

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

IVAN SARAIVA

**Características dos Sistemas Precipitantes Observados via
Radar Meteorológico de Manaus**

**São Paulo
2010**

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

IVAN SARAIVA

**Características dos Sistemas Precipitantes Observados via
Radar Meteorológico de Manaus**

Dissertação apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da
Universidade de São Paulo para obtenção do título
de Mestre em Ciências Atmosféricas.

Orientador: Carlos Augusto Morales Rodriguez

São Paulo
2010

FOLHA DE APROVAÇÃO

Ivan Saraiva

Características dos Sistemas Precipitantes via Radar Meteorológico de Manaus.

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências Atmosféricas.

Aprovado em:

Banca examinadora

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Dedico este trabalho a minha mãe, Libertamar, as minhas avós Jacy e Soeli e as minhas tias Loiva, Roselaine e Jaci pela dedicação e investimento na minha educação, carinho, incentivo, amizade, ambos fundamentais para a formação do meu caráter e sucesso em todas as etapas da minha vida.

"Todos somos idiotas e gênios, difícil é saber quanto."

(Heitor Silveira)

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez pela confiança, proposta, paciência, incentivo, apoio e tempo despendido para acompanhar o desenvolvimento deste trabalho.

Aos professores Edimilson Dias de Freitas, Rosmeri Porfírio da Rocha, Marcia Akemi Yamasoe, Adilson Wagner Gandú, Leila Maria Véspoli de Carvalho, Pedro Leite da Silva Dias, Maria Assunção Faus da Silva Dias, Ricardo de Camargo e Oswaldo Massambani que fizeram parte de minha formação profissional nesta instituição.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro.

Ao Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) por tornar possível a resolução deste trabalho.

Aos eternos amigos Diego Simões Fernandes e João Neves pelas ajudas, discussões indispensáveis e, também, os momentos de descontração tão raros neste período.

Aos colegas da USP Rubinei (Mano), Anderson, Marta, Luiz, Saulo, Vanessa, Carol, Samara, Anderson, Mônica, Débora, Maria, Maurício e Mário pelos bons momentos vividos em São Paulo.

Aos colegas do SIPAM Renato, Gustavo, Janice, Ricardo, Ana, João, Sheilla, Cida, Mauro, Sharles, Robert, Laura, Monique, Lucas, Édison e Júlio pelo apoio e compreensão neste período.

Aos grandes amigos Roni, Fábio, Marcelo e Vágner com os quais dividi meus melhores momentos nos finais de semana em que ia ao Rio Grande do Sul.

À minha família, Mãe (Libertamar), Vó Jacy, Vó Soeli, Paulo, Tia Jaci, Sérgio, Tia Loiva, Fernando, Dinda (Rose), Helena, Júlia, Luíza, Gustavo, Fernanda, Felipe e Ricardo por me proporcionarem momentos raros e únicos em família.

À minha noiva, minha anjinha Lílyan, que surgiu em minha vida na reta final desta etapa e que contribuiu para o fechamento desta fase e início de uma vida cheia de sonhos, amor e felicidade.

E finalmente, ao meu eterno avô Ivo (em memória), que mesmo distante continua cuidando e mantendo a harmonia de nossa família.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	X
LISTA DE TABELAS	XIV
LISTA DE SIGLAS	XV
RESUMO	XVII
ABSTRACT	XIX
Capítulo 1	22
Motivação e objetivos	22
1.1 Amazônia Central – da grande escala à mesoescala	24
1.1.1 Circulação de Grande Escala	29
1.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)	32
1.3 Características dos Sistemas convectivos de Mesoescala	35
1.3.1 Regimes de ventos em baixos níveis versus estrutura vertical dos SCM	35
1.3.2 Propriedades morfológicas dos SCM para cada regime de ventos	37
Capítulo 2	40
Dados e metodologia	40
2.1 Dados utilizados	41
2.2 Radar meteorológico de Manaus	43
2.3 Cálculo do CAPPI	47
2.4 Classificação da precipitação em convectiva e estratiforme	49
2.5 Sistema Fortracc	51
2.6 Controle de qualidade dos dados	52
2.6.1 Ground Clutter	52
2.6.1.1 Método Aplicado	53
2.6.1.2 Interferências encontradas	55

2.6.2	Calibração do radar	60
2.6.2.1	Avaliação do GR	62
2.6.2.2	Comparação entre PR e GR	63
2.6.2.3	Ajuste do Viés	64
Capítulo 3	72
Estudo dinâmico e termodinâmico da região	72
3.1	Da grande escala a escala local	73
3.1.1	Escala local	73
3.1.2	Fluxo de vento em grande escala.....	88
Capítulo 4	93
Resultados e Discussões	93
4.1	Ciclo diurno	94
4.2	Variabilidade espaço temporal dos campos de refletividade	103
4.3	Estrutura vertical dos campos de refletividade.....	111
4.3.1	Distribuições 3D de frequência.....	111
4.3.2	Estrutura Vertical Média	121
4.4	Identificação dos SP	124
4.4.1	Distribuições de frequência como função da área, volume, ciclo diurno e duração dos SP	124
4.4.2	Distribuições de frequência como função da área, volume e duração da precipitação.....	126
Capítulo 5	129
Conclusões	129
Capítulo 6	133
Referências Bibliográficas	133

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 – Climatologia da precipitação máxima (painel superior) e mínima (painel inferior). Dados do CPC/NCEP processados na Divisão de Meteorologia (DMET), Centro Regional – Manaus (CR-MN) do SIPAM (Adaptado do Boletim Climático do SIPAM).....26
- Figura 1.2 – Climatologia da incidência de descargas atmosféricas a partir de medidas do sensor LIS durante o período 1998 a 2008. a) Densidade de raios média mensal sobre Manaus; b) Densidade média anual de raios; c) Densidade média durante DJF; d) Densidade média durante MAM; e) Densidade média durante JJA; f) Densidade média durante SON. O losango apresentado nas figuras b, c, d, e, f representam a localização da cidade de Manaus. Estes mapas foram uma cortesia da Dr. Rachel Albrech, da UMD/NOAA.....28
- Figura 1.3 – Frequência de ocorrência dos ventos em Manaus. Em vermelho, ventos totais. Em azul, ventos no período diurno. Linha azul escuro, ventos no período noturno. (Adaptado de Senna et al., 2008).34
- Figura 1.4 – Análise da média dos ventos em 850 hPa a partir dos dados diários do NCEP-Reanalysis para o período do TRMM-LBA (09/01/1999 a 28/02/1999). (Adaptação de Halverson et. al. 2002).36
- Figura 1.5 – Ciclo diurno da precipitação convectiva, estratiforme e da precipitação total para os regimes de leste e de oeste. No eixo das abscissas está representada a hora local e no eixo das ordenadas a taxa média de chuva. (Adaptado de Anagnostou e Morales, 2002).38
- Figura 2.1 – Mapa hidrográfico e topográfico do estado do Amazonas, com localização da área de cobertura do radar meteorológico de Manaus. (Fonte: Sistema de Proteção da Amazônia).....45
- Figura 2.2 – Esquema de iluminação do feixe de microondas do GR.....48
- Figura 2.3. (a) Critério de identificação do tipo de precipitação, isto é, curva de identificação do centro convectivo. (b) região de influencia de um pixel classificado como convectivo pelo método de Steiner et al. (1995). Adaptado de Steiner et al. (1995).....49
- Figura 2.4. Propagação dos feixes do radar (4 primeiras elevações) mais a topografia máxima e média, na área de cobertura do radar, em função da distância e integrada em todos os azimutes. (a) Condições de propagação normal. (b) Zoom, condições de propagação normal. (c) Zoom, condições de propagação anômala - sub-refração. (d) Zoom, condições de propagação anômala - super-refração.57

Figura 2.5. Seção vertical da frequência de ocorrência de ecos de não chuva em função da distância integrada em todos azimutes para condições de propagação normal.58

Figura 2.6. Seção vertical da frequência de ocorrência de ecos de não chuva em função da distância integrada em todos azimutes (condições de propagação normal). (a) Período da manhã (07-12 HL). (b) Período da tarde (13-18 HL). (c) Período da noite (19-24 HL). (d) Período da madrugada (01-06 HL).60

Figura 2.7. (a) Gráfico de dispersão da série de dados de refletividade da diferença do GR-PR em função da distância; (b) Gráfico de dispersão da série de dados de refletividade da diferença do GR-PR versus a série de dados de refletividade do PR; (c) Histogramas das diferenças do GR-PR;64

Figura 2.8. Parâmetros (\hat{a}, \hat{b}) derivados por minimização, a partir da função objetiva. ...69

Figura 2.9. (a) Gráfico de dispersão da série de dados de refletividade do GR versus a série de dados de refletividade do PR; (b) Gráfico de dispersão série de dados de refletividade do GR ajustado versus a série de dados de refletividade do PR; (c) Histograma da série do GR, PR, GR – PR e GR ajustado.70

Figura 3.1. Perfil vertical médio da componente u do vento a partir das radiossondagens. (a) Período da 00 UTC. (b) Período das 12 UTC. Os perfis estão separados por trimestres (DJF, MAM, JJA, SON).76

Figura 3.2. Perfil vertical médio da componente v do vento a partir das radiossondagens. (a) Período da 00 UTC. (b) Período das 12 UTC. Os perfis estão separados por trimestres (DJF, MAM, JJA e SON).78

Figura 3.3. Perfil da razão de mistura em gKg^{-1} . (a) 00 UTC. (b) 12 UTC. As linhas sólidas brancas horizontais indicam a altura média da razão de mistura de 10 gKg^{-1} de cada período. As linhas pontilhadas vermelhas indicam o início e término das estações que compreendem os meses JJA, SON, DJF e MAM.80

Figura 3.4. Frequência acumulativa do CAPE. (a) Período da 00 UTC. (b) Período das 12 UTC. Os perfis estão separados por trimestres (DJF, MAM, JJA e SON).82

Figura 3.5. Frequência acumulativa do CINE. (a) Período da 00 UTC. (b) Período das 12 UTC. Os perfis estão separados por trimestres (DJF, MAM, JJA e SON).84

Figura 3.6. Vento médio no nível de 850 hPa (ms^{-1}) para os trimestres DJF, MAM, JJA, SON. Círculo vermelho representa a área de cobertura do radar (raio=240 km)....90

Figura 3.7. Vento médio no nível de 250 hPa (ms^{-1}) para os trimestres DJF, MAM, JJA, SON. Círculo vermelho representa a área de cobertura do radar (raio=240 km)....92

Figura 4.1. Distribuição vertical da refletividade em função da altura e do tempo. a) 20 dBZ; b) 25 dBZ; c) 30 dBZ; d) 35 dBZ; e) 40 dBZ. f) Ciclo diurno da fração convectiva e estratiforme; Distribuições referente ao trimestre Dezembro, Janeiro e Fevereiro.....	96
Figura 4.2. Distribuição vertical da refletividade em função da altura e do tempo. a) 20 dBZ; b) 25 dBZ; c) 30 dBZ; d) 35 dBZ; e) 40 dBZ. f) Ciclo diurno da fração convectiva e estratiforme; Distribuições referente ao trimestre Março, Abril e Maio.	98
Figura 4.3. Distribuição vertical da refletividade em função da altura e do tempo. a) 20 dBZ; b) 25 dBZ; c) 30 dBZ; d) 35 dBZ; e) 40 dBZ. f) Ciclo diurno da fração convectiva e estratiforme; Distribuições referente ao trimestre Junho, Julho e Agosto.....	100
Figura 4.4. Distribuição vertical da refletividade em função da altura e do tempo. a) 20 dBZ; b) 25 dBZ; c) 30 dBZ; d) 35 dBZ; e) 40 dBZ. f) Ciclo diurno da fração convectiva e estratiforme; Distribuições referente ao trimestre Setembro, Outubro e Novembro.....	102
Figura 4.5. Mapa da média não condicional dos campos de chuva. a)Manhã (07-12 HL); b)Tarde (13-18 HL); c)Noite (19-00 HL); d)Madrugada (01-06 HL). Distribuições referente ao trimestre Dezembro, Janeiro e Fevereiro. A linha azul representa o traçado dos rios Negro, Solimões, Amazonas e Madeira.....	104
Figura 4.6. Mapa da média não condicional dos campos de chuva. a)Manhã (07-12 HL); b)Tarde (13-18 HL); c)Noite (19-00 HL); d)Madrugada (01-06 HL). Distribuições referente ao trimestre Março, Abril e Maio. A linha azul representa o traçado dos rios Negro, Solimões, Amazonas e Madeira.	106
Figura 4.7. Mapa da média não condicional dos campos de chuva. a)Manhã (07-12 HL); b)Tarde (13-18 HL); c)Noite (19-00 HL); d)Madrugada (01-06 HL). Distribuições referente ao trimestre Junho, Julho e Agosto. A linha azul representa o traçado dos rios Negro, Solimões, Amazonas e Madeira.	108
Figura 4.8. Mapa da média não condicional dos campos de chuva. a)Manhã (07-12 HL); b)Tarde (13-18 HL); c)Noite (19-00 HL); d)Madrugada (01-06 HL). Distribuições referente ao trimestre Setembro, Outubro e Novembro. A linha azul representa o traçado dos rios Negro, Solimões, Amazonas e Madeira.....	110
Figura 4.9. Contornos de frequência por diagramas de altitude para o trimestre DJF (CFADs da refletividade do radar). a) CFAD convectiva (CV), manhã; b) CFAD estratiforme (ST), manhã; c) CFAD CV, tarde; d) CFAD ST, tarde; e) CFAD CV, noite; f) CFAD ST, noite; g) CFAD CV, madrugada; h) CFAD ST, madrugada; i) CFAD CV, total; j) CFAD ST, total.....	114

- Figura 4.10. Contornos de frequência por diagramas de altitude para o trimestre MAM (CFADs da refletividade do radar). a) CFAD convectiva (CV), manhã; b) CFAD estratiforme (ST), manhã; c) CFAD CV, tarde; d) CFAD ST, tarde; e) CFAD CV, noite; f) CFAD ST, noite; g) CFAD CV, madrugada; h) CFAD ST, madrugada; i) CFAD CV, total; j) CFAD ST, total..... 116
- Figura 4.11. Contornos de frequência por diagramas de altitude para o trimestre JJA (CFADs da refletividade do radar). a) CFAD convectiva (CV), manhã; b) CFAD estratiforme (ST), manhã; c) CFAD CV, tarde; d) CFAD ST, tarde; e) CFAD CV, noite; f) CFAD ST, noite; g) CFAD CV, madrugada; h) CFAD ST, madrugada; i) CFAD CV, total; j) CFAD ST, total..... 118
- Figura 4.12. Contornos de frequência por diagramas de altitude para o trimestre SON (CFADs da refletividade do radar). a) CFAD convectiva (CV), manhã; b) CFAD estratiforme (ST), manhã; c) CFAD CV, tarde; d) CFAD ST, tarde; e) CFAD CV, noite; f) CFAD ST, noite; g) CFAD CV, madrugada; h) CFAD ST, madrugada; i) CFAD CV, total; j) CFAD ST, total..... 120
- Figura 4.13. Perfil médio de refletividade. a) CV manhã; b) ST manhã; c) CV tarde; d) ST tarde; e) CV noite; f) ST noite; g) CV madrugada; h) ST madrugada; i) CV total; j) ST total..... 123
- Figura 4.14. Distribuição de frequência relativa. a) Área; b) Volume; c) Ciclo diurno e d) Duração..... 125
- Figura 4.15. Distribuição de frequência cumulativa a) Área da PPT; b) Volume da PPT; c) Duração da PPT..... 127

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Freqüência dos dados em termos de dias e horas para os trimestres DJF, MAM, JJA, SON.	42
Tabela 2.2 - Parâmetros para cada ângulo de elevação da varredura.....	47
Tabela 3.1 – Valores típicos da Energia Potencial Convectiva (CAPE) para a região dos Estados Unidos da América (EUA).	74
Tabela 3.2 – Porcentagem para cada classe de valores típicos da energia potencial convectiva (CAPE) em trimestres.	81
Tabela 3.3 – Resumo das propriedades médias termodinâmicas e cinemáticas de cada trimestre.	87

LISTA DE SIGLAS

AB	Alta da Bolivia
CAPE	Convective Available Potential Energy
CAPPI	Constant Altitude Plan Position Indicator
Cb	Cumulunimbus
CDF	Função de Densidade Cumulativa
CFADs	Contoured Frequency By Altitude Diagrams
CINE	Convective Inhibition Energy
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CRV	Centro Regional de Vigilancia
DJF	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
DMET	Divisão de Meteorología
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FORTRACC	Forecasting and Tracking of Active Cloud Clusters
GR	Ground Radar
GVS	Ground Validation System
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JJA	Junho, Julho e Agosto
LBA	Large Biosphere Atmospheric
LIS	Lightning Imaging System
MAM	Março, Abril e Maio
NASA	National Aeronautics and Space Administration

NASDA	Nacional Space Development Agency
NWS	National Weather Service
NCE	Nível de Condensação Espontânea
NCL	Nível de Condensação por Levantamento
PDF	Probability Density Function
PPI	Plan Position Indicator
PR	Precipitation Radar
PRF	Pulse Repetition Frequency
RCC	Radar Control Computer
SC	Sistemas Convectivos
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SIPAM	Sistema de Proteção da Amazonia
SIVAM	Sistema de Vigilância da Amazonia
SON	Setembro, Outubro e Novembro
SP	Sistemas Precipitantes
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
VIRS	Visible and Infrared Radiometer System
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

RESUMO

A região Amazônica apresenta grande variabilidade espaço/temporal dos sistemas precipitantes e não dispõe de muitos estudos sobre a estrutura dos sistemas precipitantes na Amazônia Central. Diante desta lacuna, este trabalho propõe a avaliação da estrutura dos sistemas precipitantes, a partir de medidas 3D do Radar Doppler Banda – S, instalado na cidade de Manaus, durante o período de 01 de agosto de 2006 a 1 de agosto de 2007. A metodologia deste trabalho se concentrou no controle de qualidade dos dados do radar, na análise dinâmica e termodinâmica da região e na análise dos campos de refletividade do radar meteorológico, com ênfase na distribuição espaço/temporal, estrutura vertical, ciclo diurno e desenvolvimento vertical dos sistemas precipitantes (SP) em função dos trimestres: Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF); Março-Abril-Maio (MAM); Junho-Julho-Agosto (JJA); e Setembro-Outubro-Novembro (SON). As análises revelam que a estação chuvosa (DJF) apresenta SP com características mais estratiformes e com pouco desenvolvimento vertical, sendo que a precipitação está concentrada no início da manhã até meados da tarde, enquanto que para a estação de transição chuvosa-seca (MAM) os SP são mais intensos em baixos níveis, mas apresentam pouca intensidade em altos níveis, indicando sistemas mais isolados do que em DJF. Maiores frações de chuva convectiva são encontradas nas estações seca e seca-chuvosa (JJA e SON). Os SP se formam preferencialmente sobre regiões com topografia mais expressiva e ao redor do percurso dos rios Negro, Solimões, Amazonas e Madeira com concentrações mais significativas sobre a floresta. Os SP de JJA e SON apresentam fracos gradientes verticais de refletividade com uma zona mista mais intensa, o que implica em uma maior concentração de cristais de gelo

e flocos de neve, enquanto que em DJF e MAM existe um maior gradiente vertical de refletividade em torno da isoterma de 0°C, resultando assim em menores partículas, tais como cristais de gelo, neve e gotas de chuva. Já o trimestre SON é o que apresenta os perfis verticais de refletividade mais intensos com elevados valores de CAPE e CINE. Portanto, esta situação sugere a presença de convecção mais explosiva do que os demais trimestres. Os SP de todos os trimestres apresentam o mesmo tamanho, no entanto JJA e SON apresentam maior volume de chuva que os SP de DJF e MAM. Finalmente, os SP identificados apresentam curta duração, não ultrapassam 2,5 horas, e a maioria destes tem duração inferior a 30 minutos.

ABSTRACT

The Amazon region contains a wide variety of space and time of precipitation systems, and does not have many studies on the structure of precipitation systems in this region. Given this gap, this work proposes to review the structure of precipitation systems, as from a 3D Doppler radar Banda - S, located in Manaus in the period from August 1st 2006 to August 1st, 2007. The methodology of this study focused on quality control of radar data, the dynamic and thermodynamic analysis of the region, and analyzing the fields of radar reflectivity of the weather, with emphasis on the distribution space and time, vertical structure, diurnal cycle and vertical development precipitation systems (SP) according to the quarters: December-January-February (DJF), March-April-May (MAM), June-July-August (JJA) and September-October-November (SON). Analysis shows that the rainy season (DJF) presents SP with a more layered and with little vertical development, and the rainfall is concentrated in the early morning until mid afternoon, while for the transition rainy-dry season (MAM) the SP are more intense at low levels, but show little intensity at high levels, indicating systems more isolated than in DJF. Major fractions of convective rain are found in the dry season and the transition rainy-dry season (JJA and SON). The SP formed preferentially on regions with more expressive topography and the area surrounding Negro, Solimões, Amazonas and Madeira rivers, with largest concentrations of the forest. The SP JJA and SON show weak vertical gradients of reflectivity with a mixed area more intensely, which implies a higher concentration of ice crystals and snowflakes, while in DJF and MAM there is a greater vertical gradient of reflectivity around isotherm of 0°C, resulting in smaller particles, such as ice crystals, snow and raindrops. Since the SON is the quarter that

shows the vertical profiles of reflectivity more intense with high values of CAPE and CINE. Therefore, this suggests the presence of convection more explosive than the other quarters. The SP of all quarters has the same size, however JJA and SON have a higher volume of rain than the SP of DJF and MAM. Finally, the SP have identified short, do not exceed 2.5 hours, and most of these have less than 30 minutes.

Capítulo 1

Motivação e objetivos

A região Amazônica vem sendo o foco de muitas discussões ao redor do globo, pois é nesta região onde se encontra a maior Floresta Tropical do Planeta, fonte de inúmeras riquezas e que exerce forte influência no clima global (Molion et al., 1987; Fisch et al., 1998; Marengo, 1992). Esta região apresenta características únicas, tais como a grande fonte de umidade devido a sua abundante vegetação e os altos índices pluviométricos (Pontes, 2006).

O clima na região Amazônica é uma combinação de diversos fatores, sendo que o mais importante é a incidência de energia solar, responsável por grandes atividades convectivas (Fisch et al., 1998). Molion et al. (1987), mostraram que as condições meteorológicas na Amazônia podem ser afetadas por fenômenos que variam desde a escala de convecção cúmulus até configurações da circulação de escala global, os quais podem ser agrupados em 3 tipos: em primeiro a convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de larga-escala favoráveis; seguido das linhas de instabilidades originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico; e por último os aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados com penetrações de sistemas frontais na região S/SE do Brasil e interagindo com a região Amazônica.

Esta região apresenta grande variabilidade temporal e espacial quanto ao ciclo da precipitação, devido a sua extensa área (Marengo, 1992; Ribeiro et al., 1996; Molion, 1987). A média anual da precipitação é em torno de 2000 mm, podendo chegar à volumes superiores a 3000 mm no oeste, noroeste e litoral norte da Amazônia (Figueroa e Nobre, 1990).

Devido a estas particularidades vários experimentos vêm sendo desenvolvidos na Região Amazônica, muitos deles na parte sudoeste da Amazônia. Por exemplo, a campanha TRMM/LBA-1999 tinha como objetivo a validação de modelos de estimativa de precipitação, enquanto que o RACCI-2002 almejava a verificação do papel da convecção no ciclo hidrológico e energético dos trópicos. A partir destes experimentos está sendo possível obter a caracterização dos regimes de precipitação e, também, a respectiva estrutura tri-dimensional (3D).

Poucos são os estudos sobre a estrutura dos sistemas precipitantes na Amazônia Central, o que motivou esta pesquisa sobre a região nordeste do estado do Amazonas onde está localizada a cidade de Manaus. Este estudo utiliza um Radar Doppler Banda – S, instalado na cidade de Manaus com contínuo monitoramento 3D da precipitação desde 2006.

Neste estudo são analisadas as características da precipitação a partir dos dados do radar meteorológico de Manaus, com especial ênfase na distribuição espaço/temporal, estrutura vertical, ciclo diurno e desenvolvimento vertical dos sistemas precipitantes. Adicionalmente, analisa-se a variação em função da estação do ano e hora do dia. Dessa maneira, este projeto de pesquisa busca entender os mecanismos

de formação dos sistemas precipitantes, bem como a sua relação com as condições meteorológicas, a topografia, a vegetação e rios.

Diante do que foi mencionado, este trabalho tem como objetivo:

Caracterizar, a partir de medidas 3D do Radar meteorológico de Manaus-AM, os sistemas precipitantes atuantes na região, com ênfase nas estruturas morfológicas; região de formação, duração, tamanho máximo e sua estrutura 3D.

Para alcançar os objetivos propostos, as seguintes etapas serão desenvolvidas:

- Controle de qualidade dos dados do radar meteorológico de Manaus;
- Análise termodinâmica e dinâmica na região;
- Avaliação da variabilidade espaço temporal dos campos de refletividade do radar;
- Caracterização dos sistemas precipitantes;

1.1 Amazônia Central – da grande escala à mesoescala

A cidade de Manaus compreende a região em estudo e está situada na confluência do Rio Negro e Rio Solimões (03°01'07"S, 60° 01'34"W e altitude de 48m). É um importante pólo industrial para a região e compreende uma população de 1.646 milhões de habitantes como apresentado no último censo realizado em 2007 (IBGE, 2007).

Medidas realizadas na região de estudo indicaram que os meses de Setembro/Outubro apresentam a maior incidência de radiação solar sob a superfície enquanto que o mínimo ocorre entre os meses de Dezembro e Fevereiro (Horel et al., 1989; Fisch et al., 1998). Por outro lado, o período de chuvas ocorre entre

os meses de Novembro a Março enquanto que o período de seca ocorre entre os meses de Maio e Setembro (Figuroa e Nobre, 1990). A distribuição de chuva no trimestre fevereiro-março-abril apresenta altos índices de precipitação na região da Amazônia Central, ou seja, média superior a 350 mm. A partir de maio, há um enfraquecimento destas atividades dando-se início a estação seca. Já no trimestre julho-agosto-setembro, a região em estudo apresenta pouca precipitação, média inferior a 100 mm (Figura 1.1).

Para a caracterização climática da precipitação, utiliza-se a técnica dos Quantis, a qual definiu limites de tolerância para as categorias: muito seco (0 - 15%), seco (15 - 35%), normal (35 - 65%), chuvoso (65 - 85%) e muito chuvoso (85 - 100%), de tal forma que o mínimo climatológico considerado normal é dado pelo quantil 35% e o máximo pelo quantil 65% (Boletim Climático do Sistema de Proteção da Amazônia - SIPAM).

Através da análise da Figura 1.1, verifica-se que os meses que compreende o trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF) indicam o início da estação chuvosa para a Região Amazônica, com exceção do estado de Roraima que apresenta o seu máximo climatológico de precipitação no trimestre posterior. O período de transição entre estação chuvosa-seca (Março, Abril e Maio – MAM) apresenta o deslocamento do máximo climatológico para o norte da região.

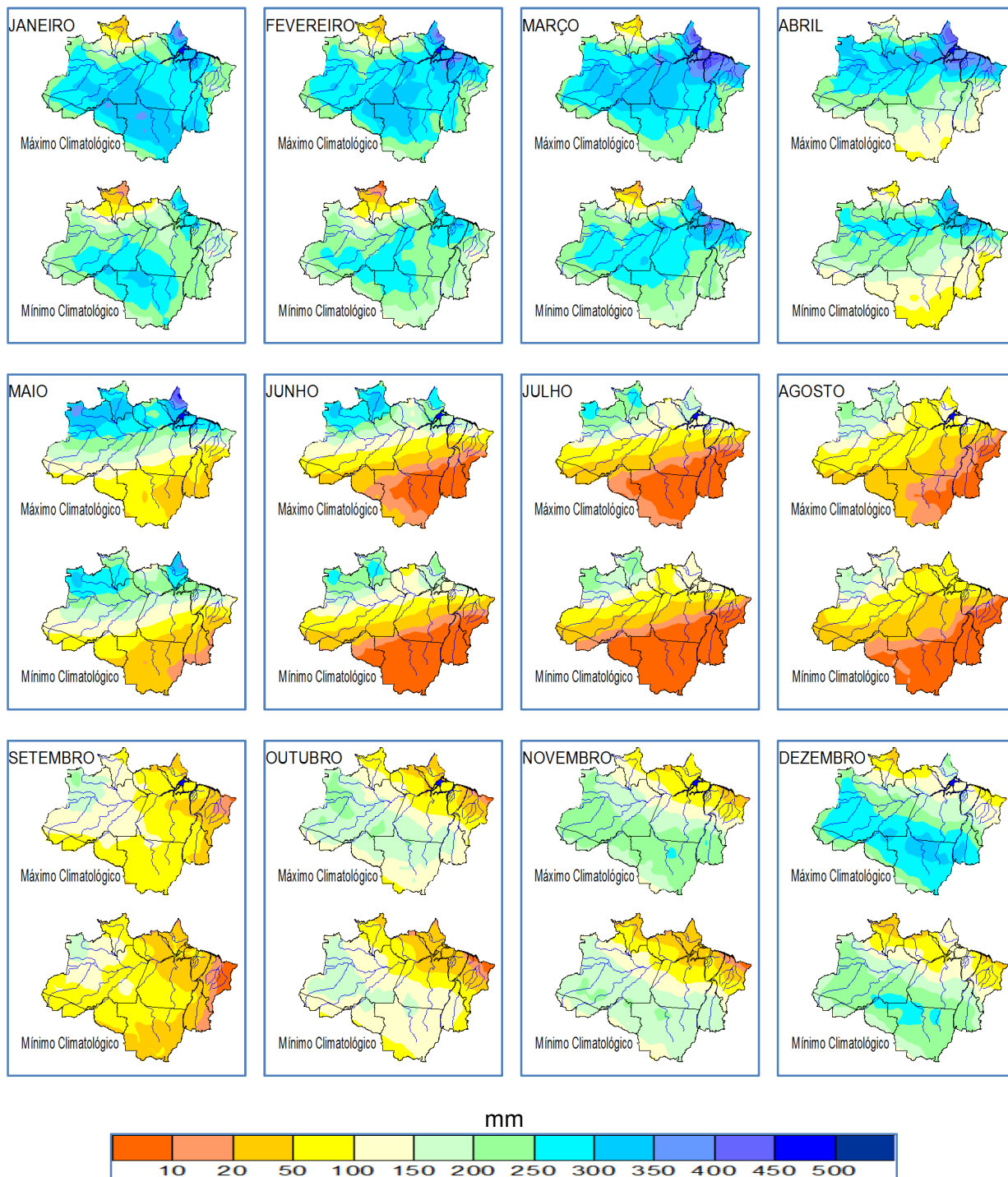


Figura 1.1 – Climatologia da precipitação máxima (painel superior) e mínima (painel inferior). Dados do CPC/NCEP processados na Divisão de Meteorologia (DMET), Centro Regional – Manaus (CR-MN) do SIPAM (Adaptado do Boletim Climático do SIPAM).

O período seco (Junho, Julho e Agosto – JJA) é marcado por baixos índices de precipitação em quase toda a Região Amazônica. Nesta estação a região em estudo apresenta os menores índices climatológicos de precipitação. Associado a isto há um deslocamento da ZCIT para o norte (Uvo, 1989). Neste período do ano, raramente ocorre a associação dos sistemas frontais, localizados no sudeste do país, com a convecção tropical (Oliveira, 1986). Já na estação de transição seca-chuvosa (Setembro, Outubro e Novembro – SON), os centros de máxima precipitação deslocam-se de norte para o sul e leste para oeste, até que se institua a estação chuvosa e toda a região Amazônica apresente altos índices de máximos climatológicos.

Como discutido anteriormente a precipitação na Região Amazônica é modulada por diversos mecanismos. O caso da Amazônia Central não é diferente e também apresenta esta modulação.

Assim como a precipitação na Região Amazônica, a incidência de descargas atmosféricas também apresenta um ciclo anual, conforme pode ser observado nos painéis da Figura 1.2. Os mapas apresentados na Figura 1.2 representam a climatologia trimestral da densidade média de raios ($\text{raios.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$) a partir de medidas coletadas pelo sensor LIS (Christian et. al., 1999), a bordo do satélite TRMM (Kummerow et al., 1998) durante o período de 1998 a 2008, bem como o ciclo anual.

