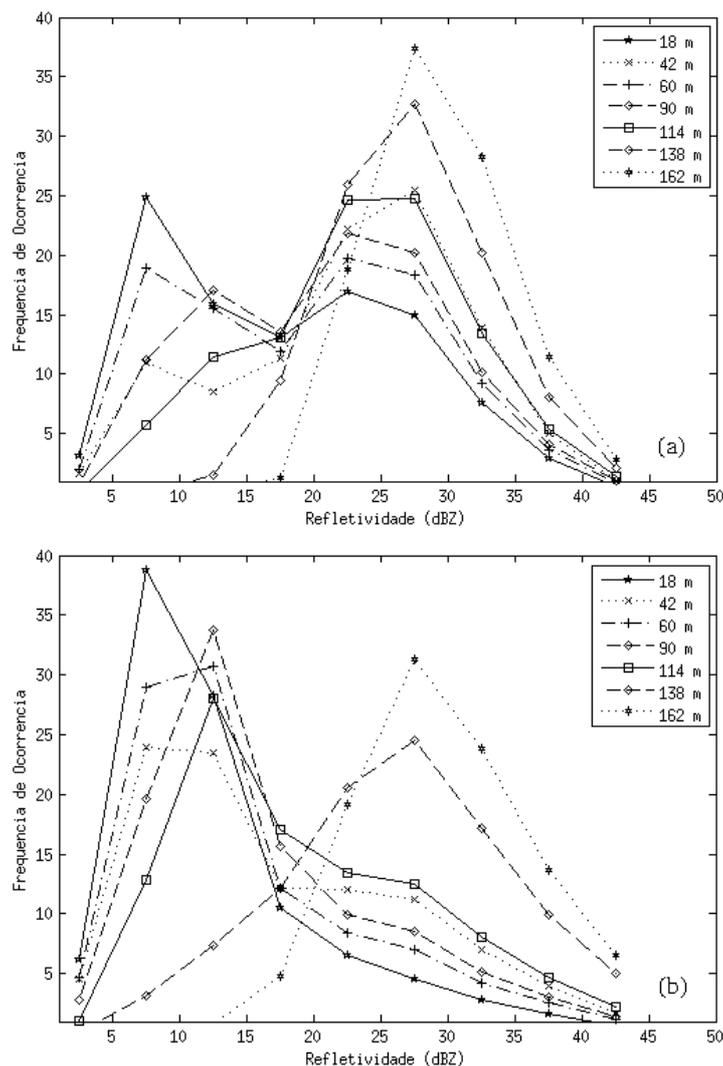


Figura 4.29 – Distribuições de frequência da refletividade do radar para diversas elevações de terreno durante a (a) Estação Chuvosa e (b) Estação Seca.

A influência da topografia sobre a precipitação pode ser observada claramente para os dois períodos analisados. Para a estação chuvosa, todas as elevações de terreno apresentam um pico de refletividade para valores superiores a 20 dBZ, valor considerado para uma taxa de precipitação por volta de 1mm/hr. Ou seja, a precipitação durante o período chuvoso ocorre de uma maneira homogênea sobre a área de estudo. Por outro lado, durante o período seco, os picos de refletividade superiores a 20 dBZ são observados apenas sobre áreas de maior elevação de terreno. Este resultado sugere que na ausência de uma

circulação de grande escala que favoreça o desenvolvimento de precipitação, a topografia exerce um papel importante na precipitação Amazônica no período seco.

4.3.2. Relação entre as concentrações de CN e as células precipitantes

4.3.2.1. Precipitação e conteúdo de gelo

Antes de dar início as discussões desta seção, se faz importante esclarecer alguns testes que foram realizados para assegurar que os resultados apresentados sejam estatisticamente e fisicamente confiáveis. Todas as estatísticas que serão apresentadas nesta seção também foram calculadas considerando-se diferentes raios a partir do ponto de medida de CN, na tentativa de inferir uma possível dependência espacial da medida, assim também como para diversas elevações topográficas, haja vista que na seção anterior observou-se a forte influência que a topografia exerce sobre a precipitação na região de estudo. Outro teste realizado foi relacionado com a remoção dos aerossóis presentes na atmosfera a partir da ocorrência da precipitação (*wet scavenging* do inglês). Este teste foi bastante importante pelo fato de que o principal objetivo desta pesquisa foi o de identificar a influência das concentrações de CN sobre a precipitação. O efeito oposto existe, e mesmo sendo difícil de ser separado, um importante critério foi utilizado. Como as medidas de CN utilizadas foram pontuais, sobre a cidade de Manaus-AM, todas as imagens de radar que apresentaram precipitação sobre o ponto de medida de aerossóis foi desconsiderada.

Tanto o teste que levou em consideração a variação da distância do ponto de medida de CN, a topografia e o *wet scavenging* não alteram os resultados, o que levou a um uso de toda a série de dados. O fato de que não foram

observadas diferenças ao se aplicar o teste que levou em consideração a limpeza atmosférica dos aerossóis provocada pela chuva influenciou uma importante conclusão: O *wet scavenging* local parece ser de segunda ordem no que diz respeito à interação entre a concentração de CN e a precipitação. Contudo, este teste não levou em consideração a redução da concentração de CN pela precipitação em outros pontos do domínio de estudo. Portanto, mesmo sendo considerado localmente de segunda ordem, o scavenging pode ter um efeito que não foi possível de ser avaliado em áreas distantes do ponto de medida de CN.

A análise anual (Figura 4.30 a) apresentou em geral, um decréscimo da FC ao longo das concentrações de CN. Este resultado poderia ser uma indicação que ocorre uma diminuição da precipitação com o aumento das concentrações de aerossóis provenientes da queima de biomassa. Contudo, um pequeno aumento da FC pode ser observado após uma concentração de CN de 1200 ng/m³, indicando a presença de um efeito exatamente oposto. A primeira tentativa de separação do aparente aumento/diminuição da FC de acordo com a concentração de material particulado na atmosfera foi a partir da divisão das análises em dois períodos distintos, estação seca e chuvosa. Durante a estação chuvosa (Figura 4.30 b), apenas um decréscimo da FC foi observada. Por outro lado, no período seco (Figura 4.30 c) um padrão similar à análise anual foi observado. A estação chuvosa é aparentemente dominada pelo efeito radiativo ou direto, enquanto que no período seco os efeitos radiativo e microfísico parecem ter influência sobre a precipitação.

É importante comentar que a concentração de CN durante o período chuvoso, em média, não atinge a metade dos valores observados para a estação seca (Figura 4.27), o que pode explicar que apenas um decréscimo de FC foi observado. Contudo, outro importante fator ainda necessita ser esclarecido. A

estação chuvosa não é dominada pela ocorrência de maiores taxas de precipitação (Figura 4.25), que podem ser associadas a intensos sistemas precipitantes. Sendo assim, a diminuição da FC pode ainda estar associada à supressão de sistemas precipitantes quentes (ROSENFELD, 1999; RAMANATHAN et al., 2001; ARTAXO et al., 2006). Por outro lado, os dois efeitos observados durante a estação seca (Figura 4.30 c) foram úteis para levantar um questionamento: O grau de instabilidade atmosférica tem um importante papel no efeito dos aerossóis sobre a precipitação? Baseado nesta questão, todas as análises foram realizadas de acordo com categorias de CAPE. Atmosferas com valores de CAPE inferiores a 1400 J/kg foram consideradas estáveis, enquanto que valores de CAPE superiores a 2600 J/kg foram utilizados para a definição de atmosferas instáveis. Estes limiares permitiram realizar as análises com os extremos das distribuições de CAPE para os dois períodos de estudo (Figura 4.26), além de uma amostragem similar das imagens de radar para as duas atmosferas consideradas, estáveis ou instáveis.

