

**MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
FACULDADE DE METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



Dissertação

Aline Falck Jeske

**Estudo de uma situação convectiva (iniciação-
dissipação) utilizando dados do radar meteorológico
Doppler de Manaus**

Pelotas, 2009

Aline Falck Jeske

**Estudo de uma situação convectiva (iniciação-dissipação)
utilizando dados do radar meteorológico Doppler de Manaus**

**Dissertação apresentada ao Programa
de Pós-Graduação da Faculdade de
Meteorologia da UNIVERSIDADE
FEDERAL DE PELOTAS, como requisito
parcial à obtenção do título de Mestre
em Ciências (M.S.).**

Orientador: Prof. Dr. Paulo Roberto Pelufo Foster

**PELOTAS
Rio Grande do Sul - Brasil
Fevereiro de 2009**

Dados de catalogação na fonte:
Ubirajara Buddin Cruz – CRB-10/901
Biblioteca de Ciência & Tecnologia - UFPel

J58e Jeske, Aline Falck
 Estudo de uma situação convectiva (iniciação-dissipação)
 utilizando dados do radar meteorológico doppler de Manaus /
 Aline Falck Jeske ; orientador Paulo Roberto Pelufo Foster. –
 Pelotas, 2009. – 140f. – Dissertação (Mestrado). Programa de
 Pós-Graduação em Meteorologia. Faculdade de
 Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas. Pelotas,
 2009.

 1.Meteorologia. 2.Radar meteorológico doppler.
 3.Sistemas convectivos de mesoescala. I.Foster, Paulo
 Roberto Pelufo. II.Título

CDD: 551.63530981132

Banca Examinadora

Prof. Dr. Paulo Roberto Pelufo Foster (Orientador)

Prof. Dr^a. Roseli Gueths Gomes

Prof. Dr^a. Ana Maria Gomes Held (Externo)

Dedico este trabalho aos meus pais Zilmar e Irene, aos meus irmãos Adriane, Vanessa e Tiago e ao meu esposo Éderson.

Agradecimentos

Agradeço ao bom Deus, que sempre se fez sempre presente em minha vida, iluminando o meu caminho, mostrando que tudo na vida tem um propósito e que nada acontece por acaso.

Em especial ao meu orientador, Prof. Dr. Paulo Roberto Pelufo Foster, pela amizade, empenho, ensinamentos, disponibilidade e orientação, fundamentais durante a realização deste trabalho.

À Prof^a. Sônia Rochedo Foster, pela amizade e compreensão.

À Dra. Ana Maria Gomes Held, e Jaqueline Murakami Kokitsu do Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMET), pela atenção, disponibilidade e apoio.

Ao meu cunhado Fabrício Ribeiro Pinho, pelo carinho, apoio e ensinamentos.

Ao meu cunhado Daniel Kopereck, pelas viagens concedidas.

As minhas amigas Angélica Ferreira, Milena Machado João e Mirlen Tássia Filgueira da Silva, pela amizade, carinho e apoio.

Aos meus amigos Humberto Oliveira e Fábio Diniz, pelo apoio e amizade.

Aos meus colegas Gustavo, Guilherme e Dionis, e aos demais colegas que de uma forma ou de outra ajudaram na realização deste trabalho.

As prezadas Sônia Neves, Vânia Rodrigues e demais profissionais do Centro de Pesquisas e Previsões Meteorológicas (CPPMET) pela disposição em ajudar.

Ao SIPAM por ter cedido os dados para realização deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo auxílio financeiro, que possibilitou a realização deste trabalho.

“A verdadeira medida de um homem não é como ele se comporta em momentos de conforto e conveniência, mas como ele se mantém em tempos de controvérsia e desafio.”

Martin Luther King Jr.

Resumo

FALCK – JESKE, Aline. **Estudo de uma situação convectiva (iniciação-dissipação) utilizando dados do radar meteorológico Doppler de Manaus.** 2009.140f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são sistemas característicos da região amazônica, esta região possui fatores favoráveis a formação da atividade convectiva, ou seja, elevados valores de temperatura e umidade do ar. Estes sistemas normalmente ocasionam ventos fortes, descargas elétricas atmosféricas e ocasionalmente, granizo, além de expressivas quantidades de precipitação. O interesse de diversas empresas públicas e privadas, bem como a sociedade em geral, gera uma grande demanda em monitorar e prever tempestades severas em tempo real, de forma precisa. O objetivo deste trabalho é estudar a formação, as propriedades, as características dinâmicas, a estrutura e a evolução temporal (crescimento, maturação e dissipação) de nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical e sua associação com a estrutura precipitante sobre a região de Manaus, utilizando dados obtidos por um radar meteorológico Doppler. Além disso, fez-se necessário fazer o tratamento dos dados brutos. O tratamento dos dados de volume de radar foi feito utilizando o software TITAN (Thunderstorm, Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting) e o software de visualização gráfica Rview, ambos desenvolvidos pelo NCAR. Resultados mostram que a presença das linhas de precipitação detectadas nas imagens de satélite pode ser confirmada pelos resultados obtidos através do processamento dos dados gerados pelo radar de Manaus. Além da concordância na visualização dos eventos, o radar mostra com mais detalhes a intensidade e a localização da convecção. Outra

vantagem observada na comparação dos dados radar (campo de refletividade) com a imagem de satélites está na possibilidade da obtenção de seções verticais ao longo da linha de precipitação. Através deste tipo de produto é possível determinar a intensidade dos campos de refletividade e a sua localização vertical. Os parâmetros que caracterizam as propriedades das tempestades tais como: volume médio, área média, altura dos topos dos ecos, refletividade máxima e média bem como velocidade e deslocamento dos sistemas precipitantes foram determinados considerando o limiar de refletividade maior que 35dBZ e volume maior que 50km³. Os resultados indicam que pequenas células predominaram embora os volumes atinjam grandes valores. Em relação às áreas de precipitação os resultados mostram um predomínio de pequenas células de precipitação durante o período. Comparados com resultados de estudos existentes na literatura fica evidente o predomínio de pequenas células associadas a tempestades isoladas e de curta duração bem como tempestades multicelulares. As informações sobre como as tempestades observadas pelo radar meteorológico de Manaus se distribuem em relação a sua duração e ao tempo que levam para atingir a sua máxima área resumem uma informação importante para um previsor operacional que poderia, evidentemente levando em conta outros parâmetros fundamentais, utilizá-la para emitir uma previsão sobre eventos de precipitação com um certo grau de confiança, numa escala de curtíssimo prazo.

Palavras-Chaves: Radar Meteorológico Doppler. Sistemas Convectivos de Mesoescala.

Abstract

FALCK – JESKE, Aline. **Study of a convective situation (growth-dissipation) using data from Doppler meteorological radar in Manaus.** 2009.140f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

Mesoscale convective systems (SCM) systems are characteristic of the Amazon region. This region has factors to ease the formation of convective activity, i.e. high values of temperature and humidity of air. These systems usually cause strong winds, electrical atmospheric discharges and occasionally, hail, and high amounts of precipitation. The interest of various public and private companies as well as society in general, generates a great demand to track and predict severe storms in real time with precision. The aim of this work is to study the formation, properties, dynamic characteristics, structure and temporal evolution (growth, maturity and dissipation) of convective clouds of large vertical development and its association the structure of precipitation over the Manaus region, using data obtained by Doppler weather radar. Moreover, it is necessary to make the processing of raw data. Furthermore, it was necessary to make the processing of raw data. The treatment of the volume of radar data was done using the software TITAN (Thunderstorm, Identification, Tracking, analysis and Nowcasting) and visualization software for graphic Rview, both developed by NCAR. Results show that the presence of lines of precipitation detected in satellite images can be confirmed by the results obtained by processing the data generated by the Manaus radar. Besides the agreement in view of the events, the radar shows in detail the intensity and location of convection. Another advantage observed by comparing the radar data (reflectivity of field) with the satellite image is the possibility of obtaining vertical sections along the line of

precipitation. Through this type of product you can determine the intensity of the fields of reflectivity and vertical location. The parameters that characterize the properties of storms such as average volume, average area, when the tops of echoes, reflectivity and maximum and average velocity and displacement of precipitating systems were determined considering the level of reflectivity equal to or greater than 35dBZ and volume greater than 50km³. The results indicate that small cells predominated but the volumes reach large values. About the areas of precipitation, the results show a predominance of small cells of precipitation during the period. Compared with results from studies in the literature it is evident the predominance of small cells associated with isolated thunderstorms and of short duration and multicellular storms. The information about how the storms observed by weather radar in Manaus are distributed on its duration and the time it takes to reach its maximum area summarize important information for a predictor operation that could of course taking into account other key parameters, use it to make a prediction about events of precipitation with a degree of confidence on a scale of very short term.

KEY-WORDS: Doppler Meteorological Radar. Mesoscale Convective Systems.

Lista de Figuras

		Página
FIGURA 1	Modelo esquemático dos estágios de evolução das nuvens cumulonimbus (Cb): (a) Estágio inicial, (b) Estágio maduro e (c) Estágio de dissipação. Fonte: Master - USP (2008).	31
FIGURA 2	Esquema da estrutura e características da precipitação de mesoescala visto por um radar na horizontal e cortes na secção vertical durante os estágios de: (a) formação; (b) intensificação; (c) maturação e (d) dissipação. Fonte: Leary e Houze (1979).	33
FIGURA 3	Espectro eletromagnético em função da frequência (Hz) e do comprimento de onda (m). O retângulo vermelho destaca a região de micro-ondas (importante para os radares meteorológicos). Fonte: SCB (2008).	41
FIGURA 4	Ilustração da obtenção de dados por um radar meteorológico Doppler. Fonte: Master-USP (2008).	42
FIGURA 5	Mostra o corte em um volume de dados seguindo um ângulo de elevação constante denominado PPI. Fonte: Nogueira (2008).	46
FIGURA 6	Mostra o corte em um volume de dados seguindo um ângulo azimute constante denominado RHI. Fonte: Nogueira (2008).	47
FIGURA 7	Mostra o corte no volume de dados a uma altura constante denominada CAPPI. Fonte: Nogueira (2008).	47
FIGURA 8	Mostra o corte em um volume de dados obtendo a seção transversal denominado VXSECT. Fonte: Nogueira (2008).	48
FIGURA 9	Mostra o corte no volume de dados obtendo as máximas alturas em um determinado alcance denominado ETOP. Fonte: Nogueira (2008).	48

FIGURA 10	Mostra o corte no volume de dados obtendo as mínimas alturas em um determinado alcance denominado EBASE. Fonte: Nogueira (2008).	48
FIGURA 11	Apresenta uma estimativa do volume de água líquida entre duas camadas definidas denominado VIL. Fonte: Nogueira (2008).	49
FIGURA 12	Centro Regional de Manaus - Sistema de Proteção da Amazônia, localizado em Manaus/AM. Fonte: SIPAM (2008).	50
FIGURA 13	Localização geográfica de Manaus/AM. Fonte: INMET (2008).	51
FIGURA 14	Área de cobertura (400km) em modo de vigilância dos Radares do SIPAM, o círculo em vermelho abrange a área de cobertura do radar de Manaus. A área de cobertura do radar de Manaus em varreduras volumétricas é representada pelo círculo em roxo, onde encontra-se situada a EMA de Manaus (SBMN). Fonte: SIPAM (2008) Modificado.	52
FIGURA 15	Figura esquemática mostrando a refletividade composta. O máximo valor de cada altitude é projetado em superfície. Fonte: WMI (2001) Modificado.	56
FIGURA 16	<i>Composite</i> do campo de refletividade composto (dBZ) obtido para o horário 16:52:25.	57
FIGURA 17	Campo de VIL (kg.m^{-2}) representada pela legenda em cores a direita para todo o domínio do radar, e pela elipse azul, indicando as células convectivas que obedeceram os limiares fixados.	60
FIGURA 18	Índice 3-S representado pela legenda de cores a direita para todo o domínio do radar, e a máxima altura de topo representada pela elipse azul com os respectivos valores numéricos para as células convectivas que obedeceram os limiares fixados.	61
FIGURA 19	Imagem de Satélite GOES-10, realçada no canal infravermelho para a região norte do Brasil. Fonte: CPTEC/INPE (2008). Dia 14 de outubro de 2008, 1745TMG.	65
FIGURA 20	Recorte da imagem do satélite GOES-10 para a região em estudo. Fonte: CPTEC/INPE (2008).	65
FIGURA 21	Localização das Estações Automáticas de Superfície situadas na área de cobertura do radar e proximidades. Fonte: INMET (2008) Modificado.	66
FIGURA 22	Ilustração do diagrama Skew T – Log P. Fonte: <i>University of Wyoming</i> modificado (2008).	68

FIGURA 23	Recorte das imagens de satélite GOES-10 no canal infravermelho. (a) iniciação; (b) e (c) maturação e (d) dissipação. Fonte: CPTEC/INPE (2008).	70
FIGURA 24	Observações dos campos de refletividade para horários aproximados da Fig. 23.	71
FIGURA 25	Casos de linhas de instabilidade em estudo.	72
FIGURA 26	(a-e) Recorte das imagens de satélite GOES-10 realçadas no canal infravermelho; (f-j) imagens de refletividade do radar de Manaus; Comparação das imagens de radar e satélite para horários aproximados dos estágios de evolução do caso 1.	74
FIGURA 27	Resultados obtidos, para diferentes horários, (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seções verticais pré-selecionadas correspondentes para 15 de outubro de 2008 às 16:52:25 UTC.	76
FIGURA 28	Resultados obtidos, para diferentes horários, (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seções verticais pré-selecionadas correspondentes para 15 de outubro de 2008 às 17:32:23 UTC.	77
FIGURA 29	(a-g) Recorte das imagens de satélite GOES-10 realçadas no canal infravermelho; (h-n) imagens de refletividade do radar de Manaus; Comparação das imagens de satélite e radar para horários aproximados, caso 2.	80
FIGURA 30	15 de outubro de 2008 - 18:52:21UTC. Campos de refletividade radar: (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seção vertical pré-selecionada.	83
FIGURA 31	15 de outubro de 2008 - 19:32:24 UTC. Campos de refletividade radar: (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seção vertical pré-selecionada.	84
FIGURA 32	15 de outubro de 2008 – 20:01:28 UTC. Campos de refletividade radar: (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seção vertical pré-selecionada.	85
FIGURA 33	15 de outubro de 2008 - 20:23:11 UTC. Campos de refletividade radar: (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seção vertical pré-selecionada.	86
FIGURA 34	15 de outubro de 2008 - 20:52:17 UTC. Campos de refletividade radar: (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seção vertical pré-selecionada.	87
FIGURA 35	Distribuição espacial do conteúdo de água líquida integrada verticalmente (VIL) em kg.m^2 .	88
FIGURA 36	Distribuição espacial do índice 3-S.	90

FIGURA 37	Distribuição de freqüência de células convectivas relacionado ao tempo de duração em minutos, obedecendo aos limiares de refletividade maior ou igual a 35 dBZ e volume maior ou igual a 50 km ³ , observados pelo radar Doppler de Manaus para o dia 15 de outubro de 2008.	94
FIGURA 38	Distribuição da freqüência de células convectivas para altura máxima do topo dos ecos, obedecendo aos limiares de refletividade maior ou igual a 35 dBZ e volume maior ou igual a 50 km ³ , observados pelo radar Doppler de Manaus para o dia 15 de outubro de 2008.	94
FIGURA 39	Distribuição da freqüência de células convectivas com relação à refletividade máxima em dBZ, observados pelo radar Doppler de Manaus para o dia 15 de outubro de 2008.	95
FIGURA 40	Distribuição da freqüência de células convectivas relacionado com a velocidade média de deslocamento em km h ⁻¹ , observados pelo radar Doppler de Manaus para o dia 15 de outubro de 2008.	96
FIGURA 41	Distribuição da freqüência de células convectivas relacionado com a direção de deslocamento em graus, observados pelo radar Doppler de Manaus para o dia 15 de outubro de 2008.	96
FIGURA 42	Precipitação Horária (mm) nas estações automáticas de Autazes, Barcelos, Coari, Manacapuru, Maués, Parintins, Presidente Figueiredo e Rio Urubu, para os dias 13, 14, 15 e 16 de outubro de 2008.	97
FIGURA 43	Diagrama Termodinâmico da estação SBMN – Manaus/AM para os dias 15 de outubro às 12 UTC e 16 de outubro às 00 UTC. FONTE: <i>University of Wyoming, 2008</i> .	99
FIGURA 44	Valores do índice Showalter para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.	100
FIGURA 45	Valores do índice de Levantamento para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.	100
FIGURA 46	Valores do índice SWEAT para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.	101
FIGURA 47	Valores do índice K para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.	101

FIGURA 48	Valores do índice Total Totals para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.	102
FIGURA 49	Valores de CAPE para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.	102
FIGURA 50	Seqüência dos campos de refletividade (Z), para o dia 15 de outubro de 2008 entre 1343 e 2343 UTC.	113
FIGURA 51	Recorte das imagens de satélite Goes-10 no canal infravermelho para o dia 15 de outubro de 2008 às 1345 UTC a 16 de outubro de 2008 às 0145 UTC	129

Lista de Tabelas

		Página
TABELA 1	Classificação de CCM. Fonte: Maddox (1980).	35
TABELA 2	Classificação de SCM baseado em análises de dados de satélite no canal infravermelho. Fonte: Jirack et al. (2003).	36
TABELA 3	Divisão da Mesoescala proposta por Orlanski, 1975. Fonte: Orlanski (1975).	36
TABELA 4	Parâmetros dos radares de superfície do SIPAM.	53
TABELA 5	Classificação da intensidade de uma célula convectiva. Fonte: Visser (2001). Modificada.	59
TABELA 6	Método 3-S de classificação de células convectivas. Fonte: Visser (2001) Modificada.	60
TABELA 7	Canais espectrais do satélite GOES.	63
TABELA 8	Localização das Estações Automáticas de Superfície.	66
TABELA 9	Informações da EMA de Manaus.	67
TABELA 10	Parâmetros médios e extremos das células convectivas identificadas pelo TITAN.	93
TABELA 11	Índices de Instabilidade e energia potencial convectiva disponível, para a estação aerológica de Manaus.	98
TABELA 12	Características das células convectivas	121
TABELA 13	Valores críticos do índice Showalter a leste das montanhas rochosas. Fonte: http://www.the-weatherprediction.com/ Modificado (2008)	136
TABELA 14	Valores críticos do índice de Levantamento (LI). Fonte: http://www.theweatherprediction.com/ Modificado (2008)	137
TABELA 15	Valores críticos do índice SWEAT. Fonte: http://www.theweatherprediction.com/ Modificado (2008)	138
TABELA 16	Valores críticos do índice K. Fonte: http://www.the-weatherprediction.com/ Modificado (2008).	138

TABELA 17	Valores Críticos do Índice Total Totals. Fonte: http://www.the weatherprediction.com/ <i>Modificado (2008)</i>	139
TABELA 18	Valores Críticos de CAPE. Fonte: http://www.the weatherprediction.com/ <i>Modificado (2008)</i> .	140

Lista de Siglas e Abreviaturas

3-S – Storm-Structure-Severity

BF – Base Fraca

BM – Base Moderada

BS – Base Severa

CAPE – Convective Available Potential Energy

CAPPI – Constant Altitude Plano Position Indicator

Cb – *Cumulonimbus*

Cc – *Cumulus Congestus*

CCM – Complexos Convectivos de Mesoescala

CENSIPAM – Centro Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia

Ci – *Cirrus*

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

CRM-MN – Centro Regional de Manaus.