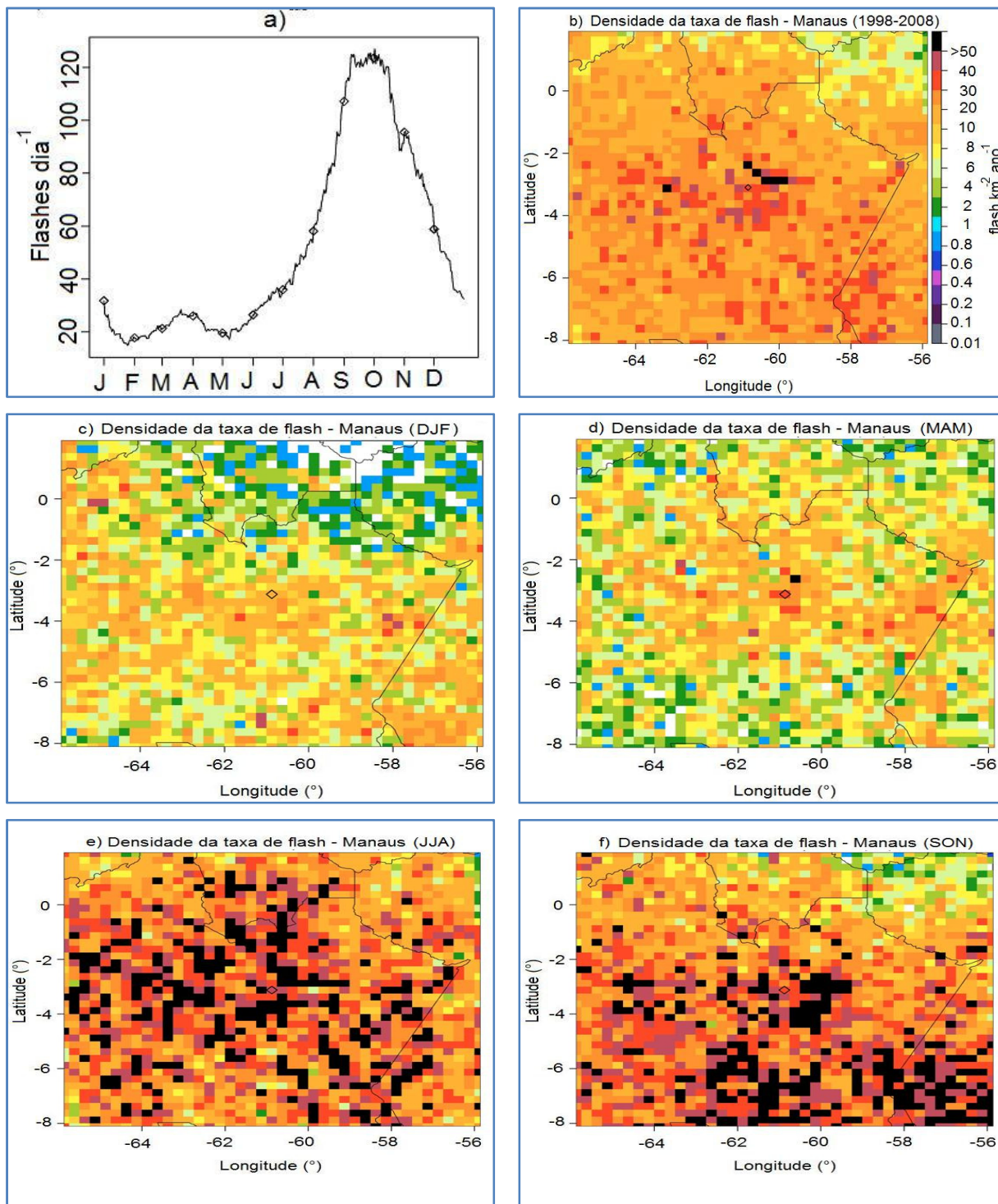


Figura 1.2 – Climatologia da incidência de descargas atmosféricas a partir de medidas do sensor LIS durante o período 1998 a 2008. a) Densidade de raios média mensal sobre Manaus; b) Densidade média anual de raios; c) Densidade média durante DJF; d) Densidade média durante MAM; e) Densidade média durante JJA; f) Densidade média durante SON. O losango apresentado nas figuras b, c, d, e, f representam a localização da cidade de Manaus. Estes mapas foram uma cortesia da Dr. Rachel Albrech, da UMD/NOAA.

Através do ciclo anual de raios sobre a cidade de Manaus, Figura 1.2a, observa-se que os meses referentes à estação de transição seca – chuvosa (SON) apresentam um máximo anual de ocorrência de descargas atmosféricas. Comparando-se com o ciclo anual de chuva, pode-se concluir que os sistemas convectivos isolados com grande desenvolvimento vertical são os responsáveis pela alta incidência de raios nesta região, porém na estação chuvosa tal característica não foi observada em Rondônia, conforme estudos apresentados por Williams et. al. (2002) e Albrecht (2008). Na Figura 1.2b, distribuição espacial da média anual de ocorrência de descargas atmosféricas, observa-se uma maior atividade elétrica nos setores a nordeste e a sudeste da cidade de Manaus (representada pelo losango plotado na figura). Posteriormente, veremos que estas são regiões de topografias mais expressivas aos arredores da cidade (Figura 2.1 – Topografia na área de cobertura do radar de Manaus).

1.1.1 Circulação de Grande Escala

Dos mecanismos de precipitação associados à circulação de grande escala encontram-se a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), o anticiclone em altos níveis denominado como Alta da Bolívia (AB), o El Niño/Oscilação Sul (ENOS) e a associação de sistemas frontais com a convecção da Amazônia (Ferreira et al., 2004; Fisch et al., 1998; Marengo, 1992; Quadro, 1994; Marengo e Hastenrath, 1993; Uvo, 1989; Horel et al., 1989; Jones e Horel, 1991; Molion, 1987; Oliveira, 1986).

a) **Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)** – a ZCIT é um dos sistemas meteorológicos mais importantes da região que age como modulador da precipitação. A

ZCIT é uma faixa de convergência entre os ventos alísios de NE (Hemisfério Norte) e SE (Hemisfério Sul) e proporciona o transporte de umidade para o interior da região Amazônica. Possui uma oscilação com deslocamento latitudinal no decorrer do ano, estando em latitudes mais ao sul ($\sim 1^{\circ}\text{S}$) nos meses março e abril e latitudes mais ao norte ($\sim 8^{\circ}\text{N}$) nos meses de agosto e setembro. Conforme Uvo (1989), a posição da ZCIT está relacionada a fatores de grande escala, onde foi observado que a sua posição tinha uma variabilidade intra-sazonal, em torno de 10 a 20 dias e de 30 a 50 dias. A autora verificou ainda, que no mês de fevereiro, a banda de nuvens convectivas associadas à ZCIT desloca-se $1,5^{\circ}$ de latitude para o norte, a cada 20-25 dias, retornando posteriormente a posição normal, mais ao sul. Este deslocamento influencia no volume de precipitação da estação chuvosa da região.

b) **Alta da Bolívia (AB)** – a AB é um anticiclone em altos níveis que apresenta relação com a distribuição da precipitação na Bacia Amazônica. Estudos sugerem que a intensa atividade convectiva e a conseqüente liberação de calor latente favorecem o mecanismo necessário para manter a circulação anticiclônica em altos níveis e, com isso favorecem a formação de aglomerados de Cumulonimbus (Cb) (Molion, 1987; Jones e Horel, 1991). A posição da AB e a configuração do anticiclone se modificam ao longo dos meses. O escoamento em altos níveis mostra variação sazonal pronunciada, de movimentos meridionais nos meses do verão para movimentos predominantemente zonal durante os meses do inverno. Conforme citado em Molion (1987) e observado por Kousky e Kayano (1981), esta variabilidade sazonal da AB está diretamente relacionada com distribuição espacial e temporal da precipitação.

c) **El Niño/Oscilação Sul (ENOS)** - durante o verão há um escoamento mais meridional em altos níveis, resultado do aquecimento da superfície com a liberação de

calor sensível e calor latente (Molion, 1987). O aquecimento produz convergência em baixos níveis (sobre o continente) e divergência em altos níveis (sobre o oceano), formando a célula de Walker. O deslocamento desta célula provoca mudanças significativas nos índices de precipitação e níveis dos rios. Em anos de ENOS, o ramo descendente desta célula encontra-se sobre o leste da Amazônia até o oeste da África, desta forma inibe a formação de nuvens e precipitação. Este fenômeno existe quando ocorre aquecimento anormal das águas superficiais e sub-superficiais do Oceano Pacífico Sul, causando uma convecção mais intensa que o normal sobre o oceano.

d) **Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)** – Caracteriza-se por uma persistente faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE), que se estende desde a região Amazônica até o Atlântico Sub-Tropical. Foi identificada, primeiramente, por Oliveira (1986) que mostrou que sistemas frontais deslocando-se a baixas latitudes, ao longo da costa brasileira, podem associar-se a convecção tropical e organizar bandas de precipitação. Recentemente Quadro (1994), caracterizou parâmetros meteorológicos que pudessem vir a caracterizar a existência da ZCAS. Ele identificou uma convergência de umidade na baixa e média troposfera, uma faixa de movimento ascendente do ar com orientação NW/SE, um cavado semi-estacionário sobre a costa leste da América do Sul em 500 hPa e, também, uma faixa de vorticidade relativa anticiclônica em altos níveis (200 hPa). Na região onde atua, a ZCAS exerce influencia predominante no regime de chuvas, exercendo altos índices de precipitação (Ferreira et al., 2004).

1.2 **Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)**

Um dos principais sistemas precipitantes das regiões tropicais são os SCM que englobam sistemas de diferentes características, desde a sua origem até sua evolução temporal. As linhas de instabilidade, os cumulonimbus e os cúmulos rasos proporcionados pela brisa fluvial são alguns destes sistemas de mesoescala atuantes na região de estudo (Senna et al. 2008; Oliveira e Fitzjarrald, 1992; Cohen, 1989; Molion et al, 1987; Silva Dias, 1987).

a) **Linhas de Instabilidade (LIs)** – as linhas convectivas formam-se na costa norte-nordeste da América do Sul, devido à convergência da brisa e se deslocam para o interior do continente. Estudos mostraram que as linhas de instabilidades podem se propagar acima de 400Km continente à dentro podendo chegar ao extremo oeste da Amazônia, sendo mais freqüentes entre abril e agosto. O período ativo delas pode permanecer por mais de 48hs sendo um dos principais sistemas responsáveis pela a distribuição média da precipitação na Amazônia (Cohen, 1989).

b) **Circulação Local** – alguns estudos importantes realizados na região de Manaus identificaram a presença de uma circulação local, característica em meses da estação seca (JJA). Esta circulação apresentava um caráter de brisa fluvial. A primeira hipótese da presença da brisa de rio foi discutida por Oliveira e Fitzjarrald (1992) que acreditavam na importância desta fonte para o clima local.

A formação desta circulação é proporcionada por contrastes térmicos induzidos por superfícies de distintas naturezas (água, vegetação, construções, etc). Oliveira e Fitzjarrald (1992) encontraram um gradiente térmico entre o Rio Amazonas e a floresta de 3°C durante o dia e de 6°C durante a noite. Estes gradientes de temperatura

também foram observados por Moura et al. (2004), que estudou a brisa do lago de Balbina (povoado do município de Presidente Figueiredo, distante 155 Km ao norte da cidade de Manaus).

Recentemente Senna et al. (2008), apresentaram evidências da brisa fluvial em Manaus a partir de registros de vento (Figura 1.3). Neste estudo, o regime de vento foi identificado a partir da análise de frequência em intervalos de 22,5º para cada mês e período: diurno e noturno. Como resultado, eles observaram que a intensidade média no período diurno ($1,56 \text{ ms}^{-1}$) era três vezes maior que aquela do período noturno ($0,52 \text{ ms}^{-1}$). Também notaram que os ventos são mais intensos no período seco, uma vez que os contrastes térmicos entre o rio e a superfície terrestre são mais evidentes. Quanto às direções, os ventos apresentaram direções predominantes de E e ESE durante o período diurno em grande parte dos meses, principalmente nos meses secos. Já no período noturno a direção predominante foi de NW condizendo com o gradiente térmico gerador da brisa terrestre.

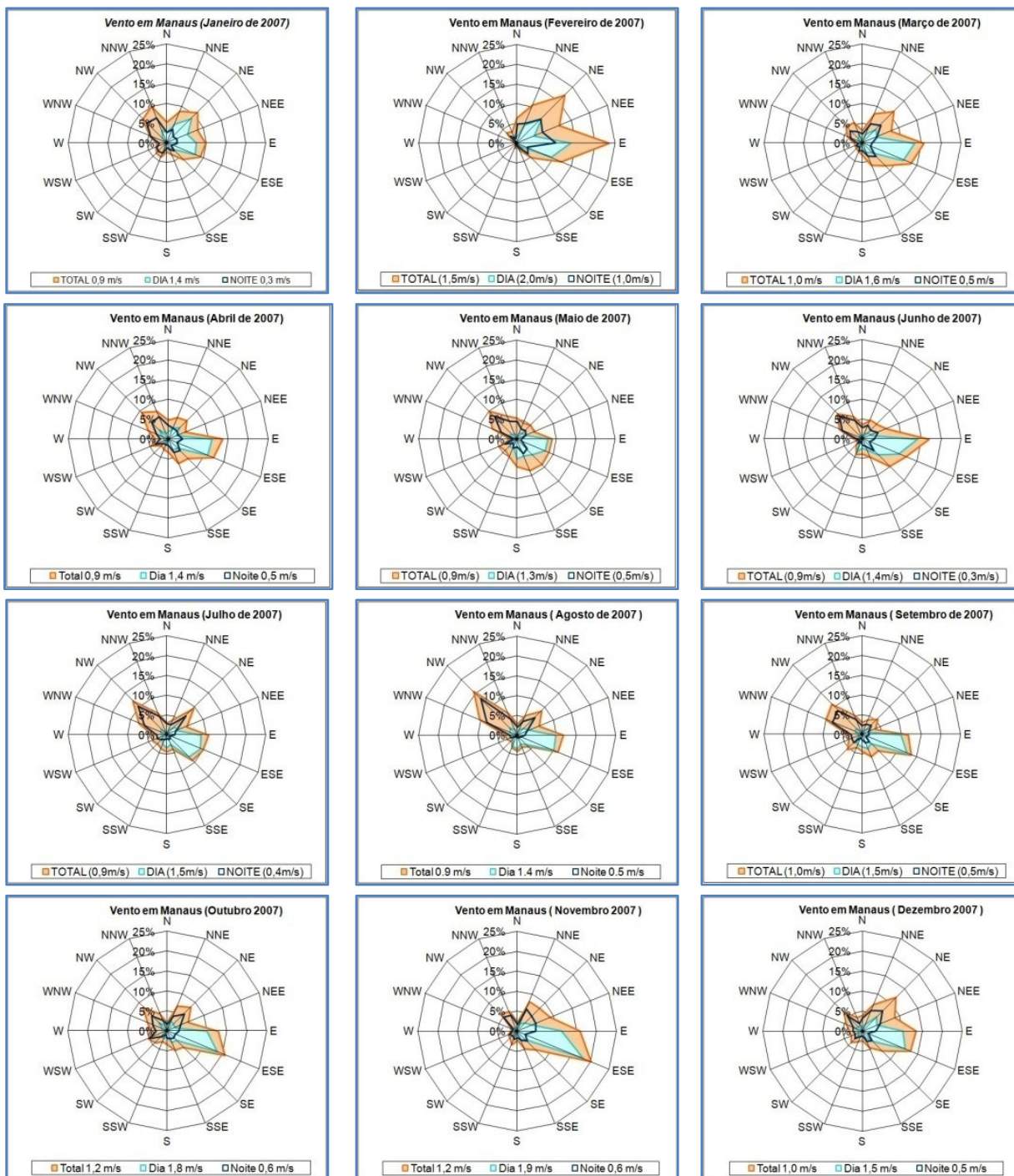


Figura 1.3 – Freqüência de ocorrência dos ventos em Manaus. Em vermelho, ventos totais. Em azul, ventos no período diurno. Linha azul escuro, ventos no período noturno. (Adaptado de Senna et al., 2008).

1.3 Características dos Sistemas Convectivos de Mesoescala

Vários estudos analisaram o comportamento dos sistemas precipitantes na região sudoeste da Amazônia (Halverson et al. 2002; Rickenbach et al. 2002; Petersen et al. 2001; Willians et al. 2002; Anagnostou e Morales, 2002), bem como os sistemas convectivos de mesoescala (Laurent et al., 2002). Sendo que estes estudos se concentraram nas relações entre a variabilidade do fluxo padrão de escala sinótica sobre a América do Sul e as mudanças nas propriedades da convecção na mesoescala. Estas propriedades incluíram a intensidade de precipitação, área de cobertura da precipitação, fração da chuva convectiva e estratiforme, estrutura vertical dos sistemas e atividade elétrica.

1.3.1 Regimes de ventos em baixos níveis versus estrutura vertical dos SCM

Vários autores (Halverson et al. 2002; Rickenbach et al. 2002; Petersen et al. 2001) documentaram a ocorrência de dois regimes meteorológicos na região de Rondônia, a partir da direção do fluxo em baixos níveis do vento zonal que são regidos por mudanças nos padrões do fluxo de larga-escala sobre a América do Sul e a posição da ZCAS (Figura 1.4). De modo geral, quando o fluxo de ventos é de leste, os sistemas são mais desenvolvidos verticalmente, exibem maior organização horizontal, apresentam maior cisalhamento vertical, possuem uma fase de mistura ativa dos processos de precipitação e grande quantidade de descargas atmosféricas. Por outro lado, quando o regime de fluxo é de oeste, exibem menor organização horizontal, maior

área de cobertura de precipitação estratiforme e ausência de uma fase de mistura ativa para processos microfísicos e descargas atmosféricas (Cifelli et al. 2001; Halverson et al. 2002; Rickenbach et al. 2002; Petersen et al. 2001; Anagnostou e Morales 2002; Morales et al. 2004; Albrecht e Silva Dias 2005; Neves e Morales 2006).

No estudo de Rickenbach et al. (2002), foi possível associar estes regimes de vento à estacionariedade de sistemas frontais que se estendem até os Trópicos ao longo da ZCAS. Dessa forma eles classificaram os regimes de ventos em "ZCAS" (de oeste) e "não-ZCAS" (de leste). Para o primeiro período os sistemas convectivos de mesoescala foram significativamente maiores na área de cobertura, com fraca intensidade da chuva e fraco desenvolvimento vertical das células. A intensidade e a área de cobertura da precipitação foram máximas à tarde em ambos os regimes, sendo que no regime "não-ZCAS" o crescimento das células convectivas se dá com maior intensidade.

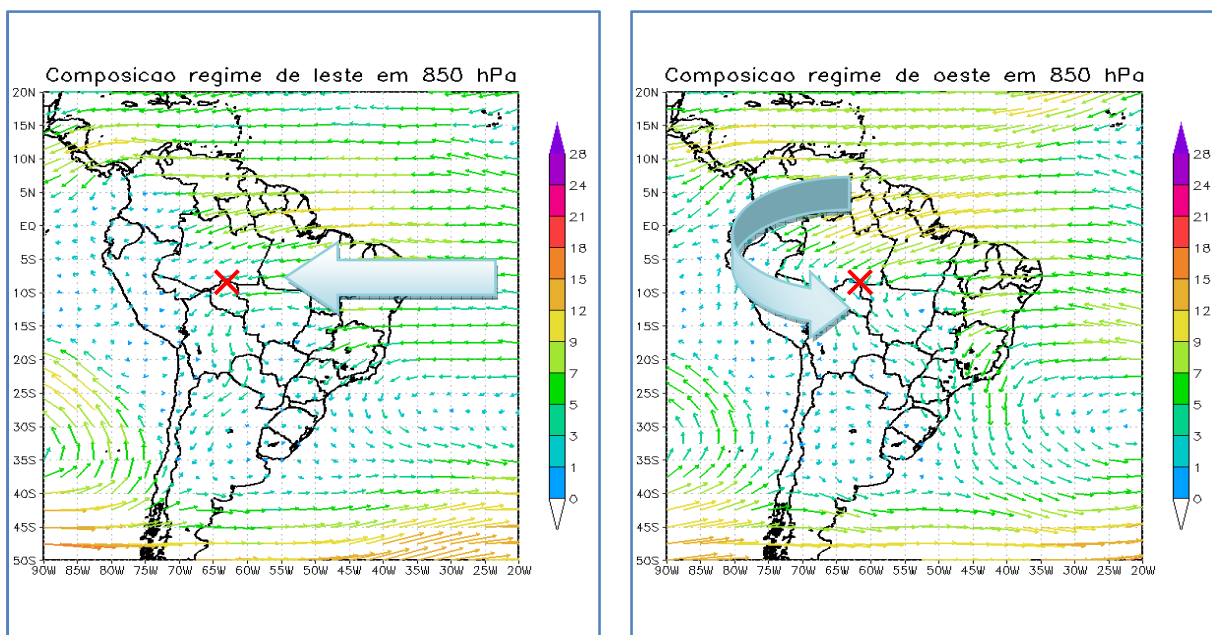


Figura 1.4 – Análise da média dos ventos em 850 hPa a partir dos dados diários do NCEP-Reanalysis para o período do TRMM-LBA (09/01/1999 a 28/02/1999). (Adaptação de Halverson et al. 2002).

1.3.2 Propriedades morfológicas dos SCM para cada regime de ventos

Halverson et al. (2002) caracterizou os sistemas convectivos a partir de informações de radar meteorológico. O critério utilizado para caracterizar um SCM foi verificar se o mesmo apresentava organização convectiva, quebrada ou contínua, que se estendia ao longo de uma linha por no mínimo 100 km e mantivesse sua arquitetura linear por um período mínimo de 3 hs. Como resultado, eles verificaram que a máxima extensão horizontal dos campos de chuva estratiforme variou amplamente, desde 40 a 230 km, independentemente do regime.

Anagnostou e Morales (2002) mostraram que a precipitação do tipo convectiva apresentava diferenças entre o regime de leste e oeste, enquanto que a precipitação do tipo estratiforme é aproximadamente a mesma para ambos os regimes. Sistemas precipitantes em regimes de leste consistiam de boa organização, o que facilitava a detecção a partir de radar meteorológico em todas as distâncias e eram observados em grandes áreas e com profunda organização, enquanto que no regime de oeste, observou-se fraca convecção e grandes áreas de chuva estratiforme.

Estudos sobre a microfísica da precipitação foram conduzidos por Albrecht, 2004; Albrecht e Silva Dias 2005 e Cifelli et al. 2001. Ambos os regimes (leste e oeste) diferenciaram quanto aos processos microfísicos de crescimento de hidrometeoros, sendo que o regime de leste apresentou fraco gradiente vertical de refletividade em torno da isoterma de 0°C combinando com altos valores da refletividade e velocidade vertical sobre a mesma região, sugerindo elevados números de gotas trazidas até o nível de derretimento representando uma fonte de grandes partículas de gelo e gotas super resfriada nesta região. Enquanto que os regimes de oeste apresentaram menores

partículas de gelo e neve e, também, menores gotas (Cifelli et al., 2001; Albrecht e Silva Dias, 2005).

O ciclo diurno da precipitação no período chuvoso foi caracterizado para chuvas convectivas e estratiformes em ambos os regimes. Em ambos os regimes a fração convectiva apresentou máximos no início da tarde. O fluxo de leste apresentou maiores valores de fração convectiva do que o fluxo de oeste. A chuva estratiforme apresentou fraco pico no ciclo diurno e apresentam o mesmo comportamento em ambos os regimes (Anagnostou e Morales, 2002).

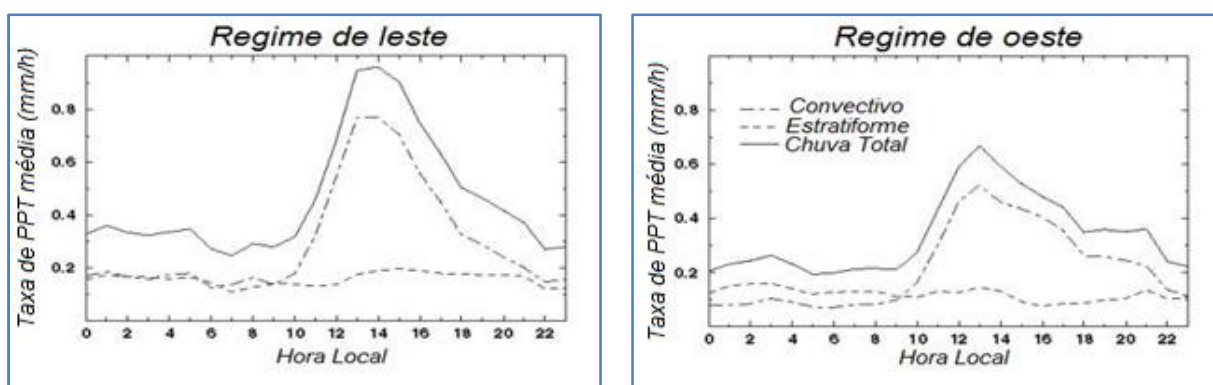


Figura 1.5 – Ciclo diurno da precipitação convectiva, estratiforme e da precipitação total para os regimes de leste e de oeste. No eixo das abscissas está representada a hora local e no eixo das ordenadas a taxa média de chuva. (Adaptado de Anagnostou e Morales, 2002).

Finalmente, Rickenbach (2004) identificou a presença de um segundo pico no ciclo diurno, que se manifestava a partir das 22 LT a qual foi denominado como sistemas convectivos noturnos. Estes sistemas por sua vez, tinham o efeito de enfraquecer e atrasar o desenvolvimento da convecção na tarde do dia seguinte. Após análise detalhada, eles verificaram que estes sistemas estavam associados a grandes linhas de instabilidades, o que reforçava a influência da propagação de grande escala

para a organização da convecção local de forma a modular a variação diurna de nuvens e chuva.

Capítulo 2

Dados e metodologia

Neste capítulo será feita uma breve descrição dos dados utilizados no estudo, métodos do cálculo do CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) e do sistema para acompanhamento e rastreamento dos Sistemas Convectivos (SC). Finalmente será apresentada uma descrição detalhada do controle de qualidade dos dados.

2.1 Dados utilizados

Este estudo utilizou os dados volumétricos do radar Doppler banda-S que opera com um comprimento de onda de 10 cm (frequência entre 2,7 e 3,0 GHz), diâmetro de antena de 4,2 metros, o que possibilita um feixe de abertura de aproximadamente 1,8°. Para este estudo, somente o fator refletividade do radar corrigido (ZC) será utilizado, enquanto que a velocidade radial é utilizada apenas para a filtragem dos dados de ecos de terreno (Seção 2.6.1).

O radar meteorológico faz parte da rede de radares do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) e está situado no aeroporto de Ponta Pelada em Manaus. As varreduras volumétricas foram coletadas entre o período de 01 de Agosto de 2006 a 1 de Agosto de 2007, a cada 10 minutos de intervalo. Na Tabela 2.1 é apresentada a frequência de observação dos dados em termos de dias e horas para cada trimestre (DJF, MAM, JJA, SON). Nota-se que o número de dias e horas para o trimestre de JJA apresenta baixa frequência de amostragem, que pode acarretar em problemas nas análises. Problemas de amostragem serão discutidos nas discussões e resultados (Capítulo 4).

Tabela 2.1 – Frequência dos dados em termos de dias e horas para os trimestres DJF, MAM, JJA, SON.

Trimestre	Número de dias	Número de dias com dados	Número de horas com dados
<i>DJF</i>	90	84	1552
<i>MAM</i>	92	85	1454
<i>JJA</i>	92	29	383
<i>SON</i>	91	58	1021

Também foram utilizados dados de radiossondagens obtidos a partir do portal da Universidade de Wyoming. As radiossondagens foram realizadas no Aeroporto de Ponta Pelada, localizado na cidade de Manaus (82332 - 3°15'S e 59°98'W - altitude de 84 metros). As informações extraídas das radiossondagens foram usadas para construir séries temporais das componentes do vento zonal (u) e meridional (v), assim como da razão de mistura e dos parâmetros termodinâmicos CAPE (*Convective Available Potential Energy*) e CINE (*Convective Inhibition Energy*).

A fim de identificar o fluxo de ventos predominante em grande escala utilizou-se as informações extraídas das análises do modelo Global T213L42 do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) com resolução espacial de ~63 Km x 63 Km.

Finalmente, para a verificação da calibração do radar de superfície, utilizou-se de informações extraídas do sensor *Precipitation Radar (PR) - Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)* (Kummerow et. al., 1998). O TRMM é uma missão conjunta entre a *National Aeronautics and Space Administration (NASA)*, dos Estados Unidos da América e a *National Space Development Agency (NASDA)*, do Japão. O TRMM consiste de um satélite que leva a bordo diversos sensores - *Microwave Imager (TMI)*,

Precipitation Radar (PR), o *Visible and Infrared Radiometer System* (VIRS) e o *Lightning Imaging System* (LIS), com o objetivo de coletar medidas de chuvas e estimar as trocas de energia nas regiões Tropical e Subtropical do Planeta (Simpson et al., 1996). O radar de precipitação do TRMM (PR) foi o primeiro radar de chuva a bordo de um satélite e proporciona medidas da distribuição vertical da chuva sobre os trópicos em varreduras de 247 km sobre a superfície (antes de agosto de 2001 – 215 km). O PR tem frequência de 13,8 GHz, comprimento de onda de 2,2 cm e foi definido para ter resolução espacial de 4,5 km na superfície e resolução vertical de 250 m (Kummerow et al., 1998).

2.2 Radar meteorológico de Manaus

Em meados dos anos 1990, o Governo Federal preocupado com a integridade territorial e com os recursos hídricos, minerais e genéticos da Região Amazônica apresentou o projeto de vigilância e proteção da Amazônia, denominado de SIVAM (Sistema de Vigilância da Amazônia). Este projeto integrava diversas instituições regionais e nacionais atuantes na área de pesquisa, proteção ambiental e vigilância territorial, desta maneira a Amazônia foi dividida em três grandes áreas e cada área correspondia a um Centro Regional de Vigilância (CRV), localizados em: Manaus, Porto Velho e Belém. A partir da implementação do projeto, o SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia) foi criado, em fevereiro de 2002 com os objetivos de integrar informações e gerar conhecimentos atualizados para articulação, planejamento e coordenação de ações globais de governo na Amazônia Legal Brasileira, visando a proteção, a inclusão social e o desenvolvimento sustentável.

Como parte deste planejamento destaca-se a Divisão de Meteorologia do SIPAM (DMET/SIPAM) que conta com vários sensores espalhados pela região Amazônica, setenta (70) estações meteorológicas automáticas de superfície, onze (11) estações de radiossondagem e dez (10) radares meteorológicos, proporcionando uma cobertura de coleta de dados meteorológicos bastante significativos na região Amazônica (Dallarosa et al., 2005).

O radar meteorológico do SIPAM, em estudo, localiza-se na cidade de Manaus ($3^{\circ}8'56''S$ e $59^{\circ}59'29''W$) a uma altitude de 102,4 metros, conforme ilustrado na Figura 2.1 que também apresenta a topografia na área de cobertura do radar (cobertura de 240 km). Este equipamento, DWSR 8500S, foi fabricado pela EEC-Gamic, utiliza o RCC (*Radar Control Computer*) que fornece interfaces para as funções do radar como o movimento da antena, o tamanho do pulso e as funções de repetição, informações do BITE e status do sistema (Malkomes et al., 2002).

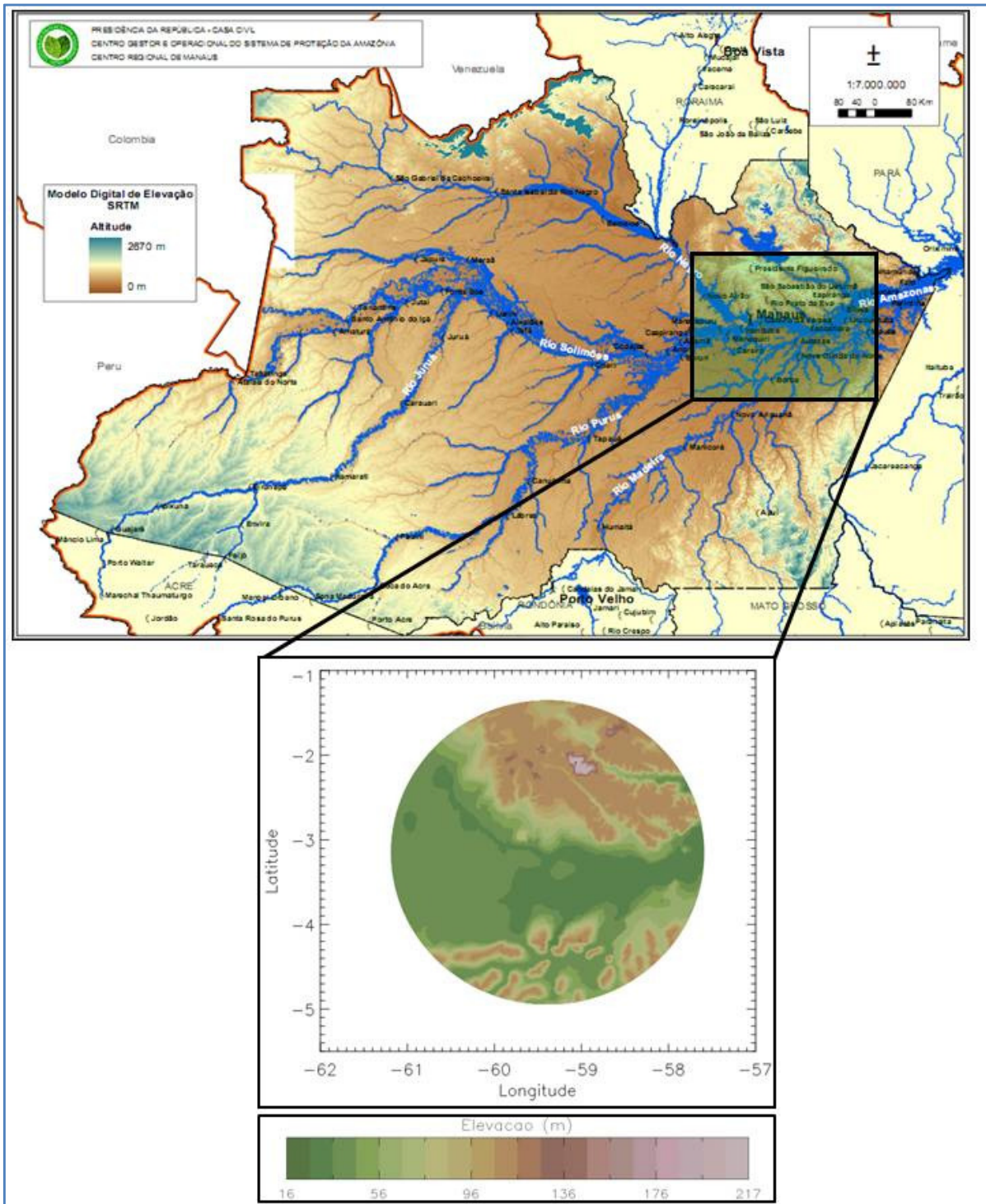


Figura 2.1 – Mapa hidrográfico e topográfico do estado do Amazonas, com localização da área de cobertura do radar meteorológico de Manaus. (Fonte: Sistema de Proteção da Amazônia).