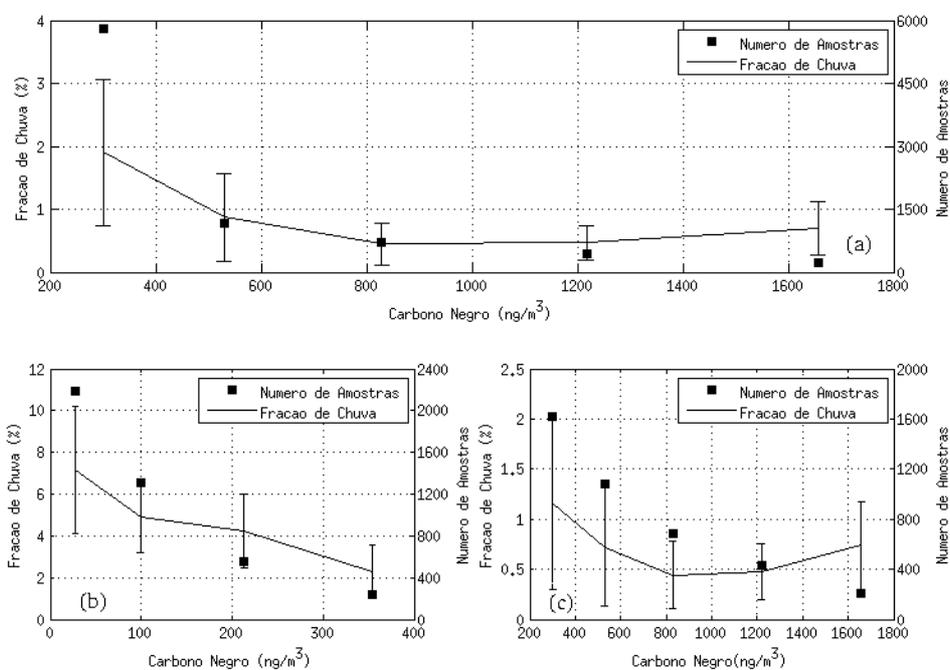


Figura 4.30 – Média e ½ desvio padrão da FC em função da quantidade de material particulado para (a) todo o ano; (b) período chuvoso e (c) período seco de 2009.

As análises baseadas nos valores de CAPE foram realizadas para dos dois períodos, chuvoso e seco. Para o semestre chuvoso não foram encontradas diferenças entre atmosferas estáveis e instáveis. Para os dois casos a FC diminuiu com o aumento da concentração de CN, similar a Figura 4.30 b. Este resultado reforça a ideia de que durante o período chuvoso, dominado por chuvas quentes e estratiformes, o CN diminui a precipitação. Este resultado pode ser encarado contraditório, principalmente quando comparando os resultados com aqueles apresentados por Kaufman et al. (2005), onde a quantidade de nuvens estratiformes aumenta em regiões com maiores quantidades de aerossóis. Contudo, os autores analisaram a quantidade de nuvens e não a quantidade de chuva. Sendo assim, a quantidade de nuvens rasas pode aumentar devido a maior formação de gotas, contudo, estas gotas podem não crescer ao tamanho necessário para precipitação, diminuindo a chuva.

Por outro lado, resultados mais interessantes foram encontrados para as análises realizadas no período seco. Os efeitos de aumento/diminuição da FC, observado quando não foi considerado o grau de estabilidade atmosférica, foi claramente separado com o uso das considerações dos valores de CAPE. Para atmosferas consideradas estáveis (Figura 4.31) a FC sofreu uma grande diminuição com o aumento da concentração de CN. Este decréscimo pode estar associado à supressão da precipitação estratiforme ou quente, pelo fato de que não acredita-se que forte convecção possa se desenvolver em atmosferas consideradas estáveis. De maneira a se enfatizar este resultado, pois, observa-se que as barras de erro para as duas primeiras classes de CN são mais que duas vezes maiores do que as outras classes, distribuições de frequência de FC foram plotadas para três concentrações de CN (Figura 4.31, painel interno). Observa-se que para menores concentrações de CN as distribuições de FC apresentam caudas mais alongadas no sentido dos maiores valores.

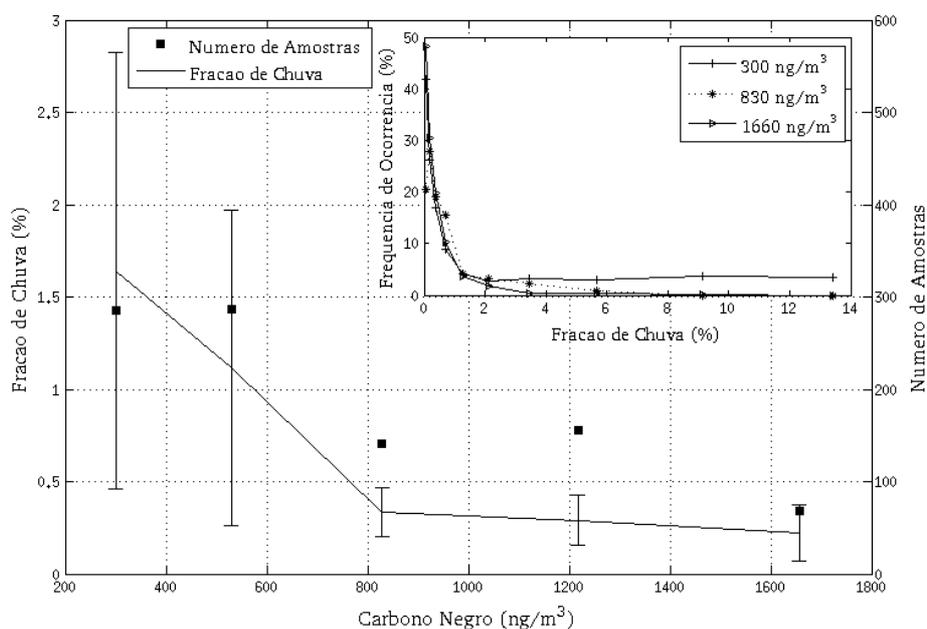


Figura 4.31 - Media e $\frac{1}{2}$ desvio padrão da FC em função da quantidade de material particulado para o período seco em uma atmosfera considerada estável (painel externo) Distribuições de frequência da FC para três classes de concentração de CN (painel interno). As curvas para as concentrações de CN de 300 e 1660 ng/m^3 foram consideradas diferentes a partir do teste t-student a 90%.

O comportamento para atmosferas instáveis é exatamente o oposto (Figura 4.32). Observa-se um aumento da FC para maiores concentrações de CN, principalmente a partir de 1200 ng/m^3 . Ou seja, a precipitação se espalha mais por sobre a região de estudo no caso de uma atmosfera favorável ao desenvolvimento convectivo, associado à presença de material particulado. Apesar de o desvio padrão da FC para a última classe de CN apresentar-se muito maior quando comparada aos demais, a distribuição da FC para três categorias de CN (Figura 4.32, painel interno) prova que quanto maior é a concentração de material particulado na atmosfera mais alongada é a calda das distribuições de frequência. Portanto, este resultado é um forte indicativo de que a convecção é fortalecida com o aumento da concentração de aerossóis, como comentado por Graf (2004), Lin et al. (2006), Rosenfeld et al. (2008) and Altaratz et al. (2010), mesmo sem o uso da divisão das análises de acordo com o grau de instabilidade atmosférica.

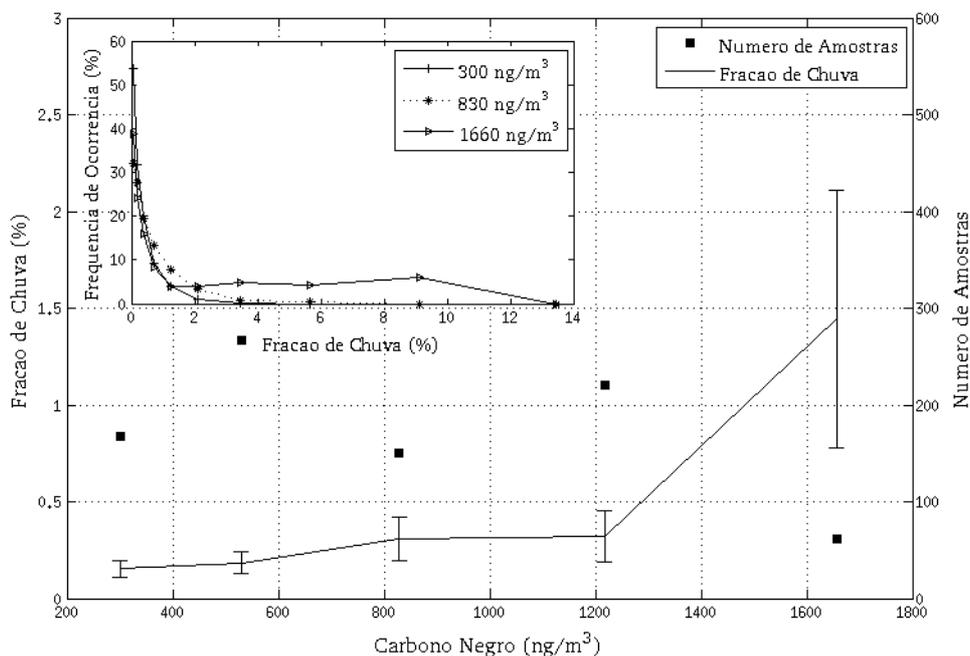


Figura 4.32 - Media e $\frac{1}{2}$ desvio padrão da FC em função da quantidade de material particulado para o período seco em uma atmosfera considerada instável (painel externo) Distribuições de frequência da FC para três classes de concentração de CN (painel interno).