Cu – *Cumulus*

DWSR – Doppler Weather S-Radar

EBASE – Minimum Height of Echo

EMA – Estações Meteorológicas de Altitude

EMS – Estações Meteorológicas de Superfície

ERM – Estações de Radar Meteorológico

ETOP – Maximum Height of Echo

FMQ – File Queue Message

GOES – Geostacionary Operational Environmental Satellite

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

INPE – Instituto de Nacional Pesquisas Espaciais

IPMET – Instituto de Pesquisas Meteorológicas
IS – Índice Showalter
JBN – Jatos de baixos Níveis
LBA – Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LI – Índice de Levantamento
LI – Linhas de Instabilidade
MDS – Mínimo sinal detectável
MDV – Meteorological Data Volume
N – Norte
NCAR – National Center for Atmospheric Research
NCE – Nível de Condensação Espontânea
NCL – Nível de Condensação por Levantamento
NE – Nível de Equilíbrio
N.M.M – Nível Médio do Mar
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration
NW – Noroeste
PECS – Persistent Elongated Convective Systems
PPI – Plano Position Indicator
PTU – pressão, temperatura e umidade
RADAR – RAdio Detection And Ranging
RHI – Range Height Indicator
Rview – visualização gráfica
S – Sul
SCM – Sistemas Convectivos de Mesoescala
SE – Sudeste
SIPAM – Sistema de Proteção da Amazônia
SPDB – Symbolic Product Data Base
SWEAT – Severe Weather Threat Index
TF – Topo Fraco
TITAN – Thunderstorm, Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting)
TM – Topo Moderado
TS – Topo Severo
TT – Índice Total Totals
UNESP – Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho

USP – Universidade de São Paulo

UTC – Coordenada de Tempo Universal

VF – Volume Fraco

VIL – Vertically Integrated Liquid

VM – Volume Moderado

VS – Volume Severo

VTS – Volume e Topo Severo

VXSECT – Vertical Cross Section

W – Oeste

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

Lista de Símbolos

L^2 – atenuação por absorção e difusão no trajeto de ida e volta da onda

λ – comprimento de onda de emissão do radar

ϕ – direção angular do alvo em relação ao eixo horizontal do feixe

θ – direção angular do alvo em relação ao eixo vertical do feixe

r – distância radar-alvo

$|K|^2$ – fator dielétrico do hidrometeoro

G_0 – ganho da antena na direção de potência máxima

θ_{3dB}^2 – largura do feixe à meia potência

$N(D)$ – número de partículas por intervalo de diâmetro

$\overline{P_r}$ – potência média do sinal recebido

P_t – representa a potência emitida pelo radar ao nível da antena

$f^4(\theta, \phi)$ – representa o diagrama de radiação da antena

$v_t(D)$ indica a velocidade terminal de queda das precipitações na ausência de vento

w – componente vertical da velocidade do vento

L_r – somatório das perdas na recepção entre a antena e o receptor

c – velocidade da luz

τ – duração do pulso

σ – seção de retrodifusão

a – coeficiente de correção

b – coeficiente de correção

D – diâmetro da partícula

L – comprimento de escala horizontal

n – índice de refração

R – taxa de precipitação

Z – fator refletividade do radar

Z_a – fator de refletividade aparente (equivalente)

SUMÁRIO

	Página
1 INTRODUÇÃO.....	25
2 REVISÃO DE LITERATURA.....	29
2.1 Sistemas convectivos de mesoescala	30
2.2 Radar meteorológico.....	40
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	50
3.1 Dados de radar.....	51
3.2 Tratamento e visualização dos dados de radar – TITAN.....	53
3.2.1 Propriedades características das células de precipitação.....	56
3.3 Identificação de SCM por imagens de radar.....	62
3.4 Dados de satélite.....	62
3.5 Identificação de SCM por imagens de satélite.....	64
3.6 Dados de superfície.....	66
3.7 Dados de altitude.....	67
3.8 Diagrama Skew T – Log P.....	67
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	69
4.1 Caso geral.....	69
4.2 Linhas de instabilidade.....	73
4.2.1 Caso 1.....	73
4.2.2 Caso 2.....	78
4.3 Células convectivas ocorridas durante o dia 15 de setembro de 2008.....	92
5 CONCLUSÕES.....	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	106
APÊNDICES.....	112
Apêndice A – Imagens de radar	113
Apêndice B – Células convectivas.....	121

ANEXOS.....	128
Anexo A – Imagens de satélite.....	129
Apêndice B – Índices de instabilidade e CAPE	135

1 INTRODUÇÃO

A Amazônia é a maior floresta tropical quente e úmida do planeta e é considerada por muitos pesquisadores como sendo a principal responsável pelo clima terrestre. Por esses e outros fatores, a sua importância é de tal forma proeminente que faz com que a comunidade científica esteja constantemente estudando-a e desenvolvendo pesquisas em diversas áreas do conhecimento.

Em termos climatológicos, a região norte do país tem as suas estações do ano definidas como estação chuvosa (de fevereiro a maio) e a estação pouco chuvosa (de setembro a novembro); os demais meses podem ser considerados como meses de transição. Por este motivo Loureiro (2005) afirma que a precipitação é heterogênea sobre a região amazônica. Sob o ponto de vista meteorológico, o clima da região amazônica é influenciado por um amplo espectro de fenômenos que variam desde a pequena até a grande escala. Segundo Molion (1987; 1993) os mecanismos responsáveis pela geração dos sistemas meteorológicos que promovem as taxas de precipitação observadas na Bacia Amazônica estão aparentemente ligados à circulação geral da atmosfera e as forçantes de escala menor, tais como a topografia e o contraste de temperatura existente entre o continente e o oceano.

De acordo com Molion (1993), dentre os fenômenos meteorológicos que provocam precipitação sobre a região amazônica podem ser citados as linhas de instabilidades, a convecção diurna e os complexos convectivos de meso e grande escala. Dentre os principais sistemas meteorológicos atuantes na Amazônia destacam-se:

- a) a *Zona de Convergência Intertropical* (ZCIT) sobre o Oceano Atlântico Equatorial (MOLION E KOUSKY, 1985; MOLION, 1987; ROCHA, 1991);

- b) a atividade da *Alta da Bolívia* que forma-se durante o verão do Hemisfério Sul (KOUSKY E KAYANO, 1981; MOLION, 1993);
- c) as penetrações pronunciadas de *sistemas frontais* que organizam e intensificam a convecção tropical, principalmente, sobre a Amazônia central (KOUSKY E FERREIRA, 1981; VIRJI E KOUSKY, 1983; OLIVEIRA, 1986);
- d) as *Linhas de Instabilidade* (LI) (CAVALCANTI E KOUSKY, 1982; COHEN, 1989; COHEN et al., 1995);
- e) e as manifestações de sistemas de tempo de mesoescala e escala localizada (*células ou aglomerados de Cumulonimbus*) que comumente se originam devido ao aquecimento da superfície pela radiação solar incidente.

Da área total de cerca de 6,2 milhões de km² cobertos pela bacia amazônica, cerca de 5 milhões de km² ficam situadas em território brasileiro, abrangendo as regiões norte, centro-oeste e nordeste. A área restante divide-se entre os países do Peru, Bolívia, Equador, Venezuela, Colômbia, Guiana, Suriname e Guiana Francesa.

Dentro desse contexto, o governo brasileiro criou o Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM). O SIPAM pode ser definido como um arranjo técnico de produção e veiculação de informações, constituído por uma intrincada base tecnológica e uma rede institucional, incumbida de agregar e gerar informações atualizadas para articulação e planejamento de políticas públicas e ainda, a coordenação de ações globais em âmbito governamental na Amazônia Legal, objetivando a proteção, a inclusão e o desenvolvimento sustentável da região (SIPAM, 2008).

Neste pensamento, as atuações de proteção ambiental dos Centros Gestor e Operacional do Sistema de Proteção da Amazônia (CENSIPAM) abrangem várias ações integradas na região da Amazônia. Essas ações vão desde o desenvolvimento de estudos e projetos em áreas como desflorestamento até a detecção de raios e meteorologia, tendo como objetivo avaliar e monitorar os impactos da ação antrópica ao aproveitamento de técnicas de geoprocessamento e de sensoriamento remoto. Ambas são voltadas à definição desses impactos e de

suas medidas mitigadoras, e, localmente, apoiadas por uma logística pré-implantada (SIPAM, 2008).

Como exemplo de esforço internacional para estudar o ambiente amazônico pode ser citado o programa *Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA). É um programa multidisciplinar que busca entender como as mudanças no uso da cobertura da terra e no clima poderão afetar os processos biológicos, químicos e físicos. O LBA busca também influenciar positivamente no desenvolvimento sustentável na região, envolvendo a sua interação com o clima regional e global (LBA a., 2008).

Mais recentemente, a campanha MiniBARCA, que ocorreu durante o LBA entre os dias 09 e 30 de junho de 2008, forneceu o devido suporte para dar início a um experimento científico voltado para a região amazônica. Medições em superfície, aeronaves para coletar amostras do ar e sensoriamento remoto com radares e satélites formam uma base de dados que deverá ficar disponível para fins de pesquisa (MiniBARCA, 2008).

O monitoramento e a previsão de tempestades severas em tempo real (nowcasting), pode evitar muitos prejuízos para a agricultura, o turismo e a navegação, bem como a salva guarda de vidas. A previsão antecipada de chuvas pode ser feita com a implantação de um sistema meteorológico baseado num sistema de radar que identifica e analisa a formação e movimentação de nuvens na região. A idéia é prever os perigos das fortes chuvas e emitir alertas para a Defesa Civil e também para toda a população, através dos meios de comunicação. Com isso, entidades governamentais e não-governamentais podem ser alertadas, de maneira que retirem as pessoas de locais de riscos.

Dentro da importância descrita acima, este trabalho tem por objetivo estudar a formação, as propriedades morfológicas e cinemáticas, a estrutura e a evolução temporal (crescimento, maturação e dissipação) de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) e analisar os indicativos de severidade e estrutura de tempestades utilizando o índice 3-S (Storm-Structure-Severity) e sua associação com a estrutura precipitante, utilizando dados obtidos por um radar meteorológico Doppler, para a cobertura de 240km de raio do radar de Manaus, para o dia 15 de outubro de 2008. Além disso, para compreender melhor a situação meteorológica

existente na região de estudo, foram utilizados outros diferentes tipos de dados, tais como: dados de satélite, dados de radiossondagens e dados de superfície.

2 REVISÃO DE LITERATURA

O interesse de diversas empresas públicas e privadas, bem como a sociedade em geral, gera uma grande demanda em monitorar e prever tempestades severas em tempo real, de forma precisa. Além disso, é importante salientar que a qualidade de previsão dos modelos meteorológicos, tem aberto espaço para a assimilação de dados de radar, dando assim, uma maior veracidade à previsão de tempo.

Como uma das principais ferramentas de pesquisa e monitoramento do tempo, os radares meteorológicos, surgiram na década de 40, durante a segunda Guerra Mundial, como um instrumento de sensoriamento remoto para detectar, inicialmente, navios e aviões. Posteriormente, sua utilização foi adaptada para detectar eventos meteorológicos. Na década seguinte, o radar meteorológico começou a ser utilizado para detectar nuvens *Cumulonimbus* associadas com linhas de tempestades, tornando possível determinar os mecanismos responsáveis pela manutenção das mesmas (CHONG et al., 1987).

Estudando as circulações de macro e mesoescala que atuam na Amazônia e os processos dinâmicos que organizam e promovem a precipitação naquela área, Molion (1993) agrupou os mecanismos que provocam chuva na Amazônia em três classes:

- a) linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico;
- b) convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de larga escala favoráveis; e,
- c) aglomerados convectivos de meso e grande escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região S-SE do Brasil que interagem com a região Amazônica.

2.1 Sistemas convectivos de mesoescala

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são sistemas característicos da região amazônica porque esta região possui fatores favoráveis à formação da atividade convectiva, ou seja, elevados valores de temperatura e umidade do ar. Além disso, é uma região tropical onde tem-se a predominância dos ventos alíseos e, conseqüentemente, sua convergência próxima ao equador, sendo uma região de ar ascendente. A combinação de ar quente e da umidade são fatores favoráveis à atividade convectiva e a formação de SCM. A precipitação convectiva está associada a nuvens baixas do tipo *Cumulus* (Cu) e *Cumulonimbus* (Cb). A base das nuvens *Cumulonimbus* está situada entre as altitudes de 300 e 3000 metros, dependendo da umidade que se encontra próxima ao solo. A altura de topo de nuvem chega a atingir de 9000 a 18000 metros sendo que os topos mais altos são mais comuns na região tropical (VIANELLO; ALVES, 2002). Além disso, os SCM existentes nos trópicos possuem um ciclo de vida mais curto, devido à maior energia recebida nesta região.

Como o nome já atesta, os SCM são aglomerados de nuvens *Cumulonimbus*, com grande desenvolvimento vertical. Possuem forma de torre expandindo-se lateralmente no topo, assumindo a configuração de bigorna. Estes sistemas normalmente ocasionam ventos fortes, descargas elétricas atmosféricas e ocasionalmente, granizo, além de expressivas quantidades de precipitação. Os SCMs ocorrem em uma escala espacial de um a centenas de quilômetros, em uma escala temporal de uma hora a um dia (SILVA, 2005).

Salio et al. (2007) estudou as diferenças entre os sistemas convectivos de mesoescala tropicais e subtropicais. O autor afirma que os SCM tropicais são menores, duram menos e são caracterizados pelo ciclo diurno, controlados pelos efeitos da radiação diurna, no caso dos SCM subtropicais a maturação noturna ocorre normalmente sobre a Argentina, e a maturação diurna no S/SE do Brasil e Uruguai.

As características do ciclo de vida das nuvens convectivas profundas são: o desenvolvimento, a maturação e o estágio de dissipação. Os tipos de nuvens dominantes para cada estágio são: *Cumulus* (Cu), *Cumulonimbus* (Cb) e *Cirrus* (Ci), respectivamente (COTTON e ANTHES, 1989; INOUE, 2003). De acordo com

Garreaud e Wallace (1997), estas nuvens *Cirrus*, fortemente conectadas com nuvens convectivas tropicais profundas, podem se estender e persistir por algumas horas, após as nuvens convectivas se dissiparem.

Como definido por Byers e Braham (1949) e Browning (1977) a parte fundamental de uma nuvem *Cumulonimbus* é a *célula*. Normalmente identificada pelo radar como um local com um máximo de refletividade e um volume de precipitação relativamente intenso, a célula pode também ser descrita como uma região de fortes correntes ascendentes com resolução espacial e temporal coerentes. Esta corrente ascendente permite que exista uma região com intensa precipitação, não necessariamente posicionada abaixo do movimento subsidente da nuvem. Para o desenvolvimento de nuvens *Cumulonimbus*, é necessário que o decréscimo vertical de temperatura seja suficientemente grande para que a atmosfera seja condicionalmente instável com ar úmido em baixos níveis.

Byers e Braham (1949) identificaram três estágios durante a evolução de uma nuvem *Cumulonimbus*: o estágio *Cumulus*, o estágio de amadurecimento e o estágio de dissipação (Fig. 1). As nuvens *Cumulonimbus* possuem um ciclo de vida médio de 45 minutos à uma hora de duração.

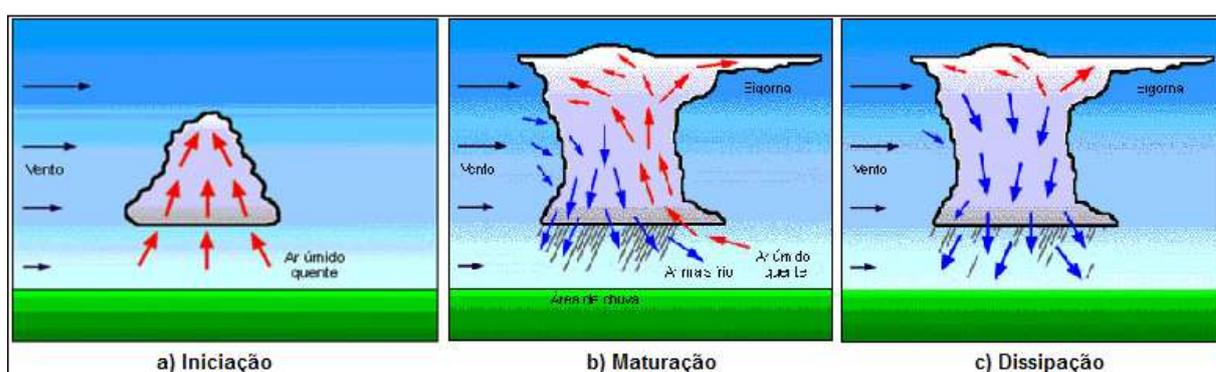


Figura 1 – Modelo esquemático dos estágios de evolução das nuvens *Cumulonimbus* (Cb): (a) Estágio inicial, (b) Estágio maduro e (c) Estágio de dissipação. Fonte: Master - USP (2008).

A *fase inicial* ou de iniciação é marcada pelas correntes ascendentes. Estas são alimentadas pela convergência de vapor d'água na camada limite, numa região de convergência de ar quente e úmido em superfície. Durante o *estágio maduro* (maturação), as correntes ascendentes não suportam o acúmulo de precipitação na

nuvem, permitindo que a precipitação cause o arrastamento do ar, iniciando uma corrente de ar descendente. O ar descendente espalha-se na horizontal e levanta o ar quente e úmido da superfície alimentando o sistema. Na interface entre a corrente descendente fria e densa e o ar quente e úmido forma-se a *frente de rajada*. Quando a frente de rajada se distancia do sistema, o levantamento do ar quente e úmido não entra mais na corrente ascendente, deixando de alimentar o sistema que começa a se dissipar, diminuindo a intensidade da chuva, adquirindo caráter estratiforme e determinando a *fase de dissipação* (COTTON e ANTHES, 1989).

Leary e Houze (1979) estudaram a estrutura e o ciclo de vida das nuvens convectivas de mesoescala na região tropical a partir de imagens de radar, dentre elas as linhas de instabilidades. As características dos sistemas foram documentadas em quatro estágios: formação, intensificação, maturação e dissipação.

Em seu estágio de formação, as características de precipitação de mesoescala consiste em uma linha com ecos de radar isolados e orientados perpendicularmente ao fluxo de vento em baixos níveis. No corte da secção vertical, os ecos tem contornos de refletividade orientados verticalmente associados com a precipitação convectiva. Embora a pequena dimensão horizontal e consideravelmente mais rasa do que intensa, estas chuvaradas contém taxas de precipitação de 10mmh^{-1} ou mais. A estrutura do eco de radar mostrado na Fig. 2a é típico, não somente em situações que se desenvolvem mais tarde em áreas de precipitação de mesoescala de maior intensidade, mas também em linhas de ecos fracos que se dissipam sem favorecer o desenvolvimento, logo o fator que controla o desenvolvimento é portanto dinâmico, mas não estrutural.

No estágio de intensificação, as áreas de precipitações unem-se as células individuais desenvolvendo novas células convectivas entre as células existentes, onde os fluxos de saída de downdrafts de escala convectiva aumenta a convergência em baixos níveis. Na troposfera superior a nuvem se projeta e estende as partículas de precipitação a favor do vento (Fig. 2b).

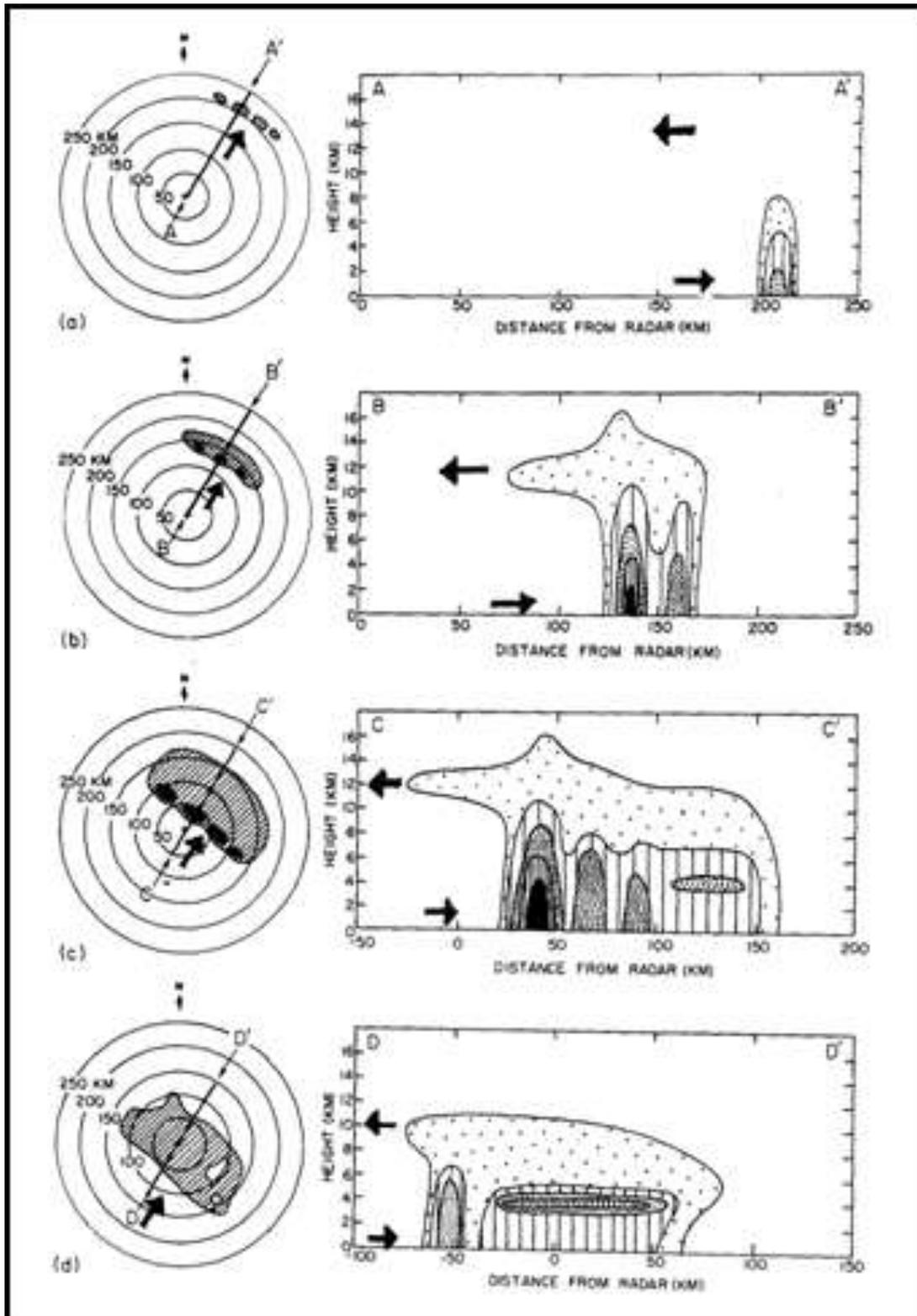


Figura 2 – Esquema da estrutura e características da precipitação de mesoescala visto por um radar na horizontal e cortes na seção vertical durante os estágios de: (a) formação; (b) intensificação; (c) maturação e (d) dissipação. Fonte: Leary e Houze (1979).