A Tabela 2.2 apresenta os parâmetros definidos para a varredura volumétrica do radar meteorológico de Manaus. A elevação é o ângulo formado entre o plano horizontal do radar e a antena. A taxa com que o radar transmite energia é definida pela PRF (*Pulse Repetition Frequency*) e é medida em pulsos por segundo ou Hertz (Hz). A partir da frequência é possível determinar a distância máxima em que o radar irá operar. A duração do sinal transmitido é definida como duração do pulso (τ), o que implica em resolução do volume (bin) a ser amostrado pelo radar. O tempo gasto por uma onda desde a sua emissão até seu retorno pode ser definido como:

$$\Delta T = \frac{2R_{MAX}}{c} \text{ e } \Delta T = \frac{1}{PRF} \quad (2.1)$$

e a distância máxima é

$$R_{MAX} = \frac{c}{2PRF} \quad (2.2)$$

onde c é a velocidade da luz.

As varreduras azimutais são efetuadas a cada 1° , o que possibilita uma sobre medida, uma vez que o feixe da antena é de $1,8^\circ$ e especialmente, a resolução do Bin que varia de 125 a 500 m também viabiliza uma boa resolução 3D da precipitação até 150 km do radar meteorológico.

Tabela 2.2 - Parâmetros para cada ângulo de elevação da varredura.

<i>Elevação</i>	<i>Elevação (°)</i>	<i>Cobertura (km)</i>	<i>Resolução ou Bin (m)</i>	<i>Num. Bin</i>	<i>Num. Azimutes</i>	<i>PRF (Hz)</i>
0	0.87	400	500	800	362	375
1	1.82	400	500	800	362	375
2	3.75	256	375	682	361	550
3	5.61	210	375	560	362	712
4	7.54	174	250	696	362	858
5	9.42	150	250	600	361	1000
6	11.34	120	250	480	361	1000
7	13.23	101	125	808	362	1000
8	15.14	93	125	744	361	1000
9	17.03	79	125	632	361	1000
10	18.92	76	125	608	361	1000
11	21.84	67	125	536	361	1000
12	25.03	58	125	464	361	1000
13	30.03	50	125	400	362	1000
14	35.02	50	125	400	361	1000
15	40.03	41	125	328	361	1000
16	45.04	10	125	80	361	400

2.3 Cálculo do CAPPI

Para análise dos campos de precipitação do radar de Manaus, utilizou-se os CAPPI's, elaborados a partir dos dados volumétricos, pelo método desenvolvido por Anagnostou et al (1998).

O método denominado como 3D-box é baseado em um esquema, onde somente serão utilizados os volumes iluminados dentro de um grid fixo, que minimiza as incertezas destes dados selecionados. Um cubo conceitual (3D-box) centrado no sítio do radar com extensão horizontal de 150 km, variando entre os níveis verticais de 2 a 20 km delimitam a área de cobertura do radar. O 3D-box é dividido em vários cubos de 5 x 5 km de extensão horizontal por 1 km de extensão vertical (3D-box-pixel), conforme mostrado na Figura 2.2. Desta forma os volumes de dados escaneados serão transformados de coordenadas polares para coordenadas cartesianas (contidas no 3D-box), através de tabelas de conversões. Essas tabelas indicam amostras dos volumes

iluminados que são normalizados por pesos relativos determinados pela fração do volume iluminado em relação ao volume 3D box.

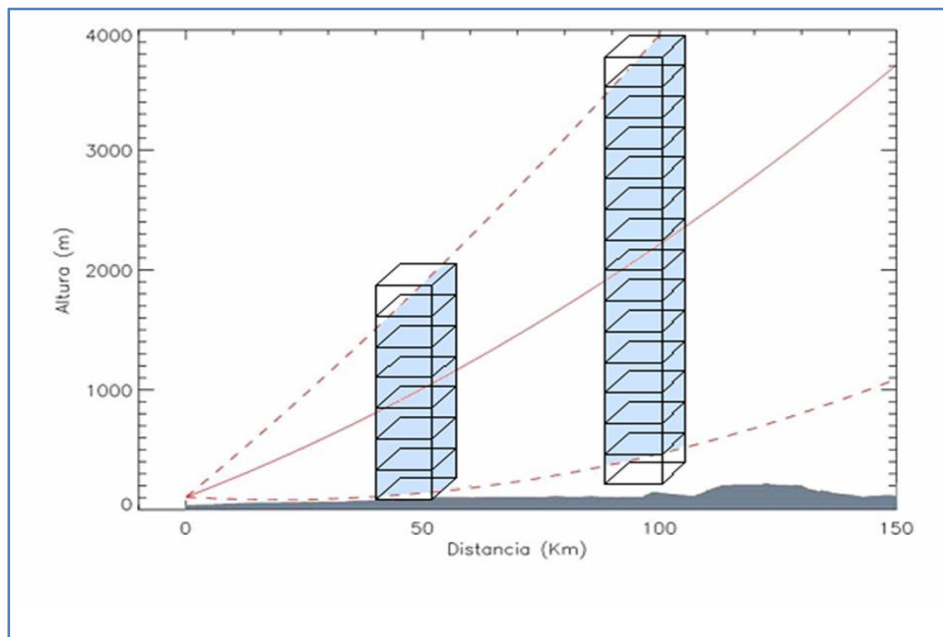


Figura 2.2 – Esquema de iluminação do feixe de microondas do GR.

Por exemplo, a partir das varreduras volumétricas o feixe do radar ilumina todos os 3D-box-pixel de 25 km^3 que se encontram dentro do 3D-box. A parte iluminada de cada um desses pequenos cubos será determinada de acordo com a posição em que se encontra em relação ao radar. Quanto mais próximo do radar mais bins são levados em consideração, pois quanto menor a distância em relação ao radar, menor será o volume iluminado. Já em distâncias mais afastadas é possível que o 3D-box-pixel seja iluminado por apenas um bin. A partir dessas considerações é possível entender o conceito de pesos relativos, pois esses são determinados pela porcentagem em que cada bin irá iluminar o 3D-box-pixel, garantindo uma uniformidade nas amostras dos

volumes escaneados. Posteriormente, a refletividade do radar de cada 3D-box-pixel é calculada a partir da média ponderada determinada pelos pesos de cada bin.

2.4 Classificação da precipitação em convectiva e estratiforme

Existem dois principais métodos para distinção entre precipitação convectiva e estratiforme a partir de dados de radar meteorológico, sendo os que utilizam perfis verticais de refletividade e velocidade (Rosenfeld et al., 1995) e os que utilizam a estrutura horizontal da refletividade (Churchill e Houze, 1984 e Steiner et al., 1995). O primeiro tipo utiliza como base a região da banda brilhante para a identificação de regiões estratiformes e o restante da precipitação é considerado como convectiva. Desta forma ocorrem problemas de super estimação da região convectiva. O segundo utiliza a estrutura horizontal da refletividade sendo que a classificação ocorre a partir de picos de refletividade sendo considerados como regiões de precipitação convectiva, assim como a sua vizinhança. O restante é considerado como precipitação estratiforme.

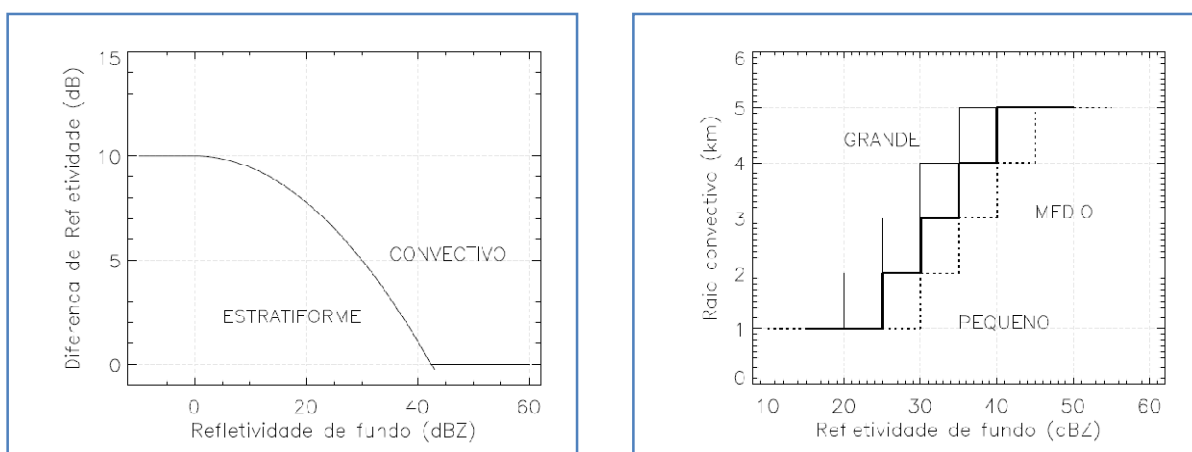


Figura 2.3. (a) Critério de identificação do tipo de precipitação, isto é, curva de identificação do centro convectivo. (b) região de influencia de um pixel classificado como convectivo pelo método de Steiner et al. (1995). Adaptado de Steiner et al. (1995).

O método utilizado para classificar regiões convectivas e estratiformes foi desenvolvido por Steiner et al. (1995) e toma como base a estrutura horizontal do campo de refletividade, sendo regido por 3 critérios para que a identificação da precipitação convectiva seja possível. São eles:

- Intensidade: qualquer pixel com refletividade maior que 40 dBZ é automaticamente classificado como centro convectivo;
- Picos: todo o pixel não classificado como centro convectivo no passo anterior, mas excede a região com raio de 11 km ao redor do pixel (considerado centro convectivo) em pelo menos a diferença apresentada na Figura 2.3a, também é classificado como convectivo. Para que seja possível, primeiramente calcula-se a refletividade de fundo Z_{fundo} e posteriormente a diferença entre a refletividade daquele pixel (centro convectivo) e a Z_{fundo} , desta forma quando a diferença (ΔZ) está acima da curva, teremos pixel convectivo, quando está abaixo da curva, teremos pixel estratiforme, equação 2.3:

$$\Delta Z = \begin{cases} 10, & \text{se } Z_{\text{fundo}} < 0 \text{ dBZ} \\ 10 - \frac{Z_{\text{fundo}}^2}{180}, & \text{se } 0 \leq Z_{\text{fundo}} < 42,43 \text{ dBZ} \\ 0, & \text{se } Z_{\text{fundo}} \geq 42,43 \text{ dBZ} \end{cases} \quad (2.3)$$

- Área ao redor: Para cada pixel identificado como um centro convectivo por um dos dois critérios acima, todos os pontos ao redor deste centro convectivo, dentro de um raio dependente da intensidade de Z_{fundo} também é classificado como pixel convectivo, dado pela Figura 2.3.b.

Para a utilização dos dados de refletividade horizontal do radar meteorológico de Manaus (Seção 2.1), aplicou-se o método de classificação de precipitação em convectiva e estratiforme desenvolvido por Steiner et al. (1995) para a altura de 3 km e distância de até 150 km do radar. As análises desta classificação serão apresentadas no Capítulo 4.

2.5 Sistema Fortracc

Para a análise do ciclo de vida dos sistemas precipitantes (SP), foi utilizado um aplicativo para acompanhamento e rastreamento de Sistemas Convectivos (SC), conhecido como Fortracc (*Forecasting and Tracking of Active Cloud Clusters*) (Machado et al., 1998; Mathon e Laurent, 2001; Vila et. al., 2008). De acordo com Vila et. al. (2008), o Fortracc é um aplicativo que tem por objetivo determinar as trajetórias e o ciclo de vida dos SC e prognosticar a evolução temporal nas próximas 2 horas. Este algoritmo encontra-se operacionalizado na Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do CPTEC/INPE e utilizava as imagens GOES – 10, que estão disponíveis com resolução temporal de 15 minutos e resolução espacial em torno de 4 km e o GOES-12 disponível a cada 30 minutos.

Para este estudo, o Fortracc foi modificado para utilizar os dados de radar, ou seja, campos de refletividade do radar disponíveis nos CAPPI's de 3 km de altura a cada 10 minutos. Para acompanhar a evolução temporal das estruturas precipitantes utilizou-se o limiar de 20 dBZ, pois será possível acompanhar todas as fases de desenvolvimento das tempestades (Machado et al. 2006; Morales, 2004).

Para todos os SP identificados, foram calculados os parâmetros morfológicos e de localização, relativo à identificação no instante anterior. Os parâmetros morfológicos são referentes ao tamanho do SP (número de pixels e área em km²); raio efetivo do SP; eixo de inércia; inclinação e excentricidade do SP. E por fim, nos parâmetros de localização encontram-se as coordenadas do centro geométrico, data, hora (UTC), velocidade e direção dos SP.

2.6 Controle de qualidade dos dados

Na meteorologia, o radar é um instrumento de medida de extrema valia, em previsões de curto prazo e estudos hidrológicos entre outros. Portanto, a acurácia das observações do radar meteorológico depende do conhecimento das interferências ao sinal recebido, de uma calibração precisa e das perdas associadas ao desgaste do equipamento (antena, válvulas, ganho e etc). Vários estudos foram desenvolvidos em função destes problemas e serão discutidos a seguir, concentrados em duas seções; efeitos causados por ecos de terreno (Gandu, 1984; Doviak e Zernic, 1993; Rosenfeld et al. 1995; Sugier et al. 2002; Michelson e Sunhed, 2004) e efeitos por problemas de calibração (Anagnostou et al., 2001; Anagnostou e Morales, 2002; Costa, 2007).

2.6.1 Ground Clutter

Ao analisar a associação dos ecos do radar a sistemas de precipitação do radar meteorológico Banda - S de São Roque, São Paulo, Brasil, Gandu (1984), quantificou a qualidade dos ecos por erros instrumentais (efeito na geometria do beam, lóbulos

secundários e atenuação) e erros de natureza física (propagação anômala e variabilidade do tamanho das gotas). Recentemente, Sugier et al. (2002) relatou que as maiores fontes de erros nas medidas de chuvas podem ser atribuídas a ecos de terreno indefinidos. Os ecos de terreno ocorrem quando a energia transmitida incide sobre o terreno tanto pelo feixe principal ou secundário (lóbulos secundários) (Doviak e Zernic, 1993). Estes autores caracterizaram dois tipos de ecos de terreno: estáticos e transientes. Os ecos estáticos são caracterizados por alvos permanentes no espaço e no tempo assim como montanhas, edificações, árvores, entre outros; já os alvos transientes são caracterizados pelas condições atmosféricas e não são permanentes no espaço e no tempo.

Existem diversos métodos aplicados à identificação e redução de ecos de terreno. De acordo com Doviak e Zernic (1993) e Michelson e Sunhed (2004), os ecos de terreno têm grande correlação com o tempo o que comprova a sua dependência com a hora do dia. Conforme Oliveira et al. (2002), boas características de um radar podem ser prejudiciais aos produtos do mesmo, quando não ponderados diversos pontos em conjunto. Como descrito pelo autor, por vezes uma alta potência de transmissão e um alto ganho da antena caracterizam-se como bons aspectos para a detecção de alvos e ao mesmo tempo são alimentadores de lóbulos secundários não apropriados.

2.6.1.1 Método Aplicado

A partir de estudo observacional dos produtos do Plan-Position Indicator (PPI) para as quatro primeiras elevações, pode-se verificar possíveis regiões de ocorrência dos ecos de terreno. As quatro primeiras elevações foram utilizadas para a verificação

dos ecos de terreno por ser nesta região (mais próximo a superfície) onde se encontram as maiores interferências. Primeiramente, assumiu-se um modelo de propagação simples com raio efetivo definido como 4/3 do raio da terra ($a_e=4/3a$), ou seja, o gradiente vertical da refratividade é linear. Posteriormente, utilizou-se a largura do feixe de $1,8^\circ$ ($+0,9^\circ$, $-0,9^\circ$) que corresponde à abertura da antena do radar (Figura 2.4a). Para calcular o caminho percorrido pelo raio, Doviak e Zernic (1993) mostraram que pode ser considerado como uma linha reta quando se leva em conta o raio efetivo da Terra (Equação 2.4):

$$a_e = \frac{a}{1 + a \frac{dn}{dz}} = k_e a \quad (2.4)$$

onde a é o raio da Terra ($a = 6378,100$ km) e dn/dz é o gradiente vertical do índice de refratividade e é utilizado para representar as condições da atmosfera. Para uma atmosfera padrão o raio efetivo considerado é igual à $a_e=4/3a$.

A partir de parâmetros limitados do radar (distância r e ângulo de elevação θ_e) é possível calcular a altura (h) do raio em função de sua distância corrigida (s - ao longo da superfície terrestre) de acordo com as equações:

$$h = \left[r^2 + (k_e a)^2 + 2rk_e a \sin \theta_e \right]^{1/2} - k_e a + H_R \quad (2.5)$$

$$s = k_e a \sin^{-1} \left(\frac{r \cos \theta_e}{k_e a + h} \right) \quad (2.6)$$

onde “ H_R ” é a altura em que o radar se encontra.

2.6.1.2 Interferências encontradas

A Figura 2.4a mostra a propagação dos feixes do radar junto com a topografia máxima e média, na área de cobertura do radar, em função da distância e integrada em todos os azimutes. Pode-se notar que em condições climatológicas de propagação a topografia não apresenta obstáculos significativos para a propagação dos feixes do radar.

A modelagem da propagação dos feixes do radar também foi feita para atmosferas em condições de sub-refração (quando a onda do radar é curvada para cima - $a_e=14/15a$; Figura 2.4c) e em condições de super-refração (quando a onda do radar é curvada para baixo - $a_e=7/3a$; Figura 2.4d). Em condições anômalas de super-refração, o feixe secundário do radar chega próximo à superfície, em torno dos 10 metros, a uma distância aproximada de 45 km do radar (Figura 2.4d). De acordo com a topografia existente, Figura 2.1, os azimutes $0 - 13^\circ$ e $348^\circ - 359^\circ$, podem representar obstáculos em caso de propagação anômala.

Para avaliar se ocorre ou não interferência de ecos de terreno calculou-se a freqüência de ocorrência de ecos de não chuva em função da distância e integradas para todos os azimutes. Os ecos de não chuva são definidos como céu claro, ou seja, valores igual a 32 dBZ. Valores abaixo de 1 podem ser devidos a presença de chuva ou a ecos de terreno que podem estar associados à propagação anômala ou lóbulos secundários.

Na Figura 2.5 são apresentadas as freqüências médias de ocorrência de não chuva para as quatro primeiras elevações do radar. Observa-se que existem contaminações de ecos de terreno que variam em função da elevação. A 1ª elevação

apresenta máxima frequência de ocorrência de chuva de aproximadamente 45% a 2 km do radar e com contaminações decaindo com a distância até alcançar a máxima frequência de ocorrência de não chuva em torno de 60 km de distância do radar.

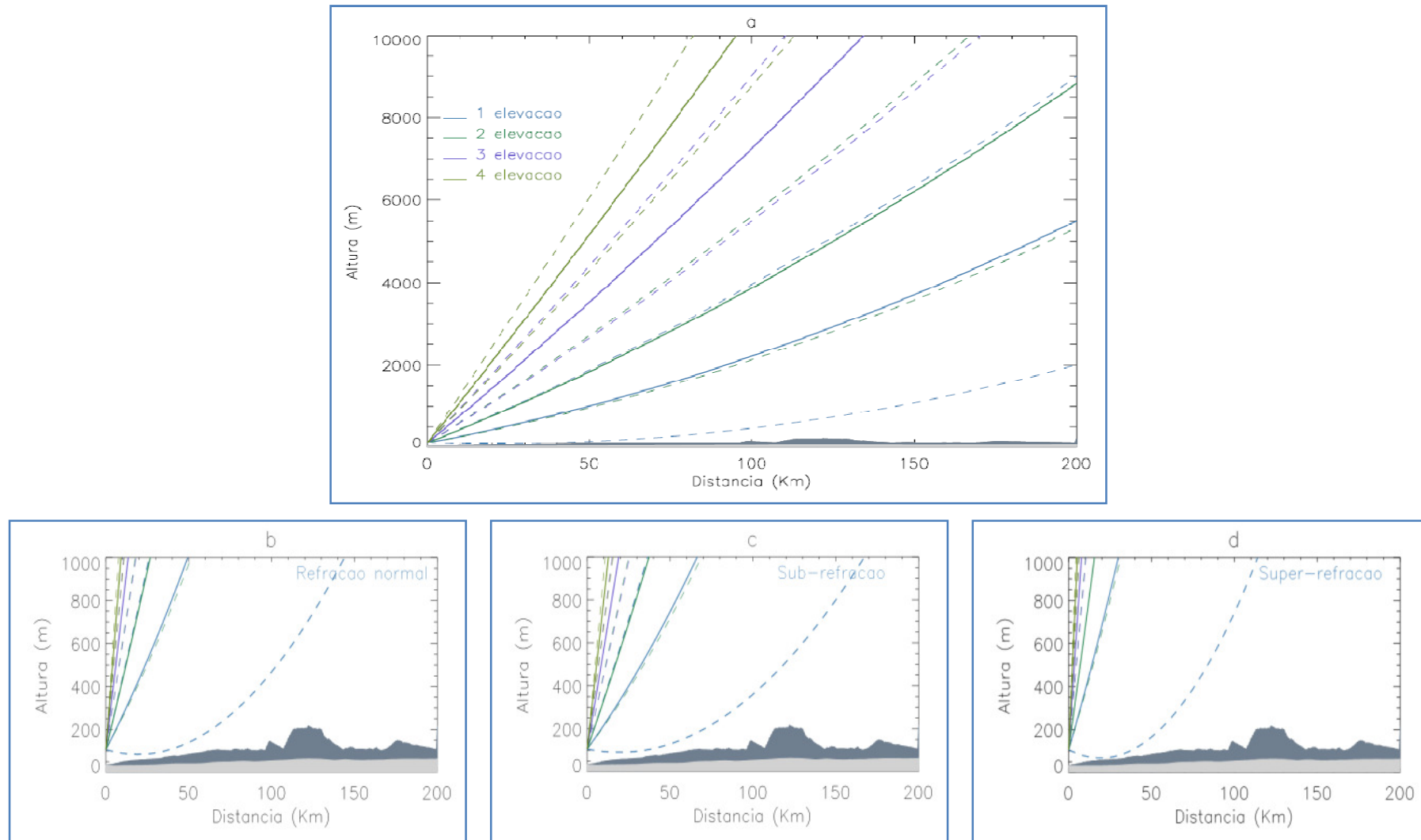


Figura 2.4. Propagação dos feixes do radar (4 primeiras elevações) mais a topografia máxima e média, na área de cobertura do radar, em função da distância e integrada em todos os azimutes. (a) Condições de propagação normal. (b) Zoom, condições de propagação normal. (c) Zoom, condições de propagação anômala - sub-refração. (d) Zoom, condições de propagação anômala - super-refração.

A 2ª elevação apresenta máxima frequência de ocorrência de chuva de aproximadamente 65% a 2 km do radar e com contaminações menos intensas, em torno de 45% que variam de 2 a 20 km aproximadamente e com contaminações decaindo com a distância até alcançar a máxima frequência de ocorrência de não chuva de 20 a 50 km de distância do radar. A 3ª e a 4ª elevações apresentam as mesmas características da 2ª elevação apresentando máxima frequência de chuva de 70 e 65% a 2 km, respectivamente, e com contaminações menos intensas, em torno de 45 e 40% que variam de 2 a 10 km do radar e interferências decaindo com a distância até alcançar a máxima frequência de ocorrência de não chuva de 10 - 45 km e 10 - 35 km, respectivamente.

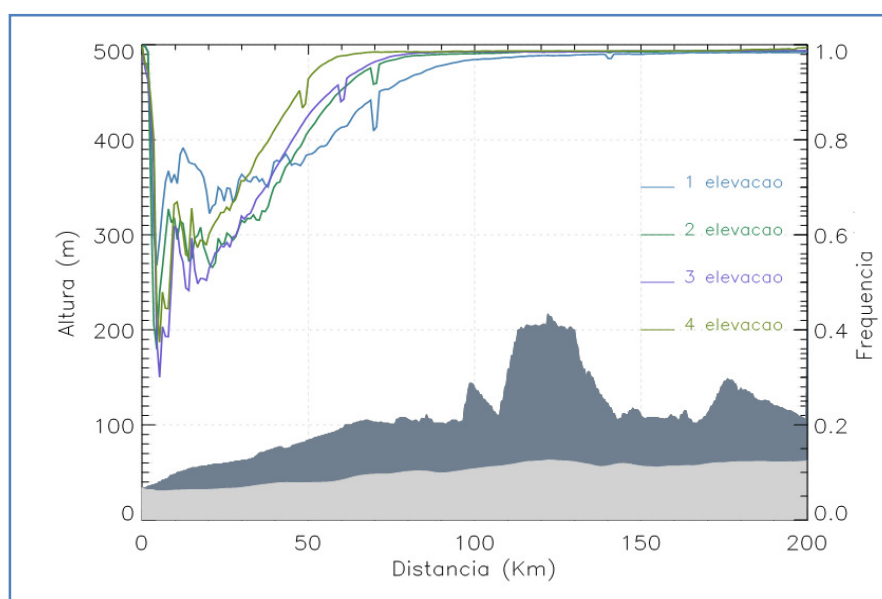


Figura 2.5. Seção vertical da frequência de ocorrência de ecos de não chuva em função da distância integrada em todos azimutes para condições de propagação normal.

Como pode-se observar na Figura 2.5, existem contaminações significativas até 20 km, o que pode ser devido a propagação anômala. Logo o perfil vertical de refratividade pode estar variando.

Dessa maneira, foram estudados os ecos de terreno em função da sua distribuição temporal (Figura 2.6), a partir da frequência de ocorrência de ecos de não chuva em função da distância integrada para todos os azimutes para cada período do dia. Em todos os períodos ocorreram contaminações sendo os períodos da noite e madrugada os que apresentaram contaminações mais significativas. Provavelmente, sejam os períodos em que existam maiores condições de propagação anômala.

Para corrigir estas contaminações nos volumes de dados de refletividade foi aplicado o filtro GVS (*Ground Validation System*) que é utilizado para a remoção dos ecos de não precipitação associados com retornos causados por insetos, pássaros, estruturas físicas e propagação anômala (Anagnostou e Morales, 2002). O algoritmo deste filtro utilizado no TRMM é uma versão modificada do algoritmo desenvolvido por Rosenfeld et al. (1995).

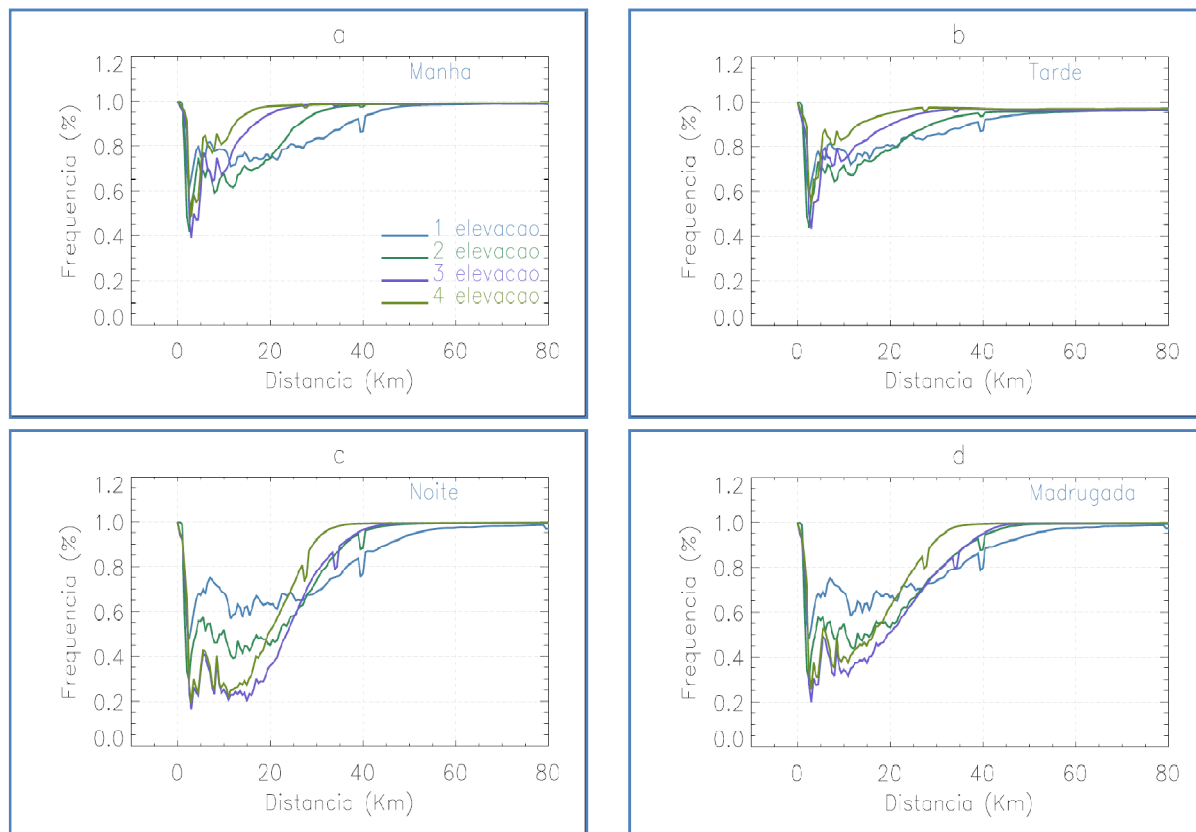


Figura 2.6. Seção vertical da frequência de ocorrência de ecos de não chuva em função da distância integrada em todos azimutes (condições de propagação normal). (a) Período da manhã (07-12 HL). (b) Período da tarde (13-18 HL). (c) Período da noite (19-24 HL). (d) Período da madrugada (01-06 HL).

2.6.2 Calibração do radar

Outra importante fonte de erros que pode conduzir a significativas falhas na estimativa de chuva a partir do radar é a falta constante de calibração. Calibrações adequadas são capazes de corrigir erros provenientes de componentes eletrônicos do sensor, ganho ou perda da antena, alterações causadas por radomes, bem como a potência da válvula.

A metodologia aplicada na calibração do radar de Manaus é a combinação de dois estudos. Resumidamente, a primeira se baseia na interpolação de observações coincidentes do radar de superfície (GR – Ground Radar) e do sensor radar (PR) a

bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), a fim de proporcionar condições ideais para comparação dos campos de refletividade de ambos os sensores (Anagnostou et al., 2001). A segunda propõe a avaliação de distorções entre funções densidade de probabilidade (PDF) dos campos de refletividade extraídos do GR e do PR, a fim de propor um modelo de ajuste (Anagnostou et al., 1999).

De acordo com Anagnostou et al., (2001), o PR permite a calibração de radares meteorológicos a partir da determinação de erros de calibração no sistema do GR. Basicamente para um grande número de medidas coincidentes entre o PR e o GR é possível obter diferenças entre histogramas de refletividade. Naquele estudo, os autores, aplicaram esta técnica em 14 radares WSR-88D no Estados Unidos da América e em 3 radares meteorológicos utilizados nas campanhas do TRMM, em Kwajeleign Atoll (KWAJEX) e LBA (*Large Biosphere Atmospheric*) apresentaram diferenças nos campos de refletividade variando de -2 a 7 dBz, sendo atribuídas a erros no sistema de calibração do GR.

Recentemente Costa (2007), ao avaliar os dados produzidos pela rede de radares meteorológicos Banda-S localizados no centro sul do Brasil, encontrou diferenças de 2,27 dBz, 0,79 dBz, 6,97 dBz e -3,29 dBz respectivamente aos radares de Canguçu (RS), Morro da Igreja (SC), São Roque (SP) e Gama (DF). Os erros destes dois últimos foram justificados devido a poucas calibrações e ao desgaste natural dos componentes eletrônicos dos radares e dos demais radares como aceitável.