De maneira a avaliar a hipótese do fortalecimento convectivo, as mesmas aproximações estatísticas foram realizadas a partir da comparação entre as concentrações de CN e FG (Figura 4.33). Esta análise foi extremamente importante, pois, pode-se verificar apenas nuvens com gelo. Portanto, além da hipótese convectiva, pode-se analisar se a supressão da precipitação observada para atmosferas consideradas estáveis também está ligado à presença de nuvens estratiformes, como comentado anteriormente. De fato os valores médios de FG decrescem substancialmente com o aumento das concentrações de CN (Figura 4.33 a). Este resultado é uma forte indicação que a precipitação associada a nuvens estratiformes é negativamente influenciada pela presença de aerossóis. Isto pode ocorrer devido à ausência de flutuabilidade nas pequenas gotas formadas, que não ascendem a elevados níveis atmosféricos e evaporam, num mecanismo similar a supressão da precipitação em nuvens quentes. Para o caso convectivo, o resultado sugere

que a hipótese do fortalecimento convectivo pela presença de aerossóis é verdadeira. Os valores médios da FG aumentam quase que cem vezes mais quando comparado com a primeira classe de CN (Figura 4.33 b). Este resultado dá suporte à ideia que mesmo tendo um efeito de aquecer a camada atmosférica onde está presente, o que poderia inibir a formação de nuvens convectivas pela evaporação das gotas, uma atmosfera considerada instável pode favorecer que as pequenas gotas ascendam a elevados níveis atmosféricos, fortalecendo a convecção de acordo com o modelo proposto por Rosenfeld et al. (2008), associado ao suporte convectivo gerado a partir da topografia na região de estudo. Além disso, sabe-se que os aerossóis do tipo CN são potenciais na formação de gelo (Demott et al., 1999; Kereeva et al., 2009), o que possivelmente influenciou em uma maior quantidade de FG em casos de atmosferas poluídas.

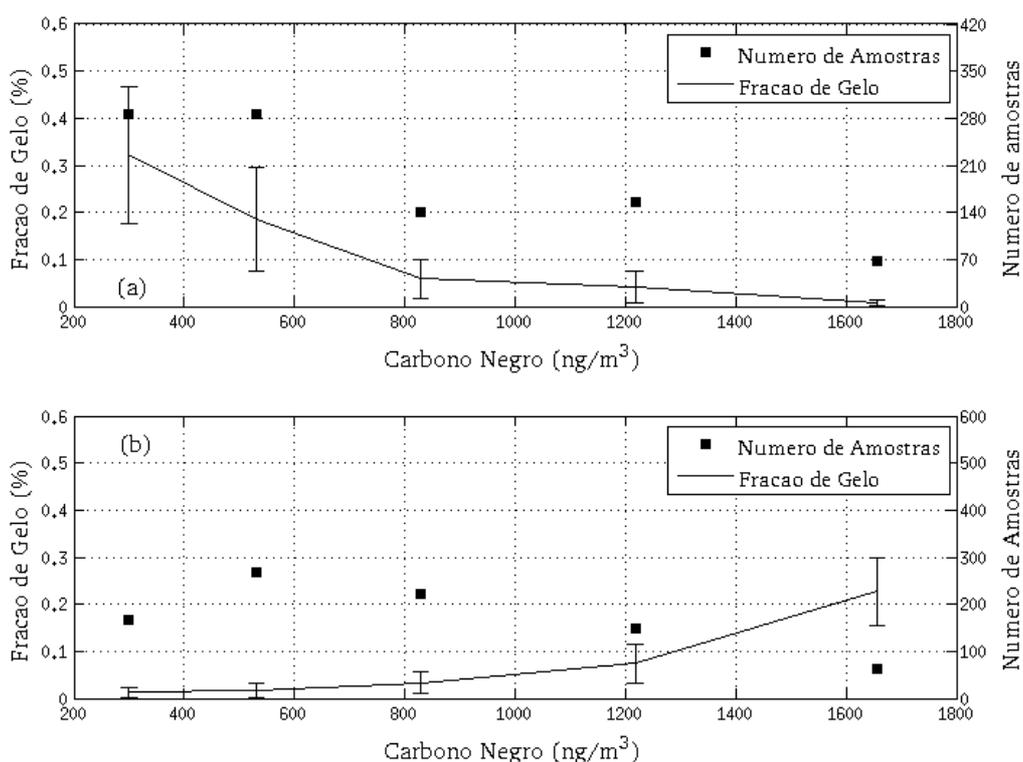


Figure 4.33 – Média e desvio padrão da FG em uma atmosfera considerada (a) estável e (b) instável. As curvas para as concentrações de CN de 300 e 1660 ng/m³ em (a) foram consideradas diferentes a partir do teste t-student a 90%.

4.3.2.2. Tamanho e Duração

Os índices utilizados nas seções anteriores foram úteis para analisar o aumento/diminuição das frações de chuva e gelo sobre todo o domínio do radar. Contudo, um alto valor de FC/FG, não necessariamente significa que a área do radar está coberta por grandes células precipitantes. Um número elevado de pequenas células poderia elevar os valores de FC e FG. Sendo assim, a partir dos resultados apresentados nas seções anteriores, não é possível afirmar se uma elevada concentração de CN num caso seco/instável, por exemplo, aumenta o tamanho dos sistemas precipitantes ou os divide em pequenas células. Sendo assim, foi aplicado o FORTRACC para todo o ano de 2009, e comparações entre a duração e o tamanho das células precipitantes com o conteúdo de aerossóis presentes na atmosfera foram realizadas.

A primeira avaliação foi realizada para sistemas precipitantes que tiveram todo o seu ciclo de vida dentro da área do radar, seguindo a metodologia proposta por Machado e Laurent (2004). Como mostrado na seção anterior, a influência do CN sobre as células de precipitação é mais claramente observada quando consideram-se atmosferas com diferentes graus de instabilidade. Contudo, quando esta consideração foi aplicada para os sistemas rastreados pelo FORTRACC, a quantidade de amostras decresceu significativamente. Este comportamento se deu pelo fato de serem considerados apenas os sistemas precipitantes que iniciaram/terminaram seu ciclo de vida de maneira espontânea na região, ou seja, sem ser fruto de uma separação ou junção de outras células de chuva. Portanto, os resultados não foram conclusivos e não serão apresentados nesta pesquisa.

No entanto, uma segunda análise foi realizada. Para esta etapa, todas as células de chuva dentro do domínio de estudo foram consideradas, independente se elas estiveram ou não presentes durante todo o seu ciclo de vida. Esta consideração permitiu o uso de uma maior amostragem. Contudo a duração dos sistemas não pôde ser analisada.

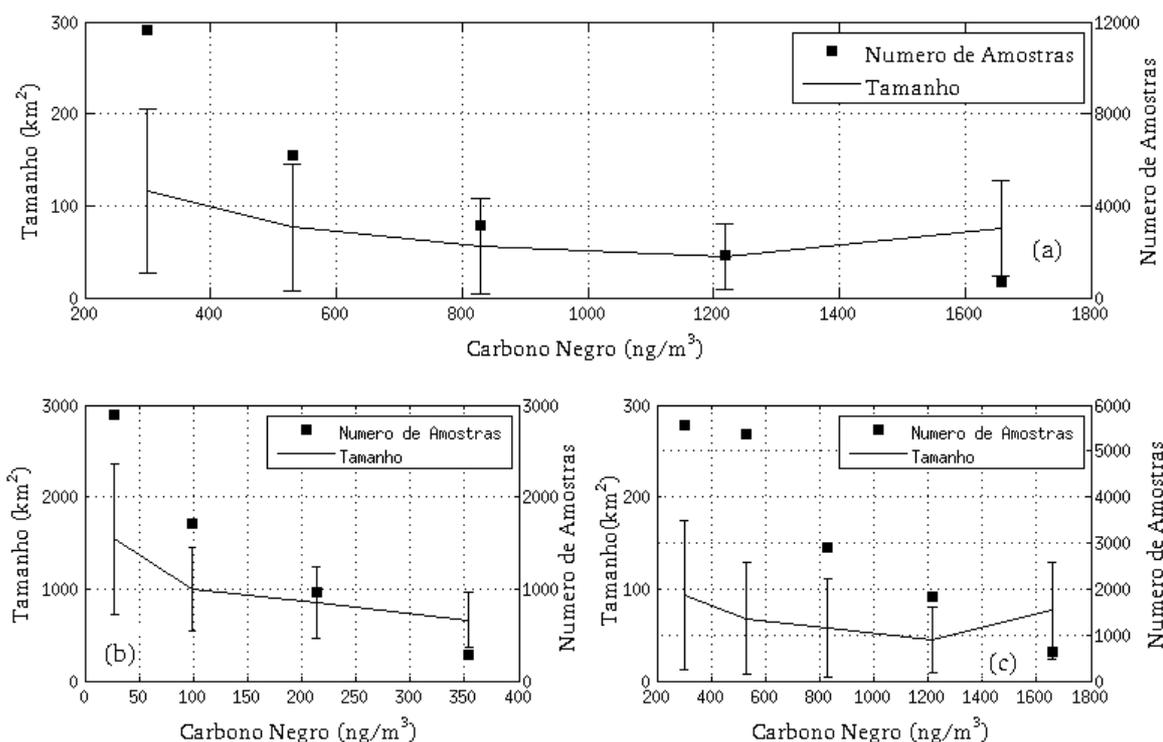


Figura 4.34 - Média e $\frac{1}{2}$ desvio padrão do tamanho dos sistemas precipitantes em função da quantidade de material particulado para (a) todo o ano; (b) período chuvoso e (c) período seco de 2009.