Em diversos aspectos, o ciclo de vida do estágio maduro se assemelha as características de precipitação de mesoescala do estágio de intensificação (Fig. 2c). As características maduras exibem extensivos desenvolvimentos de ecos na superfície padrão de precipitação e o corte da secção vertical. Células convectivas intensas profundas ao longo da vanguarda são acompanhadas por fortes precipitações a superfície, sua extensa precipitação horizontalmente uniforme sugere que sua manutenção pode ser devido a elevada organização de mesoescala em uma nuvem bigorna estendendo do nível de 600-700mb na troposfera superior. Abaixo da bigorna da nuvem observações de aeronaves mostraram o ar frio, seco e baixa temperatura potencial do bulbo úmido, coerentes com a presença dos downdrafts de mesoescala não saturado mantido pelo resfriamento devido a evaporação da queda da precipitação. A pronunciada banda de brilho de radar para o nível de fusão é evidentemente fornecido pelo resfriamento desta região.

A transição entre o estágio maduro e o estágio de dissipação (Fig. 2d) é gradual. As células convectivas na qual continua a se formar na vanguarda são cada vez mais rasas e tem menos precipitação intensas. A extensa região de precipitação horizontalmente uniforme dissipa lentamente até que poucos fragmentos de massa espalhados permanece em um extenso eco uniforme. A interrupção da atividade convectiva sugere que a convergência do fluxo de vento em baixos níveis em grande escala fornece ar quente e úmido para updrafts convectivos ou algum outro aspecto de forçante dinâmica fica deficiente, ou isso muda a termodinâmica de características de precipitação de mesoescala no ambiente.

Estudos de diferentes autores classificam os sistemas convectivos de mesoescala quanto ao tamanho, à duração e à forma dos mesmos utilizando imagens de satélites. Dentro deste contexto podemos citar os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), os Sistemas Convectivos Alongados Persistentes – PECS (*Persistent Elongated Convective Systems*) e as Linhas de Instabilidade (LI).

Maddox (1980) classificou os sistemas convectivos de mesoescala levando em consideração o tamanho, a forma circular, os valores de temperatura de brilho e o período de duração como mostram a tab. 1. Neste contexto, um sistema

convectivo é considerado um CCM somente se forem observadas as características propostas na tab. 1.

Tabela 1. Classificação de CCM. Fonte: Maddox (1980).

Tamanho	<p><u>Área A.</u> Escudo de nuvem com temperaturas no infravermelho $\leq -32^{\circ}\text{C}$ e área $\geq 100.000\text{km}^2$</p> <p><u>Área B.</u> Região fria no interior da nuvem com temperaturas $\leq -52^{\circ}\text{C}$ e área $\geq 50.000\text{km}^2$</p>
Iniciação	Definições de tamanho A e B devem ser satisfeitas.
Duração	Definições de tamanho A e B devem persistir por um período $\geq 6\text{h}$.
Máxima Extensão	Ocorre quando o escudo de nuvem continua (temperaturas no infravermelho $\leq -32^{\circ}\text{C}$) atinge tamanho máximo.
Forma	Excentricidade (eixo menor/eixo maior) ≥ 0.7 no momento da extensão máxima.
Término	Os critérios de tamanho A e B não são mais satisfeitos.

Outros autores, dentre eles Jirack et al. (2003), estudaram os sistemas convectivos de mesoescala através de imagens de radar e satélite, e utilizaram duas classificações já existentes, CCM (MADDOX, 1980) e PECS (Anderson e Arrit, 1998), e apresentou duas novas classificações: os sistemas convectivos circulares meso- β (M β CCSs) e os sistemas convectivos alongados meso- β (M β ECSs) utilizando os critérios de classificação quanto ao tamanho, duração e forma, como mostra a tab. 2.

Tabela 2 – Classificação de SCM baseado em análises de dados de satélite no canal infravermelho. Fonte: Jirack et al. (2003).

Categoria de SCM	Tamanho	Duração	Forma
CCM	Região fria da nuvem $\leq -52^{\circ}\text{C}$ com área $\geq 50.000\text{km}^2$	Tamanho deve persistir por $\geq 6\text{h}$	Excentricidade $\geq 0,7$ para o tempo de extensão máxima
PECS			$0,2 \leq$ excentricidade $< 0,7$ para o tempo de extensão máxima
M β CCS	Região fria da nuvem $\leq -52^{\circ}\text{C}$ com área $\geq 30.000\text{km}^2$ e tamanho máximo deve ser $\geq 50.000\text{km}^2$	Tamanho deve persistir por $\geq 3\text{h}$	Excentricidade $\geq 0,7$ para o tempo de extensão máxima
M β ECS			$0,2 \leq$ excentricidade $< 0,7$ para o tempo de extensão máxima

Quando se considera o problema da previsão de tempo nas escalas de 2 a 24 horas, genericamente aqui denominado de previsão em curto prazo (*nowcasting*), é necessário considerar o detalhamento dos sistemas de tempo com escalas que variam das poucas dezenas até as várias centenas de quilômetros. De acordo com Silva Dias (1987) e Cotton e Anthes (1989), considerando a classificação proposta por Orlanski (1975), esses sistemas de tempo pertencem à chamada mesoescala e possuem dimensões espaciais de cerca de dezenas até um milhar de quilômetros (tab. 3). No entanto, a mesoescala inclui sistemas que têm diferentes características quanto à origem e evolução temporal, originando uma nova subdivisão de escalas: a mesoescala- α (200-2000 km), a mesoescala- β (20-200km) e a mesoescala- γ (2-20km).

Tabela 3 – Divisão da Mesoescala proposta por Orlanski, 1975. Fonte: Orlanski (1975).

Divisão	Comprimento de Escala Horizontal (L)	Tempo de Vida	Fenômenos Atmosféricos
Meso- α	200 – 2500km	1 a 7 dias	Frentes, Furacões,
Meso- β	20 – 200km	1 hora a 1 dia	JBN, LI, tempestades locais, circulações locais
Meso- γ	2 – 20km	1 hora	Tempestades locais, turbulência de ar claro

Apenas a título de exemplo, a mesoescala- α inclui os complexos convectivos de mesoescala, frentes e furacões; a mesoescala- β inclui linhas de instabilidade e circulações térmicas topograficamente induzidas; e, a mesoescala- γ inclui as nuvens *Cumulonimbus* individuais. Além da análise de tempo em mesoescala, a previsão de tempo a curto prazo depende, essencialmente, de características do ambiente de grande escala.

No entanto, a formação de nuvens do tipo *Cumulonimbus* depende de uma série de condições de grande escala, sendo essencial a presença de instabilidade condicional e/ou convectiva nos perfis termodinâmicos. No entanto, a instabilidade das parcelas do ponto de vista termodinâmico não é suficiente para definir o caráter da tempestade, ou do *Cumulonimbus*, como um todo. De acordo com Marwitz (1972) a eficiência de precipitação de uma tempestade deve ser definida como a razão entre a precipitação observada e o fluxo de vapor d'água que entra na base da nuvem. Esta eficiência de precipitação é tanto maior quanto menor for o cisalhamento vertical do vento, na camada entre a base e o topo da nuvem.

Por outro lado, alguns autores (FOOTE; FANKHAUSER, 1973; BROWNING; FOOTE, 1976; LUDLAN, 1980) utilizando informações de vento (velocidade e direção) extraídos de sondagens verticais da atmosfera e plotados em forma de hodógrafos, mostram que as tempestades mais severas, em termos de produção de ventanias e ocorrência de granizo, ocorrem em condições ambientais de grande cisalhamento vertical do vento.

Ludlan (1980) salienta que nos casos em que o cisalhamento do vento é forte, a tempestade é mais intensa, organizada e persistente. Esse fato contrasta com a observação de que nuvens *Cumulus Congestus* (Cc) são praticamente desfeitas ao encontrar camadas com forte cisalhamento vertical, dando a impressão de que este suprime a convecção. A importância do cisalhamento vertical, no entanto, parece estar no sentido de provocar uma inclinação da corrente ascendente: a precipitação que deveria cair contra essa corrente pode, assim, precipitar-se no ar claro debaixo da corrente ascendente, especialmente na média troposfera, dando origem às correntes descendentes. Existe então a possibilidade de que o *Cumulonimbus* se mova a uma velocidade intermediária entre a velocidade

do vento em níveis baixos, médios e altos, de forma que suas correntes verticais possam ser alimentadas de forma contínua e rápida, por correntes de ar potencialmente quentes nos baixos níveis e potencialmente frios nos níveis médios e altos.

Linhas de instabilidade (ou, genericamente, bandas de precipitação) consistem, basicamente, de um conjunto de *Cumulonimbus* alinhados que se deslocam de maneira uniforme, mantendo uma identidade durante seu tempo de vida, que varia de poucas horas até um dia. É freqüente que as observações por radar indiquem que a linha de instabilidade tem seu deslocamento por propagação enquanto os *Cumulonimbus* que a formam tem um deslocamento próprio. A característica do deslocamento da linha de instabilidade por propagação foi observada nos trópicos por Houze (1977) e Fortune (1980).

Kousky e Molion (1985) e Cavalcanti e Kousky (1982) observaram linhas de instabilidade formando-se na costa norte do Brasil que se propagam pela região Amazônica. Uma explicação para esse tipo de propagação pode ser dada em função do efeito das correntes descendentes geradas pela precipitação que, ao atingirem a superfície, divergem em todas as direções, encontrando contraste térmico e de umidade apenas adiante da banda de precipitação. Novas células se formam acima da frente de rajada, produzida pelas correntes descendentes, que convergem com o ar ambiente adiante da linha. As novas células definem a nova posição da linha; as células antigas continuam a se deslocar conforme sua própria dinâmica. Tendo perdido a convergência que as sustentava, acabam por se dissipar.

Linhas de instabilidades são sistemas característicos da região amazônica e normalmente são observadas no período de maio a agosto. Podem ser formadas pelo aquecimento diurno na própria bacia amazônica, ou ao longo da costa N-NE do Brasil. A formação das LI ao longo da costa estão associadas com as brisas marítimas que são formadas devido ao acentuado gradiente de temperatura entre o continente e o oceano, elas podem se propagar continente adentro e atingir o centro da bacia amazônica.

Na Amazônia, as LI se formam no final da tarde ao longo da costa e se propagam para dentro do continente, com uma velocidade média de aproximadamente 13 m/s (MOLION, 1987). De acordo com este autor, o resfriamento radiativo durante a noite provoca a dissipação das nuvens, podendo

haver a formação de novas nuvens no dia seguinte, quando ocorre o aquecimento na superfície novamente. Do mesmo modo, a região de precipitação anual mínima, localizada a 170 km da costa Atlântica, é provocada pelo fato das LI passarem por esta região durante a noite, quando a atividade convectiva é reduzida.

No entanto, Cohen et al. (1995) observaram que o aquecimento radiativo pode não ser o único mecanismo responsável pela manutenção das LI na Amazônia, pois em alguns casos, a dissipação ocorre em horários diurnos, de forte aquecimento. Além disso, em outros casos, uma das extremidades da LI se regenerou no período noturno, durante sua passagem pela região noroeste do Estado do Pará e oeste do Estado do Amapá. Essas regiões são caracterizadas por altitudes entre 200 e 500 metros, o que sugere ser a orografia outro fator que exerce influência sobre a atividade das LI na Amazônia.

As perturbações da convecção tropical associadas aos sistemas frontais propagam-se de oeste para leste, ou seja, no sentido contrário às LI. Assim, a presença de sistemas frontais próximos das LI geralmente não são favoráveis ao seu desenvolvimento (COHEN, 2000).

A convecção diurna resultante do aquecimento da superfície foi estudada por Paiva Pereira e outros (LBA b., 2008), os quais analisaram o horário médio e o local de início da convecção em Rondônia durante a estação chuvosa. Através de imagens de radar, eles constataram que durante a estação chuvosa, há uma tendência de crescimento de *Cumulus* sobre as florestas, e que a formação da convecção ocorre todos os dias sobre a floresta, com horário médio em torno das 1403 UTC. Além disso, observaram que as regiões de florestas em interface com regiões desflorestadas produzem maiores valores de refletividade, sugerindo convecção mais intensa.

Oliveira (1986) realizou um estudo climatológico sobre a interação da convecção tropical e a penetração de sistemas frontais na região SE do Brasil, utilizando imagens de satélites. Estes sistemas frontais provocaram a organização e formação de uma banda de nuvens orientada no sentido NW/SE, referenciando as ZCAS, que possui sua máxima intensidade nos meses de verão, aumentando, assim o regime de precipitação da região. Este aumento de convecção está relacionado com a intensificação do cavado em altos níveis, que é gerado pela penetração da frente.

A característica mais evidente da convecção tropical são as variações diurnas e sazonais da atividade convectiva, bem como a cobertura de nuvens. Deste modo, o conhecimento das atividades convectivas e da cobertura de nuvens é essencial.

2.2 O radar meteorológico

O RADAR (*RAdio Detection And Ranging*) é baseado na emissão de ondas eletromagnéticas para comprimentos de onda no intervalo das micro-ondas (Fig. 3). Estas ondas eletromagnéticas são descritas pela amplitude, fase e polarização, enquanto que o campo eletromagnético é definido em função do comprimento da onda emitida, do período, da frequência, da amplitude, da potência da fonte e da fase.

Basicamente, um radar meteorológico é composto por um transmissor, um receptor, uma antena e um dispositivo de visualização dos dados.

A energia gerada pelo transmissor é conduzida até a antena através de um guia de onda e emitida para atmosfera. Quando esta energia emitida interage com alvos na atmosfera, esta energia é absorvida pelo mesmo. Da energia total absorvida pelo alvo, parte é convertida em calor interno e o restante é emitida para a atmosfera em todas as direções. Deste modo, apenas uma pequena parte é captada pela antena do radar e transferida para o receptor. A energia que chega até o receptor, após ser amplificada, poderá ser tratada e visualizada.

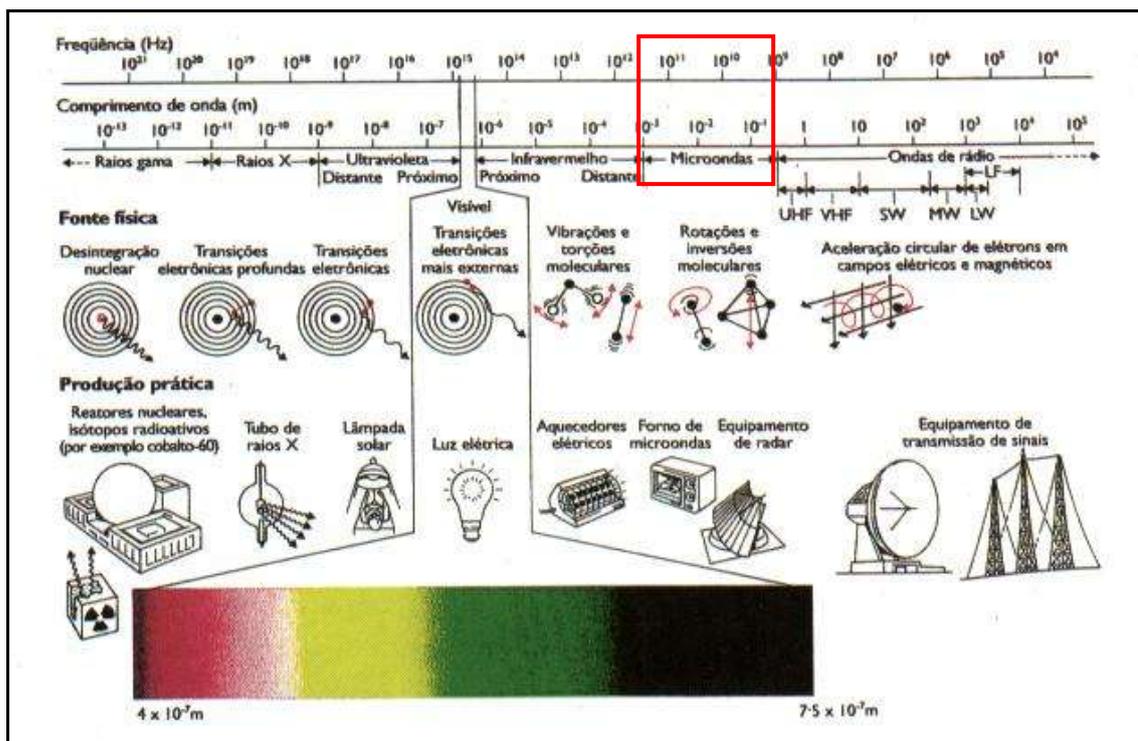


Figura 3 – Espectro eletromagnético em função da frequência (Hz) e do comprimento de onda (m). O retângulo vermelho destaca a região de microondas (importante para os radares meteorológicos). Fonte: SCB (2008).

O princípio geral de observação por um radar meteorológico convencional (não Doppler e não polarimétrico) é definido na transmissão de energia sob forma de pulsos eletromagnéticos curtos e potentes em uma determinada direção, ocorrendo, a seguir, depois a recepção da energia média retrodifusa dos hidrometeoros.

Assumindo que as ondas eletromagnéticas utilizadas se propagam em linha reta (Fig. 4), com uma velocidade constante de aproximadamente $3 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$, de acordo com a orientação de uma antena direcional, o tempo decorrido entre a emissão do pulso e sua recepção permite localizar a região onde ocorreu a difusão, em direção e distância. Deve-se notar que a amplitude do sinal retro-difuso depende da natureza, da forma, e do tamanho dos alvos (Battan, 1973; Sauvageot, 1992; Doviak; Zrnić, 1993). Em geral, considera-se que as partículas tenham um tamanho pequeno quando considerado com o comprimento de onda ($3 \leq \lambda \leq 10 \text{ cm}$).

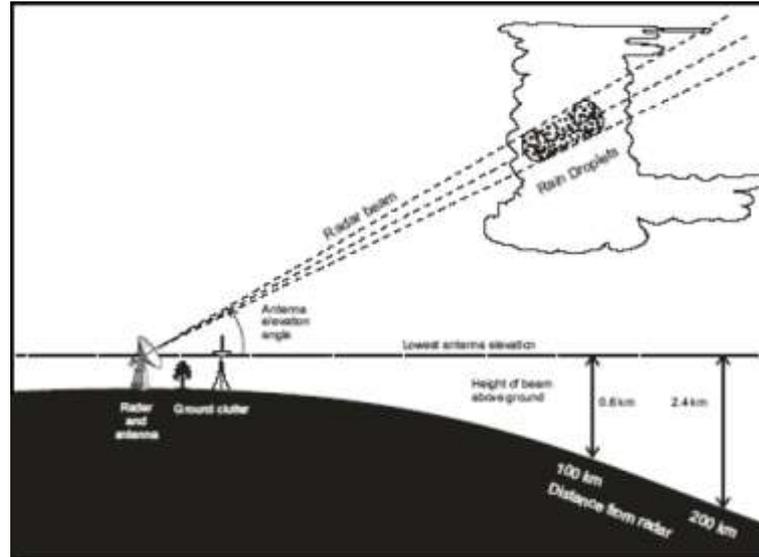


Figura 4 - Ilustração da obtenção de dados por um radar meteorológico Doppler. Fonte: Master-USP (2008).

Deste modo, a forma geral da equação do radar para uma partícula difusiva com uma seção de retrodifusão σ é dada por:

$$\overline{P}_r = \left(\frac{P_t G_0^2 \lambda^2 f^4(\theta, \phi) L_r}{(4\pi)^3} \right) L^2 \frac{\sigma}{r^4} \quad (1)$$

onde:

- \overline{P}_r é a potência média do sinal recebido;
- P_t representa a potência emitida pelo radar ao nível da antena;
- G_0 é o ganho da antena na direção de potência máxima;
- $f^4(\theta, \phi)$ representa o diagrama de radiação da antena;
- θ é a direção angular do alvo em relação ao eixo vertical do feixe;
- ϕ é a direção angular do alvo em relação ao eixo horizontal do feixe;
- L_r é o somatório das perdas na recepção entre a antena e o receptor;
- L^2 é a atenuação por absorção e difusão no trajeto de ida e volta da onda;
- r é a distância radar-alvo;
- λ é o comprimento de onda de emissão do radar;
- σ é a seção eficaz de retrodifusão radar do alvo.

Esta equação relaciona a energia recebida com os parâmetros radar, a posição das partículas e as propriedades difusivas.