2.6.2.1 Avaliação do GR

Como descrito anteriormente, optou-se por utilizar a metodologia de Anagnostou et al., (2001), que foi desenvolvida para estimar erros sistemáticos nas medidas de refletividade do GR a partir de comparações com o PR. A metodologia se baseia na comparação de observações coincidentes do GR e do PR. Desta forma definiu-se um sistema tri-dimensional (3D-box) centrado no GR, com resolução horizontal de 5 x 5 km e vertical de 2 km. Sendo que estes CAPPI têm uma cobertura horizontal de 150 km e vertical entre os níveis de 2 a 20 km a cada 1 km (seção 2.3, Cálculo do CAPPI). Ambos os radares, GR e PR são interpolados neste sistema 3D de coordenadas. A comparação é feita para refletividades entre 18 e 35 dBz sobre áreas estratiformes entre os níveis de 7 a 15 km de altura. Estas condições garantem que as medidas de um radar banda-S e Ku sejam compatíveis, em um regime de espalhamento Rayleigh, uma vez que partículas pequenas de cristal de gelo são esperadas sob estas condições.

A metodologia utiliza dados de refletividade corrigidos por atenuação, extraídos do algoritmo 2A25 do PR (Simpson et al., 1996), documentado em Iguchi e Meneghini (1994). Outro ponto a se considerar é que medidas abaixo de 2 km de ambos os dados do PR e do GR podem ser contaminados por ecos de terreno, enquanto que acima dos 10 km as lacunas nas varreduras de ângulos mais elevados do GR podem introduzir erros significantes de interpolação (Anagnostou e Morales 2002).

A partir de observações coincidentes foi possível uma avaliação dos valores correspondentes de refletividade extraídos do 3D-Box.

2.6.2.2 Comparação entre PR e GR

A série de dados utilizada para a comparação entre o PR e o GR foi extraída de 30 orbitas do PR coincidentes com o GR, ao longo do período de agosto de 2006 a julho de 2007, que satisfizeram as considerações propostas por Anagnostou et al. (2001). As medidas coincidentes representam diferenças no tempo de no máximo 3 minutos.

Na Figura 2.7a é apresentada a diferença entre o GR-PR em função da distância do radar. Esta figura tem como objetivo verificar se existe dependência com a distância, o que pode representar problemas de amostragem. Nota-se na Figura 2.7a uma dependência a partir de 60 km, que também vem condicionado com um aumento do desvio padrão.

A Figura 2.7b apresenta o gráfico de dispersão da diferença entre as refletividades do GR-PR versus o PR. A partir desta podemos avaliar se existe dependência das diferenças entre PR e GR em função de Z, o que não é observado, no entanto observa-se um desvio padrão alto (1,6), o que também indica problemas de amostragem. Com base nos resultados discutidos (Figura 2.7a e 2.7b), verificou-se que a partir de 60 km o cubo 3D é composto de poucos bins, ou apenas 1, devido a largura da antena ($1,8^\circ$) e estratégia volumétrica utilizada, à distância entre 20 e 60 km.

A distribuição de frequência das diferenças de refletividade entre o GR-PR na Figura 2.7c. Nota-se que o histograma se assemelha a uma distribuição Gaussiana, tendo valor médio de 3.38 dBZ. Esta diferença, o viés do radar, pode estar associada à calibração eletrônica, ganho da antena e/ou problemas na magnetron (Anagnostou et.

al (2001). Entretanto, nota-se na Figura 2.7b, uma ligeira variação da diferença com a refletividade do PR. Portanto um método de ajuste de PDF é proposto.

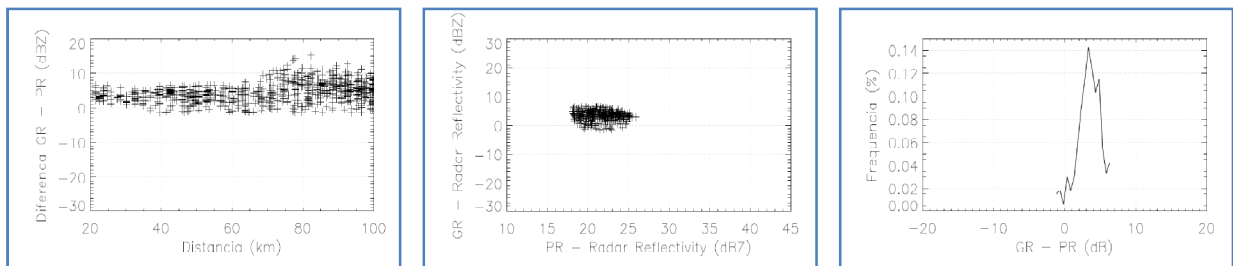


Figura 2.7. (a) Gráfico de dispersão da série de dados de refletividade da diferença do GR-PR em função da distância; (b) Gráfico de dispersão da série de dados de refletividade da diferença do GR-PR versus a série de dados de refletividade do PR; (c) Histogramas das diferenças do GR-PR;

2.6.2.3 Ajuste do Viés

A metodologia utiliza um conceito estatístico para avaliar as diferenças entre dois instrumentos de medidas que observam a mesma variável (i.e. refletividade - dBZ) em termos de PDF, isto é, constrói-se uma função que represente a distorção entre a distribuição de probabilidade do GR e do PR (Anagnostou et al., 1999). Segundo Kay e Little (1987), a medida menos confiável, que no nosso caso são as medidas do GR, é assumida como “discrepante” das medidas do PR. Portanto a distorção pode ser assumida por uma função exponencial, onde o argumento é um polinômio da variável Z e é descrita por:

$$g_1(x) = \exp[\alpha + \beta h(x)]g(x) \tag{2.7}$$

onde $g(x)$ e $g_1(x)$ são a PDF de instrumentos mais e menos confiáveis respectivamente, $h(x)$ sendo algum polinômio de x com parâmetro sendo o vetor β . Quando $\beta=0$ os dois instrumentos apresentam a mesma medida.

Vamos supor que existam dois conjuntos de dados (x,y) , $x=(x_1,\dots,x_{n_0})$ para o PR e $y=(y_1,\dots,y_{n_0})$ para o GR, com amostras de tamanhos n_0 e n_1 , respectivamente. Os parâmetros (α,β) da função de distorção são estimados a partir da combinação dos conjuntos de dados, $t=(x_1,\dots,x_{n_0}, y_1,\dots,y_{n_0})$, com amostras de tamanho $n=n_0+n_1$.

Os parâmetros do modelo são avaliados usando a estimação por máxima verossimilhança (maximum likelihood). Como sugere o nome, o método visa encontrar valores dos parâmetros da distribuição que maximizem a função de verossimilhança. A máxima verossimilhança estimada representa valores mais prováveis para os parâmetros, dados aos valores observados (Wilks, 2006).

A máxima verossimilhança é encontrada a partir da função de densidade cumulativa (CDF) $G(t)$, portanto $G(t)$ é a CDF de x . Como dito anteriormente, o estimador de máxima verossimilhança de $G(t)$ pode ser obtido por maximização da função de verossimilhança sobre a classe da CDF com saltos para os valores observados de $t=(t_1,\dots,t_n)$. A PDF é a derivada da CDF, assim como $p_i = dG(t_i)$ para $i=1,\dots,n$. A forma da função para esta verossimilhança é:

$$L(\alpha, \beta, cdf) = \prod_{i=1}^n p_i \prod_{j=1}^{n_1} \exp[\alpha + \beta h(y_j)] \quad (2.8)$$

Para encontrar os parâmetros (α, β) e p_i é necessário que a verossimilhança seja maximizada com respeito a esses parâmetros, sujeitos as seguintes considerações:

$$\sum_{i=1}^n p_i = 1 \quad e \quad (2.9)$$

$$\sum_{i=1}^n p_i \{ \exp[\alpha + \beta h(t_i)] - 1 \} = 0 \quad (2.10)$$

Seguindo Anagnostou, et al. (1999), Fokianos, et al. (1998) e Qin e Lawless (1994) que assumem $h(t) = t$, $\beta h(t) = \beta_1 t + \beta_2 t^2$ e $p = n_1/n_0$, como pode ser visto em

$$\hat{p}_i = \frac{1}{n_0} \frac{1}{1 + \rho \exp[\alpha + \beta h(t_i)]} \quad (2.11)$$

As raízes do sistema de equações são α , β_1 e β_2 e definidas a partir das equações 2.12, 2.13 e 2.14.

$$-\sum_{i=1}^n \frac{\rho \exp(\alpha + \beta_1 t_i + \beta_2 t_i^2)}{1 + \rho \exp(\alpha + \beta_1 t_i + \beta_2 t_i^2)} + n_1 = 0 \quad (2.12)$$

$$-\sum_{i=1}^n \frac{t_i \rho \exp(\alpha + \beta_1 t_i + \beta_2 t_i^2)}{1 + \rho \exp(\alpha + \beta_1 t_i + \beta_2 t_i^2)} + \sum_{i=1}^{n_1} t_i = 0 \quad (2.13)$$

$$-\sum_{i=1}^n \frac{t_i^2 \rho \exp(\alpha + \beta_1 t_i + \beta_2 t_i^2)}{1 + \rho \exp(\alpha + \beta_1 t_i + \beta_2 t_i^2)} + \sum_{i=1}^{n_1} t_i^2 = 0 \quad (2.14)$$

Para encontrar os valores médios dos parâmetros, é necessário estimar os parâmetros da matriz de covariância \mathbf{S} , representados por A_k . Primeiramente define-se A_k para $k=0,1,2,3$ e 4 , onde:

$$A_k = \frac{1}{n_0} \sum_{i=1}^n \frac{t_i^k \exp(\alpha + \beta_1 t_i + \beta_2 t_i^2)}{[1 + \rho \exp(\alpha + \beta_1 t_i + \beta_2 t_i^2)]^2} \quad (2.15)$$

As matrizes A, B e C são definidas como:

$$A = \begin{pmatrix} A_0 & A_1 & A_2 \\ A_1 & A_2 & A_3 \\ A_2 & A_3 & A_4 \end{pmatrix}, \quad (2.16)$$

$$B = \begin{pmatrix} A_0^2 & A_0A_1 & A_0A_2 \\ A_0A_1 & A_1^2 & A_1A_2 \\ A_0A_2 & A_1A_2 & A_2^2 \end{pmatrix} e \quad (2.17)$$

$$C = n_0A \quad (2.18)$$

A matriz de covariância dos parâmetros estimados α , β_1 e β_2 é:

$$S = \frac{1}{n} \left[C^{-1} \left(\frac{\rho}{1+\rho} A - \rho B \right) C^{-1} \right] \quad (2.19)$$

Os parâmetros resultantes da matriz de covariância podem ser usados em intervalos de confiança para o cálculo dos parâmetros da função de distorção.

Dessa maneira, esta visa avaliar a distorção na distribuição de duas medidas de mesma variável. Agora vamos supor que x e y são medidas do PR e do GR com amostras aleatórias de tamanho n_0 e n_1 , respectivamente. A função de distorção (equação 2.7) é usada para quantificar uma relação de ajuste das medidas volumétricas de refletividade do radar GR, ou seja:

$$Z_{GR(\text{ajustado})} = aZ_{GR}^b \quad (2.20)$$

onde $Z_{GR(\text{ajustado})}$ e Z_{GR} são as medidas ajustadas e não – ajustados do GR. Os parâmetros (a,b) da relação de ajuste são encontrados por minimização a partir da função objetiva:

$$f = \frac{1}{n_1} \sum_{i=1}^{n_1} \{ [g_1(ay_i^b) - g_0(y_i)^{-1} g_1(y_i)] y_i \}^2 \quad (2.21)$$

onde g_1 é a CDF do TRMM-PR para valores y_i e g_0 é a função de distorção.

$g_0(y_i) = \exp[\alpha + \beta_1 y_i + \beta_2 y_i^2]$, com valores para os parâmetros α , β_1 , β_2 , sendo as raízes dos sistemas de equações (2.12 - 2.14).

Para determinar os limites de confiança para os valores dos parâmetros (\hat{a}, \hat{b}) da relação de ajuste, os parâmetros estimados são incluídos em uma simulação de Monte Carlo. Desta forma um grande número de (\hat{a}, \hat{b}) são derivados por minimização (equação 2.21) para uma amostra da relação da PDF de distorção, gerados de forma aleatória com base na matriz de covariância dos parâmetros de distorção da PDF.

Como se observou uma dependência do viés com a refletividade (podendo ser atribuído a conversão da curva de potência para refletividade), Figura 2.7b, foram derivados os parâmetros (\hat{a}, \hat{b}) para compor a equação de ajuste. Os parâmetros encontrados para os valores medidos foram $a=1,05$ e $b=0,85$, $Z_{GRajustado} = 1,05 Z_{GR}^{0,85}$ (mm^6/m^3) e estão representados na Figura 2.8. Nesta Figura, as regiões em branco representam o menor erro do χ^2 .

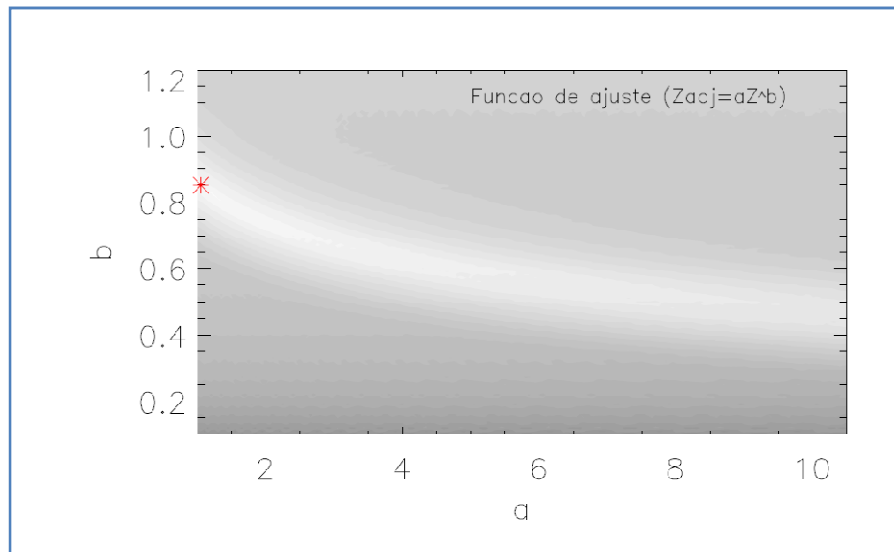


Figura 2.8. Parâmetros (\hat{a}, \hat{b}) derivados por minimização, a partir da função objetiva.

Os volumes do GR ajustados são apresentados pelos gráficos de dispersão entre as medidas coincidentes do GR e do PR (Figura 2.9a) e o gráfico do GR ajustado pela equação 2.20 (Figura 2.9b), a partir destes pode-se observar que a relação de ajuste conseguiu remover efetivamente o viés e reduzir a dispersão.

A Figura 2.9c apresenta a distribuição de frequência da refletividade do radar medidas do GR (não ajustada), PR, diferença (GR-PR) e GR (ajustada). Observa-se que os extremos da distribuição do GR ajustado / corrigido tendem a se aproximar da PDF do PR, o que resulta em uma distribuição da diferença com vieses de aproximadamente 0,1161 dBZ.

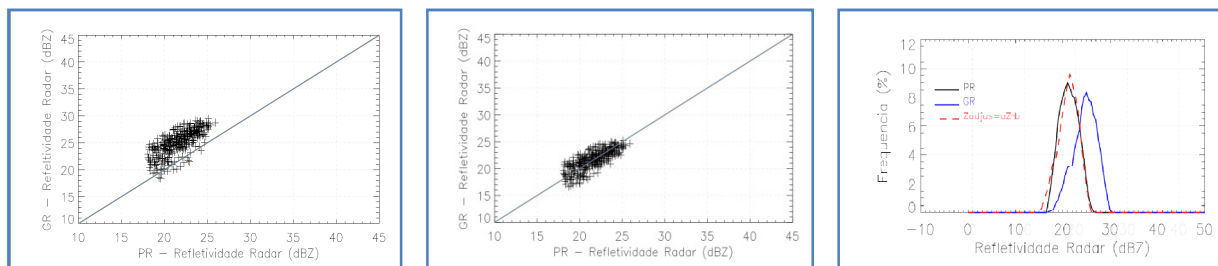


Figura 2.9. (a) Gráfico de dispersão da série de dados de refletividade do GR versus a série de dados de refletividade do PR; (b) Gráfico de dispersão série de dados de refletividade do GR ajustado versus a série de dados de refletividade do PR; (c) Histograma da série do GR, PR, GR – PR e GR ajustado.

A Tabela 2.3 apresenta valores de refletividade variando de 10 a 50 dBZ e o valor correspondente corrigido para o ajuste simples e pelo ajuste a partir da equação 2.20. Percebe-se que a diferença encontrada a partir do ajuste simples é constante enquanto o ajuste a partir da equação 2.20 é crescente.

Tabela 2.3. Valores ajustados a partir do ajuste simples (víeis) e do ajuste Parâmetros estatísticos estimados da série de refletividade do GR, não ajustada e ajustada.

Valores (dBZ)	Ajuste simples Vieis=3,3839 (dBZ)	Diferença (valor Observado - valor ajustado)	Ajuste equação 2.17 0,4879+0,85Z (dBZ)	Diferença (valor bservado - valor ajustado)
10 dBZ	6,62	3,38	8,99	1.01
15 dBZ	11,62	3,38	13,24	1,76
20 dBZ	16,62	3,38	17,49	2,51
25 dBZ	21,62	3,38	21,74	3,26
30 dBZ	26,62	3,38	25,99	4,01
35 dBZ	31,62	3,38	30,24	4,76
40 dBZ	36,62	3,38	34,49	5,51
45 dBZ	41,62	3,38	38,74	6,26
50 dBZ	46,62	3,38	42,99	7,01

O ajuste utilizado para a calibração dos valores de refletividade medidos pelo GR mostrou ser significativo ao propósito da metodologia. Atribui-se às diferenças ajustadas a erros no sistema de calibração do GR, assim como desgaste do “transmissor” do radar; pois desde a sua instalação nunca foi feito nenhum tipo de calibração no sistema e, também o valor da potência da magnetron que continua o mesmo valor original na equação do radar.

Capítulo 3

Estudo dinâmico e termodinâmico da região

3.1 Da grande escala a escala local

Nesta seção, são analisadas as relações entre os regimes de ventos observados localmente e circulação de grande escala sobre a América do Sul ao longo do ano. Em particular, focaram-se os efeitos da ZCIT sobre a variação de vento local. A análise dos ventos locais é obtida a partir dos dados de radiossondagens de Manaus. Enquanto que para o fluxo de grande escala utilizou-se a análise do Modelo Global do CPTEC/INPE (T213L42 - ~63 Km x 63 Km).

3.1.1 Escala local

Os dados de radiossondagens foram usados para construir séries temporais das componentes do vento zonal (u) e meridional (v), assim como da razão de mistura (r_v) e dos parâmetros termodinâmicos CAPE e CINE (Figuras 3.1, 3.2, 3.3, 3.4 e 3.5). Períodos de dados ausentes não foram utilizados neste estudo.

Um total de 621 radiossondagens foram utilizadas, sendo 306 das 00 UTC e 315 das 12 UTC, de 01 de agosto de 2006 a 31 de julho de 2007. A partir deste conjunto de dados definiram-se trimestres compostos por: Dezembro, Janeiro e Fevereiro (1° trimestre - DJF), representativo do período chuvoso da região; Março, Abril, e Maio (2° trimestre - MAM), correspondente ao período de transição entre chuvoso e seco; Junho, Julho e Agosto (3° trimestre - JJA), período seco; e Setembro, Outubro e Novembro (4° trimestre - SON), período de transição entre seco e chuvoso.

As radiossondagens fornecem um perfil vertical das variáveis atmosféricas como temperatura, umidade e vento, da mesma forma que possibilitam o cálculo de índices de instabilidade atmosféricos. A energia potencial convectiva (CAPE) e a energia de inibição da convecção (CINE) são calculadas para estimar a instabilidade atmosférica.

O CAPE representa a quantidade de energia disponível para acelerar a parcela verticalmente, enquanto que o CINE representa a quantidade de energia negativa disponível para desacelerar a aceleração vertical da parcela. Os índices de instabilidade do CAPE e do CINE podem ser expressos como:

$$CAPE = \int_{NCL}^{NE} g \left(\frac{T_{v(parcela)} - T_{v(ambiente)}}{T_{v(ambiente)}} \right) dz \quad (3.1)$$

$$CINE = \int_{superfície}^{NCE} g \left(\frac{T_{v(parcela)} - T_{v(ambiente)}}{T_{v(ambiente)}} \right) dz \quad (3.2)$$

onde $T_{v(parcela)}$ e $T_{v(ambiente)}$ são as temperaturas virtual da parcela e do ambiente enquanto que NE, NCL e NCE são as temperaturas do Nível de Equilíbrio, do Nível de Condensação por Levantamento e Nível de Condensação Espontânea, respectivamente. Alguns valores típicos do CAPE são mostrados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Valores típicos da Energia Potencial Convectiva (CAPE) para a região dos Estados Unidos da América (EUA).

Valores ($J.kg^{-1}$)	Estabilidade
Nulo	Estável
0 ~ 1000	Fracamente instável
1000 ~ 2500	Moderadamente instável
2500 ~ 3500	Muito instável
Acima de 3500	Extremamente instável

Fonte: <http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/indices.php>

A média dos perfis verticais das componentes u e v do vento são mostrados na Figura 3.1 e 3.2. Os perfis verticais do vento zonal sofrem variações para diferentes períodos (00 e 12 UTC) e estações (DJF, MAM, JJA e SON).

Ao analisarmos a componente u do vento para o período da 00 UTC notamos que os ventos são fracos (até ~ 1 m/s) em baixos níveis. Nos trimestres DJF e SON o fluxo é de oeste (positivo) desde a superfície até ~ 850 hPa, enquanto que MAM e JJA o fluxo é de leste (negativo), também desde a superfície até ~ 850 hPa. Já o período das 12 UTC apresenta fluxo de oeste (positivo) em DJF, JJA e SON desde a superfície até ~ 950 hPa, enquanto que MAM apresenta fluxo de leste (negativo) desde a superfície até ~ 900 hPa.

Quando analisamos os máximos relativos de cada um dos perfis, notamos valores intensos no período das 12 UTC. Valores de máximos relativos são encontrados em torno de 800 hPa para o trimestre DJF (1,5 m/s), enquanto que no trimestre JJA valores de máximos relativos são encontrados em torno de 850 hPa e 500 hPa (-1,5 m/s). Oliveira e Fitzjarrald (1992), também encontram valores máximos no fluxo zonal para a estação úmida (DJF) em torno dos 800 hPa.

Nota-se que os perfis referentes ao período das 12 UTC apresentam maiores intensidades do que o período das 00 UTC. Senna et al. (2008) já haviam notado esta diferença de intensidade entre o período noturno (média de 0,52 m/s) e diurno (média de 1,56 m/s). Também notaram que o período seco apresentou maiores intensidades do vento, assim como se verificou no perfil médio do vento zonal para o trimestre de JJA (00 UTC em torno de 900 com valor aproximado de 0,5-1 m/s; 12 UTC em torno de 950 hPa com valor aproximado de 0,5-1,0 m/s).

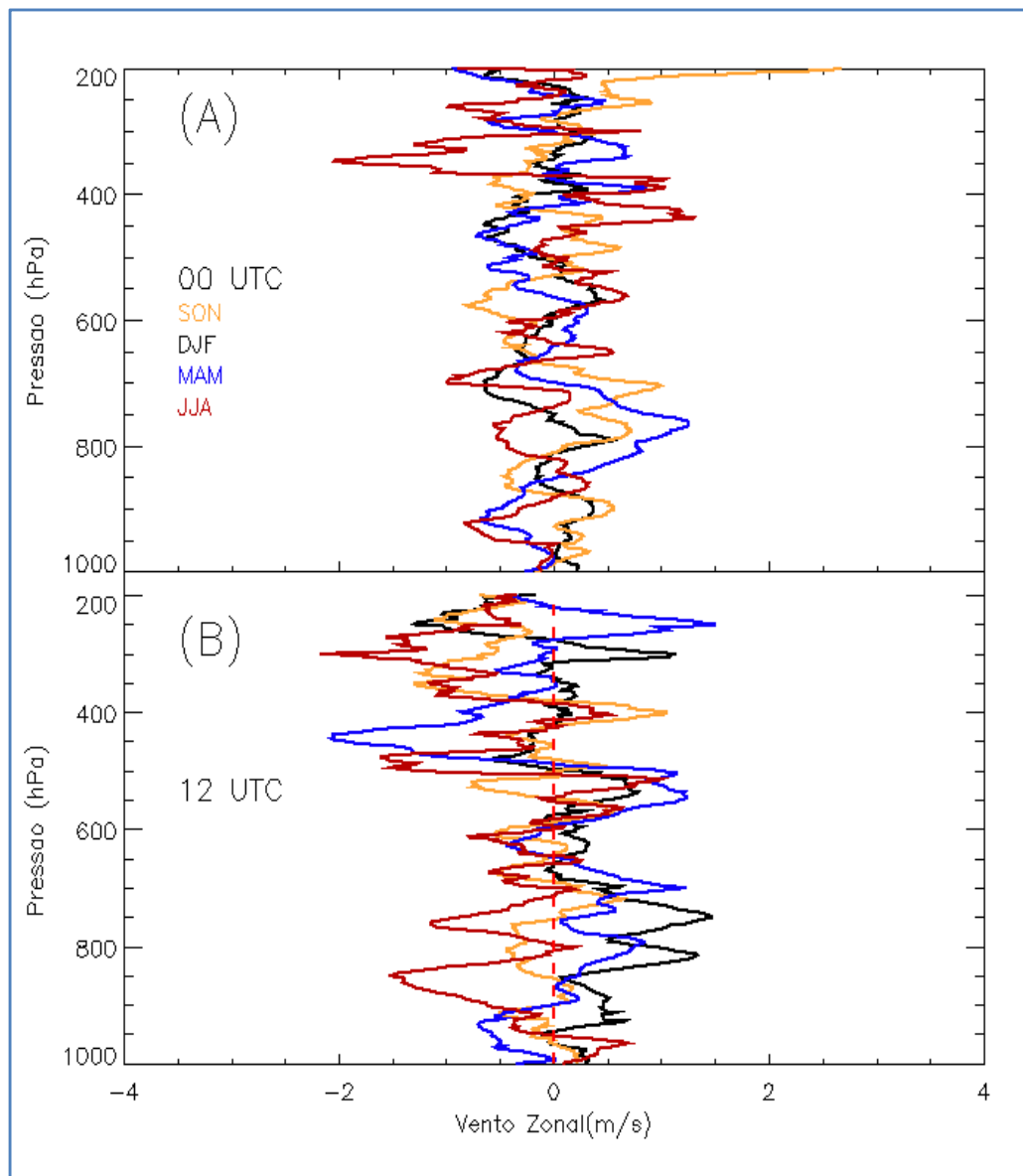


Figura 3.1. Perfil vertical médio da componente u do vento a partir das radiosondagens. (a) Período da 00 UTC. (b) Período das 12 UTC. Os perfis estão separados por trimestres (DJF, MAM, JJA, SON).

Ao analisarmos os perfis verticais da componente v do vento, novamente notamos ventos fracos em baixos níveis, em ambos os períodos. De forma geral os ventos apresentaram fluxo de sul (positivo), com exceção dos trimestres JJA e SON que apresentaram fluxo próximo a superfície de norte (negativo) no período das 12 UTC.

Senna et al (2008), identificaram fluxo predominante de E-SE no período diurno para a estação seca (maio-setembro), quando a ZCIT está localizada ao norte da região e, então a convecção local domina o escoamento, enquanto que no período noturno o fluxo predominante foi de NW. Ainda Oliveira e Fitzjarrald (1992), identificaram que durante a estação seca (julho – agosto) o fluxo meridional é máximo, enquanto que durante a estação úmida (abril – maio) quando a ZCIT está sobre a região é menos intenso.

Devemos salientar que os perfis médios do vento zonal e meridional não apresentaram mesmos padrões identificados por Senna et al (2008), isto porque às análises realizadas por eles se concentraram apenas nos primeiros 10 metros acima da superfície e dentro das análises não foram considerados efeitos do aquecimento diferencial da superfície, efeitos de topografia e construções, etc.

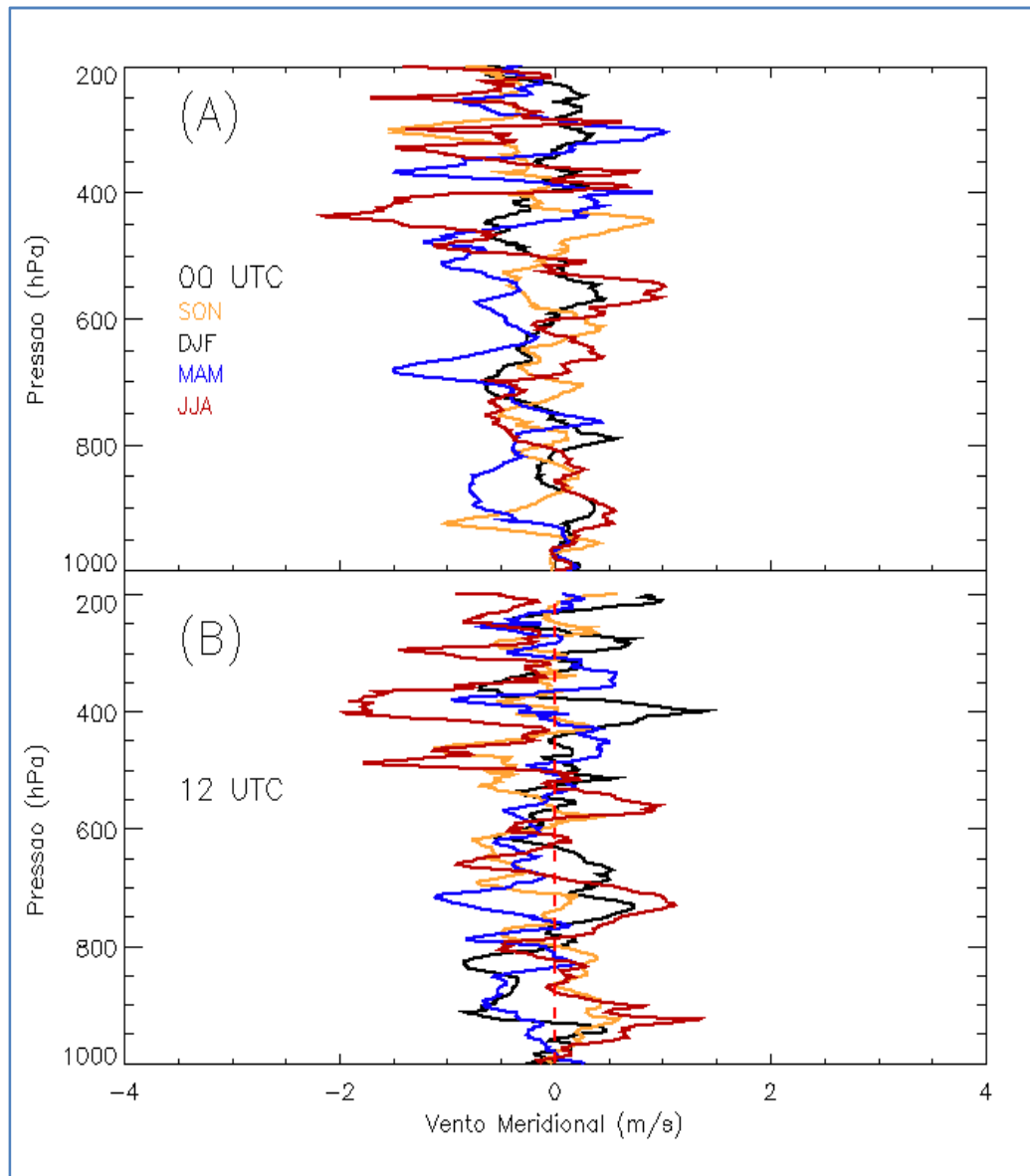


Figura 3.2. Perfil vertical médio da componente v do vento a partir das radiossondagens. (a) Período da 00 UTC. (b) Período das 12 UTC. Os perfis estão separados por trimestres (DJF, MAM, JJA e SON).

A Figura 3.3 mostra a evolução temporal da razão de mistura de vapor d'água (r_v), a fim de avaliarmos a disponibilidade de umidade para a formação de nuvens. A linha branca representa a altura de $r_v = 10 \text{ gkg}^{-1}$. Observamos que a disponibilidade de vapor d'água na atmosfera aumenta gradativamente com a entrada da estação chuvosa, atingindo o seu máximo na estação de transição chuvosa - seca. Isto identifica

a presença da ZCIT mais ao sul ($\sim 1^\circ \text{S}$) nos meses de março e abril, conforme relatado por Uvo, 1989.

Observamos ainda que o nível médio da r_v de 10 gkg^{-1} durante a estação seca ficou em torno dos 596,23 hPa, enquanto que nos períodos de transição seca – chuvosa, chuvosa e chuvosa – seca foi de 598,24, 575,58 e 561,69 hPa respectivamente, para o período das 00 UTC. Já o período das 12 UTC, o nível médio da r_v de 10 gkg^{-1} durante a estação seca ficou em torno de 621,39, enquanto que nos períodos de transição seca – chuvosa, chuvosa e chuvosa – seca foi de 645,46, 588,12 e 574,78 hPa, respectivamente.

O período da 00 UTC apresentou maior disponibilidade de vapor d' água do que o período das 12 UTC, em ambos os trimestres. Já o fluxo meridional para este período foi predominante de sul em ambos os trimestres, enquanto que o fluxo de vento zonal foi de oeste para os trimestres DJF e SON e de leste para JJA e MAM. Desta forma podemos considerar que há uma contribuição do rio para a quantidade de vapor d' água no período noturno.