A consideração descrita permitiu que as estatísticas apresentadas nesta seção fossem exatamente as mesmas apresentadas anteriormente, com a divisão do ano em períodos seco e chuvoso e a atmosfera dividida de acordo com o seu grau de instabilidade. O comportamento geral do tamanho dos sistemas (Figura 4.34) sem consideração do grau de instabilidade atmosférica foi bastante similar ao que foi observado anteriormente. Apenas na curva para o período chuvoso (Figura 4.34 b) o tamanho das células precipitantes decresceu para todas as concentrações de CN. Para as demais curvas (Figura 4.34 a e c), a

diminuição/aumento do tamanho dos sistemas é separada por um limiar de CN de 1200 ng/m^3 , o que poderia estar associado a dois diferentes efeitos dos aerossóis.

Dividindo as análises de acordo com o grau de instabilidade atmosférica os resultados se apresentaram inconclusivos. Contudo, sabe-se que a área horizontal da nuvem é um importante fator na determinação do efeito dos aerossóis, Koren et al. (2008). Sendo assim, diversos limiares de tamanho foram utilizados na tentativa de se obter uma influência clara da concentração de CN no tamanho das células precipitantes. Apenas sistemas maiores do que 100 km^2 em atmosferas instáveis no período seco apresentaram um comportamento bem definido (Figura 4.35). Um aumento no tamanho dos sistemas foi observado acompanhando o crescimento da concentração de CN. Neste caso, a presença de material particulado parece apenas influenciar o tamanho dos sistemas embebidos em uma atmosfera com a convecção bem estabelecida, indicado pelo alto valor de CAPE. A área média dos sistemas aumenta de 300 para mais de 900 km^2 para uma variação da concentração de CN de 300 a 1660 ng/m^3 . Mesmo com uma alta variabilidade, determinada pelo desvio padrão, as caldas das distribuições do tamanho mostram um crescimento no sentido de sistemas cada vez maiores para as elevadas concentrações de CN (Figura 4.35, painel interno). Este comportamento é possivelmente determinado pelo efeito do entranhamento, que é inversamente proporcional a raio horizontal das correntes ascendentes (SIMPSON e WIGGERT, 1969). Maiores células precipitantes tem menor entranhamento, favorecendo a maior flutuabilidade das parcelas no interior das nuvens.

O último ponto a ser comentado é relacionado à duração dos sistemas. Como comentado anteriormente, a quantidade de amostras não foi suficiente para se obter conclusões sobre o relacionamento entre a quantidade de material

particulado e a duração das células precipitantes. Contudo, sabe-se que a duração e o tamanho dos sistemas precipitantes são fortemente correlacionados. Machado et al. (1998) mostraram que quanto maior são os SC maiores são suas durações. Sendo assim, acredita-se que os resultados apresentados nesta seção podem ser um indicativo de que elevadas concentrações de CN em atmosferas instáveis durante o período seco favorece o aumento da duração dos sistemas precipitantes com áreas maiores do que 100 km².

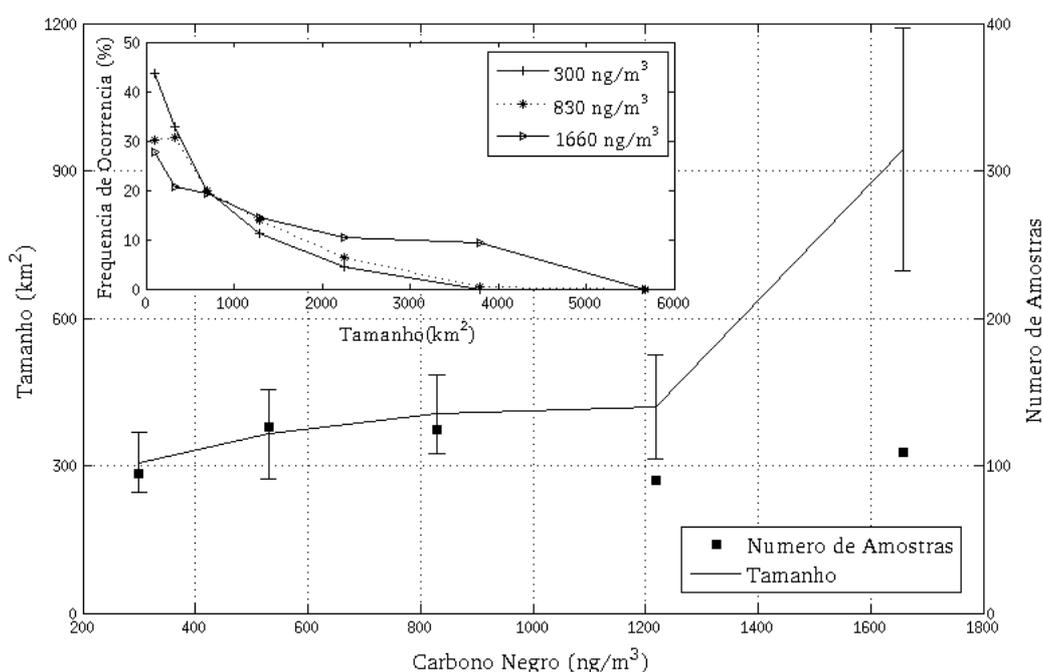


Figura 4.35 - Média e desvio padrão do tamanho das células precipitantes em função da quantidade de material particulado para o período seco em uma atmosfera considerada instável (painel externo) Distribuições de frequência da FC para três classes de concentração de CN (painel interno).

5 CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

A primeira etapa desta pesquisa teve como objetivo principal realizar uma climatologia global dos SC com o uso de uma série de dados de satélites de 26 anos, o *ISCCP-Tracking*. A sua importância se deu pelo fato de que esta base de dados nunca foi explorada por completo. Os resultados apresentados concordam com os diversos trabalhos apresentados ao longo dos anos na literatura, o que qualifica esta base de dados para ser explorada para uma infinidade de trabalhos futuros. Diversas análises foram realizadas, iniciando com a distribuição global da ocorrência dos SC, seguindo pelas diferenças físicas e morfológicas entre os sistemas atuantes sobre latitudes tropicais e extratropicais, caracterização dos SC oceânicos e continentais sobre os trópicos e encerrando com a influência do ENOS sobre diversas características dos SC, com foco principal sobre a região amazônica.

Com relação à distribuição espacial dos SC observou-se que cerca de 55 % da atividade convectiva em todo o globo terrestre se concentra nas regiões tropicais. Ainda notou-se sobre os trópicos três fontes tropicais de ocorrência de SC, a Floresta Amazônica, a Floresta do Congo e a região da Indonésia, padrão mais caracterizado durante o verão austral. No inverno austral, observou-se que sobre as áreas oceânicas influenciadas pela ZCIT, padrões de ocorrências de SC similares a ondas estacionárias, sistemas que são de grande importância para as regiões, podendo inclusive se intensificar ao ponto de serem considerados Furacões. Estas áreas coincidiram exatamente com os pontos de maior atuação das ondas de leste sobre os oceanos Atlântico e Pacífico entre as latitudes de 0 e 15°N.