Se considerar que o diâmetro D da partícula é pequeno em relação ao comprimento de onda, a partícula é chamada de difusor de Rayleigh e sua seção de retrodifusão σ é dada por:

$$\sigma = \left(\frac{\pi^5}{\lambda^4} \right) |K|^2 D^6 \quad (2)$$

onde: $|K|^2$ é o fator dielétrico do hidrometeoro. Na realidade a onda emitida por um radar é retroespalhada por todas as partículas presentes no volume de amostragem. No interior deste volume definido pelas características do radar, pode-se supor que a repartição dos alvos é homogênea.

Definindo $N(D)$ como o número de partículas por intervalo de diâmetro e por unidade de volume do ar (m^{-4}) e η em ($m^2 \cdot m^{-3}$), a refletividade radar é dada por (Doviak; Zrnić, 1993):

$$\eta = \left(\frac{\pi^5}{\lambda^4} \right) |K|^2 \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (3)$$

Desta expressão obtemos o *fator de refletividade radar*, Z por:

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (4)$$

que é expresso geralmente por ($mm^6 m^{-3}$) ou $Z[dBZ] = 10 \log_{10} (Z[mm^6 \cdot m^{-3}])$, se o comprimento de onda e o diâmetro dos hidrometeoros são expressos em centímetros.

Como o fator de refletividade radar é independente do comprimento de onda, ao contrário da refletividade radar, a meteorologia com radar utiliza a refletividade (Z) para caracterizar o sinal recebido, ou seja, o tamanho do alvo. Valores característicos de Z em tempestades variam de 10^2 a $10^6 mm^6 \cdot m^{-3}$. Estes valores correspondem, respectivamente, ao intervalo entre 20 e 60 dBZ.

Considerando que o comprimento físico do volume de resolução radar, Δr é igual a $c\tau/2$, onde τ é a duração do pulso e c é a velocidade da luz, bem como um diagrama gaussiano para a radiação da antena, negligenciando as perdas no trajeto

emissor-antena, obtém-se a forma geral da equação radar (SAUVAGEOT, 1992; DOVIAK; ZRNIĆ, 1993):

$$\overline{P_r} = \underbrace{\left[\frac{\pi^3 c}{1024 \ln 2} \right]}_{constante} \underbrace{\left(\frac{P_t \tau G_0 \theta_{3dB}^2 L_r}{\lambda^2} \right)}_{radar} \underbrace{L^2}_{propagação} \underbrace{\left[\frac{|K|^2}{r^2} Z \right]}_{alvo} \quad (5)$$

onde: θ_{3dB}^2 é a largura do feixe à meia potência. Reagrupando os termos que são constantes àqueles dependentes das características radar, esta equação toma a forma:

$$\overline{P_r} = C L^2 |K|^2 \frac{Z}{r^2} \quad (6)$$

Considerando que, em meteorologia, as precipitações são seguidamente caracterizadas pela intensidade ou taxa de precipitação R (expressa em mm h^{-1}), definidas como sendo a quantidade de água que atravessa uma seção horizontal de uma superfície unitária durante um intervalo de tempo, temos:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 [v_t(D) - w] dD \quad (7)$$

onde: $v_t(D)$ indica a velocidade terminal de queda das precipitações na ausência de vento e w é a componente vertical da velocidade do vento (positiva para o alto). Para a modelagem da velocidade $v_t(D)$ utiliza-se uma equação do tipo potência ou empírica do tipo exponencial. Para resolver a equação (7) é necessário o conhecimento prévio da distribuição granulométrica $N(D)$.

As equações (4) e (7) mostram que somente a medida do fator de refletividade não permite a determinação direta da intensidade da precipitação. Na ausência de outras informações, utiliza-se uma relação semi-empírica do tipo:

$$Z = a R^b \quad (8)$$

que se adapta bem as observações, sendo a e b coeficientes de correção. Estes coeficientes geralmente são obtidos:

- a) pela medida das distribuições dimensionais das gotas de chuva e o cálculo de Z e R , ajustando a curva de regressão aos valores calculados de a e b ;

- b) pela medida simultânea da refletividade Z e da intensidade de precipitação R com o auxílio de um ou mais pluviômetros. Dispõe-se deste modo de pares de valores que permitem calcular a e b por uma curva de regressão.

Um outro problema quando se utiliza dados obtidos por radares meteorológicos para estimar a precipitação são as fontes de erros existentes nas medidas de radar. Para se estimar a precipitação, as principais fontes de erros e incertezas associadas à partir de medida de refletividade por um radar convencional podem ser agrupadas em três tipos:

- a) aos *problemas relacionados à natureza do alvo precipitante*, tais como: a variabilidade da relação $Z-R$ e a atenuação causada pela precipitação (Battan, 1973; Kozu; Nakamura, 1991). A atenuação é a principal fonte de erro para comprimentos de onda em radares banda-X. Para comprimentos de onda maiores, a atenuação pode ser considerada desprezível, com exceção dos casos em que o feixe percorre grandes distâncias em regiões de precipitações intensas. Os numerosos estudos efetuados sobre estimativa de precipitação pela relação $Z-R$, não conduziram a obtenção de equação única, como indica o resumo feito por Battan (1973) e outros estudos mais recentes. Isto é uma consequência das múltiplas relações existentes que traduzem a variabilidade desta relação e ocorrem por causa: das flutuações espaciais e temporais da distribuição granulométrica e em função da distribuição geográfica; das modificações a que está sujeita a distribuição granulométrica entre o momento da detecção radar e a chegada ao solo; bem como da natureza dos sensores utilizados para a obtenção da relação $Z-R$;
- b) aos *problemas ligados a detecção de outros alvos*, principalmente a existência da mistura de hidrometeoros líquidos e sólidos, à presença de topografia e obstáculos de terreno, bem como a presença de condições meteorológicas que favorecem o desvio do feixe emitido em direção a superfície terrestre (dutos);
- c) aos *problemas ligados à natureza do sinal radar*: flutuação estatística do sinal, erros de amostragem e, influência do ruído na medida de refletividade.

Dos problemas apontados acima, a atenuação é a maior fonte de erro para os comprimentos de onda menores, principalmente para a banda-X. Para este tipo de comprimento de onda, é necessário manter o termo de atenuação que aparece na equação (6), que, segundo Sauvageot (1992) deve ser escrito da seguinte forma:

$$L^2 = 10^{-0,2 \int_0^r A(s) ds} \quad (9)$$

onde A é denominado de coeficiente de atenuação por unidade de comprimento ou atenuação específica. É expressa em unidades dB/km.

Deste modo, o fator de refletividade obtido da energia recebida de um volume de resolução distante do radar (r), supondo uma calibração perfeita do radar, é denominado de fator de refletividade aparente e dado por:

$$Z_a(r) = Z(r) \cdot 10^{-0,2 \int_0^r A(s) ds} \quad (10)$$

Dentre os diferentes modos de visualização das emissões, os mais utilizados são: o *PPI (Plano Position Indicator)* como observado na Fig. 5, onde o plano com os sinais recebidos é feito através de uma varredura (scan), mantendo o ângulo de elevação constante; e o *RHI (Range Height Indicator)* que pode ser observado na Fig. 6. O RHI é usado quando se deseja analisar a estrutura vertical de um sistema e o sinal recebido é função da distância e da elevação, considerando os azimutes constantes.

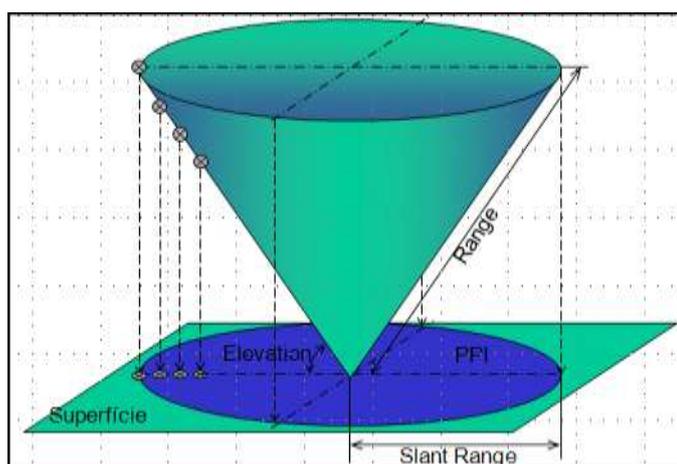


Figura 5 – Mostra o corte em um volume de dados seguindo um ângulo de elevação constante denominado PPI. Fonte: Nogueira (2008).

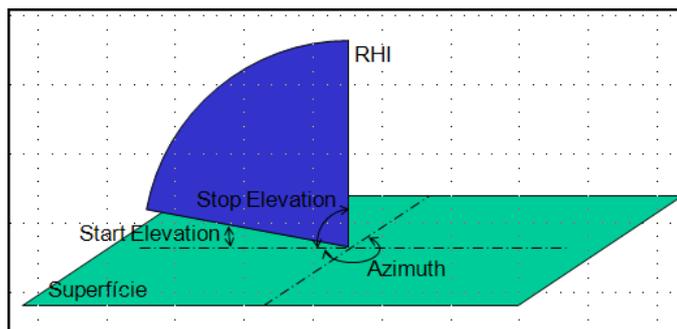


Figura 6 – Mostra o corte em um volume de dados seguindo um ângulo azimute constante denominado RHI. Fonte: Nogueira (2008).

Para representarmos o sinal dos PPIs em uma superfície constante em relação à superfície da terra, é necessário utilizar o CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) o qual faz a projeção do sinal recebido em uma superfície constante e só pode ser processado após a coleta de dados completos das varreduras volumétricas (Fig. 7).

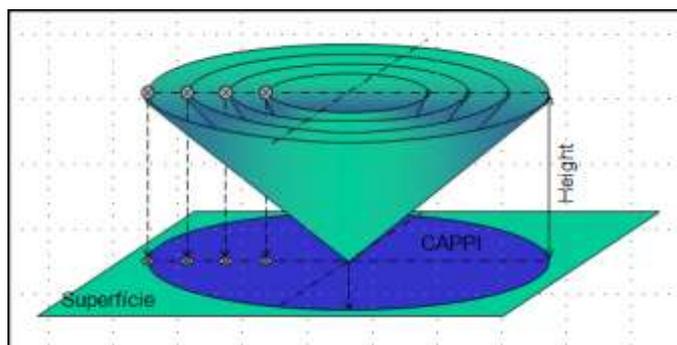


Figura 7 – Mostra o corte no volume de dados a uma altura constante denominada CAPPI. Fonte: Nogueira (2008).

Além do CAPPI diversos produtos podem ser gerados a partir de um volume scan de PPIs, tais como: VXSECT (Vertical Cross Section), o ETOP (Maximum Height of Echo), o EBASE (Minimum Height of Echo) e VIL (Vertically Integrated Liquid) dentre outros.

O VXSECT (Vertical Cross Section) é o corte no volume de dados que obtém a seção transversal de interesse. Através deste tipo de produto é possível determinar a intensidade dos campos de refletividade e a sua localização vertical. Estes cortes verticais permitem observar com mais clareza a intensidade e a localização dos núcleos de convecção (Fig. 8).

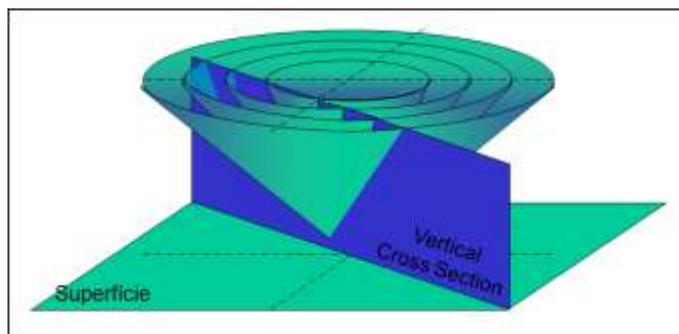


Figura 8 – Mostra o corte em um volume de dados obtendo a seção transversal denominado VXSECT Fonte: Nogueira (2008).

O ETOP (Maximum Height of Echo) é um corte no volume de dados que obtém as máximas alturas em um determinado alcance, os quais são projetados em uma superfície (Fig. 9).

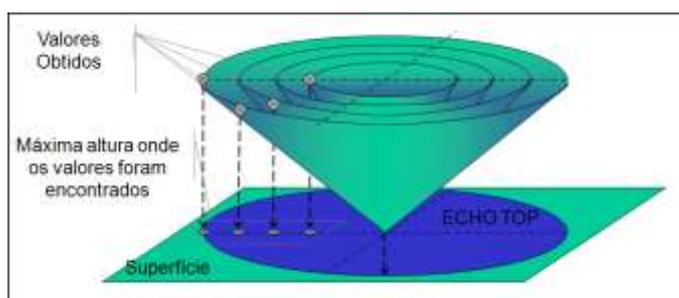


Figura 9 – Mostra o corte no volume de dados obtendo as máximas alturas em um determinado alcance denominado ETOP. Fonte: Nogueira (2008).

O EBASE (Minimum Height of Echo) é um corte no volume de dados que obtém as mínimas alturas em um determinado alcance, os quais são projetados em uma superfície (Fig. 10).

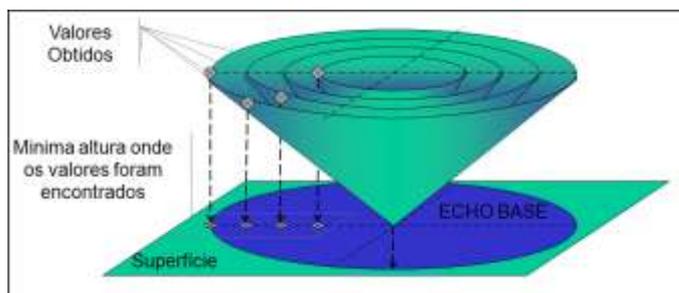


Figura 10 – Mostra o corte no volume de dados obtendo as mínimas alturas em um determinado alcance denominado EBASE. Fonte: Nogueira (2008).

O VIL (Vertically Integrated Liquid water) apresenta uma estimativa do conteúdo de água líquida presente em uma coluna de área unitária na atmosfera (Fig.11).

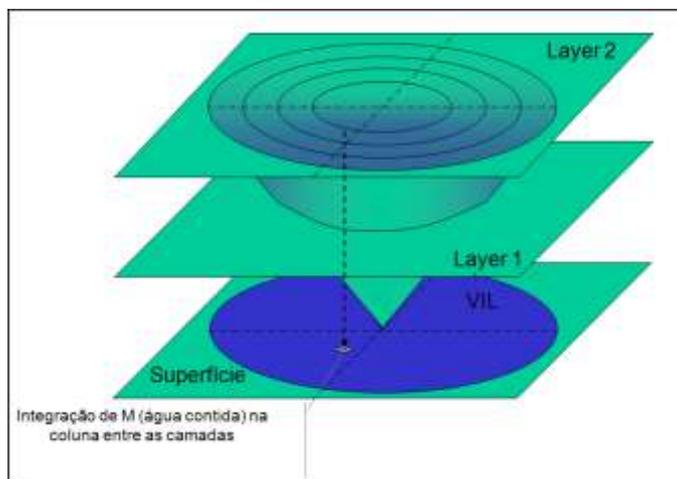


Figura 11 – Apresenta uma estimativa do volume de água líquida entre duas camadas definidas denominado VIL. Fonte: Nogueira (2008).

A cobertura de área de um único radar traz restrições e limitações, pois trabalha com uma cobertura de área finita com intervalos espacial e temporal, além dos perfis verticais de temperatura da atmosfera. Por outro lado, a utilização de múltiplos radares faz com que exista naturalmente uma melhoria significativa da cobertura de dados.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para realizar o estudo da situação convectiva que ocorreu na região de cobertura do radar de Manaus, no dia 15 de outubro de 2008, foram utilizados dados obtidos pelo radar banda-S Doppler, operando em varreduras volumétricas de 240km de raio, localizado no Centro Regional de Manaus (CRM-MN) (Fig. 12). Outros diferentes tipos de dados foram utilizados para compreender a situação meteorológica existente na região de estudo: dados de satélite, dados de radiossondagens e dados de superfície. Deve-se lembrar que a aquisição destes dados são afetados pela resolução dos sensores.



Figura 12 – Centro Regional de Manaus - Sistema de Proteção da Amazônia, localizado em Manaus/AM. Fonte: *SIPAM (2008)*.

3.1. Dados de radar

Para a realização deste trabalho foram utilizados dados de refletividade obtidos pelo radar meteorológico Doppler, banda-S (DWSR/8500S) localizado na cidade de Manaus (Amazonas), mostrado na Fig. 13. E como subprodutos foram gerados cortes verticais para a análise vertical dos núcleos convectivos, extensão e altura de topo e base de nuvens, conteúdo de água líquida integrado na vertical (VIL – Vertically Integrated Liquid water) e o índice de Estrutura e Severidade de Tempestades (3-S – Storm-Structure-Severity).



Figura 13 – Localização geográfica de Manaus/AM. Fonte: *INMET* (2008).

Este radar faz parte da rede operacional de radares do SIPAM. Localizado nas coordenadas $03^{\circ}08'56''\text{S}$ e $59^{\circ}59'29''\text{W}$, ele opera com um alcance máximo de 400 km de raio. Sua área de cobertura em modo vigilância pode ser observada na Fig. 14 (círculo em vermelho). A área de cobertura do radar de Manaus em varreduras volumétricas (raio de 240km) é representada pelo círculo em roxo. Nesta figura estão localizadas as estações de radar meteorológico (ERM), as estações meteorológicas de superfície (EMS) e as estações meteorológicas de altitude (EMA) distribuídas pela Amazônia brasileira.

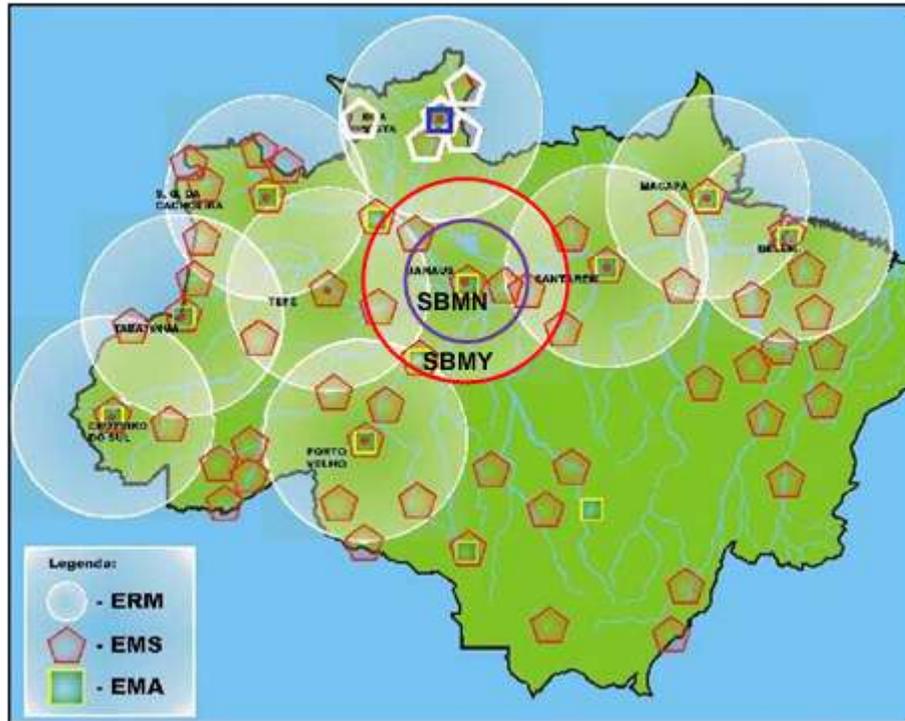


Figura 14 – Área de cobertura (400km) em modo de vigilância dos Radares do SIPAM, o círculo em vermelho abrange a área de cobertura do radar de Manaus. A área de cobertura do radar de Manaus em varreduras volumétricas é representada pelo círculo em roxo, onde encontra-se situada a EMA de Manaus (SBMN). Fonte: *SIPAM (2008)* Modificado.

Suas varreduras volumétricas operam com resolução temporal de aproximadamente 10 minutos. Suas características principais são: abertura de feixe de $1,84^\circ$, operando em modo vigilância num raio de 400 km de alcance e realizando varreduras volumétricas num raio de 240km, utilizando 17 elevações ($1,0^\circ$ a $19,6^\circ$), com resolução radial de 125m e azimutal de 1° . O mínimo sinal detectável (MDS) do radar é em torno de -114dBm. Outros parâmetros do radar podem ser observados na tab. 4.

Os dados do dia 15 de outubro de 2008 utilizado neste trabalho, foram cedidos pelo Sistema de Proteção da Amazônia.

Tabela 4 - Parâmetros dos radares de superfície do SIPAM.