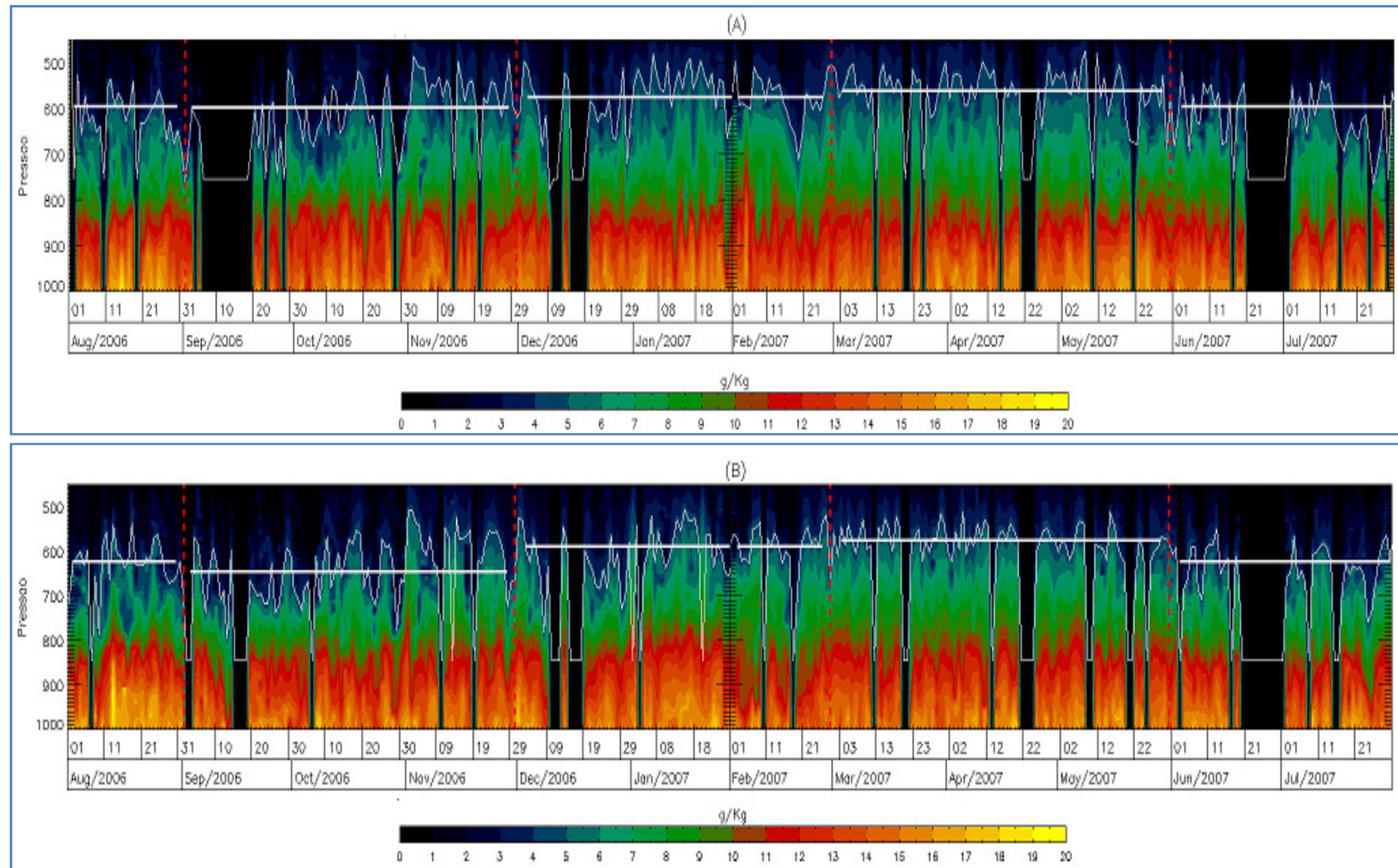


Figura 3.3. Perfil da razão de mistura em gKg^{-1} . (a) 00 UTC. (b) 12 UTC. As linhas sólidas brancas horizontais indicam a altura média da razão de mistura de 10 gKg^{-1} de cada período. As linhas pontilhadas vermelhas indicam o início e término das estações que compreendem os meses JJA, SON, DJF e MAM.

A Figura 3.4 e 3.5 apresenta freqüências acumulativas dos índices termodinâmicos CAPE e CINE.

Ao analisarmos os histogramas de freqüências acumulativas do CAPE para o período da 00 UTC verificamos que os maiores valores são os referentes aos meses de JJA (maior aquecimento – período seco) seguidos dos meses de MAM, DJF e SON, enquanto que no período das 12 UTC os maiores valores são encontrados nos meses de JJA, SON, MAM e DJF, respectivamente.

Considerando os valores típicos de CAPE apresentados na Tabela 3.1, calculou-se a porcentagem para cada classe e trimestre, como pode ser visto na Tabela 3.2. Podemos notar que o período da 00 UTC apresenta maiores porcentagens em CAPE com classes moderadamente instáveis e muito instáveis. O trimestre JJA apresenta maior quantidade de energia disponível para acelerar a parcela verticalmente.

Tabela 3.2 – Porcentagem para cada classe de valores típicos da energia potencial convectiva (CAPE) em trimestres.

Classe	DJF (%)		MAM (%)		JJA (%)		SON (%)	
	00	12	00	12	00	12	00	12
0 ~1000	37,8	62,2	34,8	64,1	5,43	23,9	27,5	52,8
1000 ~2500	47,8	20	47,8	20,7	50,0	51,1	40,7	35,2
2500 ~ 4000	X	X	4,35	X	20,7	4,4	9,9	1,1
Sem observação	14,4	17,8	13,1	15,2	23,9	20,6	21,9	10,9

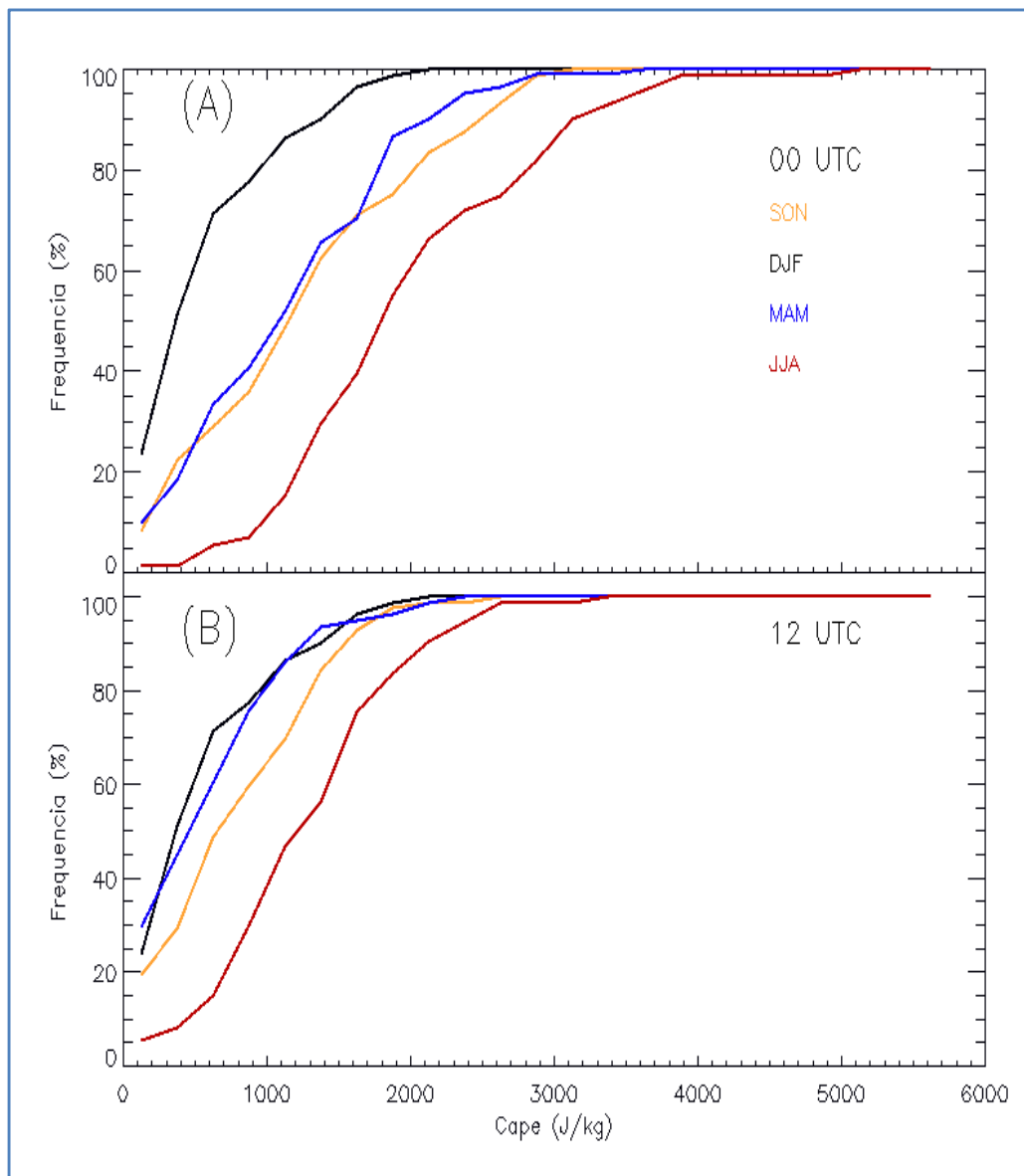


Figura 3.4. Frequência acumulativa do CAPE. (a) Período da 00 UTC. (b) Período das 12 UTC. Os perfis estão separados por trimestres (DJF, MAM, JJA e SON).

A Figura 3.5 apresenta freqüências cumulativas do CINE. A partir da análise do período da 00 e 12 UTC, verificou-se que os trimestres que apresentaram menores valores absolutos de CINE, ou seja, maior inibição a convecção, foram os meses de SON, DJF, MAM e JJA. A partir dos gráficos notamos maiores freqüências cumulativas do CAPE e do CINE para o trimestre JJA e SON.

Estes resultados sugerem que a formação de convecção nas estações seca e transição seca-chuvosa devem ser a partir de algum tipo de levantamento forçado. De acordo com Albrecht (2008), como o CAPE é uma estimativa de energia disponível para a formação das tempestades e CINE para respectiva inibição sugere-se que em estações onde ocorram maiores energias para formação e também para a inibição, favoreçam um cenário de convecção “explosiva”, pois quando a inibição imposta por altos valores de CINE é superada por forçantes de baixos níveis (assim como topografia ou aquecimento diferencial), uma maior fração de CAPE é utilizada.

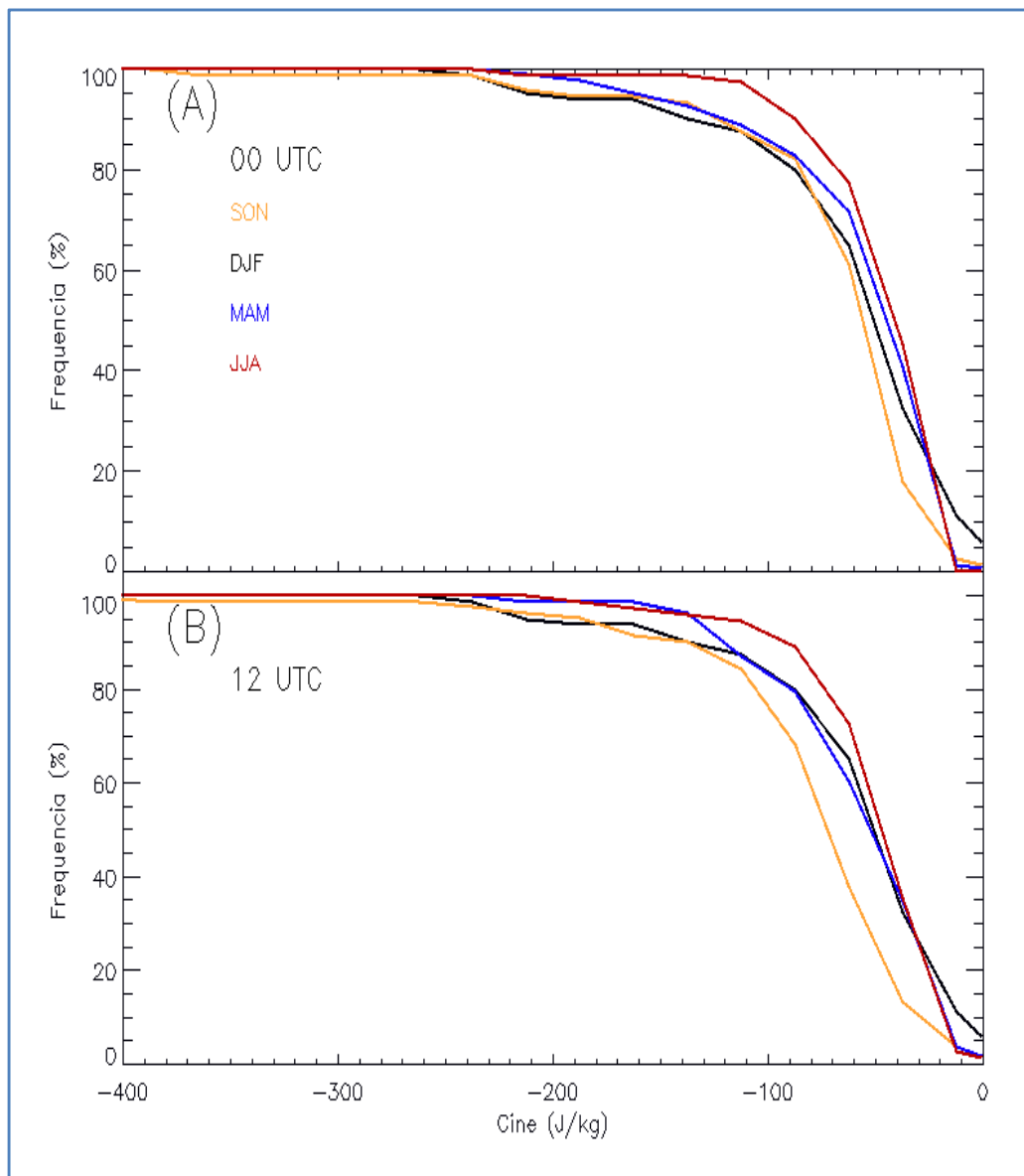


Figura 3.5. Frequência acumulativa do CINE. (a) Período da 00 UTC. (b) Período das 12 UTC. Os perfis estão separados por trimestres (DJF, MAM, JJA e SON).

A Tabela 3.3 apresenta um resumo das propriedades médias termodinâmicas e cinemáticas que são representativas das massas de ar associadas aos diferentes períodos e estações, assim como o cisalhamento do vento, razão de mistura, CAPE e CINE.

De acordo com a Tabela 3.3, o cisalhamento vertical na camada entre 1000-700 hPa apresenta a mesma ordem de grandeza em todos os meses, cerca de 10^{-2} s^{-1} , com exceção do trimestre DJF as 12 UTC. Este valor está em uma ordem de grandeza maior que os encontrados por Halverson et al. (2002) durante o estudo das características dos sistemas convectivos durante o TRMM-LBA. Maiores valores de cisalhamento do vento em baixos níveis ocorreram em JJA, MAM, SON e DJF, respectivamente.

Silva Dias (1987) apresenta uma boa discussão das condições favoráveis à formação de cumulonimbus, assim como aos demais sistemas de mesoescala. A eficiência da precipitação de uma tempestade (razão entre a precipitação observada e o fluxo de vapor de água que entra na base da nuvem) é maior quanto menor o cisalhamento vertical do vento na camada entre a base e o topo da nuvem. No entanto, tempestades severas em termos de produção de ventanias e granizo ocorrem em condições ambientais de grandes cisalhamentos.

A média da razão de mistura foi calculada para duas específicas camadas: média em baixos níveis (1000 – 700 hPa) e média troposfera (700 – 300 hPa). Abaixo de 700 hPa nota-se que para período da 00 UTC a razão de mistura apresenta maiores médias do que o período das 12 UTC. Os trimestres que apresentam os maiores valores são MAM, DJF, JJA e SON.

Quanto a média da razão de mistura para níveis acima de 700 hPa notamos o mesmo padrão com maiores valores de razão de mistura para o período das 00 UTC. Já a análise por trimestre apresenta maiores valores para MAM, DJF, SON e JJA. O que podemos verificar com estas médias é que existe praticamente a mesma quantidade de razão de mistura em baixos níveis para todo o ano, no entanto

observamos que este vapor d'água disponível não está presente em JJA e SON assim como nos trimestres DJF e MAM. Verificamos que existe pouca variabilidade nos dados o que nos confirma a presença de certa continuidade do mesmo valor de razão de mistura em todo o ano.

Também na Tabela 3.3 apresenta-se um resumo da média dos índices de instabilidade. Nota-se que o período da 00 UTC apresenta maiores valores de CAPE do que o período das 12 UTC em ambos os trimestres. Quanto ao CINE este padrão se verifica no trimestre DJF, enquanto que o período das 12 UTC apresenta maior inibição para a convecção nos trimestres MAM, JJA e SON. Percebe-se a existência de grande variabilidade dos dados, o que indica que não existe um padrão destes índices em cada trimestre.

Uma boa discussão a respeito das propriedades médias termodinâmicas para a região norte foi realizada por Halverson et al., (2002), neste trabalho eles encontraram quanto ao cisalhamento, uma ordem de grandeza maior para o regime de leste, assim como maiores valores de CAPE e CINE e, também menor umidade relativa. Quanto a estas características, os autores concluíram que esta combinação de fatores promove fortes correntes ascendentes conduzindo a maiores fluxos de umidade e desta forma contribuindo para o aumento da produção de precipitação e ocorrência de descargas atmosféricas. As características dos regimes de leste e oeste para a Região de Rondônia são semelhantes às encontradas em JJA, SON e DJF, MAM, respectivamente.

A partir das análises de propriedades termodinâmicas e cinemáticas da região é possível entender a influência que sofre a circulação local pela circulação de grande escala, como será discutido no próximo item.

Tabela 3.3 – Resumo das propriedades médias termodinâmicas e cinemáticas de cada trimestre.

ESTACÃO		Cisalhamento 1000 - 700 hPa		Razão mistura (g/kg) 1000 - 700 hPa		Razão mistura (g/kg) 700 - 300 hPa		CAPE (JKg ⁻¹)		CINE (JKg ⁻¹)	
		μ	σ^2	μ	σ^2	μ	σ^2	μ	σ^2	μ	σ^2
DJF	00	1,17 x 10 ⁻²	1,54x10 ⁻²	13,15	1,34	3,53	0,83	1036	654	-60	64
	12	6,29x10 ⁻³	2,31x10 ⁻²	12,70	1,15	3,18	0,76	623	519	-52	53
MAM	00	1,60x10 ⁻²	1,34x10 ⁻²	13,55	0,79	3,84	0,58	1238	761	-44	45
	12	1,42x10 ⁻²	1,79 x10 ⁻²	13,08	0,68	3,50	0,51	679	542	-48	41
JJA	00	2,03x10 ⁻²	1,64x10 ⁻²	12,93	0,98	2,70	0,65	2067	903	-35	32
	12	2,47x10 ⁻²	2,08x10 ⁻²	12,45	1,12	2,36	0,59	1364	664	-42	35
SON	00	1,21x10 ⁻²	1,62x10 ⁻²	12,88	1,06	3,00	1,00	1327	833	-58	54
	12	1,18x10 ⁻²	1,42x10 ⁻²	12,06	1,19	2,50	1,00	854	588	-71	56

3.1.2 Fluxo de vento em grande escala

Neste tópico são apresentadas as análises relativas ao fluxo predominante sobre a região Amazônica a partir das análises do Modelo Global do CPTEC (T213L42 - 63 Km x 63 Km). Assim como na análise do item anterior, foram feitas composições do vento em trimestres (DJF, MAM, JJA e SON) para os níveis de 850 hPa e 250 hPa.

Na Figura 3.6 estão plotados os campos de vento em 850 hPa para os 4 trimestres. O círculo vermelho ilustra a área de cobertura do radar meteorológico de Manaus. De acordo com a composição dos ventos para os trimestres DJF e JJA, referentes às estações definidas como chuvosa e seca apresentam, para o Hemisfério Sul, os anticiclones (A) do Oceano Atlântico e Pacífico subtropicais. Assim como discutido em Molion (1987), para a estação seca na Amazônia, o Anticiclone do Oceano Pacífico está ligeiramente deslocado para o Equador, em relação à estação chuvosa, enquanto que o Oceano Atlântico permanece aproximadamente em mesma latitude, porém levemente mais próximo do continente. Já para as estações de transição chuvosa-seca e seca-chuvosa ocorre um distanciamento do anticiclone do Atlântico em relação ao continente e uma aproximação do anticiclone do Pacífico para a estação chuvosa-seca.

O que diferencia na região em estudo é a direção do fluxo de vento para cada trimestre. Em DJF percebe-se que a componente meridional de norte e a componente zonal de leste predominam, proporcionando fluxo de nordeste, enquanto que a estação JJA a componente meridional que predomina é de sul, fornecendo um fluxo de sudeste. Já as estações de transição chuvosa-seca e seca-chuvosa apresentam fluxo de nordeste, diferente de DJF a componente zonal aparenta ser mais

intensa deixando o fluxo variando de E-NE.

Desta forma sugere-se que a grande escala nem sempre se sobrepõe a circulação local, por exemplo, como percebemos em DJF o fluxo predominante de grande escala é nordeste, enquanto as análises das radiossondagens revelaram que o fluxo predominante naqueles horários é de sudoeste. Já o trimestre JJA que na grande escala apresentou fluxo predominante de sudeste, as radiossondagens revelaram que o fluxo predominante no período da 00 UTC é de sudeste, enquanto que o fluxo das 12 UTC é de noroeste.

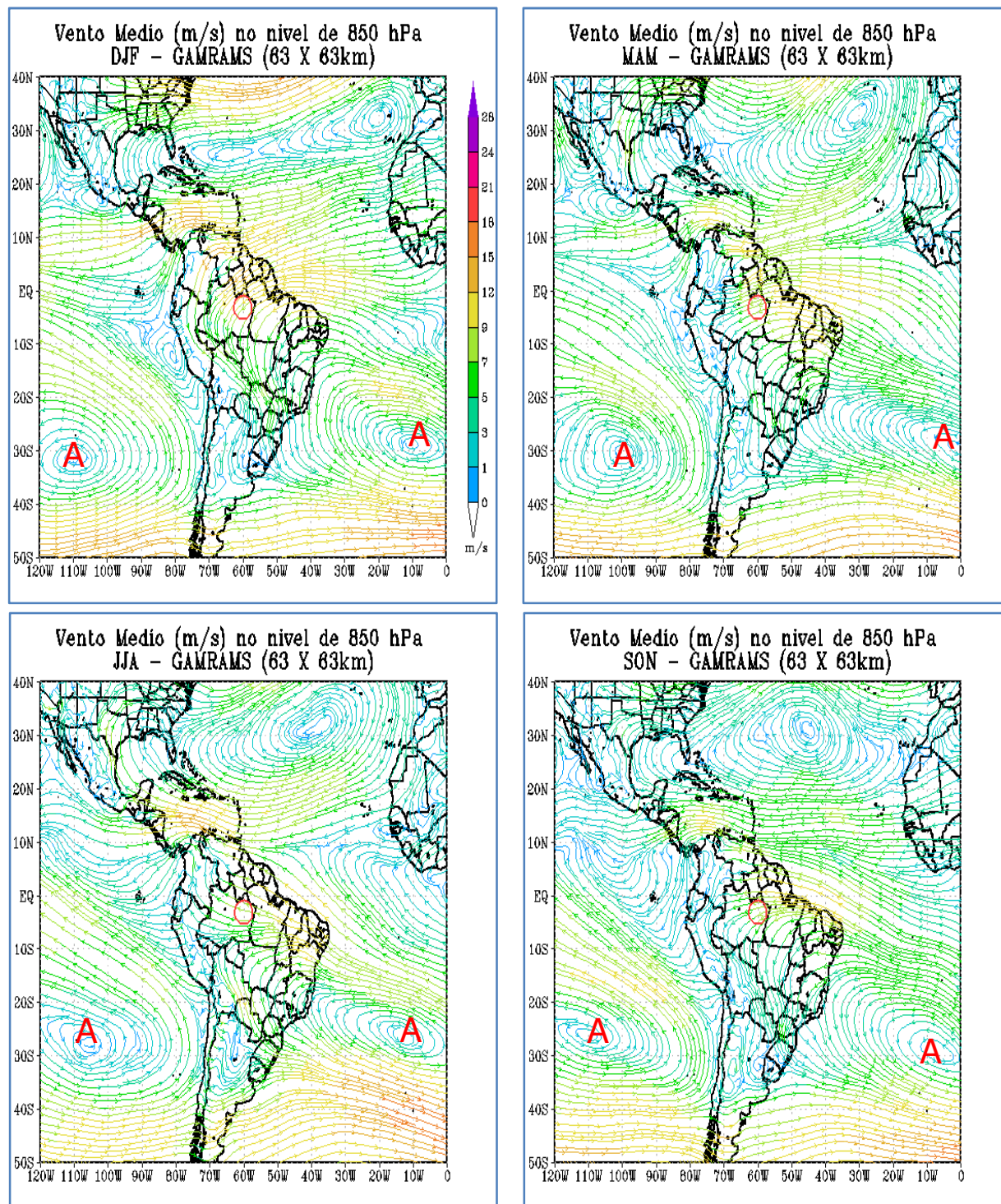


Figura 3.6. Vento médio no nível de 850 hPa (ms^{-1}) para os trimestres DJF, MAM, JJA, SON. Círculo vermelho representa a área de cobertura do radar (raio=240 km).

A Figura 3.7 apresenta os campos de vento em 250 hPa em composições que representam os trimestres DJF, MAM, JJA e SON. De acordo com a composição dos ventos para os trimestres DJF e JJA, notam-se movimentos de caráter mais meridional em DJF (fluxo predominante de noroeste) e mais zonal em JJA (fluxo predominante de nordeste). No trimestre MAM o fluxo apresenta-se meridional enquanto que o trimestre SON mais zonal.

A partir das análises das Figuras 3.6 e 3.7, para os trimestres DJF e MAM fica caracterizado convergência na região em estudo, também, fluxo zonal de leste que provoca a entrada de umidade do Oceano Atlântico, de forma que venha a contribuir para altos índices de umidade e elevados valores de CAPE. Já nos trimestres JJA e SON, período seco, a ZCIT se desloca para o norte e ambos os índices CAPE e CINE, apresentam valores mais elevados.

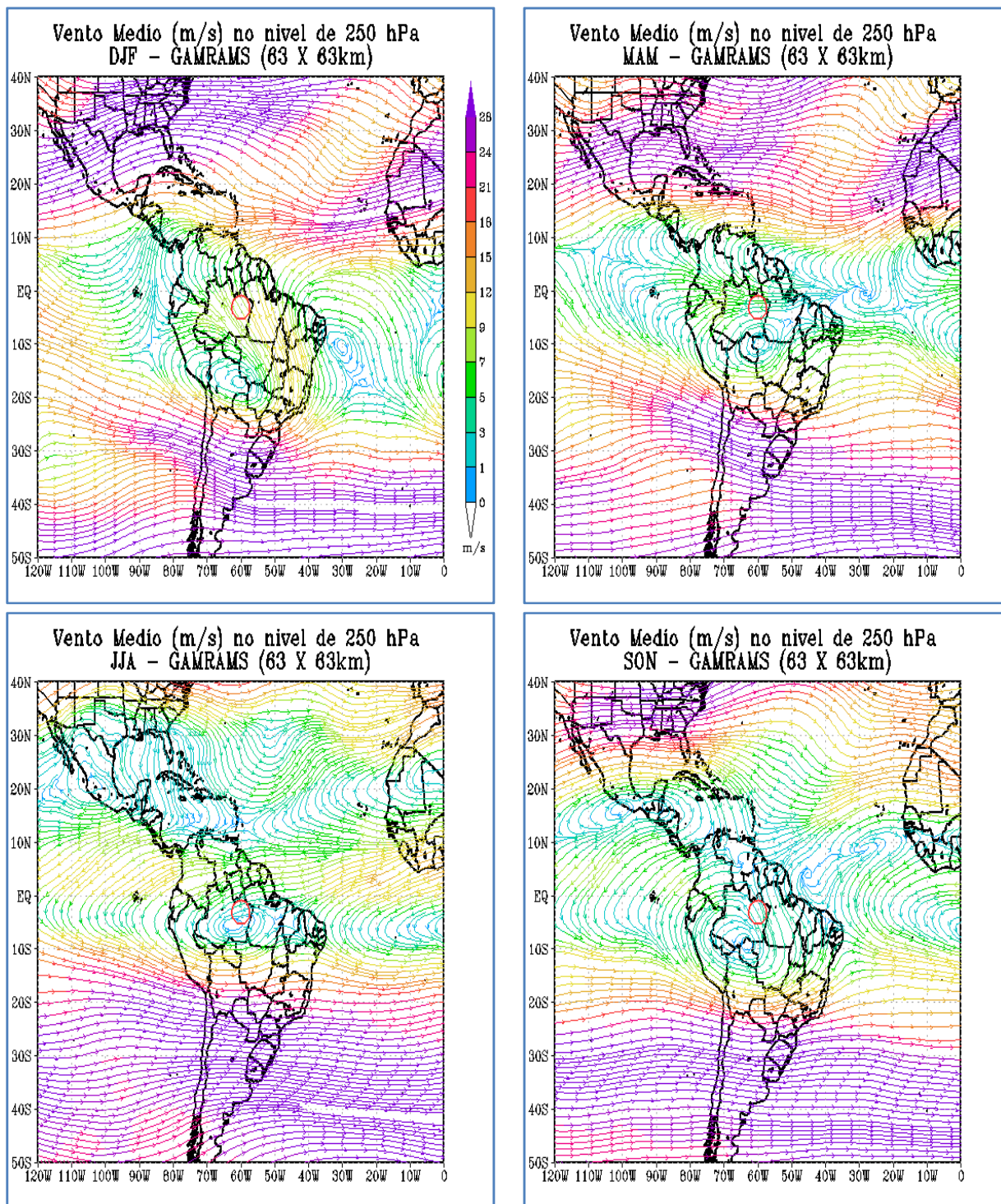


Figura 3.7. Vento médio no nível de 250 hPa (ms^{-1}) para os trimestres DJF, MAM, JJA, SON. Círculo vermelho representa a área de cobertura do radar (raio=240 km)

Capítulo 4

Resultados e Discussões

Neste capítulo são discutidos os resultados obtidos a partir dos dados volumétricos do radar meteorológico de Manaus. Primeiramente são estudados os campos médios de refletividade do radar para ambas as estações, chuvosa (DJF), chuvosa – seca (MAM), seca (JJA) e seca – chuvosa (SON) e períodos (manhã, tarde, noite e madrugada). Nesta etapa é destacada a variabilidade espaço temporal dos campos de refletividade do radar e o desenvolvimento vertical dos sistemas precipitantes, bem como a caracterização da fração convectiva e estratiforme, através do ciclo diurno e o perfil vertical.

Em uma segunda etapa, utiliza-se o Fortracc para acompanhar a evolução espaço temporal dos SP ao longo das estações e para os períodos do dia.

4.1 Ciclo diurno

O ciclo diurno é avaliado a partir da frequência de ocorrência da refletividade do radar maior que 20, 25, 30, 35 e 40 dBZ em função da altura e do tempo. Dessa maneira é possível identificar a natureza da precipitação convectiva/estratiforme, o desenvolvimento vertical, bem como, o horário de desenvolvimento.

Nota-se na Figura 4.1, trimestre DJF, que a precipitação concentra-se entre 11-19 UTC (07-15 HL), apresentando o seu máximo em aproximadamente 15-17 UTC (11-13 HL). Este trimestre apresenta pouco desenvolvimento vertical, entre 8-9 km, em 20 dBZ. Verificamos pouca frequência de ocorrência de precipitação mais intensa (35-40 dBZ). A fração de chuva máxima encontra-se em ~16-18 UTC (12-14 HL), sendo a fração estratiforme as 16-18 UTC e a convectiva as 18 UTC (Figura 4.1.f). Em suma, os SP neste trimestre apresentam características mais estratiformes, com pouco

desenvolvimento vertical, similares aos padrões observados em Rondônia (Petersen et al., 2001 e Williams et al., 1995), os quais se assemelham a padrões observados sobre os oceanos. O aumento da fração convectiva 1 hora mais tarde (18 UTC – 14 HL), pode ser consequência do aquecimento máximo e disponibilidade de vapor, o que corrobora com o desenvolvimento da convecção.