Os SC tropicais mostraram-se mais penetrativos do que os extratropicais. Sobre os trópicos os sistemas atingem com maior frequência temperaturas de topo por volta de 210 K, enquanto que os sistemas extratropicais atingem temperaturas de 225K. Esta diferença significa, de acordo com atmosferas

padrão, que sobre os trópicos a convecção atinge mais frequentemente alturas de 14 km, enquanto que a convecção sobre os extratropicais é mais rasa, alcançam valores de 11 km. Um outro resultado bastante interessante está relacionado ao fato de que sobre a região tropical, os SC que atingem a tropopausa são aqueles sistemas com maior tamanho e duração, com médias de 551,56 km e 42,54 horas. Os sistemas tropicais mais rasos, por outro lado, são menores (292,46 km) e duram menos (15,57 horas). Este resultado mostra que a convecção associada a SC maiores, como maior organização, apresenta uma maior eficiência nas trocas de calor e momento entre a troposfera e a tropopausa.

A análise das diferenças entre os SC oceânicos e continentais tropicais mostrou que o ciclo diurno da ocorrência dos sistemas é mais pronunciado sobre as regiões continentais. Sobre o continente os SC atingem um pico no fim da tarde e logo começam a ter sua ocorrência diminuída com o início da noite. Sobre o oceano a ocorrência de SC permanece sem grandes variações durante todo o dia, não apresentando, inclusive grandes diminuições na ocorrência durante o período da noite. A grande ocorrência de sistemas no fim da tarde sobre regiões continentais está ligada à desestabilização da camada limite, e o decréscimo depois do por do sol à estabilização da camada por perda radiativa. Sobre o oceano, acredita-se que o resfriamento radiativo de onda longa no topo dos SC instabiliza a atmosfera e mantém a ocorrência dos sistemas durante o período noturno.

Os SC continentais se apresentaram, no geral com menores tamanhos e durações do que os sistemas oceânicos, o que pode estar diretamente relacionado ao fato de que sobre os oceanos existe maior suporte para atividade convectiva durante o período da noite. Outro fator que pode explicar este comportamento é que os SC oceânicos se estendem por grandes áreas devido à expansão horizontal de sua bigorna. Este resultado, além de concordar com trabalhos presentes na literatura, foi inferido a partir de

observações que, proporcionalmente, a área convectiva nos sistemas continentais é maior do que para os sistemas oceânicos. O último importante aspecto relacionado às diferenças entre os SC oceânicos e continentais foi que, no geral, os sistemas continentais atingem mais elevados níveis troposféricos do que os sistemas oceânicos, 14 e 12 km, respectivamente. Sendo assim, com a utilização de uma base de dados de satélites pode-se inferir que sobre a região tropical os SC continentais são mais intensos do que os sistemas oceânicos. Fato que pode ser explicado pelas maiores correntes ascendentes em regiões continentais, gerado por uma maior desestabilização da camada limite, principalmente no período da tarde.

A última etapa avaliada nesta climatologia global das características dos SC foi a influência das fases do ENOS. Observou-se, principalmente, que das três áreas onde foram observadas as maiores ocorrências de SC sobre os trópicos, duas apresentaram-se como regiões que sofrem maior influência de ambas as fases do ENOS sobre a ocorrência dos SC. As regiões foram a Floresta Amazônica e a Indonésia. A floresta do Congo apresentou padrões claros, concordando com trabalhos publicados na literatura. Dentre as duas regiões, a Floresta Amazônica foi escolhida e as análises foram realizadas para os dados entre os anos de 1988 e 2002, pelo fato de que entre antes deste período o deslocamento longitudinal dos satélites da série GOES deixaram uma carência de dados sobre a região.

Notou-se que a ocorrência dos SC é influenciada de maneira diferente nas sub-regiões dentro da Amazônia. As regiões centro norte apresentaram uma diminuição de SC durante o período de La Niña, enquanto que o eixo noroeste-sudeste teve o comportamento contrário. As variações longitudinais do ramo descendente da célula de Walker podem ser a chave para a explicação deste comportamento, principalmente sobre região centro-norte da Amazônia, que a que sofre maior influência destas variações da circulação atmosférica. Em períodos de El Niño existe uma diminuição da ocorrência de sistemas,

enquanto que em anos de La Niña a quantidade de sistemas aumenta. No eixo noroeste-sudeste o comportamento é exatamente o oposto e pode estar relacionado ao regime de vento sobre a região. Acredita-se que em períodos de El Niño o regime de leste predomina, gerando maior ocorrência de SC no eixo. Em períodos de La Niña a menor ocorrência de SC pode ser explicada pela mudança para um regime de ventos de oeste, transportando a convecção para latitudes abaixo de 20°S. Regiões localizadas sobre o arco do desflorestamento ainda apresentaram padrões que merecem ser estudados em trabalhos futuros com maior atenção. Áreas próximas ao estado de Rondônia, conhecido por ter grande parte do estado desflorestada, mostraram um aumento na ocorrência de SC em períodos de El Niño e diminuição durante La Niña.

Visando obter um entendimento não somente da ocorrência, mas das características físicas e morfológicas dos SC sobre a região amazônica em períodos de El Niño/La Niña, a duração, tamanho, fração convectiva e temperatura mínima dos sistemas foi analisada. Observou-se que, diferentemente das verificações realizadas para a ocorrência dos SC, as variáveis estudadas apresentaram um comportamento mais homogêneo sobre a região de estudo. Observou-se que em períodos de El Niño, os sistemas são maiores, e que comportamento oposto ocorre em períodos de La Niña. A exceção foi o norte do estado do Pará, área conhecida pela ocorrência de Linhas de Instabilidade e ainda região que sofre a mudanças de circulação atmosférica, referentes à célula de Walker, de acordo com o sinal do ENOS. A duração dos SC é diretamente relacionada com o tamanho dos mesmos. Sendo assim, anos de El Niño apresentam sistemas que duraram mais do que em anos de La Niña. Contudo, sistemas maiores e com grande duração não estão relacionados diretamente com sistemas mais intensos. Observou-se que em períodos de El Niño os SC são mais rasos, maiores temperaturas mínimas do topo, e com menos convectivos, menores frações convectivas, do que em períodos de La Niña. SC menos intensos geram menores acumulados de

precipitação. Sendo assim, os resultados estão de acordo com diversos estudos presentes na literatura, que indicam uma diminuição da precipitação na Amazônia na ocorrência de El Niño.

De maneira geral, os resultados obtidos na primeira etapa do trabalho foram de grande utilidade no sentido de mostrar que a base de dados ISCCP-*Tracking* apresenta coerentemente as características físicas e morfológicas dos SC em diversas áreas do globo. Com este conhecimento, esta base de dados pôde ser utilizada na fase seguinte da pesquisa, que teve como objetivo principal avaliar a influência dos aerossóis nas propriedades físicas e morfológicas dos SC em algumas regiões do globo terrestre. Primeiramente, as principais fontes de material particulado na atmosfera em todo o globo foram apresentadas. Sobre os trópicos observou-se que as regiões da Amazônia, Congo e Indonésia se mostraram como áreas de elevada concentração de material particulado, principalmente devido à queima de biomassa. Estas três regiões coincidem com as três principais fontes de SC sobre os trópicos. Outras regiões também apresentaram destaque, como sobre o Oceano Atlântico, próximo ao Sahara, devido à advecção da poeira proveniente do deserto. Áreas em latitudes mais elevadas também se mostraram fontes de material particulado na atmosfera, como na costa leste dos Estados Unidos assim também como da China, devido principalmente à poluição causada pelas grandes cidades.

O fato de ter sido utilizada uma série global de identificação e rastreamento de SC em conjunto com dados globais de aerossóis possibilita um estudo da influência da presença de material particulado na atmosfera nos sistemas atuantes em diversas regiões do planeta, como as citadas no parágrafo anterior. De fato, uma tentativa de se analisar três regiões foi realizada, Amazônia, Indonésia e Congo. Contudo, os resultados para as regiões do Congo e Indonésia foram inconclusivos e necessitam ser mais bem avaliados com relação à metodologia empregada. Sendo assim, nesta etapa da pesquisa foi dado um enfoque principal para a região amazônica, devido ao melhor

conhecimento dos mecanismos influenciadores na geração dos SC e das concentrações de CN na atmosfera, assim também como sua climatologia. As análises estiveram concentradas na pré-estação chuvosa, período do ano com grande conteúdo de aerossóis na atmosfera.

O primeiro aspecto observado foi que a iniciação dos SC (raio ≥ 90 km) é adiantada por volta de três horas em atmosferas consideradas com alto teor de material particulado em relação a casos com baixos valores de AOT. Acredita-se que com uma maior quantidade de aerossóis, a formação de gotículas de nuvem é mais rápida, favorecendo uma mais rápida iniciação dos SC. Este foi o primeiro indício, a partir dos dados do *ISCCP-Tracking*, que a convecção é intensificada com a maior presença de material particulado na atmosfera.