Órgão Responsável:	Centro Regional de Vigilância
Altura da Antena:	0,08km
Tipo:	Radar Pulsado (Doppler)
Banda de Operação:	S (Comprimento de Onda de 10 cm)
Frequência de Operação:	2,7 a 2,9GHz
Alcance:	400km (Modo Vigilância); 240km
Capacidade de Detecção:	Melhor que 12dBZ a 200km
Diâmetro e Ganho da Antena:	3,75m; Mínimo de 37,5dB
Largura do Feixe da Antena:	1,84°
Largura de Pulsos:	Pulso Curto (SP): 1µs; Pulso Longo (LP): 2µs
Software de Operação:	Frog 2.0 (GAMIC)
Resolução em Distância:	125 m
Velocidade Angular da Antena:	0,1°/s a 36°/s
Potência de Pico:	850 KW
Sensibilidade-MDS:	-114 dBm
Ângulos de Elevações:	1,0°; 1,6°; 2,1°; 3,1°; 4,1°; 5,1°; 6,1°; 7,1°; 8,1°; 9,1°; 10,6°; 12,1°; 13,6°; 15,1°; 16,6°; 18,1°; 19,6°.

3.2 Tratamento e visualização dos dados radar - TITAN

Os dados de radar foram processados no Instituto de Pesquisas Meteorológicas da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (IPMET – UNESP) localizado na cidade de Bauru – SP.

Para a restituição dos perfis verticais foi utilizada uma metodologia baseada na decomposição espacial das medidas coletadas por um radar durante uma seqüência de exploração em volume obtida no dia 15 de outubro de 2008. Normalmente, estas observações de radar em volume levam em torno de 5 a 10 minutos para completar todas as varreduras PPI selecionadas, devido aos diferentes ângulos de elevação utilizados.

Segundo Foster (1998), a seqüência desenvolvida para o tratamento de dados de radar deve iniciar pela edição das bandas numéricas brutas, seguidos pela utilização de diversos programas específicos que realizam os tratamentos relativos aos métodos de interpolação e de restituição dos campos tridimensionais.

Neste trabalho foram utilizados procedimentos de restituição e visualização de dados, programas nas linguagens computacionais FORTRAN e C, tais como os *softwares* TITAN (*Thunderstorm, Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting*) e o Rview (pacote de visualização gráfica). Estes *softwares* foram desenvolvidos pelo NCAR (*National Center for Atmospheric Research*).

O projeto TITAN iniciou em 1982, na África do Sul, com o objetivo de identificar e analisar tempestades para avaliação de atividades de indução artificial de chuvas por semeadura de nuvens.

Com o passar dos anos o TITAN foi se transformando num grande sistema de *software* que, além de aplicação específica de identificação e previsão de tempestades de chuvas usando radares meteorológicos, suporta também a introdução de diversos tipos de dados, realiza processamentos e geração de novos produtos, apresenta resultados graficamente e disponibiliza dados para uso em outros sistemas.

No início dos anos 90, M. Dixon e G. Wiener (DIXON; WIENER, 1993), pesquisadores do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), em Boulder - Colorado (Estados Unidos da América) aperfeiçoaram e melhoraram o TITAN como um sistema direcionado para aplicação em previsão imediata do deslocamento de tempestades, baseado na metodologia de centróides.

De acordo com Dixon (2005) e Gomes (2007), nesta metodologia as tempestades são definidas como regiões tridimensionais de refletividades excedendo um determinado limiar que são combinadas de modo lógico, a partir de duas observações consecutivas de radar. Utiliza como base as informações obtidas pelo radar em coordenadas cartesianas de modo que a componente de rastreamento é baseada na solução otimizada do problema de "*matching*", e não na hipótese sobre a velocidade inicial da tempestade. As fusões (*merger*) e as divisões (*split*) de células são identificadas através de lógica geométrica considerando as posições e formas das tempestades. Por fim, as previsões são baseadas no ajuste

linear considerando a história da tempestade em relação às suas posições e formas anteriores.

O TITAN foi originalmente projetado para funcionar em tempo real, com dados de radar, provendo a análise e a previsão num tempo aproximado de 10 segundos a partir do término de coleta da varredura volumétrica, ou seja, é um sistema desenvolvido para a aplicação imediata.

De acordo com Dixon (2005) e Kokitsu (2005), atualmente, o sistema TITAN pode realizar as seguintes tarefas:

- a) introdução de dados de vários tipos de radares meteorológicos;
- b) introdução de outros tipos de dados como trajetória de aviões, descargas atmosféricas, satélite, modelos numéricos, estações meteorológicas;
- c) remapeamento de dados de radar em coordenadas cartesianas;
- d) composição de dados de vários radares;
- e) identificação e remoção de ecos de terreno e propagações anômalas em dados de radares;
- f) rastreamento e previsão de tempestades;
- g) estimativa de precipitação;
- h) processamento de VIL e severidade de tempestades.

A leitura de dados pelo sistema TITAN deve ser no formato MDV (Meteorological Data Volume), SPDB (Symbolic Product Data Base), TITAN ou FMQ (File Queue Message). Como os dados do radar de Manaus foram gerados no formato *.mvol, houve a necessidade de conversão de formato dos dados originais. Segundo Kokitsu (2005) o processo de conversão dos dados brutos do radar, armazenados em feixes (beam-by-beam), para o formato MDV do TITAN, deve ser realizado em duas etapas. Primeiramente, é necessário converter o dado original no formato *.mvol para o formato FMQ e, posteriormente, executar a transformação do formato FMQ para o formato MDV.

O formato MDV, para dados na forma de grade, foi desenvolvido no NCAR no início dos anos 90. É um formato capaz de armazenar dados em grades de até três dimensões. Ele é altamente estruturado e possui habilidade para gerenciar múltiplos campos de dados em um único arquivo. O MDV requer o espaçamento constante de dados nos planos x-y para cada campo.

3.2.1 Propriedades características das células de precipitação

O sistema TITAN, em sua versão *ARCHIVE*, foi utilizado para obtenção das propriedades características das células de precipitação, formando a base para o presente estudo. O TITAN trabalha dados de um volume completo, mas permite que dados de diferentes altitudes possam ser vistos separadamente. Entretanto, às vezes é conveniente visualizar um sumário de padrões de refletividade sem precisar observar cada nível de altitude separadamente. O produto *Composite* foi criado com este propósito: ele observa a maior refletividade em cada coluna vertical dentro do domínio do sistema, e então plota os valores à superfície (Fig. 15). No TITAN, este campo de refletividade é determinado para todo o domínio (volume) radar, e não somente para as células individuais.

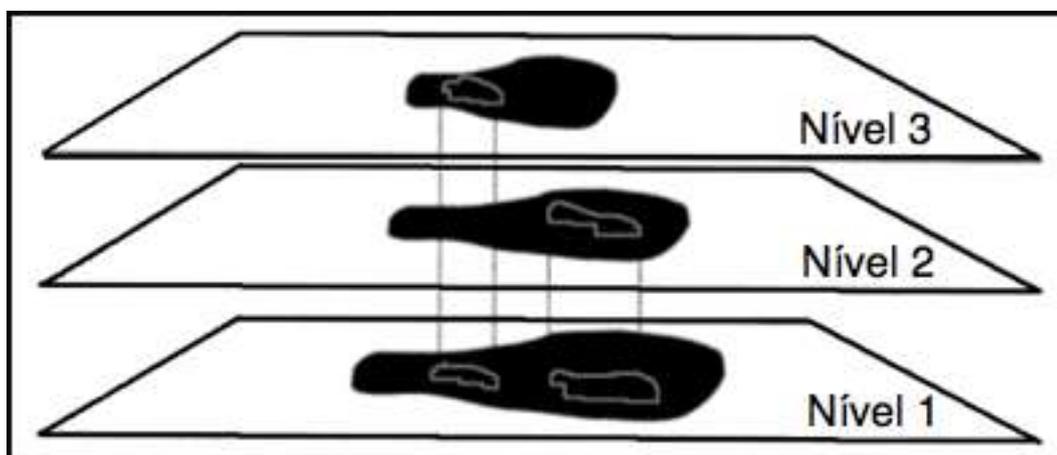


Figura 15 - Figura esquemática mostrando a refletividade composta. O máximo valor de cada altitude é projetado em superfície. Fonte: WMI (2001) Modificado.

Para visualizar graficamente os dados e produtos gerados pelo TITAN foi utilizado o *software* Rview. Além de fornecer inúmeras funcionalidades para a identificação de tempestades e análise da trajetória este software é capaz de ler os dados gerados no formato TITAN.

Um exemplo de um campo composite visualizado pelo programa Rview é mostrado na Fig. 16. Na parte superior da figura encontram-se o menu de funções da aplicação, a legenda de cores a direita, indica a refletividade que varia de 20dBZ na cor verde até 80dBZ na cor cinza.

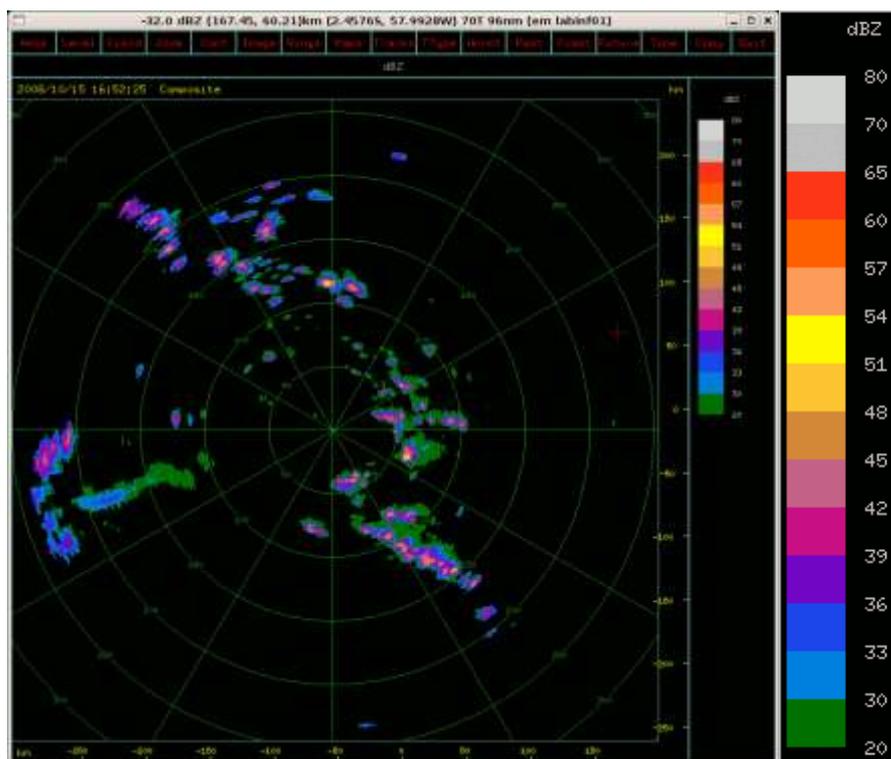


Figura 16 – *Composite* do campo de refletividade composto (dBZ) obtido para o horário 16:52:25.

A célula de precipitação do TITAN foi definida pelo limiar de 35 dBZ para a refletividade mínima e de 50 km³ para o volume mínimo, observados em pelo menos duas varreduras consecutivas (20 minutos). Foi considerado, também, que as alturas mínima e máxima fossem, respectivamente, de 2 e 30km como parâmetros de identificação de uma tempestade. Para todas as tempestades que excederam ao critério adotado, foram determinados parâmetros tais como a altura dos ecos, volume, área, intensidade máxima e média, conteúdo de água líquida integrada na vertical (VIL), velocidade e direção de deslocamento bem como a previsão desse deslocamento para tempos de 30 minutos.

A metodologia empregada pelo TITAN na identificação e deslocamento das células é a do Centróide (DIXON; WIENER, 1993). Para que as tempestades sejam identificadas e rastreadas pelo TITAN é necessário que elas sejam definidas como uma região contígua tridimensional, de tal forma, que certos parâmetros, como a refletividade, o volume, a altura, entre outros, satisfaçam determinadas condições como parâmetros de identificação de uma tempestade.

O movimento das tempestades identificadas é determinado pelo uso de um método de otimização para calcular a melhor associação lógica entre as tempestades ocorridas em duas observações consecutivas de radar. Para encontrar a correta associação entre as tempestades este método assume o menor caminho entre as tempestades que tenham características similares (tamanho, forma, etc) bem como o limite máximo de distância que uma tempestade pode se mover num determinado intervalo de tempo.

Essa combinação determina uma tendência no comportamento da tempestade, sobre a qual a previsão é realizada. Fusões e divisões de células de tempestades são identificadas através de lógica geométrica considerando as posições e formas das tempestades. Cada nova trajetória da tempestade está associada a dois números: um denominado complexo e outro simples. O número complexo identifica a tempestade original e o número simples indica fusão ou divisão da célula de tempestade (KOKITSU, 2005).

Para a caracterização do potencial de severidade deste evento foram analisados os valores do índice 3-S (Storm-Structure-Severity) proposto por Visser (2001).

De acordo com Bluestein (1992) a severidade de uma tempestade convectiva é determinada: pela buoyancy (flutuabilidade) de uma parcela de ar em relação ao ar ambiente, a umidade da parcela e o ambiente, e a estrutura dinâmica da tempestade e sua interação com as condições dinâmicas ambientais. Estes fatores conduzem a identificação de vários tipos de tempestades convectivas, de células simples que tem pequenas interações com o ambiente (BYERS e BRAHAM, 1949), até as supercélulas (BROWNING, 1964) onde existe uma forte interação com o ambiente.

Com o desenvolvimento de modelos conceituais de tempestades convectivas baseado na estrutura tridimensional, os campos de refletividade obtidos pelos radares meteorológicos se tornaram importantíssimos e uma metodologia para caracterizar e identificar as tempestades severas foi desenvolvida. Este método conhecido como 3-S é executado a partir de dados volumétricos de refletividade radar, transformados à partir de informações CAPPI.

Neste método, a refletividade máxima dentro de uma coluna vertical define a classificação para uma célula convectiva. Para simplificar, somente três índices são utilizados para definir a severidade da tempestades: fraco (30-44dBZ), moderado (45-50dBZ) ou severo (> 55dBZ) (tab. 5). Por exemplo, BS (Base Severa) indica que refletividades num intervalo de 45-55dBZ estão concentradas próximo a base da nuvem, em oposição a parte superior da tempestade. Uma classificação VTS (Volume e Topo Severo) poderá ser um bom indicador de que granizo irá precipitar da tempestade devido a presença de altas refletividades em suas regiões superiores. O índice 3-S é calculado para a área de alcance do radar.

Tabela 5 – Classificação da intensidade de uma célula convectiva.
Fonte: Visser (2001). Modificada.

Refletividade Radar (dBZ)	Classificação da Intensidade
30 - 44	Fraca
45 - 50	Moderada
> 55	Severa

Dividindo a estrutura vertical da célula convectiva, em três regiões tem-se: a base, o meio e o topo, o método TITAN identifica e classifica os estágios do ciclo de uma célula convectiva de acordo com a magnitude de máxima refletividade como mostrado na tab. 6.

Como a intensidade das correntes ascendentes (*updrafts*) em células convectivas pode determinar a distribuição vertical de refletividade observada pelo radar, isto é aplicado à distribuição vertical do conteúdo de água líquida, que forma a base da hipótese do método 3-S. Conseqüentemente, no método 3-S a máxima refletividade dentro de uma coluna vertical define a classificação de severidade para uma célula convectiva produzindo 9 categorias de classificação. Portanto, a classificação 1 (Base Fraca) de uma célula convectiva indica uma coluna vertical com refletividades máximas do radar entre 30 e 44dBZ e uma distribuição do conteúdo de água líquida concentrada abaixo de 6.5km N.M.M. De modo análogo, uma classificação 8 (Volume Severo) indica uma coluna vertical com uma refletividade máxima de 55dBZ ou mais, com o conteúdo de água líquida igualmente distribuído através da coluna.

Tabela 6 – Método 3-S de classificação de células convectivas.
Fonte: Visser (2001) Modificada.

Região considerada	Classificação da Intensidade		
	<i>Fraca</i>	<i>Moderada</i>	<i>Severa</i>
<i>Base</i>	BF (1)	BM (4)	BS (7)
<i>Volume</i>	VF (2)	VM (5)	VS (8)
<i>Topo</i>	TF (3)	TM (6)	TS (9)

Após o tratamento dos dados e visualização dos produtos, foi feita uma análise da evolução das bandas de precipitação que ocorreu no dia 15 de outubro de 2008. Esta análise permitiu definir os locais de cada imagem onde são realizados os cortes verticais para estudar as alturas da base e do topo da convecção mais importante, bem como avaliar a estrutura vertical da mesma.

Além disso, foram calculados os campos de VIL (Fig. 17), onde nota-se a legenda de cores a direita indicadas pelas cores verde escuro com intervalo de 0-1kg.m⁻² com intervalo máximo de 1000-2000kg.m⁻², quanto mais esbranquiçado e claro estiver a cor cinza, maiores serão os valores de VIL.

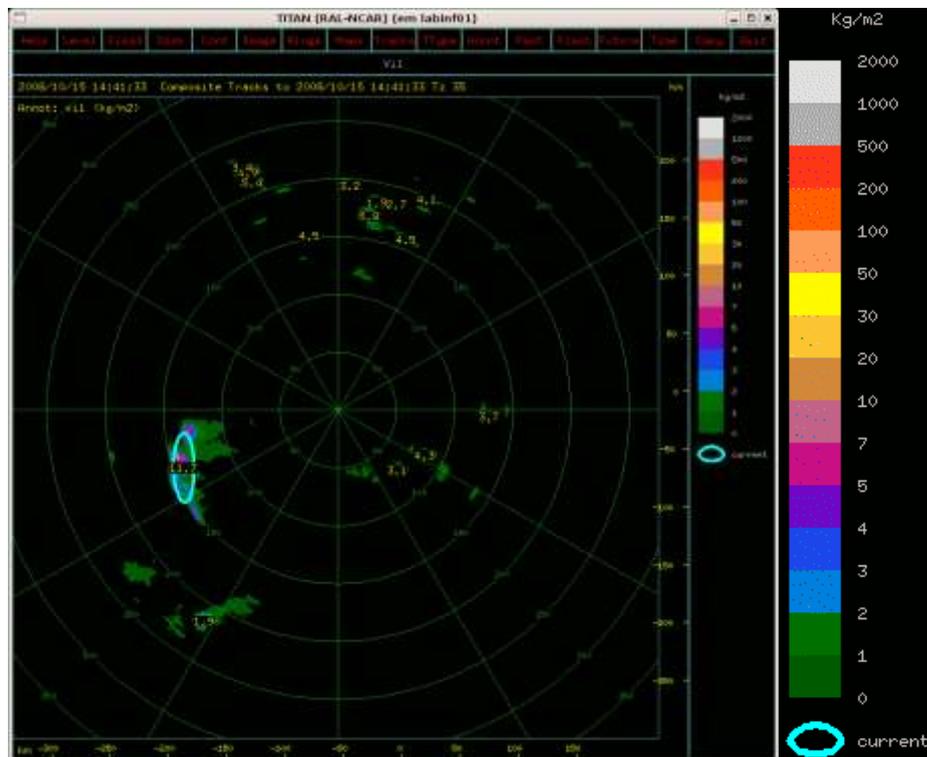


Figura 17 – Campo de VIL (kg.m⁻²) representada pela legenda em cores a direita para todo o domínio do radar, e pela elipse azul, indicando as células convectivas que obedeceram os limiares fixados.

O campo de índice 3-S pode ser observado na Fig. 18, a legenda em cores a direita indica os valores do índice 3-S para todo o domínio do radar iniciando pela categoria 1 (BF) em azul marinho até a categoria 9 (TS) em vermelho mais claro. A elipse azul indica a altura do topo máximo das células convectivas que obedeceram os limiares fixados.

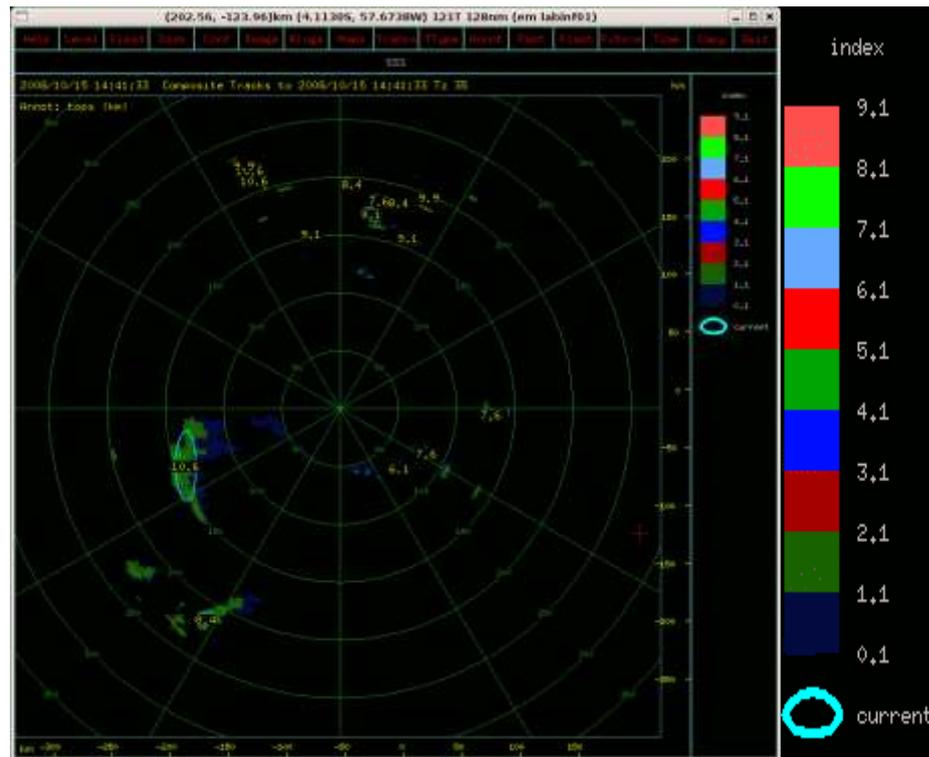


Figura 18 – Índice 3-S representado pela legenda de cores a direita para todo o domínio do radar, e a máxima altura de topo representada pela elipse azul com os respectivos valores numéricos para as células convectivas que obedeceram os limiares fixados.