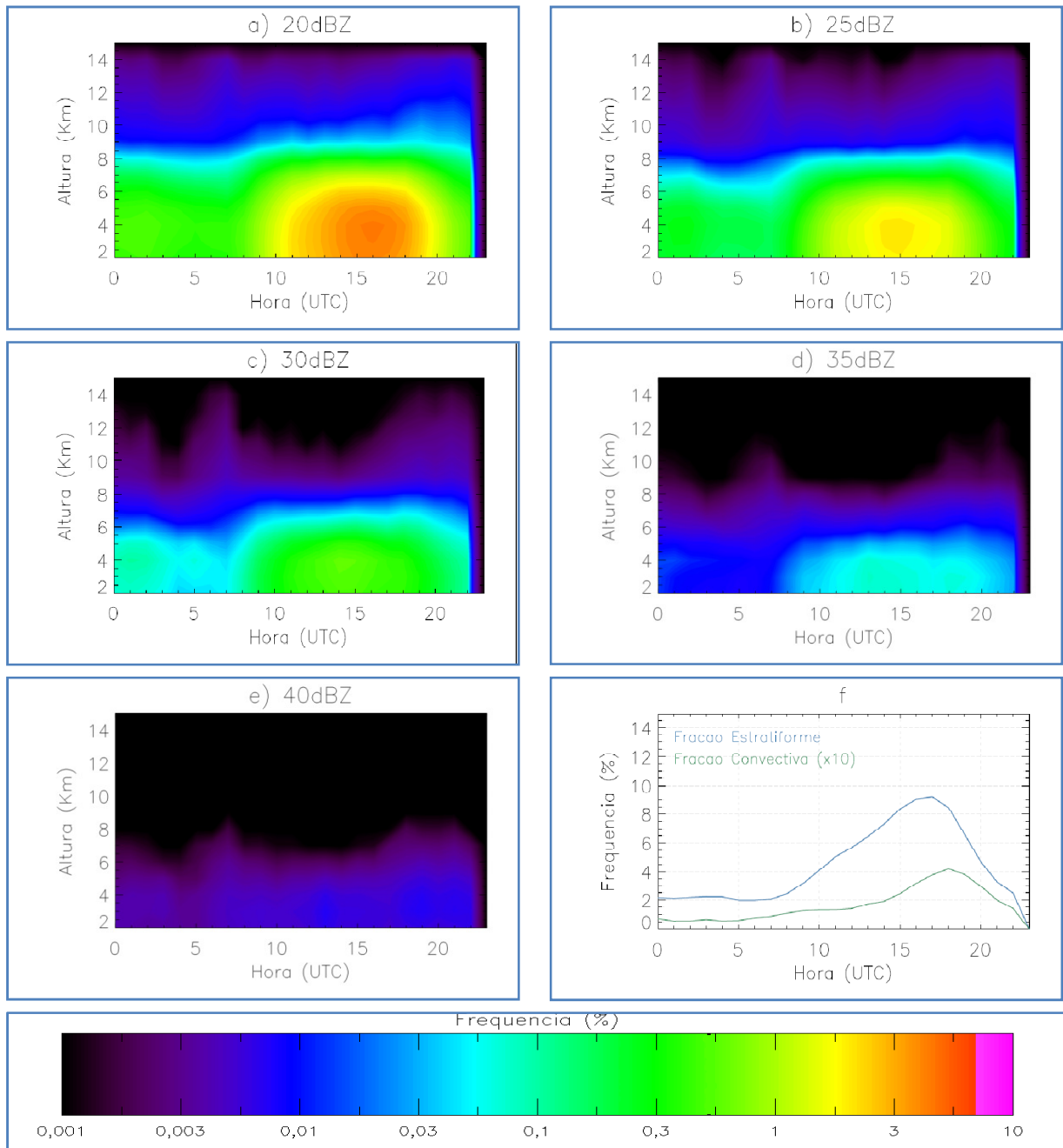


Figura 4.1. Distribuição vertical da refletividade em função da altura e do tempo. a) 20 dBZ; b) 25 dBZ; c) 30 dBZ; d) 35 dBZ; e) 40 dBZ. f) Ciclo diurno da fração convectiva e estratiforme; Distribuições referente ao trimestre Dezembro, Janeiro e Fevereiro.

Na Figura 4.2, trimestre MAM, observamos que o regime de precipitação apresenta 2 períodos, sendo um entre 6-8 UTC (2-4 HL) e outro entre 11-22 UTC (7-18 HL), apresentando a máxima ocorrência entre 15-19 (11-15 HL). Os SP apresentam desenvolvimento acima de 10 km (20 dBZ) e começam a ficar mais intensos (35 dBZ), porém menos freqüentes que em DJF, indicando a presença de sistemas isolados. A fração de chuva ilustra os 2 máximos, porém a ocorrência mais freqüente ocorre às 17 UTC (13 HL), uma hora mais cedo do que em DJF. Existe uma defasagem entre a fração estratiforme e convectiva (estratiforme mais atrasada), o que pode implicar no desenvolvimento de convecção isolada, ou seja, após o amadurecimento, a tempestade dissipa-se e aumenta a área estratiforme.

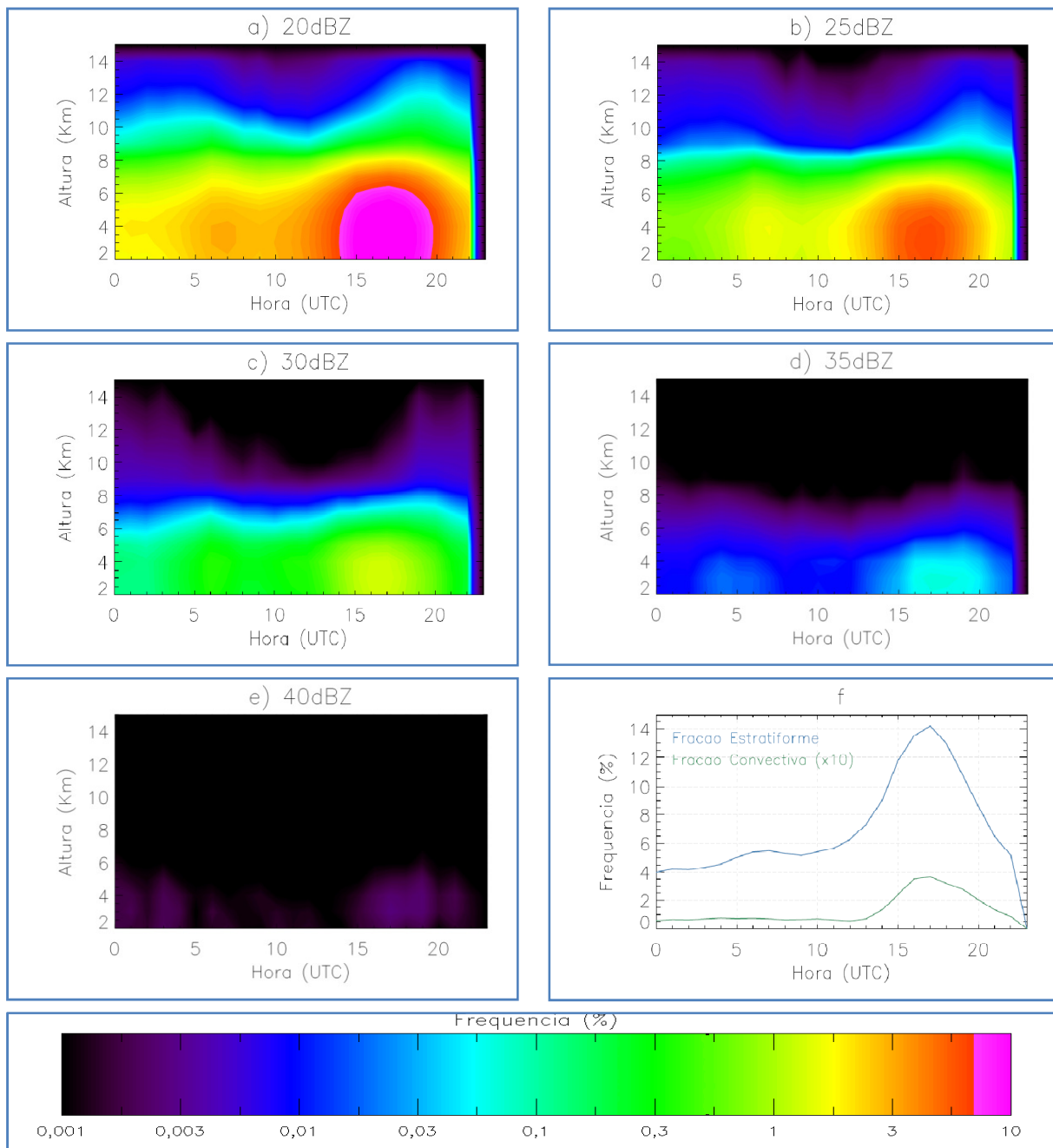


Figura 4.2. Distribuição vertical da refletividade em função da altura e do tempo. a) 20 dBZ; b) 25 dBZ; c) 30 dBZ; d) 35 dBZ; e) 40 dBZ. f) Ciclo diurno da fração convectiva e estratiforme; Distribuições referente ao trimestre Março, Abril e Maio.

O trimestre JJA, Figura 4.3, apresenta maior frequência de precipitação entre 15-20 UTC (11-16 HL), com desenvolvimento vertical entre 10-12 km (20 dBZ), mostrando SP com caráter de sistemas isolados, em especial com o aumento da ocorrência de 35 e 40 dBZ por volta das 17-18 UTC (13-14 HL), coincidente com a máxima frequência de ocorrência da fração convectiva/estratiforme. Observa-se também ligeiros picos entre 10-12 UTC (6-8 HL), verificado na fração convectiva e entre as frequências 20-30 dBZ, porém de pouco desenvolvimento vertical (< 8 km), podendo estar associados a uma convecção de efeito radiativo (5-7 da manhã). É importante ressaltar que durante este trimestre observa-se a maior fração convectiva, ilustrando o predomínio da convecção local, basicamente associado ao aquecimento, assim como relatado por alguns autores (Horel et al., 1989; Fisch et al., 1998) que em JJA e SON são os trimestres que apresentam a maior disponibilidade de radiação solar.

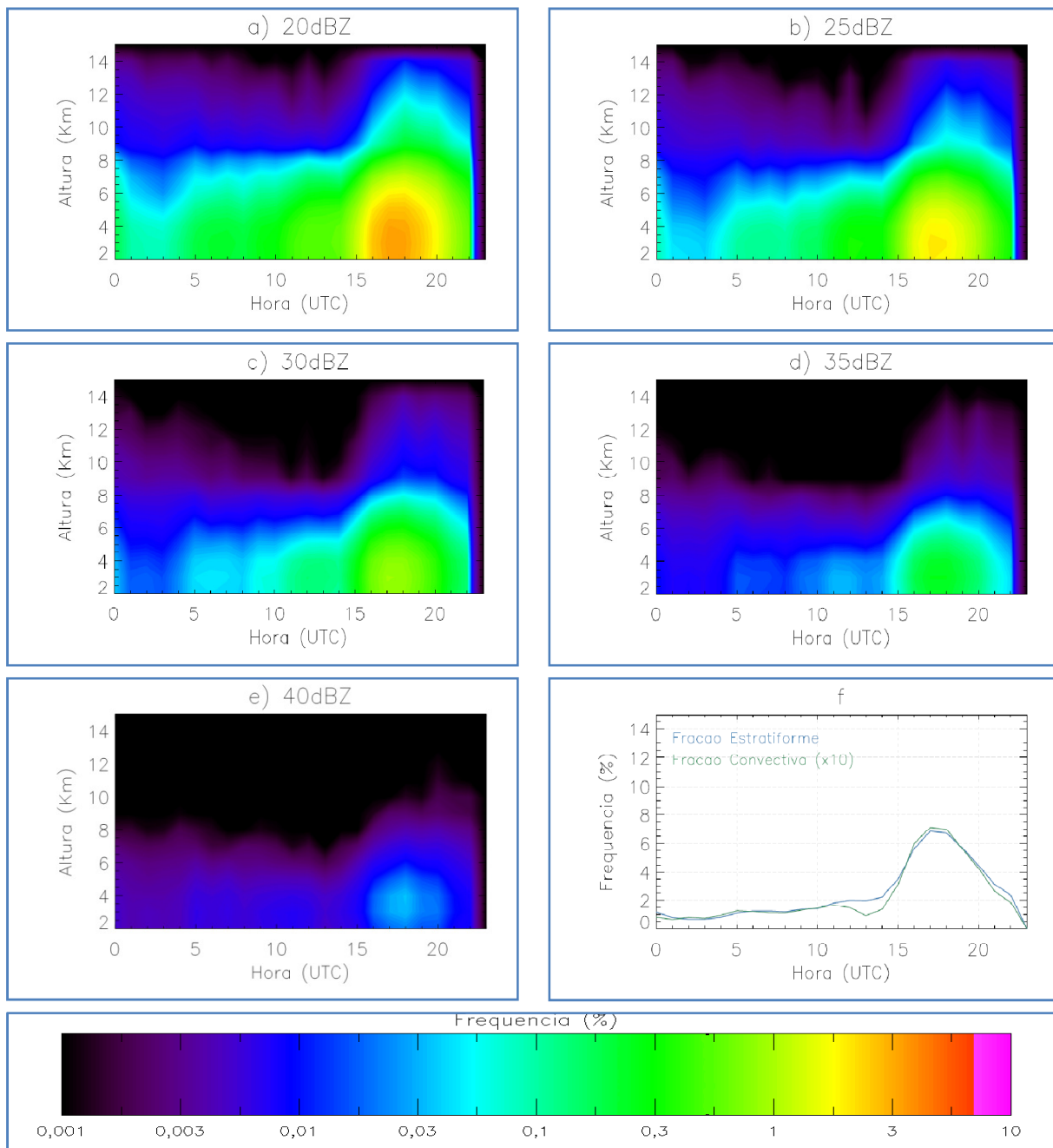


Figura 4.3. Distribuição vertical da refletividade em função da altura e do tempo. a) 20 dBZ; b) 25 dBZ; c) 30 dBZ; d) 35 dBZ; e) 40 dBZ. f) Ciclo diurno da fração convectiva e estratiforme; Distribuições referente ao trimestre Junho, Julho e Agosto.

Assim como nos períodos anteriores, a Figura 4.4 apresenta o ciclo diurno para o trimestre SON. Neste trimestre encontram-se 3 períodos de precipitação com maiores freqüências de ocorrência, as 7 UTC (3 HL), 10-11 UTC (6-7 HL) e 13-19 UTC (9-15 HL). O período vespertino tem maior desenvolvimento vertical, acima de 10 km, enquanto que na madrugada é ~9 km e na manhã ligeiramente mais baixo. Tanto os sistemas de madrugada como os vespertinos tem maior intensidade como observado com o aumento da freqüência em 35 e 40 dBZ, atingindo inclusive maior desenvolvimento vertical. Isto pode estar associado ao fato de que este trimestre apresentou valores expressivos de CAPE e CINE, assim como cisalhamento vertical. E, a combinação destes fatores favorece fortes correntes ascendentes, conduzindo a maiores fluxos de umidade em altos níveis, desta forma contribuindo para o aumento da precipitação e ocorrência de descargas atmosféricas (Silva Dias, 1987; Halverson et al., 2002), seção 1.1, Figura 1.2.

A fração convectiva, Figura 4.4f, indica que a convecção vespertina dissipa-se à noite, o que pode ter sido a alimentação da formação da precipitação durante a madrugada. Em termos de freqüência de ocorrência este trimestre é mais intenso na convecção, em especial a da tarde (máximas freqüência de ocorrência, até 14 km (40 dBZ) e 17 UTC / 13 HL, máxima fração convectiva entre 17-18 UTC / 13-14 HL).

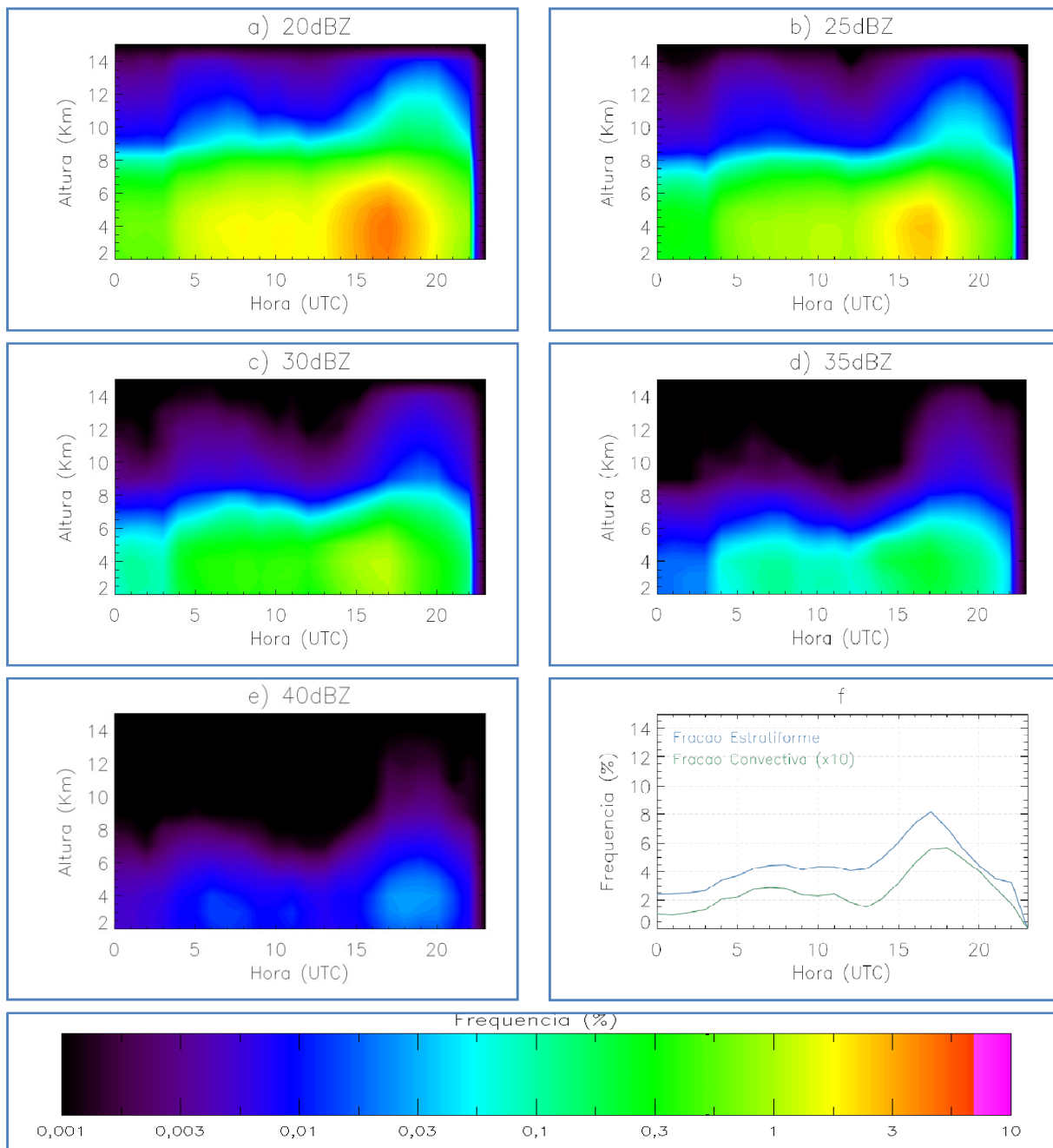


Figura 4.4. Distribuição vertical da refletividade em função da altura e do tempo. a) 20 dBZ; b) 25 dBZ; c) 30 dBZ; d) 35 dBZ; e) 40 dBZ. f) Ciclo diurno da fração convectiva e estratiforme; Distribuições referente ao trimestre Setembro, Outubro e Novembro.

4.2 Variabilidade espaço temporal dos campos de precipitação

A variabilidade espaço temporal dos campos de precipitação tem por finalidade identificar áreas de maior ocorrência de precipitação. A relação Z-R aplicada para a construção dos campos de precipitação é $Z = 300R^{1.4}$, a mesma utilizada pela *National Weather Service* (NWS) na maioria dos seus radares meteorológicos (Fulton et al., 1998).

A Figura 4.5 apresenta a média não condicional da taxa de chuva, ou seja, a média de todos os valores encontrados no trimestre DJF para cada ponto. Os gráficos estão separados por períodos. A linha azul representa o traçado dos principais rios que se encontram na região de abrangência do radar meteorológico (Rio Negro, Solimões, Amazonas e Madeira). A partir dos gráficos, Figura 4.5, verifica-se que o período que apresenta maiores valores de chuva é o período da manhã (Figura 4.5a), seguido dos períodos da tarde, madrugada e noite. Isto concorda com as análises do ciclo diurno, que apontou maior concentração da precipitação entre 07 e 15 HL.

De modo geral, este trimestre apresenta maiores volumes de chuva que ficam ao entorno dos rios Negro e Solimões, principalmente no período da manhã. Nota-se, também, concentrações de chuva (manhã e tarde) na região do Rio Madeira (a sudeste do radar meteorológico), região onde se concentra topografia mais expressiva (Seção 2.2, Figura 2.1). Em todos os períodos há concentrações de chuva na área de cobertura do radar, embora em pequena quantidade, corroborando com as afirmações de que os SP deste trimestre apresentam características mais estratiformes.

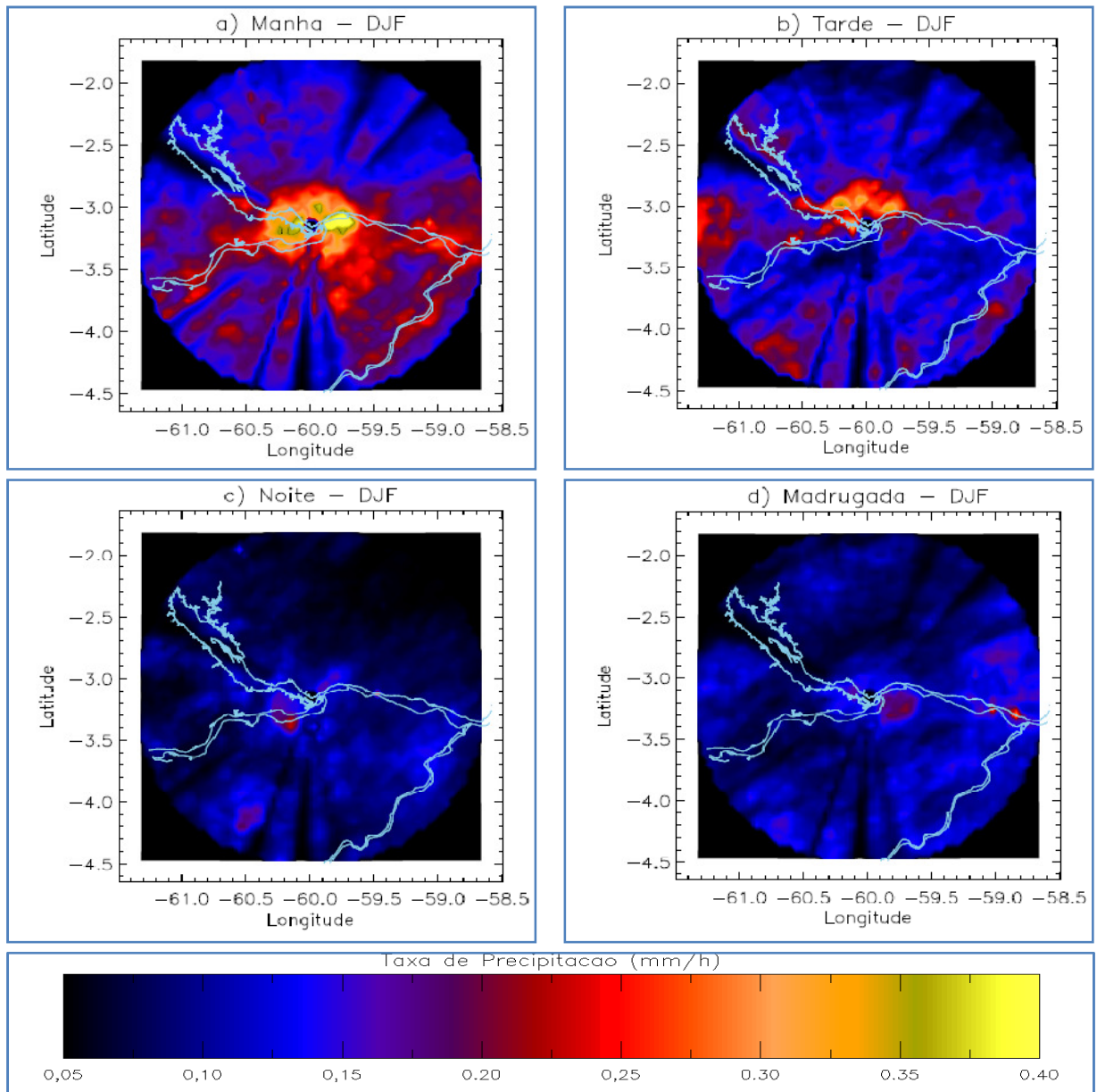


Figura 4.5. Mapa da média não condicional dos campos de chuva. a) Manhã (07-12 HL); b) Tarde (13-18 HL); c) Noite (19-00 HL); d) Madrugada (01-06 HL). Distribuições referente ao trimestre Dezembro, Janeiro e Fevereiro. A linha azul representa o traçado dos rios Negro, Solimões, Amazonas e Madeira.

Na Figura 4.6, a média não condicional do campo de precipitação para MAM, apresenta maiores volumes de chuva no período da tarde, seguido da manhã, madrugada e noite, concordando com as análises do ciclo diurno que apresentam 2 períodos de concentração de chuva, um na madrugada (2-4 HL) e outro desde a manhã até final da tarde (7-18 HL).

Assim como no período da manhã, o período da tarde apresenta maiores concentrações da precipitação em regiões de topografia mais elevada (ao norte e ao sul-sudeste do radar meteorológico). Apenas neste período a fração convectiva é mais expressiva (Seção 4.1, Figura 4.2), já nos períodos da noite e madrugada há predomínio da fração estratiforme. O pico de precipitação encontrado no período da madrugada, a partir do ciclo diurno, concentra-se principalmente a oeste do radar meteorológico.

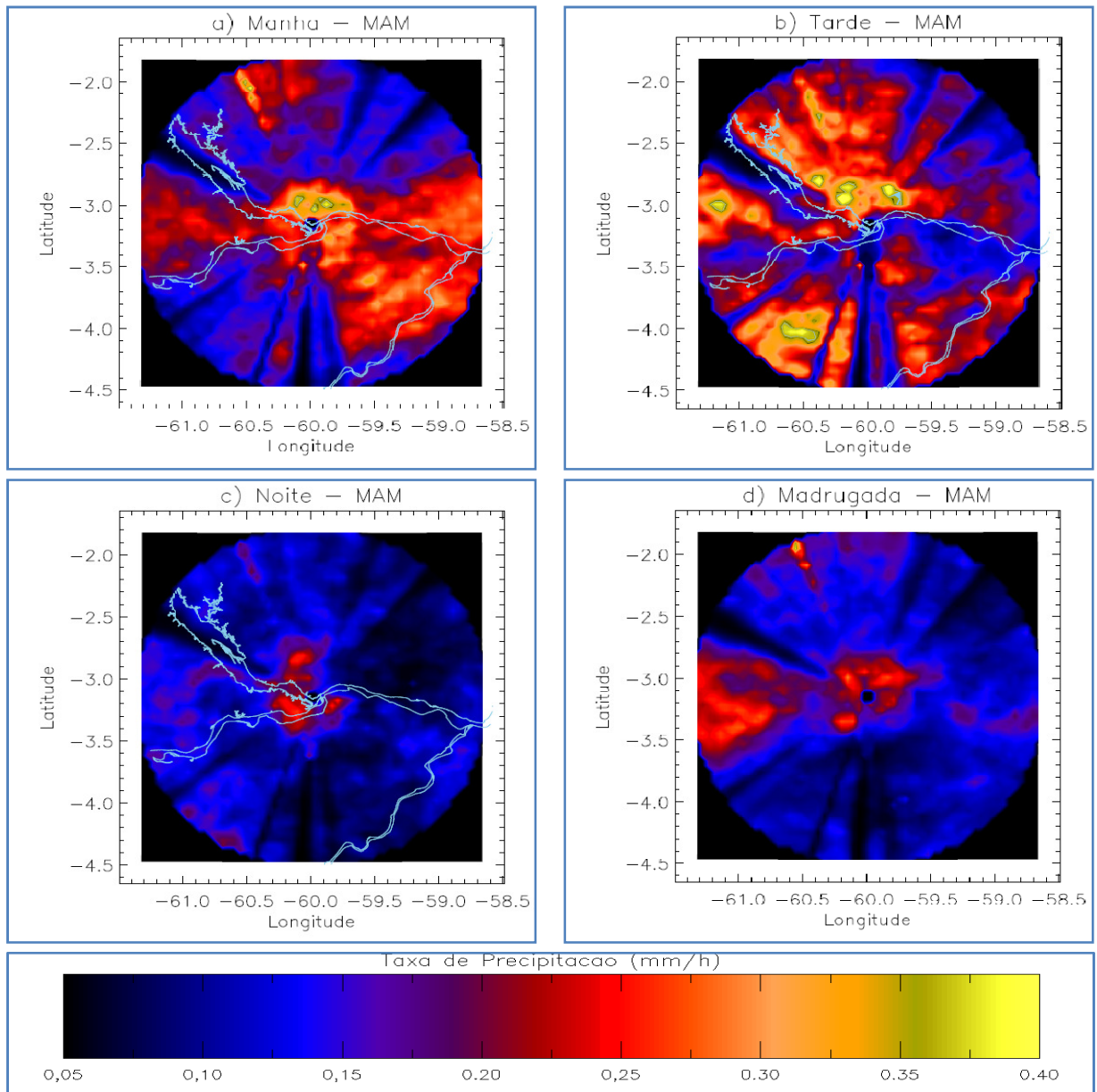


Figura 4.6. Mapa da média não condicional dos campos de chuva. a) Manhã (07-12 HL); b) Tarde (13-18 HL); c) Noite (19-00 HL); d) Madrugada (01-06 HL). Distribuições referente ao trimestre Março, Abril e Maio. A linha azul representa o traçado dos rios Negro, Solimões, Amazonas e Madeira.

Em JJA a representação dos campos de precipitação, Figura 4.7, apresenta concentração de chuva principalmente no período da tarde, reforçando a idéia do predomínio de SP isolados, associados ao aquecimento diurno. As regiões predominantes de precipitação neste período, assim como em MAM (tarde), são as de topografia mais expressivas e a oeste da cidade, entre o Rio Negro e o Rio Solimões. O período da manhã apresenta ligeiras concentrações de chuva, principalmente nas bordas dos rios, podendo estar associado a uma convecção por efeito radiativo (como discutido na Seção 4.1, Figura 4.3) e, também, a circulação local proporcionada por contrastes termais, assim como discutido por Oliveira e Fitzjarrald (1992).

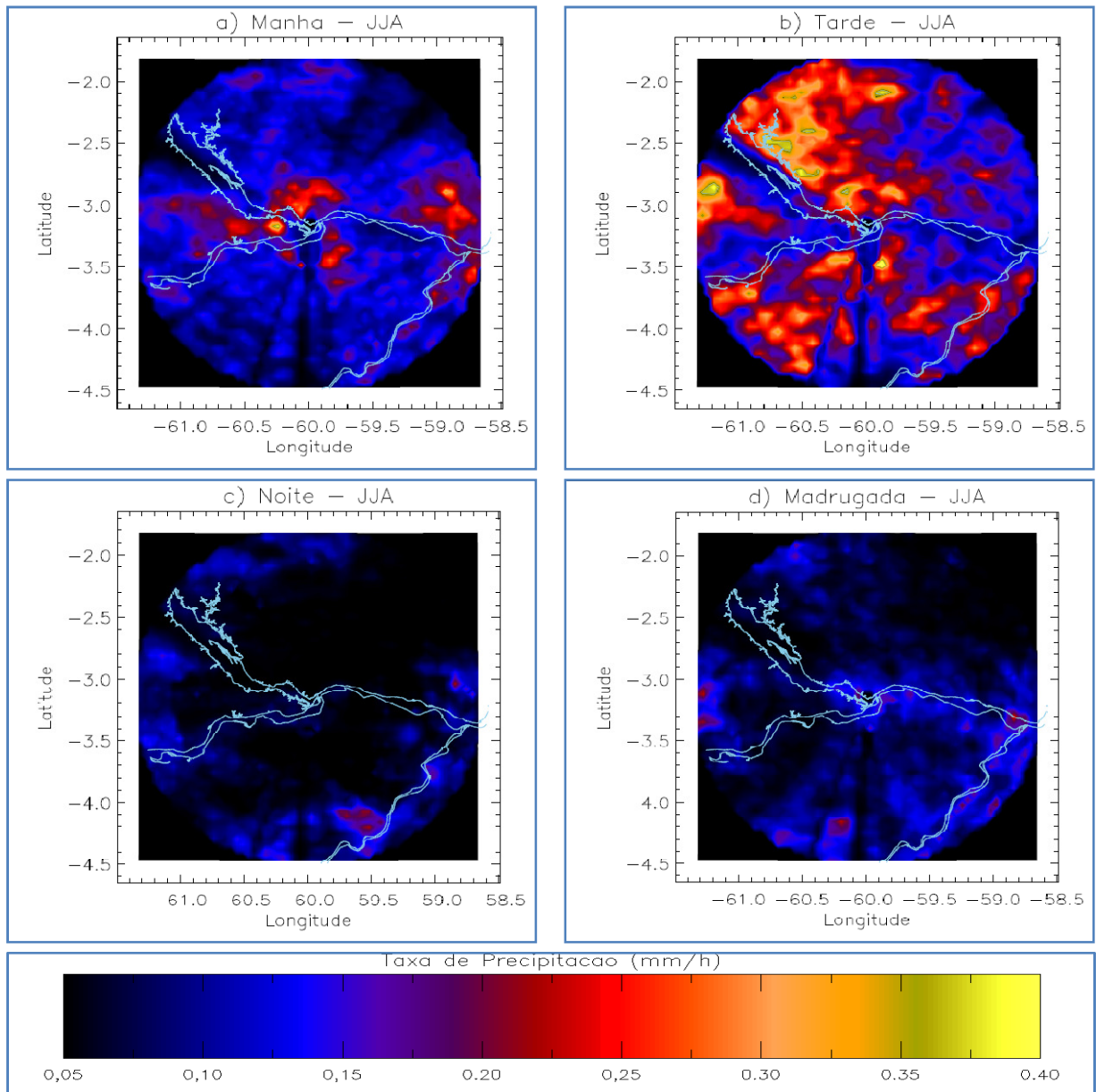


Figura 4.7. Mapa da média não condicional dos campos de chuva. a) Manhã (07-12 HL); b) Tarde (13-18 HL); c) Noite (19-00 HL); d) Madrugada (01-06 HL). Distribuições referente ao trimestre Junho, Julho e Agosto. A linha azul representa o traçado dos rios Negro, Solimões, Amazonas e Madeira.