Os SC que se desenvolveram no período matutino apresentaram, para algumas propriedades do *ISCCP-Tracking*, indicações que mesmo em horários que a convecção não está completamente estabelecida na região de estudo, uma maior quantidade de material particulado na atmosfera leva a uma intensificação dos SC. Os sistemas considerados presentes em atmosferas com alto teor de aerossóis apresentaram-se como mais penetrativos, atingindo mais frequentemente valores de temperatura do topo de 200 K, equivalente à temperatura da tropopausa tropical. Contudo, muitas das propriedades não apresentaram um padrão diferenciado para os SC embebidos em atmosferas com alto ou baixo AOT.

Para o período vespertino, no qual sabe-se que a convecção é mais atuante, devido a desestabilização da camada limite no final da tarde, todas as propriedades físicas e morfológicas dos SC indicaram a intensificação dos sistemas com a maior presença de material particulado. Os sistemas mostraram-se mais penetrativos, espessos, com maior quantidade de núcleos convectivos e maior fração convectiva. A última análise realizada foi a de determinar a influência dos aerossóis na duração dos SC. Observou-se que os

sistemas presentes em atmosferas consideradas poluídas tiveram durações que ultrapassaram 24 horas. Já os SC embebidos em baixa quantidade de material particulado tiveram durações de no máximo 15 horas.

Faz-se importante comentar que mesmo com as fortes evidências apresentadas nesta pesquisa do fortalecimento convectivo em atmosferas com maior presença de aerossóis, colaborando com diversos trabalhos encontrados na literatura, o efeito dos aerossóis sobre a nebulosidade é considerado de segunda ordem. Fatores dinâmicos e termodinâmicos são considerados como primordiais no desenvolvimento e manutenção da nebulosidade e precipitação. Uma avaliação mais detalhada, visando uma filtragem dos efeitos dinâmicos, por exemplo, se faz de extrema importância. Acredita-se que com esta consideração os efeitos dos aerossóis sobre os SC possam ser mais evidentes. No entanto, mesmo com as dificuldades impostas pela ausência de considerações que visassem à filtragem de efeitos em diferentes escalas, os resultados que mostraram o fortalecimento convectivo com um maior conteúdo de aerossóis foram estatisticamente coerentes.

A terceira etapa desta pesquisa teve como objetivo principal aprimorar o conhecimento da influência dos aerossóis do tipo CN sobre a região amazônica, mas especificamente sobre a cidade de Manaus-AM. Os primeiros aspectos analisados foram as características gerais da precipitação no entorno da cidade de Manaus-AM. Um importante resultado verificado foi que os sistemas precipitantes mais intensos não ocorrem na estação chuvosa, mas na estação seca, coincidindo com o período de maior concentração de BC e maiores variações diárias da instabilidade atmosférica. Outro importante fator observado foi a influência da topografia sobre a precipitação na região de estudo. Notou-se que regiões de maior elevação de terreno influenciam diretamente a precipitação durante todo o ano. Esta influência foi ainda mais

pronunciada durante o segundo semestre, quando a precipitação ocorre mais frequentemente sobre maiores elevações de terreno.

Baseado na sazonalidade da precipitação e da concentração de material particulado na atmosfera, o ano de 2009 foi dividido em dois períodos, chuvoso e seco. A FC e FG apresentaram uma diminuição com o aumento da concentração de CN no período chuvoso, indicando não apenas uma supressão da precipitação, mas um declínio do conteúdo de gelo nos sistemas precipitantes. Por outro lado, durante a estação seca dois efeitos distintos foram observados: diminuição e aumento das frações de chuva e de gelo. Este comportamento influenciou em um importante questionamento: O grau de instabilidade atmosférica pode modular qual dos efeitos é o predominante (diminuição ou aumento de FC e FG)?

Sabendo disso, as análises foram refeitas considerando limiares de CAPE para a determinação de atmosferas consideradas estáveis e instáveis. A modulação da influência das concentrações de BC sobre os sistemas precipitantes foi claramente observada durante a estação seca. Para o caso de uma atmosfera estável, FC e FG diminuíram drasticamente com o aumento da concentração do material particulado. O comportamento oposto ocorreu para o caso de uma atmosfera considerada instável. Sendo assim, os resultados mostraram que as condições de instabilidade atmosféricas têm um importante papel no efeito dos aerossóis sobre a precipitação na região Amazônica. A teoria da diminuição da precipitação só se mostrou válida para os casos onde a atmosfera não apresentou grande potencial para o desenvolvimento convectivo. Por outro lado, o fortalecimento da precipitação e do conteúdo de gelo foi apenas observado em condições de alta instabilidade, determinadas pelos valores de CAPE.

Fisicamente, os seguintes mecanismos são sugeridos: No geral, altas concentrações atmosféricas de BC contribuem para uma diminuição da precipitação a partir do efeito radiativo e microfísico, aquecendo a camada onde a nuvem está presente e influenciando o processo de evaporação da maior quantidade de gotículas de nuvem formadas. A exceção é o período seco para atmosferas instáveis, onde o aumento da concentração de material particulado contribui para o fortalecimento da convecção. O presente estudo não permitiu a definição de um limiar específico de BC para a ativação do processo de fortalecimento convectivo. Contudo, este efeito só ocorre quando a concentração de BC é superior a 1200 ng/m^3 .

A influência da concentração dos aerossóis no tamanho das células precipitantes seguiu o mesmo comportamento observado para FC e FG, onde uma modulação a partir do grau de instabilidade atmosférica foi observada. Contudo, um importante limiar de tamanho foi encontrado. Observou-se uma relação definida entre a concentração de CN e o tamanho dos sistemas precipitantes apenas para sistemas maiores do que 100 km^2 . Este comportamento foi observado e apresentado para atmosferas consideradas instáveis durante a estação seca. Foi notado que a elevação da concentração de material particulado levou a um aumento do tamanho dos sistemas precipitantes. Este resultado evidencia que os aerossóis tendem a fortalecer a convecção quando a mesma já está bem estabelecida. Este comportamento pode ser explicado pelo menor entranhamento característico em grande sistemas precipitantes, favorecendo um aumento da flutuabilidade das parcelas dentro das nuvens

Embora os resultados relacionados à influência das concentrações de CN sobre a duração das células precipitantes tenham se mostrado inconclusivos, algumas evidências sobre este importante aspecto devem ser comentadas.

Sabe-se que o tamanho das células precipitantes é bem correlacionado com a sua duração. Sendo assim, os resultados apresentados podem ser uma indicação que elevadas concentrações de CN podem levar uma maior duração de grandes sistemas precipitantes no caso de atmosferas consideradas instáveis. Contudo, este resultado deve ser mais bem estudado com uma série mais longa de dados, pois possivelmente as diversas considerações realizadas decresceram consideravelmente a amostra de dados.

6 SUGESTÕES E TRABALHOS FUTUROS

Os resultados obtidos na primeira etapa do trabalho foram de grande importância para se conhecer detalhadamente a base de dados do ISCCP-*Tracking*. Diversos estudos sobre áreas do globo podem ser realizados. O estudo da influência das fases do ENOS na ocorrência e nas características físicas e morfológicas dos SC pode ser expandido para outras áreas. Uma avaliação de tipos específicos de SC pode ser feita, como uma climatologia global de Linhas de Instabilidade, Complexos Convectivos de Mesoescala e suas relações com diversas oscilações como Oscilação de Madden e Julian, por exemplo. Ainda podem ser realizadas junções com dados de precipitação, a exemplo dos dados do satélite TRMM, de maneira a se avaliar a precipitação gerada pelos SC em diversas partes do globo. Enfim, existe uma gama imensa de possibilidades para o uso desta base de dados, que será explorada no futuro.

A proposta inicial da segunda etapa da pesquisa era de se verificar a influência dos diversos tipos de aerossóis em várias áreas do globo terrestre na ocorrência e nas características físicas e morfológicas dos SC. Contudo, foi realizada uma análise sobre região amazônica. Novas metodologias de trabalho serão avaliadas para se obter resultados sobre outras regiões do globo, como Congo e Indonésia, por exemplo. Além disso, na etapa anterior, foi verificado que a ocorrência do fenômeno ENOS influencia diretamente os SC sobre a região amazônica. No entanto, não feitas análises da influência dos aerossóis para períodos considerados neutros. Uma análise visando averiguar uma possível influência do ENOS na modulação do efeito dos aerossóis nas características dos SC não apenas sobre a região amazônica, mas para outras áreas do globo deve ser realizada.