Foram também determinados, para cada varredura em volume, a altura do topo, as refletividades (dBZ) média e máxima, bem como a velocidade e a direção média das estruturas convectivas existentes.

3.3 Identificação de SCM por imagens de radar

Existem dois sistemas de sensoriamento remoto comumente utilizados em operações para avaliar a precipitação característica de SCM em tempo real: satélites e o radar meteorológico Doppler. No entanto, o radar meteorológico Doppler é o mais adequado para definir a estrutura de precipitação de SCM e diferenciar as regiões convectiva e estratiformes.

Diversas literaturas (Houze 1977; Zipser 1977; Leary e Houze 1979; Smull e Houze 1985; Leary e Rappaport 1987; Chen e Cotton 1988; Loehrer e Johnson 1995). utilizaram o limiar $> 40\text{dBZ}$ para região convectiva, e abaixo deste limiar consideravam como região estratiforme. Hilgendorf e Johnson (1998) definiram linha convectiva tanto contínua como descontínua devido a ecos na vanguarda da linha de instabilidade que possuem picos convectivos $\geq 46\text{dBZ}$. Os quais não optaram pela literatura anterior devido ao intervalo de $41\text{-}45\text{dBZ}$ ser uma região convectiva, podendo ser raramente estratiforme, a fim de reduzir a chance de analisar uma região convectiva como sendo uma região estratiforme, utilizaram o limiar de picos convectivos $\geq 46\text{dBZ}$.

No entanto, neste trabalho utilizou-se o limiar $> 35\text{dBZ}$ para detecção de região convectiva, e consideramos a região estratiforme para valores abaixo deste limiar.

3.4 Dados de satélite

Para identificar e localizar os eventos convectivos de tempestade em grande escala, foram utilizadas imagens realçadas no canal infravermelho, obtidas pelo satélite GOES-10 para os dias 15 e 16 de outubro de 2008, com intervalo temporal de 15 minutos para a região norte do país. As imagens de satélite foram obtidas no site do *Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais* (CPTEC/INPE: <http://satelite.cptec.inpe.br/>).

Como além de monitorar o tempo e o clima da terra os satélites meteorológicos têm a capacidade de mostrar a formação de nuvens, as imagens foram utilizadas, inicialmente, para identificar amostras de SCMs.

O Satélite GOES (*Geostacionary Operational Environmental Satélites*) é um satélite americano mantido pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). As imagens brutas do globo terrestre são obtidas a cada 15 minutos e possui cinco canais espectrais conforme mostra a tab. 7.

Tabela 7 – Canais espectrais do satélite GOES.

CANAL	FAIXA ESPECTRAL	RESOLUÇÃO ESPACIAL
Visível	0,55 – 0,75 μ m	1km
Infravermelho	3,8 – 4,0 μ m	4km
Infravermelho	10,2 – 11,2 μ m	4km
Infravermelho	11,5 – 12,5 μ m	4km
Vapor d'água	6,5 – 7,0 μ m	8km

Dentre os satélites da série GOES, foram utilizadas as imagens do satélite GOES-10, realçadas no canal infravermelho, para a região norte do país, como pode ser visualizado na Fig. 16. Contudo, a escolha destas imagens realçadas no canal infravermelho, ocorreu porque elas mostram com mais definição a área e a temperatura de brilho do topo das nuvens, que são de fundamental importância para a classificação e monitoramento de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).

Deve-se lembrar que as imagens de satélite utilizadas neste trabalho não são imagens brutas, e sim imagens compactadas, as quais ficam disponíveis no site do CPTEC/INPE. A resolução espacial destas imagens são de aproximadamente 13km, sendo que cada pixel possui uma área de aproximadamente 170km², no entanto, as imagens brutas possuem resolução espacial de 4km, sendo que cada pixel possui uma área de 14km², ou seja, as imagens brutas possuem melhor resolução do que as imagens compactadas.

3.5 Identificação de SCM por imagens de satélite

Segundo diversos autores (ARNAUD et al., 1992; MACHADO et al, 1998; CARVALHO; JONES, 2001; MATHON; LAURENT, 2001; MOREL; SENESI, 2002; SILVEIRA et al, 2006) a metodologia para a identificação de SCM e dos núcleos convectivos internos, por imagens de satélite é baseada num determinado limiar de temperatura de brilho de topo de nuvem. O estágio de iniciação de um SCM é identificado quando a temperatura dos topos das nuvens atingir um valor limiar, de aproximadamente -30°C e os núcleos convectivos imersos no SCM devem atingir temperaturas de topo das nuvens de aproximadamente -50°C . De acordo com Machado (1993) a atividade convectiva associada a nuvens Cb é confirmada quando estes limiares forem atingidos. O estágio de maturação dos núcleos ocorre quando estes atingem seu tamanho máximo e considera-se o seu término quando a temperatura do topo passa a ter valores superiores a este limiar, após atingir o seu tamanho máximo o sistema entra em estágio de dissipação.

Em cada imagem, a escala de cores de temperatura de brilho ($^{\circ}\text{C}$) é representada pelas cores laranja, amarelo, azul claro, azul escuro, rosa claro, que correspondem respectivamente às temperaturas de 30°C negativo em laranja a direita, seguindo o intervalo de cores, a cada 10°C até 70°C negativos representado pela cor rosa a esquerda. Temperaturas menores ou iguais a 80°C negativos não são representadas na legenda de cores de temperatura de brilho de topo de nuvens, pode, ser observadas quanto mais claro e esbranquiçado estiver a cor rosa, indicando menores temperaturas (Fig. 19).

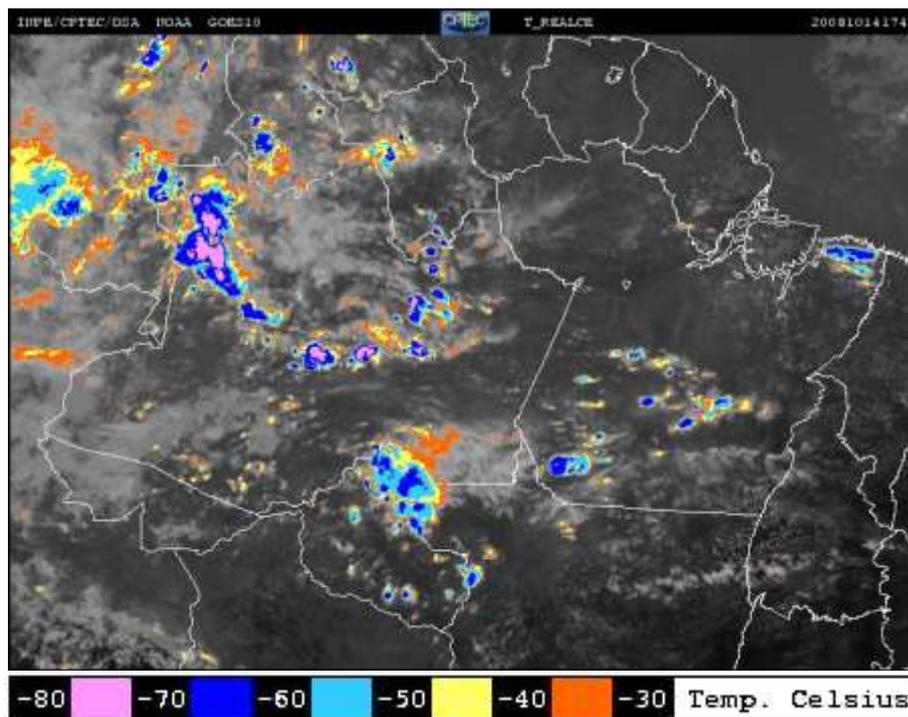


Figura 19 – Imagem de Satélite GOES-10, realçada no canal infravermelho para a região norte do Brasil. Fonte: CPTEC/INPE (2008). Dia 14 de outubro de 2008, 1745TMG.

A Fig. 20 mostra um recorte para melhor análise da área em estudo e proximidades. Este tipo de recorte permite acompanhar o deslocamento dos sistemas, com um escoamento de leste para oeste, típico das regiões tropicais.

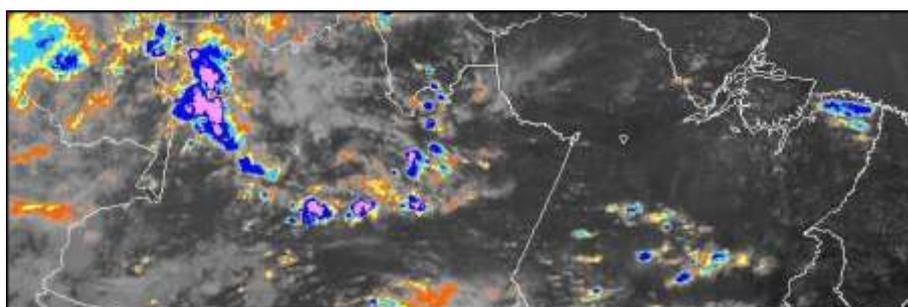


Figura 20 – Recorte da imagem do satélite GOES-10 para a região em estudo. Fonte: CPTEC/INPE (2008).

3.6 Dados de superfície

Além dos dados de radar e imagens de satélite foram utilizados dados de estações automáticas de superfície (Fig. 21) disponibilizados pelo *Instituto Nacional de Meteorologia (INMET - <http://www.inmet.gov.br/>)*, para o período de 13 a 16 de outubro de 2008, com resolução temporal de uma hora, para as estações automáticas localizadas nos municípios de: Autazes, Barcelos, Coari, Manacapuru, Maués, Parintins, Presidente Figueiredo e Rio Urubu (tab. 8). As estações de Autazes, Manacapuru, Presidente Figueiredo e Rio Urubu encontram-se dentro da área de cobertura do radar, as demais estações encontram-se próximas a área de cobertura do radar e foram utilizadas para avaliar a precipitação horária acumulada na região de estudo e proximidades.

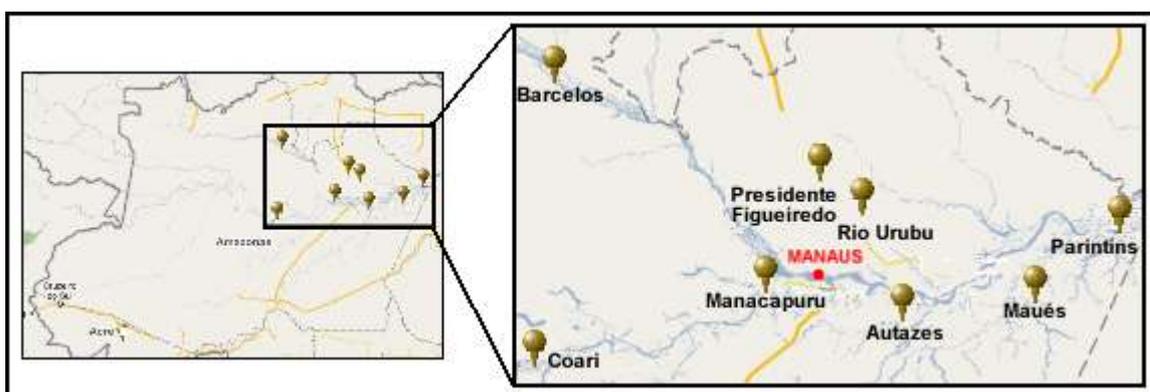


Figura 21 – Localização das Estações Automáticas de Superfície situadas na área de cobertura do radar e proximidades. Fonte: *INMET* (2008) Modificado.

Tabela 8 – Localização das Estações Automáticas de Superfície.

N°	Estação	Latitude	Longitude	Altitude
A120	Autazes	-3,58306°	-59,1294°	28m
A128	Barcelos	-0,98778°	-62,9242°	17m
A117	Coari	-4,09778°	-63,1450°	43m
A119	Manacapuru	-3,29444°	-60,6283°	19m
A122	Maués	-3,39889°	-57,6736°	35m
A123	Parintins	-2,63689°	-56,7561°	35m
A120	Presidente Figueiredo	-2,05639°	-60,0256°	92m
A125	Rio Urubu	-2,43167°	-59,5636°	59m

3.7 Dados de altitude

Os dados de altitude foram utilizados para confeccionar os diagrama Skew T – Log P, com intervalo de tempo de 12, para os dias 15 e 16 de outubro de 2008. Estes dados encontram-se disponíveis no site: <http://weather.uwyo.edu/>. A Fig. 13 mostra a EMA de Manaus (SBMN), localizada na área de cobertura do radar de Manaus operando com varreduras volumétricas de 240km. Dados de localização e instrumentação são fornecidas na tab. 9.

Tabela 9 – Informações da EMA de Manaus.

N° OMM	Estação	Indicativo	Tipo da Sonda	Latitude	Longitude	Altitude
82332	Manaus	SBMN	VIZ MARK-II GPS	-3,15°	-59,97°	84m

3.8 Diagrama Shew T – Log P

Para análise termodinâmica da atmosfera, foram utilizados diagramas do tipo Skew T – Log P, confeccionados pela University of Wyoming, ilustrado na Fig. 22, os quais são amplamente utilizado pelo serviço meteorológico brasileiro. Considerando que uma radiossondagem da atmosfera fornece o perfil vertical de temperatura do ponto de orvalho, da temperatura (T) e da umidade (U) do ar e estimativas da direção e da intensidade do vento para cada nível de pressão (P), pode-se realizar uma análise termodinâmica a partir da plotagem em um diagrama termodinâmico.

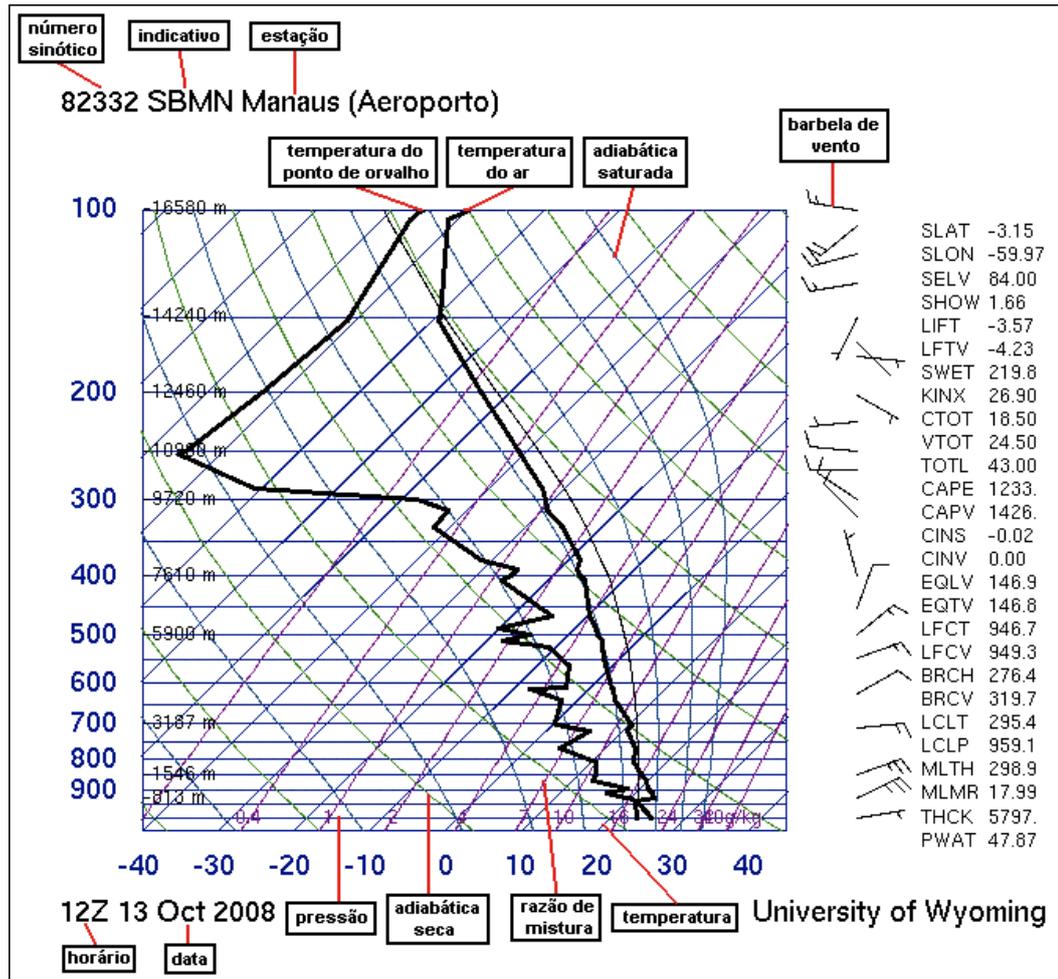


Figura 22 – Ilustração do diagrama Skew T – Log P. Fonte: University of Wyoming modificado (2008).

Os dados de PTU (pressão, temperatura e umidade) também permitem que sejam calculadas diversas informações adicionais, dentre os quais os índices de estabilidade atmosférica): Showalter, Lift, Sweat, K, Total Totals; bem como calcular a Energia Potencial Disponível para a Convecção (CAPE – *Convective Available Potential Energy*). Informações mais detalhadas a propósito destes índices podem ser encontradas no Anexo B.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Caso Geral

Através da análise visual das imagens do satélite GOES-10, realçadas no canal infravermelho (Fig. 23), podemos observar a formação de pequenos aglomerados convectivos na área de cobertura do radar de Manaus, mais especificamente a nordeste, às 1445 UTC (Coordenada de Tempo Universal) do dia 15 de outubro de 2008, ou seja, o processo de iniciação de Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM), que no decorrer do tempo se organizam em forma de linhas de instabilidades, pois de acordo com a escala proposta por Orlanski (1975), as LI são meso- β e possui escala espacial variando entre 20 e 200 km e escala temporal de variando entre 1 hora e 1 dia.

No entanto a trajetória dos sistemas convectivos de mesoescala mostram preferencialmente uma propagação de nordeste para sudoeste. Estes sistemas foram se intensificando e adquirindo a máxima área de topo de nuvem de 70°C negativo entre 1930 UTC e 2015 UTC. Após o horário das 2015 UTC o SCM começou a desintensificar aumentando o limiar de temperatura e diminuindo a área dos núcleos convecção, mantendo temperaturas de 60°C negativos até a 0145 UTC do dia 16 de outubro ocasionando o seu término após este horário. Este sistema convectivo obteve duração de aproximadamente 10 horas, desde o processo de iniciação até a finalização do sistema, visto por imagens de satélite. A seqüência completa das imagens de satélite para o período em estudo pode ser visualizada no anexo

A.