A Figura 4.8, trimestre SON, apresenta maiores volumes médios de chuva nos períodos da manhã, tarde e madrugada, corroborando com a presença de 3 picos de frequência de ocorrência de refletividade, conforme apresentado no ciclo diurno (Seção 4.1, Figura 4.4). Em ambos os períodos existem concentrações de chuva em praticamente todos os setores, no entanto os maiores índices encontram-se a sudeste do radar meteorológico, período da manhã, a norte para o período da tarde e a oeste na madrugada. As chuvas no período da manhã e tarde podem estar associadas a efeitos radiativos, já que neste período apresentam maior disponibilidade de radiação solar. No entanto, a precipitação da madrugada pode estar associada ao mesmo fator do trimestre JJA para o período da manhã (circulação associada aos grandes rios), já que no período da noite também são encontrados contrastes térmicos e a região em questão encontra-se entre grandes concentrações de água.

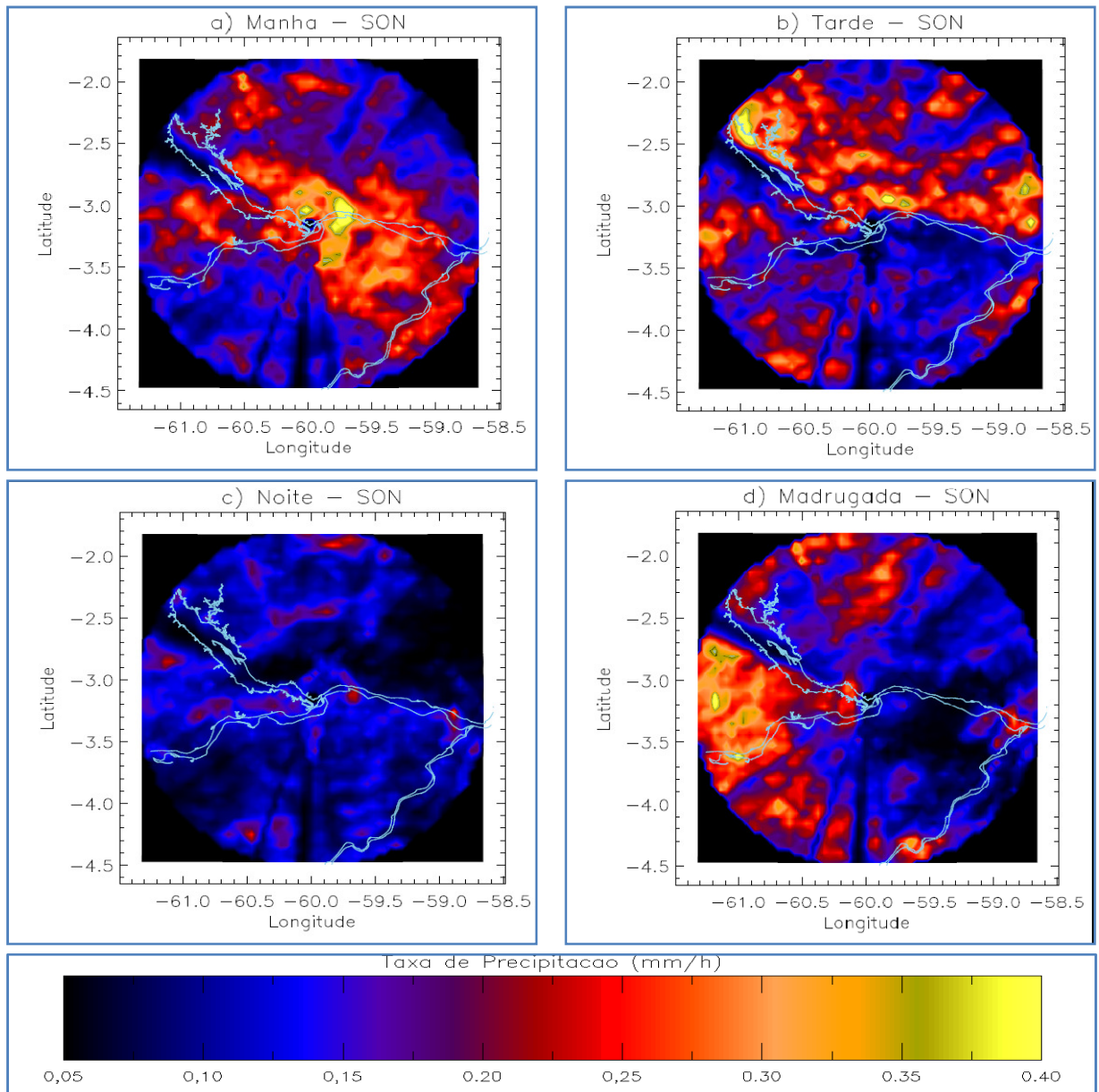


Figura 4.8. Mapa da média não condicional dos campos de chuva. a) Manhã (07-12 HL); b) Tarde (13-18 HL); c) Noite (19-00 HL); d) Madrugada (01-06 HL). Distribuições referente ao trimestre Setembro, Outubro e Novembro. A linha azul representa o traçado dos rios Negro, Solimões, Amazonas e Madeira.

De um modo geral em todos os trimestres as maiores concentrações de precipitação ocorreram a sudeste do radar meteorológico (principalmente período da manhã), norte do radar (principalmente período da tarde) e a oeste (madrugada para MAM e SON e manhã para DJF e JJA). As duas primeiras regiões estão em áreas de topografia mais expressiva, enquanto que a terceira região está localizada entre o Rio Negro e o Rio Solimões. Em suma, mesmo com pequenas diferenças nas elevações, a topografia é um fator determinante para a formação de SP, similares aos padrões observados em Rondônia (Machado et al., 2002). E que as maiores concentrações de chuva ocorrem na floresta, em locais afastados das margens dos grandes rios, similar aos resultados encontrados em Carey et al. (2001) e Molion e Dallarosa (1990).

4.3 Estrutura vertical dos campos de refletividade

A estrutura vertical dos campos de refletividade será analisada a partir de distribuições de freqüência como uma função da altitude e do perfil médio de refletividade. Estes resultados são úteis, pois possibilitam identificar a estrutura 3D da precipitação, bem como os processos que levaram ao desenvolvimento da precipitação.

4.3.1 Distribuições 3D de freqüência

As distribuições de freqüência como uma função da altitude, metodologia conhecida como CFADs (*Contoured frequency by altitude diagrams*), desenvolvida por Yuter e Houze (1995), que possibilita uma análise das variações das distribuições de freqüências dos dados de refletividade do radar entre observações em baixos e altos níveis. A aplicação dos CFADs resume informações da distribuição de freqüência sobre

a variável refletividade em um simples gráfico de contorno preservando as características das informações em cada altura. O eixo das ordenadas das CFADs é a altura, enquanto que o eixo das abscissas são os valores de refletividade, já os contornos representam frequência de ocorrência da refletividade em cada nível de altura.

As variações (larguras) das distribuições com a altura estão associadas aos mecanismos de formação de hidrometeoros. Quando existe uma distribuição unimodal, basicamente implica o predomínio de um processo, enquanto que distribuições bi-modais ou multi-modais indicam a formação de mais hidrometeoros. Adicionalmente a variação da inclinação com a frequência e a altura podem indicar o aumento ou diminuição da precipitação, ou mesmo a presença de gelo acima da isoterma de 0°C. Como os hidrometeoros sólidos (cristais, flocos de neve) têm um índice de refração menor que a água, a refletividade do radar diminui esporadicamente quando comparada com a água. Logo, um decaimento acentuado acima da isoterma de 0°C significa a presença de cristais de gelo.

A neve em derretimento define a ocorrência de banda brilhante, logo se existir neve que esteja precipitando, poderemos ter neve seca e neve molhada (em derretimento), então teríamos uma distribuição larga, onde algumas frequências dominariam.

Se $12 < Z < 32$ dBZ → neve seca (somente fração estratiforme);

Se $Z > 32 - 42$ dBZ → neve derretida (somente fração estratiforme);

Acima de 8 km, poderemos ter cristais de gelo, logo dependendo do processo teremos alguns tipos:

Dendrite < 15 dBZ;

Agregado < 15- 20 dBZ;

Já entre alturas de 5-8 km, procura-se a presença de graupel/granizo, cristais e água, ou seja, aparência da CFAD de 1 a 2 modas ($Z < 25-30$ dBZ).

Por fim, abaixo dos 5 km teremos a presença de chuva e $Z > 30$ dBZ.

As Figuras 4.9, 4.10, 4.11 e 4.12 apresentam as CFADs dos trimestres DJF, MAM, JJA e SON, respectivamente. A Figura 4.9 é composta por 10 gráficos, sendo as CFADs da porção convectiva, estratiforme para cada período do dia mais o total diário.

A partir da Figura 4.9, CFADs para o trimestre DJF, podemos verificar que o período da tarde apresenta maior largura em relação aos demais períodos na fração convectiva (27-44 dBZ, 2-5 km), já a fração estratiforme apresenta maior largura no período da noite e madrugada, verificado acima de 8 km. São encontrados valores mais intensos de refletividade nos períodos da tarde (36 dBZ até 5 km) e noite (38 dBZ até 5 km), para a fração convectiva. Já na fração estratiforme valores mais intensos de refletividade são encontrados na tarde (28 dBZ até 5 km), seguido da manhã (27 dBZ até 5 km). O período da madrugada apresenta um molde unimodal, tanto para a fração convectiva como estratiforme, caracterizando a formação de cristais de gelo de menor tamanho.

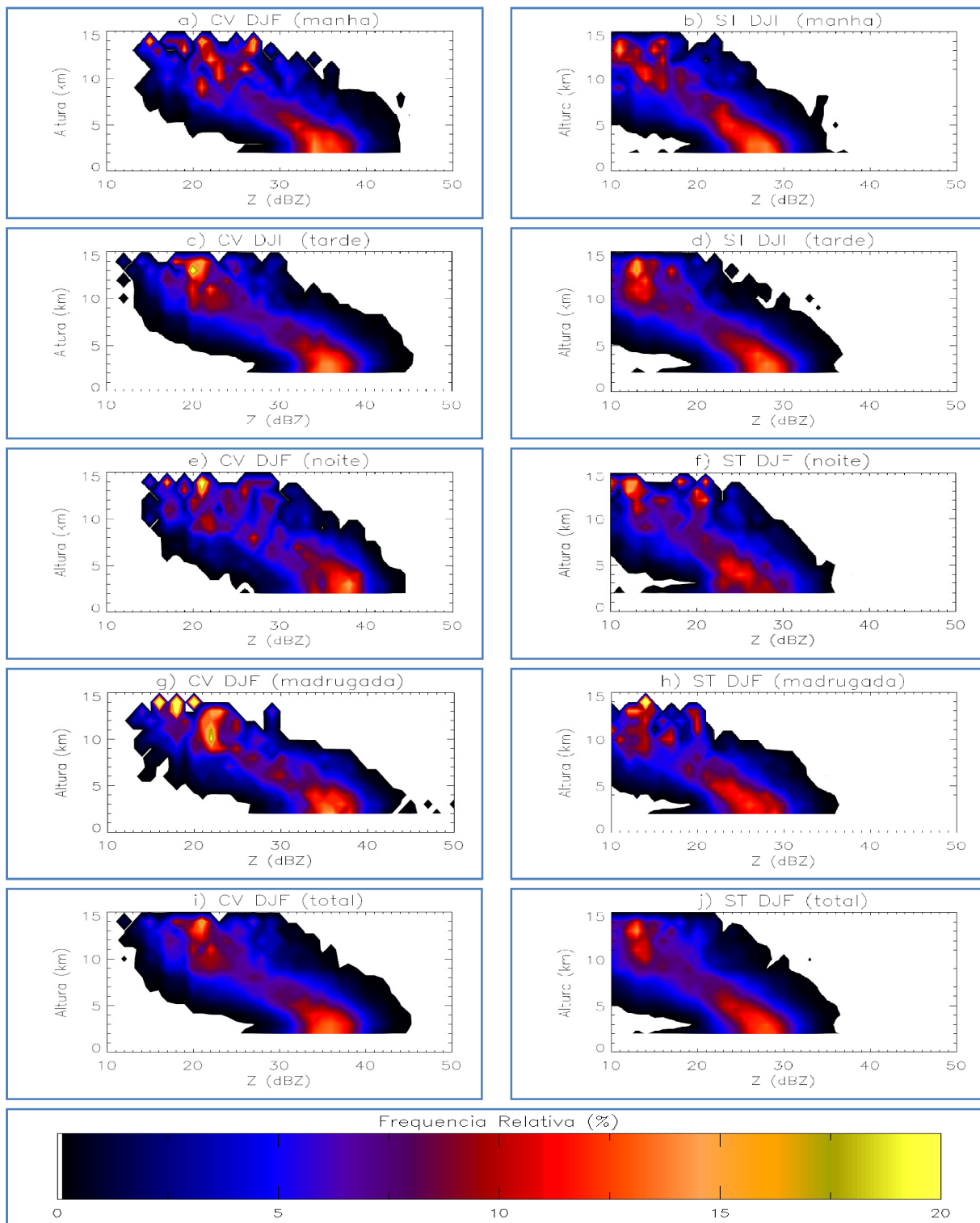


Figura 4.9. Contornos de frequência por diagramas de altitude para o trimestre DJF (CFADs da refletividade do radar). a) CFAD convectiva (CV), manhã; b) CFAD estratiforme (ST), manhã; c) CFAD CV, tarde; d) CFAD ST, tarde; e) CFAD CV, noite; f) CFAD ST, noite; g) CFAD CV, madrugada; h) CFAD ST, madrugada; i) CFAD CV, total; j) CFAD ST, total.

A partir das CFADs do trimestre MAM, Figura 4.10, pode-se verificar que os gráficos apresentam uma maior inclinação em relação ao trimestre DJF. A partir da análise do ciclo diurno, verificamos que os SP que ocorrem em MAM são mais intensos em até altos níveis e, também, isolados. Conforme, visto nos gráficos da Figura 4.10, as CFADs apresentam um caráter unimodal em todos os gráficos, indicando apenas o predomínio de um mecanismo de formação de hidrometeoros. A maior largura encontrada foi nos períodos da tarde e noite e os maiores valores de refletividade mais freqüente foram à noite (38 dBZ até 5 km).

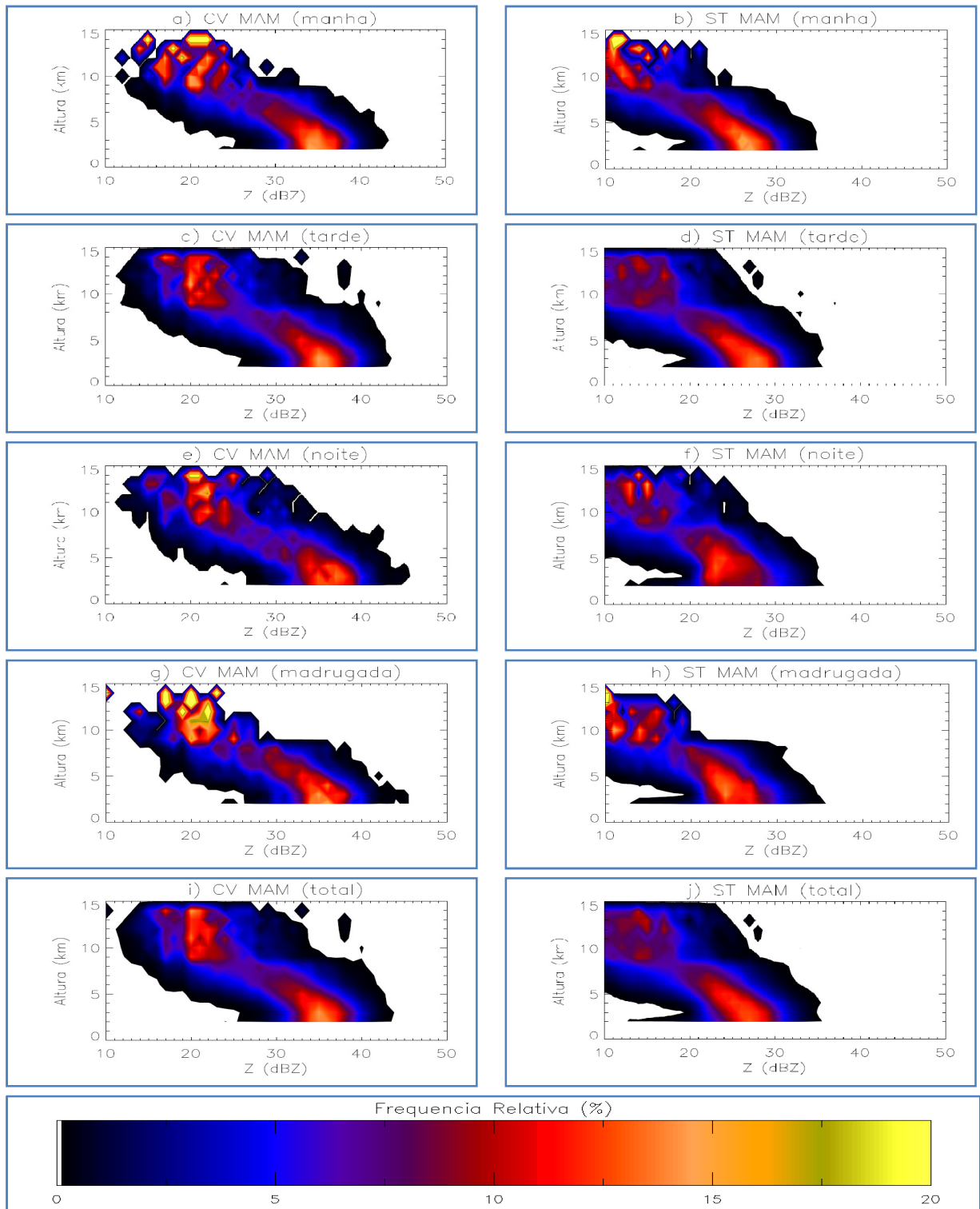


Figura 4.10. Contornos de frequência por diagramas de altitude para o trimestre MAM (CFADs da refletividade do radar). a) CFAD convectiva (CV), manhã; b) CFAD estratiforme (ST), manhã; c) CFAD CV, tarde; d) CFAD ST, tarde; e) CFAD CV, noite; f) CFAD ST, noite; g) CFAD CV, madrugada; h) CFAD ST, madrugada; i) CFAD CV, total; j) CFAD ST, total.

Na Figura 4.11, as CFADs são representadas para o trimestre JJA. Neste trimestre as maiores larguras foram verificadas no período da tarde e noite, tanto para a fração convectiva como estratiforme. A maior frequência de altos valores de refletividade ocorreu no período da noite, com 38 dBZ (até 5 km) para a fração convectiva e 31 dBZ (até 5km) para a fração estratiforme. O período da noite apresenta fraco gradiente vertical de refletividade em torno da isoterma de 0°C (~5 km) e altos valores de refletividade, podendo caracterizar a presença de partículas maiores. Também verificamos neste período e trimestre a presença de valor elevado de refletividade (36 dBZ – 5-8 km, 29 dBZ – 8-10 km, 26 dBZ – acima de 10 km) em altos níveis, sugerindo a presença de fortes movimentos verticais que promovem a presença de grandes partículas de gelo e gotas super congeladas neste trimestre.

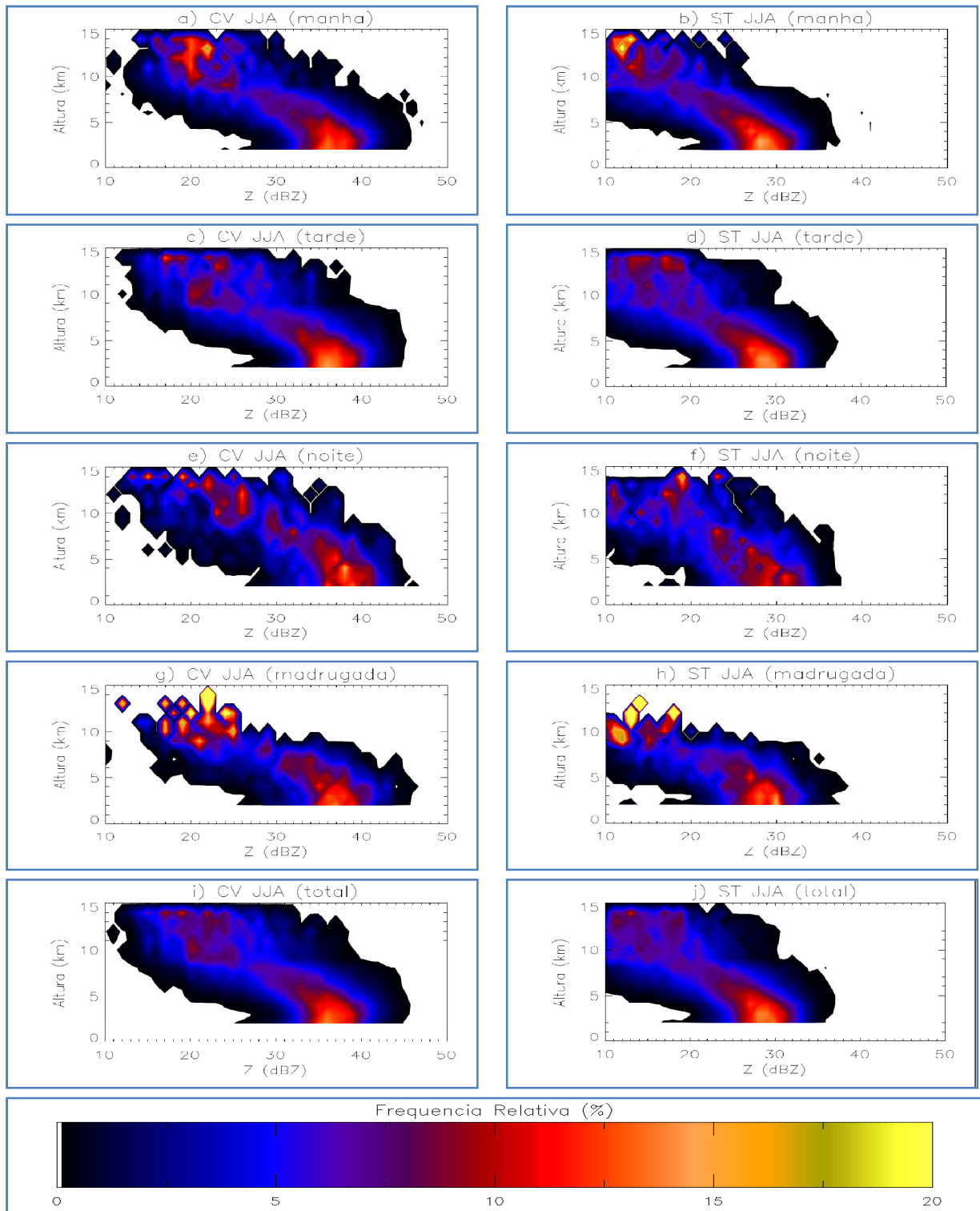


Figura 4.11. Contornos de frequência por diagramas de altitude para o trimestre JJA (CFADs da refletividade do radar). a) CFAD convectiva (CV), manhã; b) CFAD estratiforme (ST), manhã; c) CFAD CV, tarde; d) CFAD ST, tarde; e) CFAD CV, noite; f) CFAD ST, noite; g) CFAD CV, madrugada; h) CFAD ST, madrugada; i) CFAD CV, total; j) CFAD ST, total.

Assim como no trimestre JJA, em SON (Figura 4.12) percebe-se a presença de fracos valores de refletividade acima da isoterma de 0°C, indicando grandes partículas gelo em processo de derretimento, corroborando com elevados valores da fração convectiva neste trimestre, assim como verificado nas análises do ciclo diurno. Neste trimestre as larguras das CFADs são muito próximas, diferenciando apenas para a fração estratiforme no período da tarde e acima dos 10 km de altura para a fração convectiva. Este fato pode estar ligado à presença dos três picos de frequência de ocorrência de refletividade encontrados nas análises do ciclo diurno, indicando que em ambos os períodos o processo de formação de hidrometeoros é o mesmo. A maior frequência de altos valores de refletividade ocorreu no período da noite, com 38 dBZ (até 5 km) para a fração convectiva e 31 dBZ (até 5 km) para a fração estratiforme.

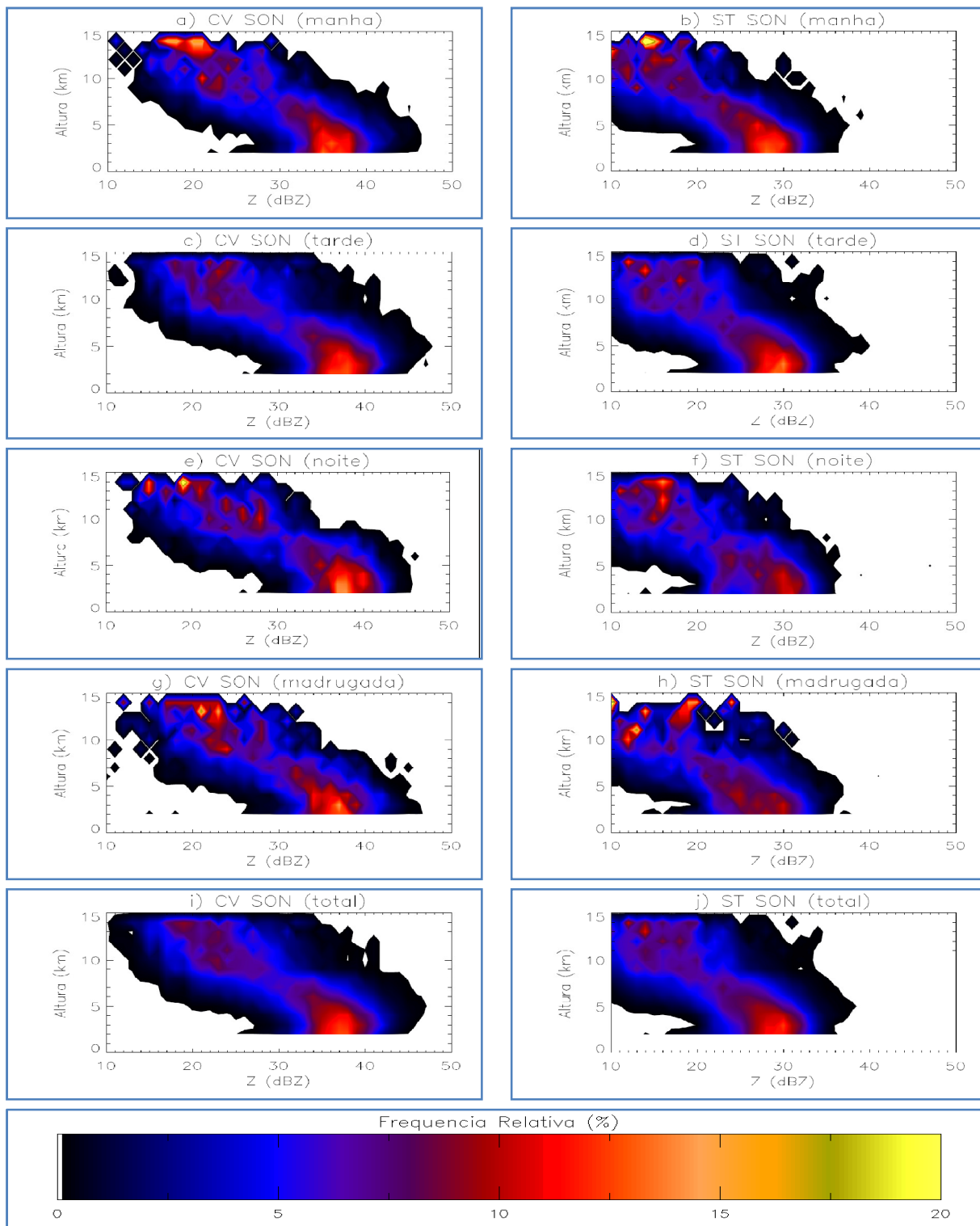


Figura 4.12. Contornos de frequência por diagramas de altitude para o trimestre SON (CFADs da refletividade do radar). a) CFAD convectiva (CV), manhã; b) CFAD estratiforme (ST), manhã; c) CFAD CV, tarde; d) CFAD ST, tarde; e) CFAD CV, noite; f) CFAD ST, noite; g) CFAD CV, madrugada; h) CFAD ST, madrugada; i) CFAD CV, total; j) CFAD ST, total.

De forma geral os CFADs de JJA e SON apresentaram a presença de mais de um tipo de formação de hidrometeoros, assim como maior tamanho. Fica caracterizada a presença de partículas maiores de gelo inseridas na estrutura convectiva que é mais acentuada nestes trimestres, assim como os SP encontrados em Rondônia, quando o regime é de leste (Albrecht e Silva Dias, 2005; Cifelli et al. 2001). Nestes trimestres os SP apresentam maior produção de chuva que em MAM e DJF, pois apresentam intensas freqüências de ecos com máxima altura de 30 dBZ (Seção 4.1, Figuras 4.3 e 4.4) e freqüências entre 10-15% com refletividades em torno de 33-34 dBZ para alturas entre 5-8 km (Cifelli et al., 2001)

Já os CFADs dos trimestre DJF, MAM apresentaram maior gradiente vertical de refletividade em torno da isoterma de 0°C, corroborando com o regime de oeste em Rondônia, apresentando menores partículas de cristais de gelo, neve e gotas de chuva. Já o trimestre de MAM apresenta maior produção de chuva que o DJF, pois apresenta freqüências entre 10-15% com refletividade em torno do 32 dBZ, para alturas entre 5-8 km.

4.3.2 Estrutura Vertical Média

Os perfis médios da refletividade do radar foram calculados para todos os períodos e trimestres de acordo com a classificação convectiva e estratiforme (Seção 2.4). Conforme descrito em Rickenbach et al. (2002), estes perfis proporcionam uma visão da intensidade dos movimentos ascendentes e os processos microfísicos envolvidos nos sistemas convectivos.

A partir dos gráficos da Figura 4.13, perfil médio de refletividade, podemos verificar que entre os níveis de 4 a 8 km para ambos os períodos os trimestres JJA e SON apresentam valores mais elevados de refletividade em relação aos demais trimestres, sendo que no período da tarde SON apresenta em torno de 1 dBZ a mais que JJA. Já o período DJF apresenta esta mesma diferença em relação ao trimestre MAM para os períodos manhã e tarde. De acordo com Albrech (2008) e Cifelli et al. (2001), isto sugere que nestes casos os perfis que apresentam maiores valores possuem uma zona mista mais intensa que os demais sistemas, apresentando cristais de gelo e flocos de neve em maiores quantidades. Acima dos 8 km, região da fase fria, os perfis apresentam variações, sendo que a maior diferença apresentada nestes níveis ocorre entre o trimestre SON e os demais trimestres para o período da tarde e madrugada com valores de até 4 dBZ. Os perfis mais intensos são os referentes aos trimestres JJA e SON, tanto para o perfil convectivo como o estratiforme.

De um modo geral, o perfil médio total (Figura 4.13h e i), apresenta diferenças entre os processos microfísicos encontrados em cada trimestre. O trimestre SON apresenta valores mais intensos de refletividade em todo o perfil, assim como valores elevados do CAPE e CINE, isto sugere convecção mais explosiva e fortes movimentos verticais em relação aos demais trimestres. Por apresentar em maior quantidade cristais de gelo (níveis entre 4 e 8 km) e fase fria mais expressiva, com maior intensificação vertical (acima dos 8 km) que os demais trimestres, apresentam maior número de ocorrência de descargas atmosféricas, conforme discutido na Seção 1.1, Figura 1.2.