A última etapa desta pesquisa apresentou resultados pioneiros no que diz respeito à influência dos aerossóis sobre a precipitação na região da cidade de Manaus-AM. Contudo, um ano de dados se mostrou insuficiente para concluir de forma significativa a influência dos aerossóis sobre a duração dos sistemas precipitantes na região. O maior problema encontrado para a não obtenção destes resultados foi uma baixa quantidade de amostras. Sendo assim, uma maior quantidade de experimentos de campo sobre a região amazônica, aliada a uma disponibilização de uma maior quantidade de dados provenientes dos radares existentes na região seriam de grande utilidade para preencher estas lacunas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACKERMAN, A. S.; TOON, O. B.; STEVENS, D. E.; HEYMSPELD, A. J.; RAMANATHAN, V.; WELTON, E. J. Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science*, v.288, n. 5468, p. 1042-1047, 2000.
- ALTARATZ, R.; KOREN, I.; YAIR, Y.; PRICE, C. Lightning response to smoke from amazonian fires. *Geophysical Research Letters*, v. 37, n.7, p.1-6, 2010.
- ANDERSON, N. F.; GRAINGER, C. A.; STITH, J. L. Characteristics of strong updrafts in precipitation systems over the Central Tropical Pacific Ocean and in the Amazon. *Journal of Applied Meteorology*. v. 44, n.5, p. 731-737, 2005.
- ARTAXO, P.; MARTINS, J. V.; YAMASOE, M. A.; PROCÓPIO, A. S.; PAULIQUEVIS, T. M.; ANDREAE, M. O.; GUYON, P.; GATTI, L. V.; LEAL, A. M. C. Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazônia. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n.D20, p.1-14, 2002.
- ARTAXO, P.; OLIVEIRA, P. H.; LARA, L. L. PAULIQUEVIS, T. M.; RIZZO, L. R. JUNIOR, C. P.; PAIXÃO, M. A. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3a, p. 168-189, 2006.
- BOLASSINA, M. A.; MING, Y.; RAMASWAMY, V. Anthropogenic aerosols and the weakening of the South Asian summer monsoon. *Science*, v. 334, n. 6055, p. 502-505, 2011.
- BOUCHER, O.; QUAAS, J. Water vapor affects both rain and aerosol optical depth. *Nature Geoscience*. v. 6, n.1, p. 4-5, 2013.

BURPEE, R. W. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 29, n.1, p. 77-89, 1972.

CANTARELL, W. G.; SHAW, G.; LECK, C.; GRANAT, L.; CACHIER, H. Relationships between condensation nuclei spectra and aerosol particles on a south-north transect of the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, v. 105, n.D12, p. 15313-15320, 2000.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; SILVA DIAS, M. A. F. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in Tropical South America during TRMM-LBA campaign. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. D20, p.1-20, 2002.

CETRONE, J.; HOUZE JR, R. A.; Anvil clouds of tropical mesoscale convective systems in monsoon regions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 135, n.639, p. 305-317, 2009.

CHANG, C. P.; MILLER, C. R. Comparison of easterly waves in the Tropical Pacific during two contrasting periods of sea surface temperature anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 34, n.4, p. 615-628, 1970.

CHANG, C. P.; MORRIS, V. F.; WALLACE, J. M. A statistical study of easterly waves in the Western Pacific: July-December 1964. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 27, n.2, p. 195-201, 1970.

CHOWDHURY, Z.; HUGHES, L. S.; SALMON, L. G. Atmospheric particle size and composition measurements to support light extinction calculations over the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, v. 106, n.D22, p. 28597-28605, 2001.

DEMOTT, P. J.; CHEN, Y.; KREIDENWEIS, S. M.; ROGERS, D. C.;
SHERMAN, D. E. Ice formation by black carbon particles. *Geophysical
Research Letters*, v. 26, n. 16, p. 2429-2432, 1999.

DUSEK, U.; FRANK, G. P.; HILDEBRANT, L.; CURTIUS, L.; SCHNEIDER, J.;
WALTER, S.; CHAND, D.; DREWNICK, F.; HINGS, S.; JUNG, D.; BORRMAN,
S.; ANDERAR, M. O. Size matters more than chemistry for cloud-nucleating
ability of aerosol particles. *Science*, v. 312, n. 5778, p. 1375-1378, 2006.

FORMENTI, P.; ANDREAE, M. O.; LANG, L.; ROBERTS, G.; CAFMEYER, J.;
RAIJTA, I.; MAENHAUT, W.; HOLBEN, B. N.; ARTAXO, P.; LELIEVELD, J.
Sahara dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere-
Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA)-Cooperative LBA Regional
Experiment (CLAIRE) in march 1998. *Journal of Geophysical Research*, v. 106,
n. 14, p. 14919-14934, 2001.

FRANK, W. M. The life cycles of GATE convective systems. *Journal of the
Atmospheric Sciences*, v. 35, n.7, p. 1256-1264, 1978.

FUTYAN, J. M.; DEL GENIO, A. D. Deep convective systems evolution over
Africa and the Tropical Atlantic. *Journal of Climate*, v. 20, n.20, p. 5041-5060,
2007.

GARSTANG, M.; MASSIE JR, H. L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA J.
Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Monthly Weather
Review*, v. 122, n.4, p. 608-622, 1994.

GRAF, H. F. The complex interaction of aerosols and clouds. *Science*, v.303,n
5662, p.1309-1311, 2004.

ICHOKU, C.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; LEVY, R. Global aerosol remote sensing from MODIS. *Advances in Space Research*. v. 34, n.4, p. 820-827, 2004.

KAUFMAN, Y. J.; KOREN, J. A.; ROSENFELD, D.; RUDICH, Y. The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, v. 102, n.32, p. 11207-11212, 2005.

KEREEVA, E. D.; POPOVICHEVA, O. B.; PERSIANTSEVA, N. M.; KHOKHLOVA, T. D.; SHONIJA, N. K. Effect of black carbon particles on the efficiency of water droplet freezing. *Colloid Journal*, v.71, n.3, p.353-359, 2009.

KIRSTETTER, P. E.; ANDRIEU, H.; DELRIEU, G.; BODEVILLAIN, BRICE. Identification of vertical profiles of reflectivity for correction of volumetric radar data using rainfall classification. *Notes and Correspondence*, v. 49, n.10, p. 2167-2180, 2010.

KOREN, I.; KAUFMAN, Y. J.; REMER, L. A.; MARTINS, J. V. Measurement of the effect of amazon smoke on inhibition of cloud formation. *Science*, v. 303, n. 5662, p.1342-1345, 2004.

KOREN, I.; MARTINS, J. V.; REMER, L. A.; AFARGAN, H. Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the Amazon. *Science*, v. 321, n.5891, p.946-949, 2008.

KOREN, I.; ALTARATZ, O.; REMER, L. A.; FEINGOLD, G.; MARTIN, V. Aerosol-induced intensification of rain from the tropics to the mid-latitudes. *Nature Geoscience*, v. 5, n.2, p.118-122, 2012.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Rev. Bras. Meteor.*, v. 3, n.1, p. 217–231, 1988.

LAING, A.; FRITSCH, M. The global population of mesoscale convective complexes. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, v. 123, n.538, p. 389-405, 1997.

LAURENT, H.; MACHADO, L. A. T.; MORALES, C. A.; DURIEUX, L. Characteristics of the amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. D20, p.1-14, 2002.

LIN, J. C.; MATSUI, T. PIELKE, R. A.; KUMMEROW, C. Effects of biomass-burning-derived aerosol on precipitation and cloud in the Amazon Basin: a satellite-based empirical study. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, n.D19, p.1-14, 2006.

LIU, C.; ZIPSER, E. J.; NESBITT, S. W. Global distribution of tropical deep convection: Different perspectives from TRMM infrared and radar data. *Journal of Climate*, v. 20, n.3, p. 489-503, 2007.

LUCAS, C.; ZIPSER, E. J.; LEMONE, M. A. Vertical velocity in oceanic convection of Tropical Australia. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 51, n. 21, p. 3183-3193, 1994.

LUI, G. H.; MOLINA, S. M. G. Ocupação humana e transformação das paisagens na Amazônia brasileira. *Amazônica. Revista de Antropologia*, v.1, n.1, p.200-228, 2009.

LUO, Y, ZHANG, R.; QIAN, W. Intercomparison of deep convection over the Tibetan Plateau–Asian monsoon region and Subtropical North America in boreal summer using CloudSat/CALIPSO data. *Journal of Climate*, v. 24, n.8, p. 2164-2177, 2011.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. *Monthly Weather Review*, v. 132, n.3 p. 714-725, 2004.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; DESSAY, N.; MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: A comparison of different vegetation types and large scale forcing. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 78, n.1, p. 61-77, 2004.