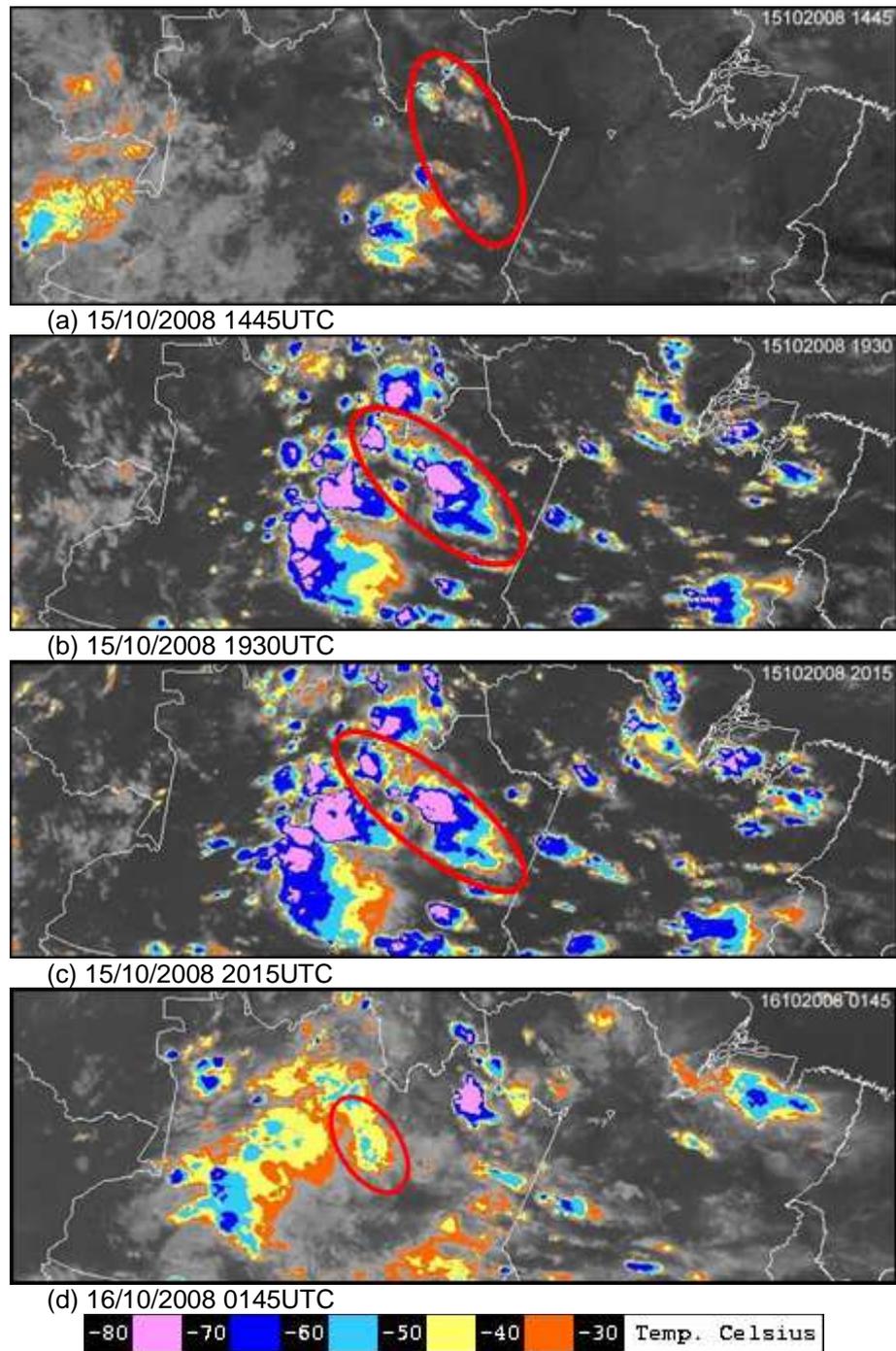


Figura 23 – Recorte das imagens de satélite GOES-10 no canal infravermelho. (a) iniciação; (b) e (c) maturação e (d) dissipação. Fonte: CPTEC/INPE (2008).

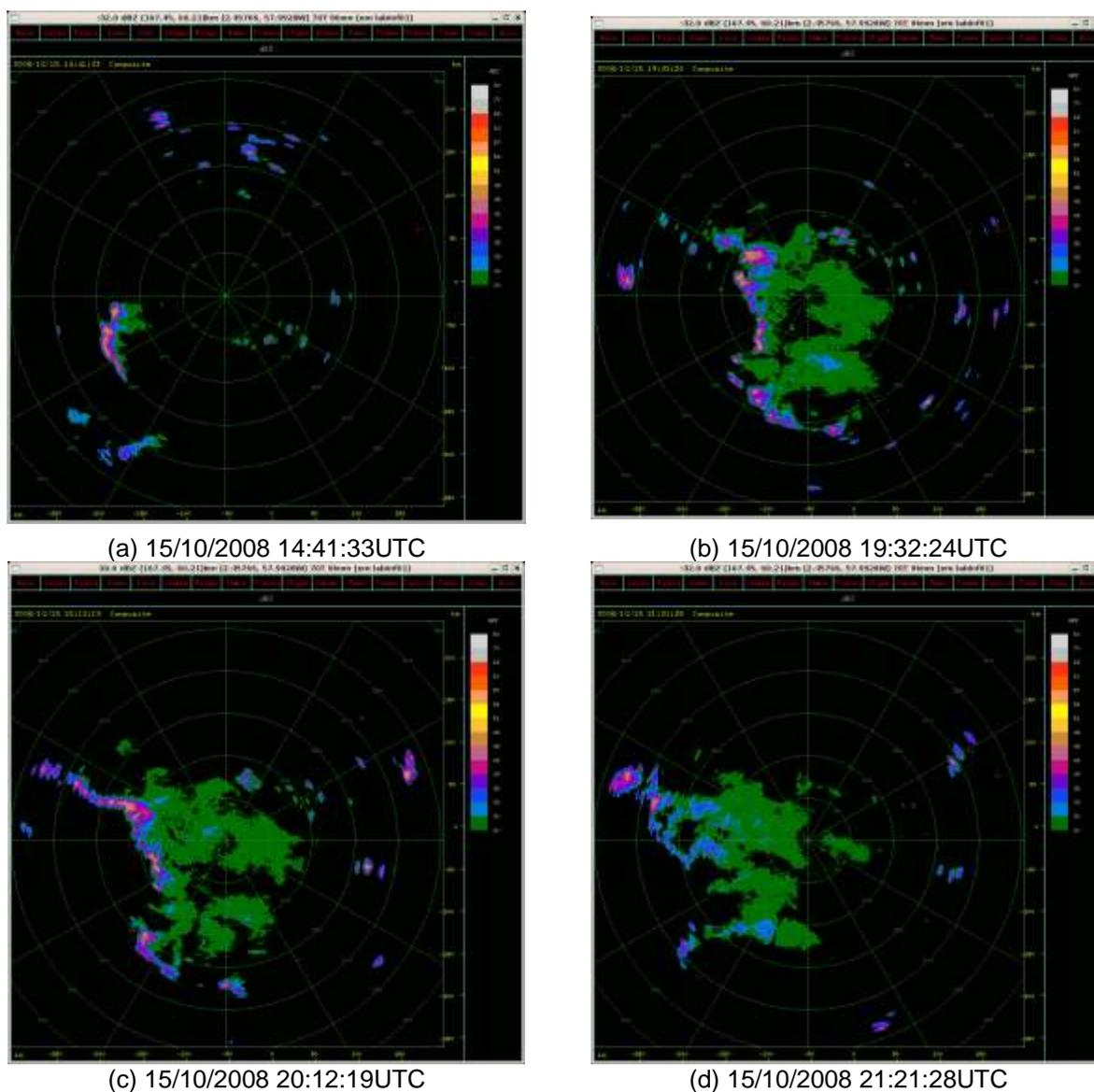


Figura 24 – Observações dos campos de refletividade para horários aproximados da Fig. 23.

A presença da atividade convectiva detectada nas imagens de satélite podem ser confirmadas pelos resultados preliminares obtidos através do processamento dos dados gerados pelo radar de Manaus (Fig. 24). De acordo com a Fig. 24 (a), pode-se observar o estágio de formação do sistema convectivo de mesoescala, caracterizado por pequenos aglomerados que começam a se organizar em forma de linhas, com valores de refletividade acima de 35dBZ indicando região convectiva. A Fig. 24 (b-c) indicam a fase de intensificação e maturação dos sistemas, como estudado por Leary e Houze (1978), com núcleos mais intensos. A Fig. 24 (d) mostra o estágio de dissipação das linhas de instabilidade, em que os núcleos convectivos se desintensificam e desaparecem, como podemos observar

nas imagens de radar este sistema persistiu por aproximadamente 6 horas. É importante salientar que as imagens de radar detecta a dissipação do sistema antes do horário previsto pelas imagens de satélite, devido ao satélite ter uma visão geral do sistema, cada qual com particularidades diferentes.

Além da concordância na visualização dos eventos, o radar permite mostrar com mais detalhes a intensidade e a localização da convecção. Outra vantagem observada na comparação dos dados radar (campo de refletividade) com a imagem de satélites está na possibilidade da obtenção de seções verticais ao longo da linha de precipitação. Através deste tipo de produto é possível determinar a intensidade dos campos de refletividade e a sua localização vertical. Estes cortes verticais permitem observar com mais clareza a intensidade e a localização dos núcleos de convecção.

Um estudo mais detalhado do campo de refletividade composto obtido a partir dos dados radar (Fig. 25), permite distinguir duas bandas de precipitação que serão analisadas com mais detalhes a seguir. Estas bandas de precipitação foram caracterizadas por tempestades multicelulares abrangendo extensas áreas.

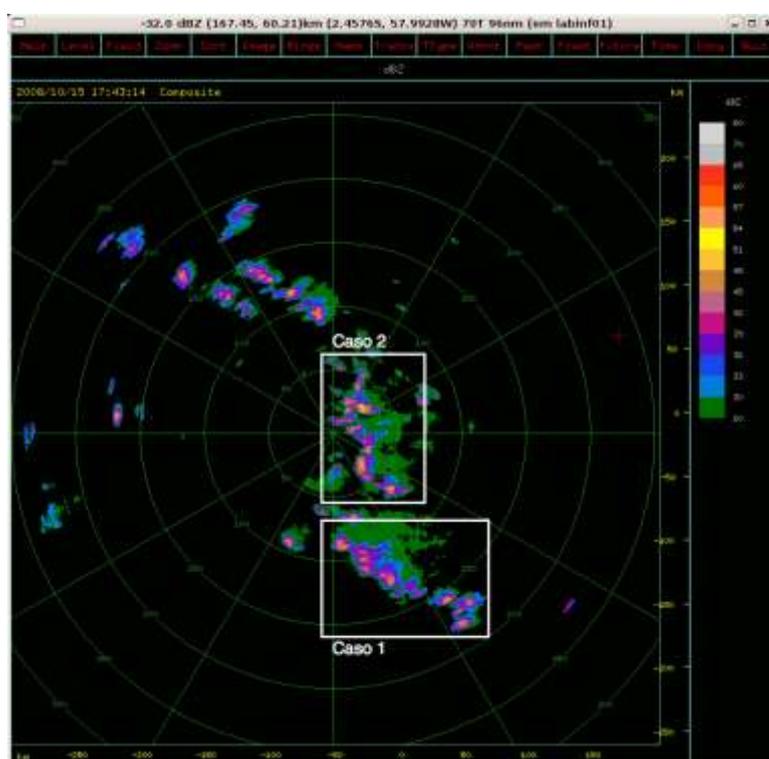


Figura 25 – Casos de linhas de instabilidade em estudo.

4.2 Linhas de Instabilidade (LI)

4.2.1 Caso 1

Através da análise visual das imagens do satélite GOES-10, realçadas no canal infravermelho para o caso 1 (Fig. 26), podemos observar a formação de pequenos aglomerados com temperaturas superiores a 35dBZ, indicando núcleos convectivos na área de cobertura do radar de Manaus, mais especificamente a sudeste, entre as 1530UTC e 1645UTC (Coordenada de Tempo Universal) do dia 15 de outubro de 2008 Fig. 26 (a) e (b), ou seja, o estágio de iniciação deste sistema convectivo, não pode ser mostrado de acordo com o limiar de temperatura de brilho devido a existência de falhas nas imagens de satélites com intervalo de 1h e 15min, mas a iniciação deste sistema encontra-se neste intervalo de tempo.

O deslocamento do sistema ocorre de leste-nordeste para oeste-sudoeste. No decorrer do tempo estes pequenos aglomerados foram se intensificando como pode-se notar na Fig. 26 (c) e (d) e se organizam em forma de linha no decorrer do tempo.

No horário das 1745UTC do dia 15 de outubro de 2008, o sistema chega ao estágio de maturação, atingido a maior atividade para os núcleos convectivos com temperaturas de topo de nuvem de 70°C a 50°C negativos (Fig. 26 (d)). Após o horário das 1745UTC o SCM começou a desintensificar, ocasionando o seu término após às 2215UTC do dia 15 de outubro de 2008 (Fig. 26 (e)). Esta linha de precipitação teve a duração de aproximadamente 6 horas, desde o processo de iniciação até a finalização do sistema.

A presença da linha de precipitação detectada nas imagens de satélite podem ser confirmadas pelos resultados obtidos através do processamento dos dados gerados pelo radar de Manaus (Fig. 26 (f-j)). Entretanto podemos notar pequenos aglomerados no estágio de formação (Fig. 26 (f)) no quadrante sudeste. A intensificação do sistema pode ser observada na Fig. 29 (g-h). O estágio de maturação ocorreu às 17:32:23 UTC (Fig. 26 (i)), com valores de refletividade de até 48 dBZ. Após este horário o sistema vai se desintensificando (Fig. 26 (j)), podemos notar na Fig. 26 (h) a ausência de núcleos convectivos e portanto a dissipação do sistema convectivo.

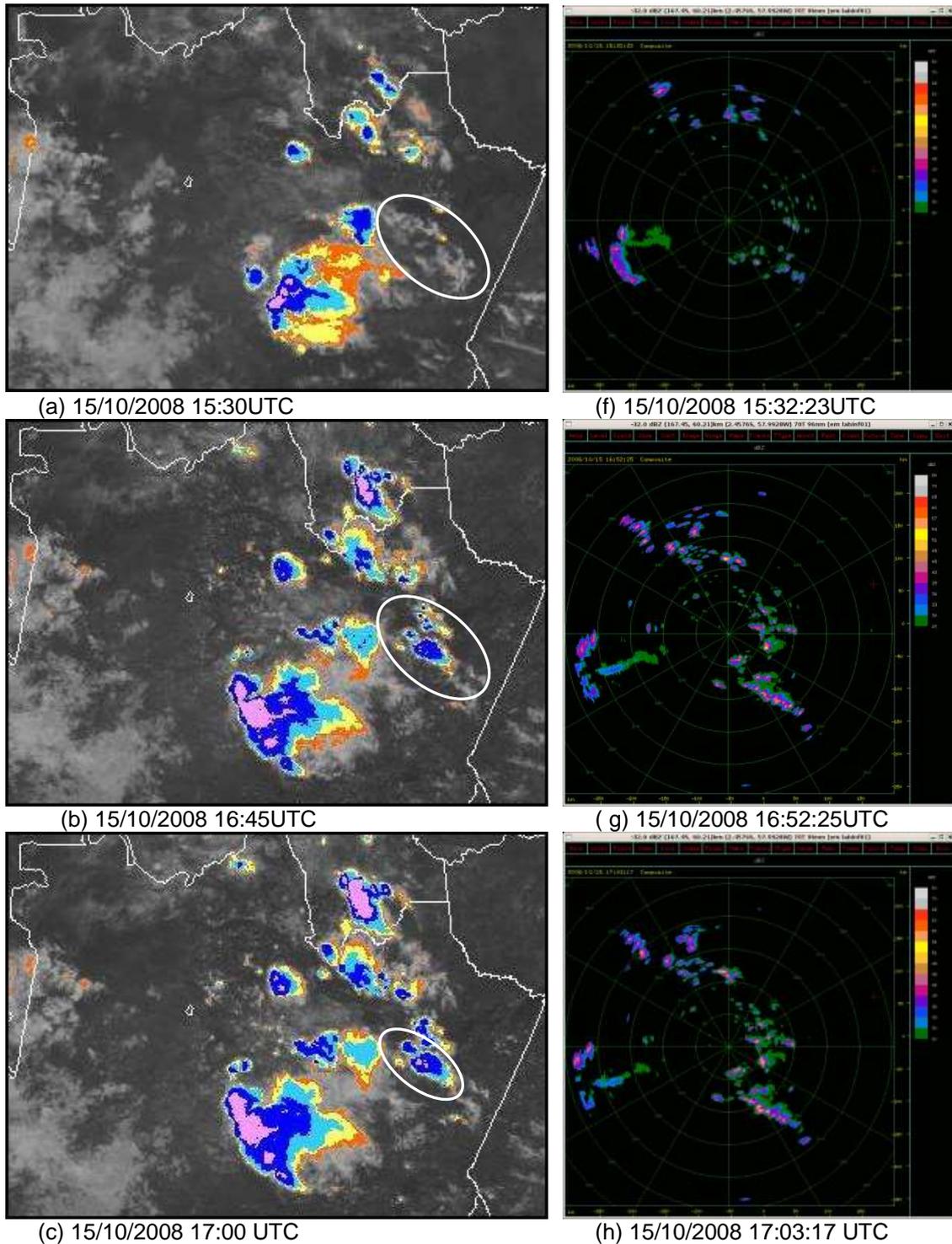


Figura 26 – (a-e) Recorte das imagens de satélite GOES-10 realçadas no canal infravermelho; (f-j) imagens de refletividade do radar de Manaus; Comparação das imagens de radar e satélite para horários aproximados dos estágios de evolução do caso 1.

(continua)

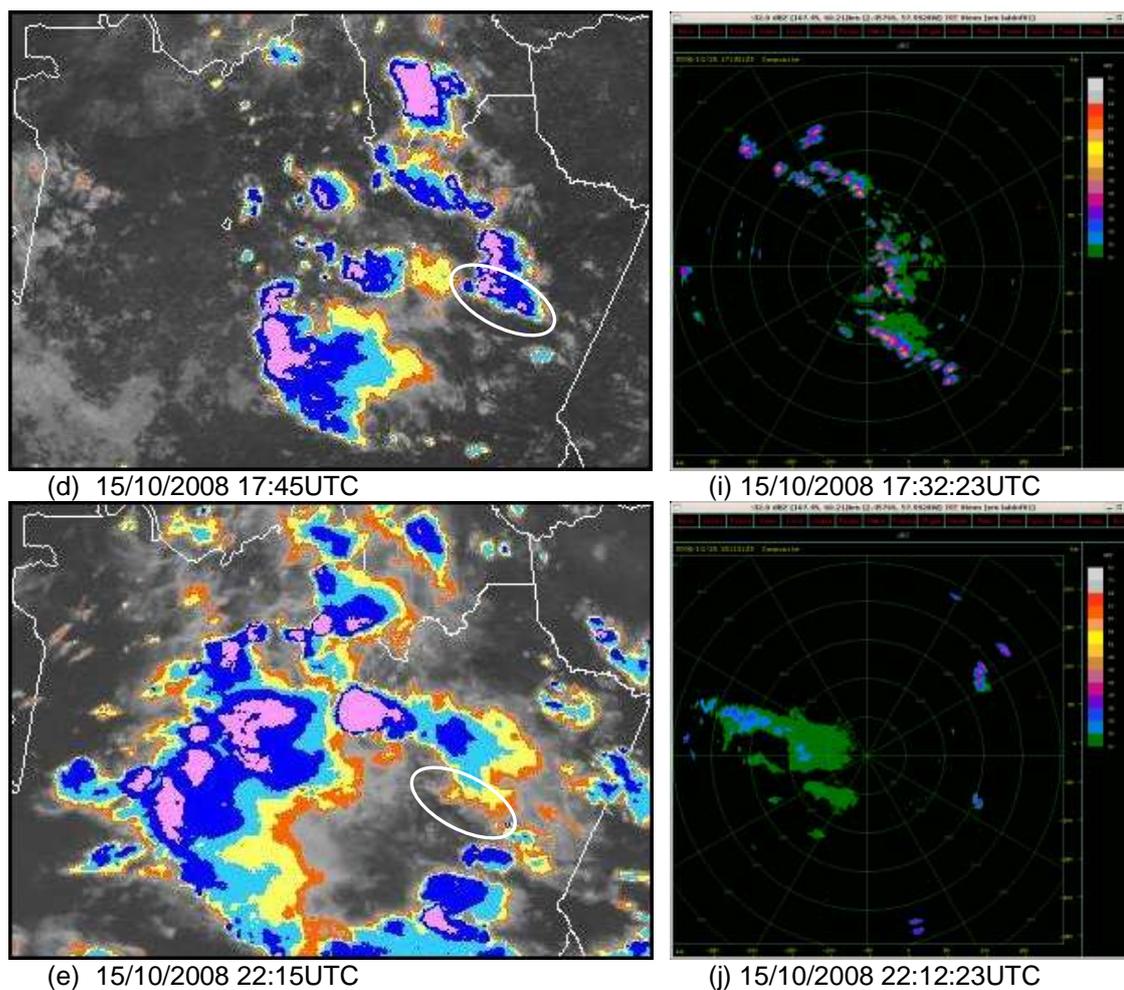


Figura 26 – (a-e) Recorte das imagens de satélite GOES-10 realçadas no canal infravermelho; (f-j) imagens de refletividade do radar de Manaus; Comparação das imagens de radar e satélite para horários aproximados dos estágios de evolução do caso 1.

A Fig. 27 e 28 (a) e (b) mostra a linha de precipitação posicionada no sentido noroeste-sudeste, e sua seção vertical é mostrada na Fig. 27 e 28 (c), na qual, pode-se observar valores aproximados de 130 km de extensão, núcleos convectivos de até 48 dBZ, e altura de topo de nuvens atingindo máximos em torno de 17 km. A seqüência completa das imagens de radar para o período em estudo pode ser visualizada no apêndice A.