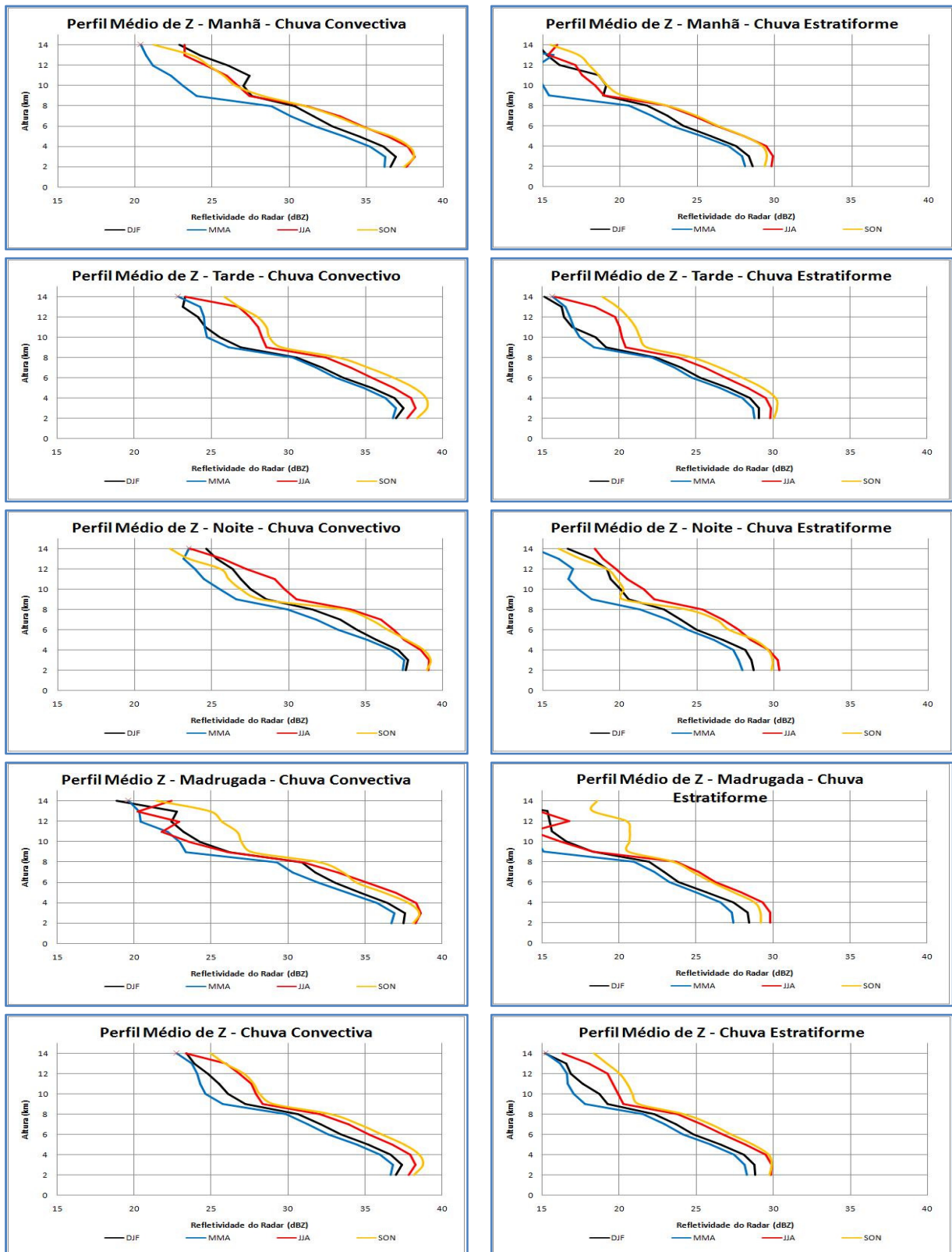


Figura 4.13. Perfil médio de refletividade. a) CV manhã; b) ST manhã; c) CV tarde; d) ST tarde; e) CV noite; f) ST noite; g) CV madrugada; h) ST madrugada; i) CV total; j) ST total.

4.4 Identificação dos SP

A identificação dos SP é analisada a partir dos resultados do algoritmo Fortracc e possibilita uma descrição morfológica dos SP, conforme descrito detalhadamente na Seção 2.5.

4.4.1 Distribuições de frequência como função da área, volume, ciclo diurno e duração dos SP

Nesta seção são discutidas as distribuições de frequência que caracterizam os SP quanto ao tamanho, área (km^2) e volume (m^3), bem como o ciclo de vida e horário de formação.

A Figura 4.14a apresenta a distribuição de frequência da área dos SP e observa-se que não existe diferença significativa entre os tamanhos. Em todos os trimestres, a frequência máxima (~25%) ocorre em torno de 200 km^2 e aproximadamente 3% dos SP atingiram tamanhos maiores que 500 km^2 . Em uma análise mais criteriosa sobre a distribuição de frequência de tamanho (figura não apresentada), observou-se que tanto o período da tarde como o da manhã apresentaram aproximadamente a mesma distribuição, já o período da noite e madrugada se diferenciam por apresentarem frequências em torno de 5 e 7% para SP que ultrapassam os 500 km^2 , apenas nos trimestres JJA e SON. Estes trimestres também apresentam variações nos períodos da noite e madrugada para SP até 1000 km^2 (~2%) e entre 1000 e 1500 km^2 (~1%).

Na Figura 4.14b podemos verificar a distribuição de frequência em relação ao volume de chuva dos SP. De acordo com as distribuições verificamos que os SP referentes aos trimestres DJF e MAM apresentam semelhança quanto ao seu volume

com máxima frequência em torno dos 10^5 m^3 . Já os SP dos trimestres JJA e SON apresentam máxima frequência para um volume entre os 10^5 m^3 e 10^6 m^3 , o que aponta em um maior volume de chuva para os SP destes trimestres, porém de forma isolada. Analisando estas distribuições em função do período (manhã/tarde), verificou-se que segue o mesmo padrão descrito acima.

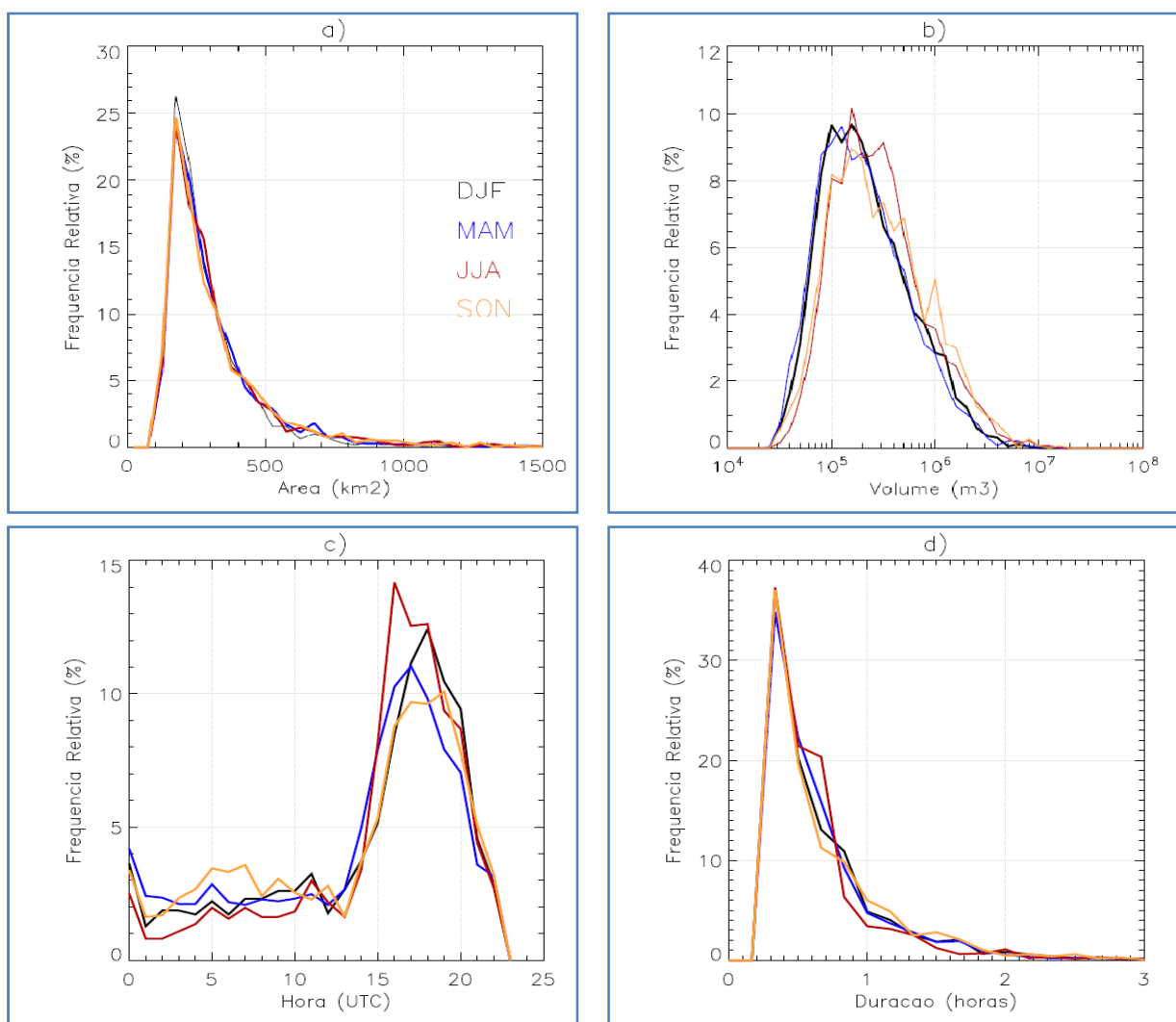


Figura 4.14. Distribuição de frequência relativa. a) Área; b) Volume; c) Ciclo diurno e d) Duração.

Analisando o ciclo diurno de formação dos SP, Figura 4.14c, verifica-se uma variação no horário de máxima atividade de desenvolvimento de um trimestre para o outro. No trimestre de JJA a maioria dos SP desenvolve-se as 16 UTC (12 HL), enquanto que MAM ~17 UTC (13 HL), DJF ~18 UTC (14 HL) e SON ~19 UTC (15 HL). Os trimestres MAM e SON ainda apresentaram um segundo máximo, em torno das 5 UTC (1 HL), assim como tinha sido observado no ciclo diurno dos campos de refletividade (Figuras 4.2 e 4.4).

Embora os SP de JJA e SON tenham apresentado maior volume de precipitação, estes sistemas tiveram aproximadamente a mesma duração dos demais trimestres (Figura 4.14d). Em todos os trimestres, os SP apresentam duração máxima de 2,5 horas, sendo que grande parte deles (~35% para todos os trimestres) apresentam duração de ~30 minutos. Este resultado revela que grande parte da convecção observada tem características de SP isolados.

4.4.2 Distribuições de freqüência como função da área, volume e duração da precipitação

Nesta seção são discutidas as distribuições de freqüência cumulativa que caracterizam a precipitação dos SP quanto ao seu tamanho (km^2), volume de chuva (m^3) e duração da precipitação.

A Figura 4.15a apresenta a distribuição de freqüência cumulativa da chuva volumétrica e conforme notado na Figura 4.14b, os trimestres JJA e SON apresentam um maior volume de precipitação (em torno de 10% a mais que DJF e MAM). A partir de análise por períodos (figura não apresentada) estes padrões de distribuição se mantêm

em praticamente todos os períodos, com exceção do período da noite onde a precipitação volumétrica do trimestre DJF se aproxima dos trimestres JJA e SON, ao longo de toda a distribuição.

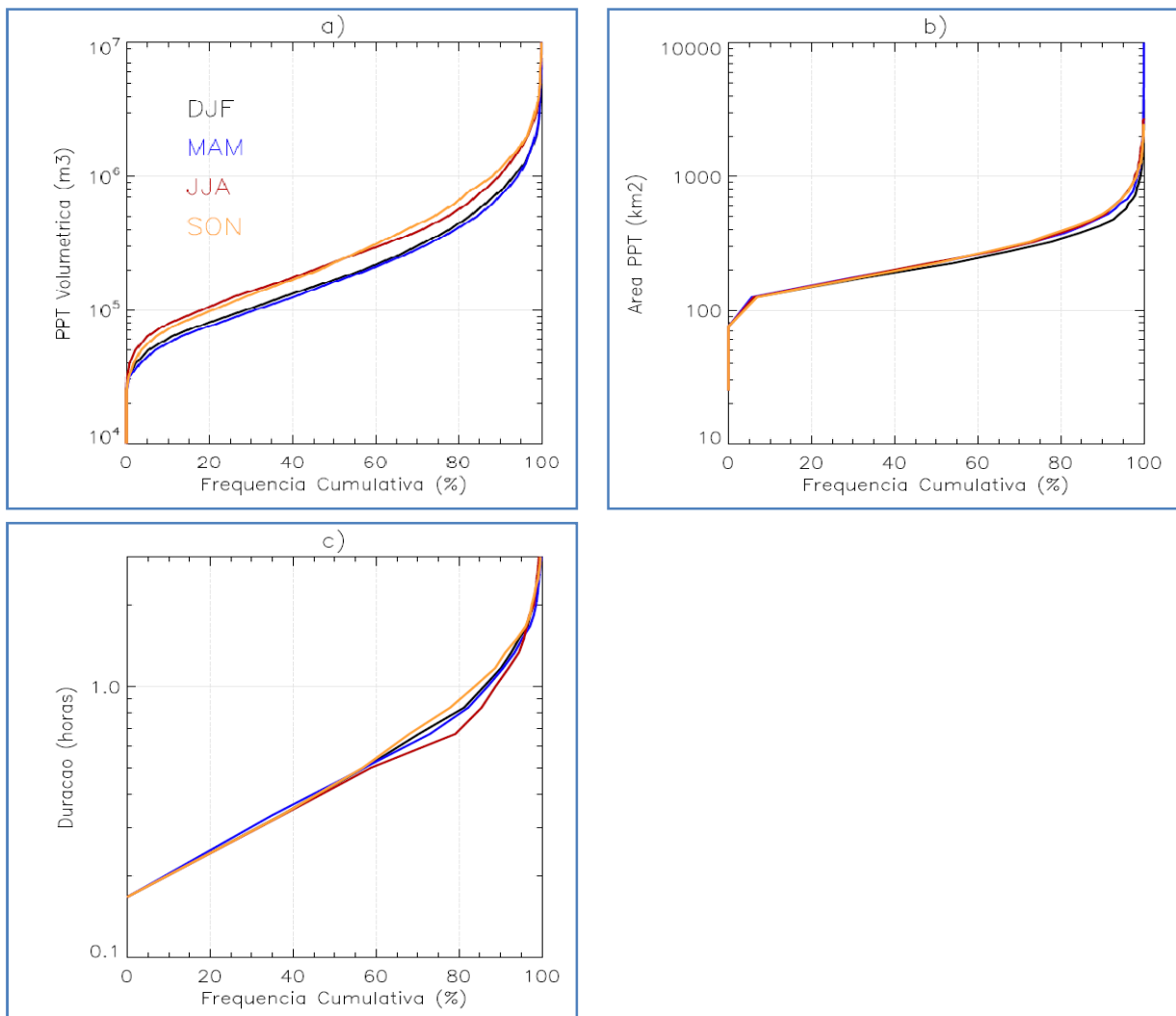


Figura 4.15. Distribuição de frequência cumulativa a) Área da PPT; b) Volume da PPT; c) Duração da PPT.

A Figura 4.15b apresenta a distribuição de frequência cumulativa da área do SP, como verificado na Figura 4.14a todos os trimestres apresentam o mesmo padrão, com

exceção do trimestre DJF que tem uma ligeira redução (em torno de 5%) para áreas acima dos 500 km². Ao analisar os períodos (figura não apresentada) o trimestre DJF apresenta esta característica em ambos os períodos. Já o trimestre JJA se destaca em relação aos demais trimestres para o período da noite, apresentando SP maiores que 500 km².

Na Figura 4.15c temos a distribuição de frequência cumulativa da duração dos SP para cada trimestre e observa-se que 95% dos SP têm duração inferior às 2h e 60% duram menos que 30 minutos. Já o trimestre SON apresenta comportamento contrário, pois existe mais SP com duração superior a 30 minutos. Estas variações se destacam no período da noite (figura não apresentada), onde a variação destes trimestres é maior e inicia-se a partir dos primeiros 10 minutos. No período da madrugada, os trimestres de DJF e MAM tinham SP que apresentaram maior duração, enquanto que o trimestre SON apresentou o mesmo comportamento do trimestre JJA até os primeiros 30 minutos e a partir dos 30 minutos apresenta mesma distribuição que DJF e MAM. É importante ressaltar que esta particularidade de JJA pode ser devido à amostragem disponível, pois este trimestre apresenta uma ligeira redução na duração dos SP, que associado ao grande volume de chuva pode nos levar a concluir que se trata de um sistema eficiente.

Capítulo 5

Conclusões

Através das medidas 3D do Radar meteorológico de Manaus foi possível caracterizar os SP atuantes na região, associado à estação chuvosa, seca e transições seca-chuvosa e chuvosa-seca. As análises dos SP mostraram grandes diferenças no tipo, tamanho, volume de precipitação, duração, ciclo diurno da convecção, processos microfísicos e regiões de concentrações em cada estação.

A análise do ciclo diurno a partir dos campos de refletividade revelou que no trimestre DJF os SP apresentam mais características estratiformes e pouco desenvolvimento vertical com precipitação concentrada no início da manhã até meados da tarde, enquanto que o trimestre MAM são sistemas mais intensos em baixos níveis, mas apresentam pouca frequência em altos níveis, indicando sistemas mais isolados que em DJF. Neste trimestre a precipitação apresenta dois núcleos, sendo um na madrugada e outro maior, que se pronuncia desde o início da manhã até final da tarde. Os trimestres que representam o período mais seco na estação amazônica apresentam maiores frações da fração convectiva do que nos trimestres anteriores e também convecções em níveis mais elevados. O trimestre JJA apresenta maiores frequências da precipitação entre meio da manhã até meio da tarde, enquanto que SON apresenta três núcleos de precipitação, sendo um na madrugada, no início da manhã e outro no meio da manhã, início da tarde.

As regiões preferências para a formação dos SP ocorreram principalmente em regiões de topografia mais expressivas e aos arredores do percurso dos rios Negro, Solimões, Amazonas e Madeira com concentrações mais significativas na floresta. Nos trimestres SON e MAM, o período da tarde apresentou regiões com altas concentrações de chuva em todos os setores. No período da manhã, em todos os trimestres as

maiores concentrações de chuva foram verificadas na região sudeste da cidade, já o período da madrugada apresentou maiores concentrações no setor oeste do radar meteorológico para os trimestres MAM e SON.

Os SP de JJA e SON apresentaram fracos gradientes verticais de refletividade com uma zona mista mais intensa, apresentando cristais de gelo e flocos de neve em maior quantidade. Conciliado a isso, foi verificado a ocorrência de altas freqüências de maiores valores de refletividade em altos níveis, o que indica a presença de fortes movimentos verticais e a presença de grandes partículas de gelo. Estes fatores sugerem a relação com alta ocorrência de descargas atmosféricas nestes trimestres. Também foi verificado que os SP nestes trimestres apresentam maior produção que em MAM e DJF. Já os trimestres DJF, MAM apresentaram maior gradiente vertical de refletividade em torno da isoterma de 0°C, apresentando menores partículas de cristais de gelo, neve e gotas de chuva e MAM apresenta maior produção de chuva que DJF.

Os perfis de refletividade revelaram que os SP dos trimestres JJA e SON possuem uma zona mista mais intensa que os demais sistemas, reafirmando a presença de cristais de gelo e flocos de neve em maiores quantidades. O perfil médio do trimestre SON apresenta valores mais intensos de refletividade em todo o perfil, assim como valores elevados do CAPE e CINE, sugerindo convecção mais explosiva e fortes movimentos verticais em relação aos demais trimestres.

Em todos os trimestres os SP apresentaram o mesmo tamanho (km^2), no entanto em termos de volume (m^3) os SP de JJA e SON apresentaram em torno de uma ordem de grandeza a mais que DJF e MAM. Os SP de todos os trimestres não ultrapassaram 2,5 horas, sendo que a maioria não ultrapassou a primeira meia hora de vida. As distribuições de área, volume, duração, ciclo diurno podem induzir a considerações

importantes durante a estação seca (JJA) e transição seca-chuvosa (SON). Nestes trimestres ocorreram os sistemas precipitantes de características convectivas com maior frequência, os quais têm grande importância para a segurança da sociedade, pois os eventos ocorrem com maior intensidade (volume de chuva, quantidade de descargas atmosféricas) e tiveram mesma duração que os SP de DJF e MAM, desta forma apresentando-se mais eficientes em termos de precipitação, acarretando em vários transtornos para a população nesta época do ano.

Desta forma, verificou-se que existem grandes diferenças entre os SP precipitantes de um trimestre para o outro na região de cobertura do radar meteorológico de Manaus e que estes dados ainda podem ser aprofundados, vide o processamento e validação destas informações. Este trabalho é baseado em um conjunto de dados de apenas um radar meteorológico da região Amazônica, sendo a primeira utilização dos volumes da rede de radares do SIPAM, para fins de estudos. Logo, a análise das características dos SP deve ser estendida para os demais radares meteorológicos da região Amazônica, tanto para aprofundamento nos estudos microfísicos quanto climatológicos.

Capítulo 6

Referências Bibliográficas¹

¹ De acordo com: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6023**. Apresentada em: Diretrizes para apresentação de dissertação da USP: documento eletrônico e impresso. Sistema Integrado de Bibliotecas – SIBi. São Paulo, 2004.

ALBRECH, R. I. **Características microfísicas da precipitação convectiva e estratiforme associada à oscilação intrasazonal no sudoeste da Amazônia**. 2004. 117 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

ALBRECH, R. I. **Eletrificação dos sistemas precipitantes na região Amazônica: processos físicos e dinâmicos do desenvolvimento de tempestades**. 2008. 225 f. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

ALBRECHT, R. I.; SILVA DIAS, M. A. F. Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal oscillation in the Southwest Amazon. **Acta Amazônica**, Manaus. vol. 35, p. 175-184, 2005.

ANAGNOSTOU, E.N.; KRAJEWSKI, W. F. Calibration of the WSR-88D Precipitation Processing Subsystem. **Weather and Forecasting**, v. 13, p. 396-406, 1998.

ANAGNOSTOU, E. N.; MORALES, C. A.; DINKU, T. The Use of TRMM Precipitation Radar Observations in Determining Ground-Based Radar Calibration Biases. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.18, p. 616-628, 2001.

ANAGNOSTOU, E. N.; MORALES, C. A. Rainfall Estimation from TOGA Radar Observations during LBA Field Campaign. **Journal of Geophysical Research**, v.107(D20), doi:10.1029/2001JD000377, 2002.

ANAGNOSTOU, E.N.; NEGRI, A. J.; ADLER, R. F. Statistical Adjustment of Satellite Microwave Monthly Rainfall Estimates over Amazonia. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, p. 1590 - 1598, 1999.

BOTA, G.; SCARANARI, D.; MONTOPOLI, M.; MARZANO, F. S. Backscattering modeling for polarimetric radar observation of ice crystals and aggregates from C to Ka band. **Erad 2008 The Fifth European Conference On Radar In Meteorology And Hydrology**, Helsinki, Finland, 2008.

CAREY, L. D.; CIFELLI, R.; PETERSEN, W. A.; RUDEDGE, S.A.; SILVA DIAS, M. A. F. Characteristics of Amazonian rain measured during TRMM-LBA. **30 th Conference on Radar Meteorology**, Munich, Germany, July, 2001.

CHRISTIAN, H. J.; BLAKESLEE, R. J.; GOODMAN, S. J.; MACH, D. A.; STEWART, M. F.; BUECHLER, D. E.; KOSHAK, W. J.; HALL, J. M.; BOECK, W. L.; DRISCOLL, K. T.; BOCCIPPIO, D. J. The Lightning Imaging Sensor. **Proc. 11th Intl. Conference on Atmospheric Electricity (NASA)**, Guntersville, Alabama, June, 1999.

CHURCHILL, D. D.; HOUZE JUNIOR, R. A. Development and structure of winter monsoon cloud clusters on 10 December 1978. **J. Atmos. Sci.**, v. 41, p. 933 - 960, 1984.

CIFELLI, R.; PETERSEN, W. A.; CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. Radar Observations of the Kinematic, Microphysical, and Precipitation Characteristics of Two MCSs in TRMM-LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, doi:10.1029/2000JD000264, 2001.

COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 153 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989.

COSTA, I. C. **Avaliação dos Dados Produzidos pela Rede de Radares Meteorológicos de Banda “S” Localizados no Centro Sul do Brasil**. 2007. 139 f. Dissertação (Mestrado em meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.

DALLAROSA, R. G.; SENNA, R. C. ; SARAIVA, J. M. B. O Projeto SIVAM, o SIPAM e sua contribuição para a segurança da navegação aérea na Amazônia Legal. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia, Rio de Janeiro**, v. 29, n. 3, p. 27-30, 2005.

DOVIAK, R. J.; ZERNIC, D. S. Doppler radar and weather observations. In:_____. **Doppler Weather Radar**. London: Academic Press, 1993. 562 p.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em Períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.49, n.1, p. 89-98, 2004.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.5, n.6, p. 36 - 45, 1990.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. 1998: Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, Manaus. v. 28, n. 2, p.101-126, 1998.

FOKIANOS, K.; KEDEM, B.; QIN, J.; HAFERMAN, J. L.; SHORT, D. A. On combining instruments. **J. Appl. Meteor.**, v. 37, p. 220 - 226, 1998.

FULTON, R. A.; BREIDENBACH, J. P.; SEO, D. J.; MILLER, D. A.; O'BANNON, T. The WSR-88D Rainfall Algorithm. **Weather Forecast.**, v.13, p. 377 - 395, 1998.

GANDU, A. W. **Análise Estatística de Ecos de Radar Associados a Sistemas de Precipitação na Região Leste do Estado de São Paulo**. 1984. 161 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

HALVERSON, J. B.; RICKENBACH, T.; ROY, B.; PIERCE, H.; WILLIAMS, E. Environmental Characteristics of Convective Systems during TRMM-LBA. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 6, p.1493 -1509, 2002.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, Boston. v. 2, p.1388 - 1403, 1989.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA. Censo demográfico: resultados da amostra. Manaus, 2007. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/>>. Data acesso: abril/2009.

IGHUCHI, T.; MENEGHINI, R. Intercomparison of single frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne of spaceborne radar data. **J. Atmos. Oceanic Technology**, v. 11, p. 1507-1516, 2004.

IGUCHI, T.; MENEGHINI, R. Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar. **J. Atmos. Sci.**, v. 11, p. 1507 - 1516, 1994.

JONES, C.; HOREL, J. D. The Bolivian High circulation and convective activity over South America. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.5, p. 379-387, 1991.

KAY, R.; LITTLE, S. Transformations of the explanatory variables in the logistic regression model for binary data. **Biometrika**, v. 74, p. 495-501, 1987.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 11, p. 743 - 758, 1981.

KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHINE, J.; SIMPSON, J. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. **J. Atmos. Oceanic Technology**, v. 15, n. 3, doi:10.1175/1520-0426, 1998.

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, doi:10.1029/2001JD000337, 2002.

WILKS, D. S. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. In:_____. **International Geophysics Series**. 2 ed, vol. 59. San Diego: Academic Press, 2006. 627p.

WILLIAMS, C. R.; ECKLUND, W. L.; GAGE, K. S. Classification of Precipitating Clouds in the Tropics Using 915-MHz Wind Profilers. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 12, doi: 10.1175/1520-0426, October 1995.

- WILLIAMS E.; et al. Contrasting Convective Regimes Over The Amazon: Implications For Cloud Electrification. **J. Geophys. Res.**, v. 107, (D20), doi:10.1029/2001JD000380, 2002.
- 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, p. 1630-1654, 1998.
- MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; LIMA, A. A.. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **J. Geophys. Res.**, v. 107, (D20), 31.1-31.15. doi:10.1029/2001JD000338, 2002.
- MALKOMES, M.; FUKUDA, F.; ROCHELEAU, F.; WERNER, J. The Sivam Project: weather radar network for the Amazon region-Var. **Second European Conference on Radar Meteorology**, Netherlands, European, November, 2002.
- MARENGO, J.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal Climate**, v. 6, p. 617-617, 1993.
- MARENGO, J. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v.12, n. 8, p. 853-863, 1992.
- MATHON, V.; LAURENT, H. Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. **Quart J Roy Meteor. Soc.**, v. 127, p. 377 - 406, 2001.
- MICHELSON, D. B.; SUNHED, D. Spurious weather radar echo identification and removal using multisource temperature information. **Meteorol. Appl.**, v. 11, p. 1-14, 1. 14, doi:10.1017/S1350482703001129, 2004.
- MOLION, L.C. B. Climatologia Dinâmica da Região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p.107-117, 1987.
- MOLION, L. C. B.; DALLAROSA, R. L. G. Pluviometria da Amazônia: são os dados confiáveis? **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 5, n. 3, p. 40-42, mar. 1990.
- MORALES, C. A.; MACHADO, L. A. T.; DIAS, M. A. F. S.; AMORIM, W.; FREDIANI, M. E.; ALBRECH, R. Characteristics of the Precipitating Systems during the 2002 Dry-to-Wet Field Campaign in the Amazon Region. **Third LBA Scientific Conference**, Brasília, 2004.
- MOURA, M. L.; MEIXNER, F. X.; TREBS, I.; LYRA, R. F. F. ; ANDREAE, M. O.; FILHO, M. F. N. Evidência observacional das brisas do lago de Balbina (Amazonas) e seus efeitos sobre a concentração do ozônio. **Acta Amazônica**, Manaus. v.34, p. 605-611, 2004.

NEVES, J. R.; MORALES, C. A. A convecção durante o DRYTOWET-AMC/LBA. **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Florianópolis, 2006. 1 CD-ROM.

OLIVEIRA, A.; MATOS, C. C.; SARAIVA, E.; PIRES, L. C.; OLIVEIRA, P.; PIOTTO, R. Filtros de software para correção dos efeitos dos lóbulos laterais em diagrama de irradiação de antena: Estudo de caso. **1º Simpósio Sul Brasileiro de Matemática e Informática**, Curitiba, Paraná, 2002.

OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D.R. The Amazon River breeze and the local boundary layer: I. Observations. **Bound-Layer Meteor**, v. 63, p. 141-162, 1992.

OLIVEIRA, A.S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia**. 1986. 246f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1986;

PETERSEN, W. A.; NESBITT, S. W.; BLAKESLEE, R. J.; HEIN, P.; R. CIFELLI, R.; RUTLEDGE, S. A. TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon. **Journal of Climate**, v.15, p. 1278 – 1294, 2001.

PONTES, A. D. L. **Análise de casos de precipitações intensas na transição entre a estação seca e chuvosa de 2002 em Rondônia**. 2006. 134 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas São Paulo, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

QIN, J.; LAWLESS, J. F. Empirical likelihood and general estimating equations. **Ann. Stat.**, v. 22, p. 300-325, 1994.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1994. 94f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994.

RIBEIRO, A.; VICTORIA, R. L.; PEREIRA, A. R.; VILLA N. N. A.; MARTINELLI, L. A.; MORTATTI, J. Análise do regime pluviométrico da Região Amazônica a partir de dados de onze localidades. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 11, n.1, p.25-35, 1996.

RICKENBACH, T.M.; FERREIRA, R. N.; HALVERSON, J.; SILVA DIAS, M. A. F. Modulation of Convection in the Southwestern Amazon Basin by Extratropical Stationary Fronts. **J. of Geoph. Res. Atmos.**, v.107(D20), doi:10.1029/2001JD000334, 2002.

RICKENBACH, T. Nocturnal cloud systems and the diurnal variation of clouds and rainfall in Southwestern Amazonia. **Monthly Weather Review**, v. 132. p. 1201-1219, 2004.

ROSENFELD, D.; AMITAI, E.; WOLFF, D. B. Classification of Rain Regimes by the Three-Dimensional Properties of Reflectivity Fields. **J. Appl. Meteor.**, v. 34, p. 198 - 211, 1995.

SENNA, R. C.; DALLAROSA, R. L. G.; SOUZA, E. B. Evidências da Brisa Fluvial em Manaus - AM. **XV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, São Paulo, 2008.

SILVA DIAS, M.A.F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 133-150, 1987.

SIMPSON, J.; KUMMEROW, C.; TAO, W. K.; ADLER, R. F. On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). **Meteor. Atmos. Physics**, v. 60, p.19 - 36, 1996.

SISTEMA DE PROTEÇÃO DA AMAZONIA, **Boletim Climático da Amazônia**. Manaus: SIPAM, v. 5, n. 1, janeiro de 2008.

_____. **Boletim Climático da Amazônia**. v. 5, n. 3, março de 2008.

_____. **Boletim Climático da Amazônia**. v. 5, n. 6, junho de 2008.

_____. **Boletim Climático da Amazônia**. v. 5, n. 9, setembro de 2008.

STEINER, M.; HOUZE JUNIOR, R. A.; YUTER, S. E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. **J. Appl. Meteor.**, v. 34, p. 1978 – 2007, 1995.

SUGIER, J.; PARENT DU CHÂTELET, J.; ROQUAIN, P.; SMITH, A. Detection and removal of clutter and anaprop in radar data using a statistical scheme based on echo fluctuation. **Proceedings 2nd European Conference on Radar Meteorology**, p.17-24, 2002.

YUTER, S. E., HOUZE JUNIOR, R. A. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 1921-1940, 1995.

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

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.

Livros Grátis

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

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

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

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

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