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. *Monthly Weather Review*, v. 121, n.12, p. 3234-3260, 1993.

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Monthly Weather Review*, v. 126, n.6, p. 1630-1654, 1998.

MARENGO, J. A.; LIEBMAN, B.; KOUSKY V. E.; FILIAZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, v. 14, n.22, p. 833-852, 2001.

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. The distribution of raindrops with size. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 5, n. 4, p. 165-166, 1948.

MARTIN, S. T.; ANDERAE, M. O.; ARTAXO, P.; BAUMGARDNER, D.; CHEN, Q.; GOLDSTEIN, A. H.; GUENTHER, A.; HEALD, C. L.; MAYOL-BRACERO, O. L.; MCMURRY, P. H.; PAULIQUEVIS, T.; POSCHL, U.; PRATHER, K. A.; ROBERTS, G. C.; SALESKA, S. R.; SILVA DIAS, M. A.; SPRACKLEN, D. V. Sources and properties of amazonian aerosol particles. *Reviews of Geophysics*, v.48, n.2, p.1-42, 2010.

MAYOL-BRACERO, O. L.; ROSARIO, O.; CORRIGAN, C. E.; MORALES, R.; TORRES, I.; PERES, V. Chemical characterization of submicron organic aerosols in the tropical trade winds of the Caribbean using gas chromatography/mass spectrometry. *Atmos. Environ.*, v. 35, n.10, p. 1735-1745, 2001.

MEKOMEN, A.; THORNCROFT, C. D.; AIYYER, A. R. Analysis of convection and its association with african easterly waves. *Journal of Climate*, v. 19, n.20, p. 5405-5421, 2006.

MYHRE, G.; STORDAL, F.; JOHNSRUD, M.; KAUFMAN, Y. J.; ROSENFELD, D.; STORELVMO, T.; KRISTJANSSON, J. E.; BERNTSEN, T. K.; MYHRE, A.; ISAKSEN, I. S. A. Aerosol-cloud interaction inferred from MODIS satellite data and global aerosol models. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 7, n.12, p. 3081-3101, 2007.

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Cold & warm episodes by season. 2012. Disponível em:
http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml. Acesso em 10/06/2012.

PEEL, M.; MCMAHON, T. A.; FINLAYSON, B. L. Variability of annual precipitation and its relationship to El Niño Southern Oscillation. *Notes and Correspondence*, v. 15, n.5 p. 445-451, 2002.

PROSPERO, J. M.; GLACCUM, R. A.; NEES, R. T. Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. *Nature*, v. 289, n.5798, p. 570-572, 1981.

RAMANATHAN, V.; CRUTZEN, P.J.; KIEHL, T.; ROSENFELD, D. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, v. 294, n.5540, p. 2119-2124, 2001.

RANDALL, D. A.; HARSHVARDHAN.; DAZLICH, D. A. Diurnal variability of the hydrologic cycle in a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 48, n. 1, p. 40-62, 1991.

REED, R. J.; HOLLINGSWORTH, A.; HECKLEY, W. A.; DELSOL, F. An evaluation of the performance of the ECMWF operational system in analyzing and forecasting easterly wave disturbances over Africa and the Tropical Atlantic. *Monthly Weather Review*. v. 116, n.4, p. 824-865, 1987.

REMER, L. A.; KAUFMAN, Y. J.; TANRÉ, D.; MATOO, S.; CHU, D. A.; MARTINS, J. V.; LI, R. R.; ICHOKU, C.; LEVY, R. C.; KLEIDMAN, R. G.; ECK, T. F.; VERMOTE, E.; HOLBEN, B. The MODIS aerosol algorithm, products and validation. *Journal of the Atmospheric Sciences, Special Section*, v. 62, n.4, p. 947-973, 2005.

ROBERTS, G. C.; ANDREAE, M. O.; ZHOU, J.; ARTAXO, P. Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: "Marine conditions over a continent?" *Geophysical research letters*, v. 28, n.14, p. 2807-2810, 2001.

RODRIGUEZ, E.; MORRIS, C. S.; BELZ, J. E.; CHAPIN, E. C.; MARTIN, J. M.; DAFFER, W.; HENSLEY, S. *An assessment of the SRTM topographic products*. Pasadena, CA: Jet Propulsion Laboratory, 2005. (Technical Report JPL D-31639).

ROPELEWSKI, C. F.; HALBERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 115, n.8, p. 1606-1626, 1987.

ROSENFELD, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophysical Research Letters*, v. 26, n. 20, p. 3150-3108, 1999.

ROSENFELD, D.; LOHMANN, U.; RAGA, G. B.; O'DOWD, C. D.; KULMALA, M.; FUZZI, S.; REISSELL, A.; ANDREAR, M. O. Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? *Science*, v. 321, n. 5894, p. 1309-1313, 2008.

ROSSOW, W. B.; PEARL, C. 22-year survey of tropical convection penetrating into the lower stratosphere. *Geophysical Research Letters*, v. 34, n.4, p.1-4, 2007.

ROSSOW, W. B.; WALKER, A. W.; BEUSHEBEL, D.; ROITER, M.
International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) description of new cloud datasets. Geneva. *WMO/TD*, n. 737, 1996.

SCHODER, M.; KONIG, M.; SCHMETZ, J. Deep convection observed by the Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager on board Meteosat 8: Spatial distribution and temporal evolution over Africa in summer and winter 2006. *Journal of Geophysical Research*, v. 114, n. D5, p.1984-2012, 2006.

SHUMACHER, C.; HOUZE JR, R. A. Stratiform rain in the tropics as seen by TRMM precipitation radar. *Journal of Climate*, v. 16, n.11, p. 1739-1753, 2003.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. *Rev. Bras. Meteorologia*, v. 2, n.1, p. 133-150, 1987.

SIMPSON, J.; WIGGERT, V. Models of precipitating cumulus towers. *Mon. Wea. Rev.*, v. 97, n.7, p. 471-489, 1969.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T.; PULWARTY R. S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: Dias, H. F.; BRADLEY, R. S. (eds). **The Hadley circulation: present, past, and future**. Kluwer Academic Publishers, 2001. Cap. 7, p. 203-235.

SWAP, R.; GARSTANG, M.; GRECO, S. Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus*, v. 44B, n.2, p. 133-149, 1992.

TAKAHASHI, H.; LUO, Z. Where is the level of neutral buoyancy for deep convection? *Geophysical Research Letters*, v. 39, n.15, p.1-6, 2012.

TORACINTA, E. R.; ZIPSER, E. Lightning and SSM/I-ice-scattering mesoscale convective systems in the global tropics. *Journal of Applied Meteorology*, v. 40, n.6, p. 983-1002, 2001.

VILA, D. A.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery, methodology and validation. *Weather and Forecasting*, v. 23, n.2, p. 233-245, 2008.

WALLACE, J. J. M.; HOBBS, P. V. *Atmospheric Science: an Introduction survey*. 2. ed. Academic Press, 2006. 504 p. ISBN (9780127329512).

WALLACE, J. M. Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. *Monthly Weather Review*, v. 103, n.5, p. 406-419, 1975.

WILLIAMS, E.; ROSENFELD, D.; MADDEN, N.; GERLACH, J.; GEARS, N.; ATKINSON, L.; DUNNEMANN, N.; FROSTROM, G.; ANTONIO, M.; BIAZON, B.; CAMARGO, R.; FRANCA, H.; GOMES, A.; LIMA, M.; MACHADO, R.; MACHAES, S.; NATCHIGALL, L.; PIVA, H.; QUINTILANO, W.; MACHADO, L.; ARTAXO, P.; ROBERTS, G.; RENNO, N.; BLAKESLEE, R.; BAILEY, J.; BOCCIOPIO, D.; BETTS, A.; WOLFF, D.; ROY, B.; HALVERSON, J.; RICKENBACH, T.; FUENTES, J.; AVELINO, E. Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. D20, p.1-19. 2002.

YANG, G-Y.; SLINGO, J. The diurnal cycle in the tropics. *Monthly Weather Review*, v. 129, n.4, p. 784-801, 2001.

YUAN, J.; HOUZE JR, R. A. Global variability of mesoscale convective system anvil structure from A-Train satellite data. *Journal of Climate*, v. 23, n.21, p. 5864-5888, 2010.

ZIPSER, E. Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning. *Monthly Weather Review*, v. 122, n.8, p. 1837-1851, 1994.

ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? *BAMS*, v.87, n.8, p.1057-1071, 2006.

ZOLMAN, J. L.; ZIPSER, E.; MOHR, K. I. A comparison of tropical mesoscale convective systems in El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, v. 13, n.18, p. 3314-3226, 2000.