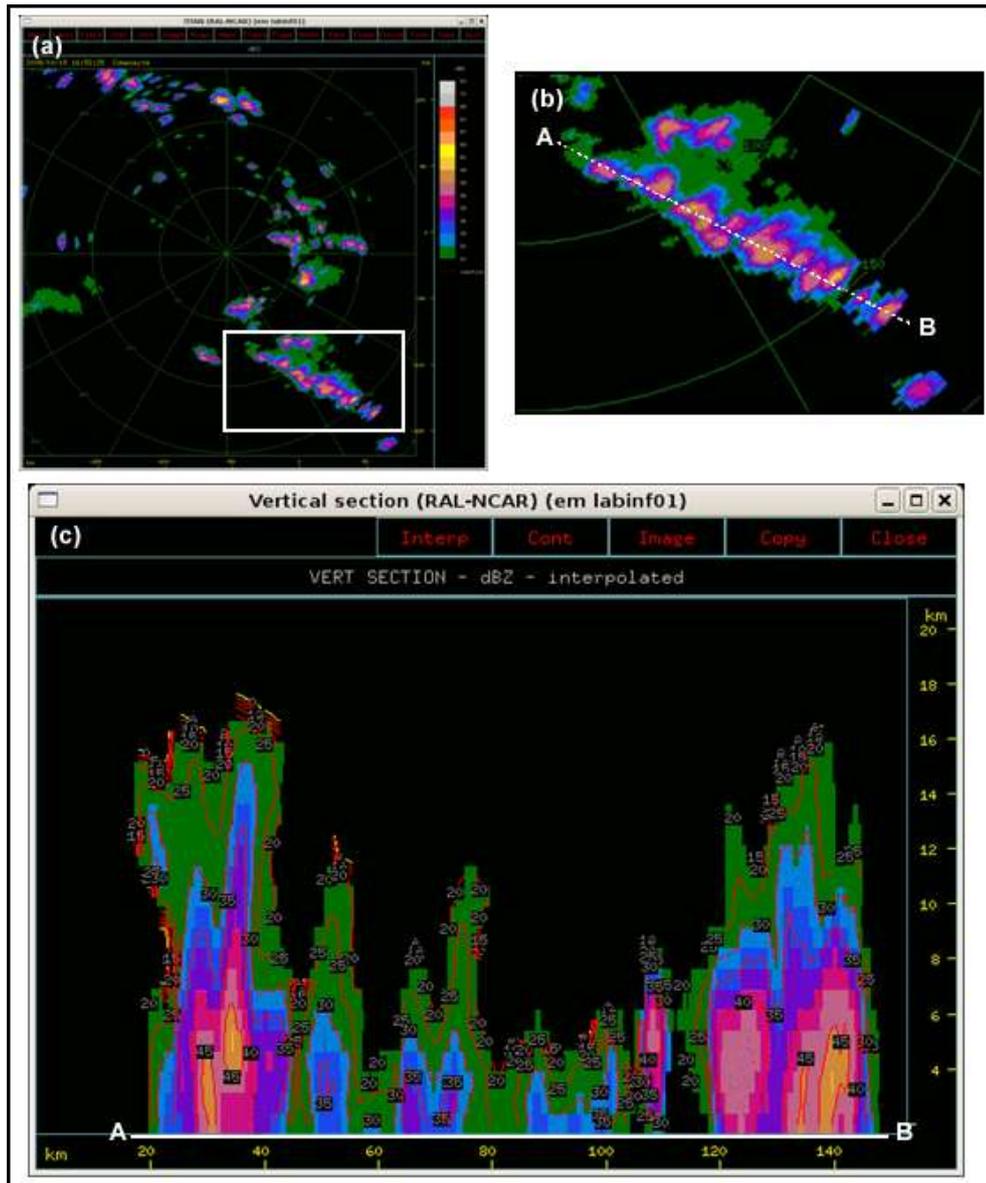


Figura 27 – Resultados obtidos, para diferentes horários, (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seções verticais pré-selecionadas correspondentes para 15 de outubro de 2008 às 16:52:25 UTC.

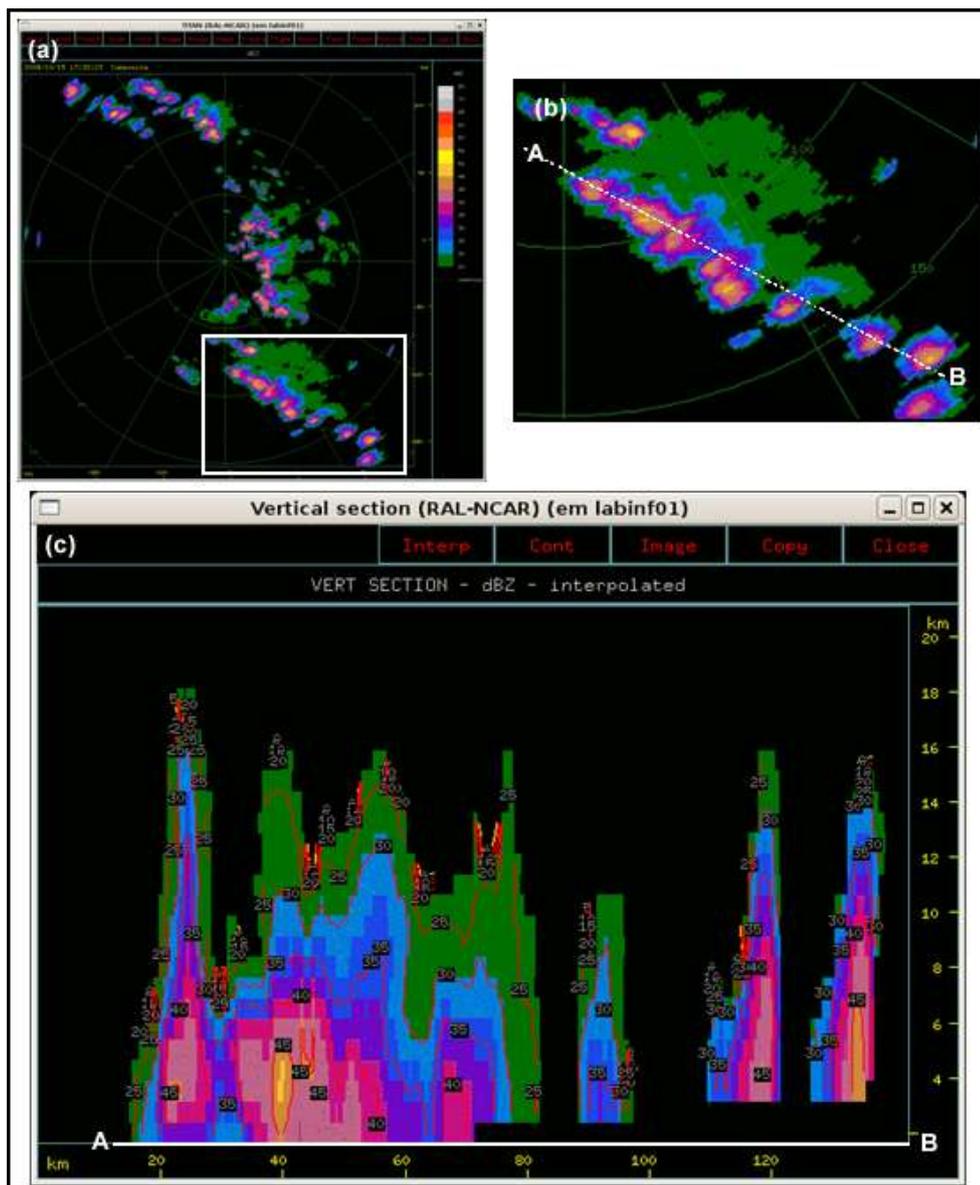


Figura 28 – Resultados obtidos, para diferentes horários, (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seções verticais pré-selecionadas correspondentes para 15 de outubro de 2008 às 17:32:23 UTC.

4.2.2 Caso 2

Através da análise visual das imagens do satélite GOES-10, realçadas no canal infravermelho para o caso 2 (Fig. 29), podemos observar a formação de pequenos aglomerados convectivos na área de cobertura do radar de Manaus, mais especificamente a sudeste, às 15:30 UTC (Coordenada de Tempo Universal) do dia 15 de outubro de 2008, ou seja, o estágio de iniciação do SCM.

No entanto, o deslocamento do sistema ocorre de leste-nordeste para oeste-sudoeste. No decorrer do tempo estes pequenos aglomerados foram se intensificando como pode-se notar na Fig 29 (b) e se organizam em forma de linha.

No horário das 19:30 UTC do dia 15 de outubro de 2008, o sistema chega ao estágio de maturação, atingido núcleos convectivos mais ativos de temperaturas de topo de nuvem máximas negativas de 70°C a 50°C (Fig. 29 (c)). Após o horário das 19:30 UTC o SCM começou a se desintensificar (Fig. 29 (d-f)), ocasionando o seu término às 23:45 UTC do dia 15 de outubro de 2008 (Fig. 29 (g)). Esta linha de precipitação teve a duração de aproximadamente 8 horas, desde o processo de iniciação até a finalização do sistema.

A presença das linhas de precipitação detectadas nas imagens de satélite podem ser confirmadas pelos resultados obtidos através do processamento dos dados gerados pelo radar de Manaus (Fig. 29 (h-n)). Entretanto podemos notar pequenos aglomerados no estágio de formação (Fig. 29 (h)) no quadrante nordeste. A intensificação do sistema pode ser observada no horário das 18:52:21 UTC (Fig. 29 (i)). O estágio de maturação ocorreu às 19:32:24 UTC (Fig. 29 (j)), com valores de refletividade de até 48 dBZ. Após este horário o sistema vai se desintensificando (Fig. 29 (k-m)), podemos notar na Fig. 29 (n) a ausência de núcleos convectivos e portanto a dissipação do sistema convectivo.

A seqüência de figuras (Fig. 30-34) mostram campos de refletividade radar (dBZ) onde são feitas ampliações para o estudo mais detalhados da banda de precipitação através do zoom linha base e de seções verticais pré-selecionadas correspondentes para 15 de outubro de 2008 das 18:52:21 às 20:52:17 UTC.

A análise desta seqüência mostra uma linha de precipitação com eixo norte-sul posicionada à oeste do radar de Manaus (Fig. 30 (a-b)) e sua seção vertical é

mostrada na Fig. 30 (c), na qual podemos observar valores aproximados de 130 km de extensão, núcleos convectivos de até 48 dBZ, e altura de topo de nuvens atingindo máximos em torno de 17 km. Sua evolução temporal (Fig. 31-33) revela que a parte mais ao norte (A) avança de uma maneira mais rápida que a parte do sul (B), fazendo com que sua direção mude para noroeste-sudeste (Fig. 34 (a-b)). Esta banda de precipitação possui um comprimento de cerca de 130km, com núcleos convectivos de até 48dBZ e topos das células atingindo aproximadamente 17km de altura. Na Fig. 34 (c) pode-se observar que as células convectivas estão mais intercaladas, apresentando um valor máximo de refletividade de 36dBZ, e altura de topo de nuvens atingindo o valor máximo em torno de 12km.

As observações do radar e de satélite (15:30 – 23:45 UTC) no caso 2 mostram a presença de células isoladas de precipitação localizadas ao norte do estado de Amazonas, quase fronteira com Roraima, e um aglomerado de nuvens convectivas na região mais central do Amazonas à partir das 15:30 UTC, ou seja, nas primeiras horas da tarde. A análise mais detalhada de uma seqüência temporal dos campos de refletividade na área de cobertura do radar de Manaus, evidencia uma intensa atividade convectiva nesse dia (Fig. 29). Destaca-se na análise dessa seqüência temporal a forte atividade convectiva se deslocando em direção à Manaus.

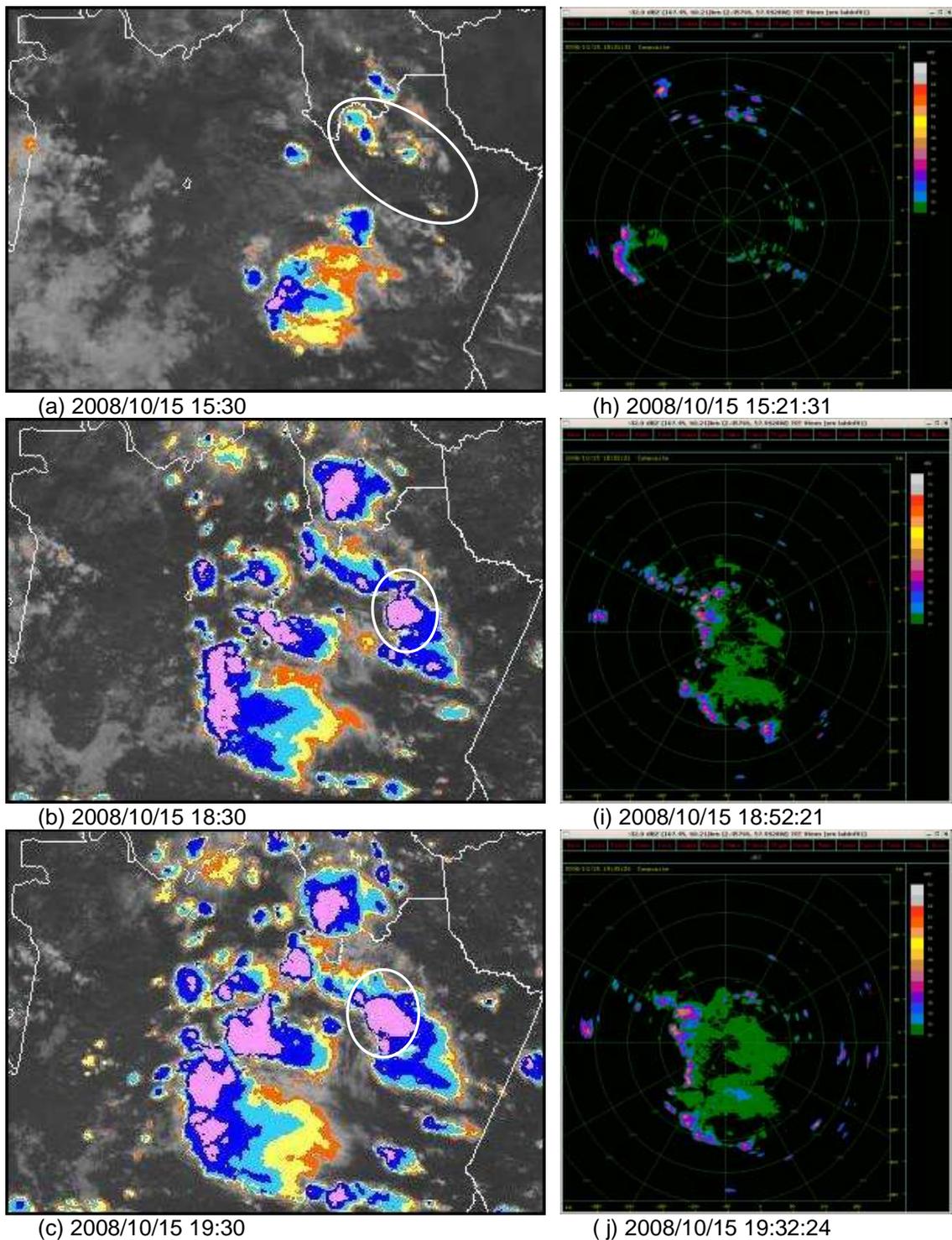


Figura 29 – (a-g) Recorte das imagens de satélite GOES-10 realçadas no canal infravermelho; (h-n) imagens de refletividade do radar de Manaus; Comparação das imagens de satélite e radar para horários aproximados, caso 2.

(continua)

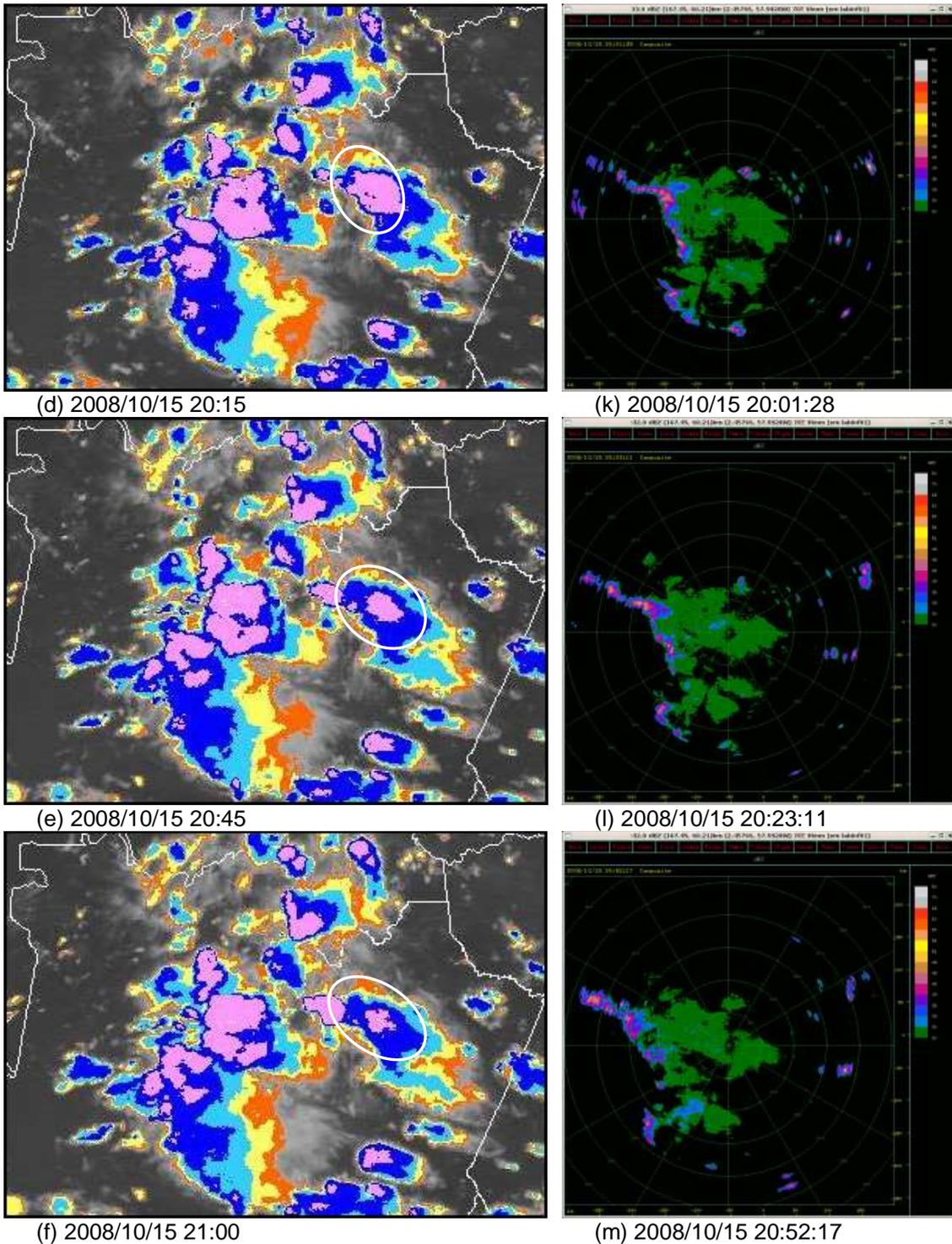


Figura 29 – (a-g) Recorte das imagens de satélite GOES-10 realçadas no canal infravermelho; (h-n) imagens de refletividade do radar de Manaus; Comparação das imagens de satélite e radar para horários aproximados, caso 2.

(continua)

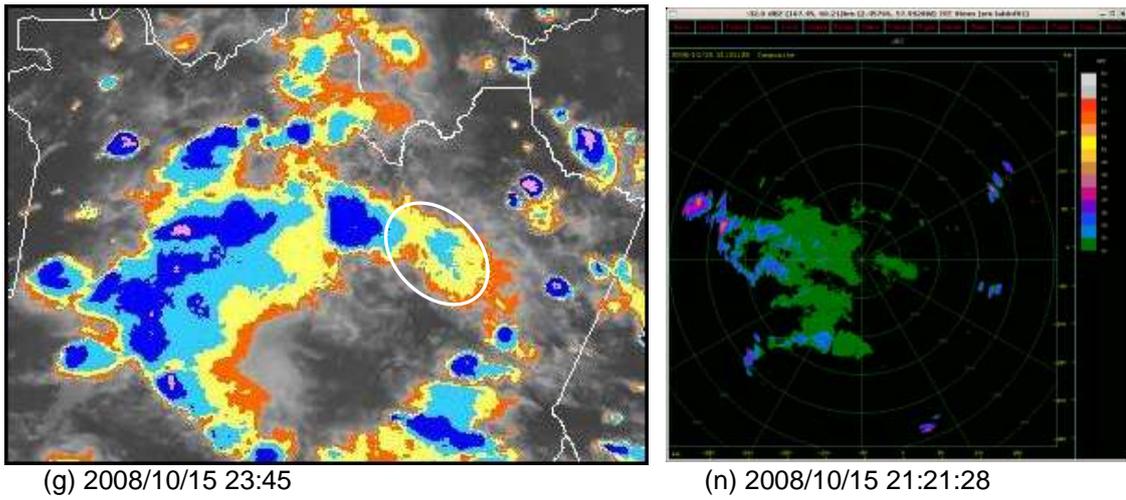


Figura 29 – (a-g) Recorte das imagens de satélite GOES-10 realçadas no canal infravermelho; (h-n) imagens de refletividade do radar de Manaus; Comparação das imagens de satélite e radar para horários aproximados, caso 2.

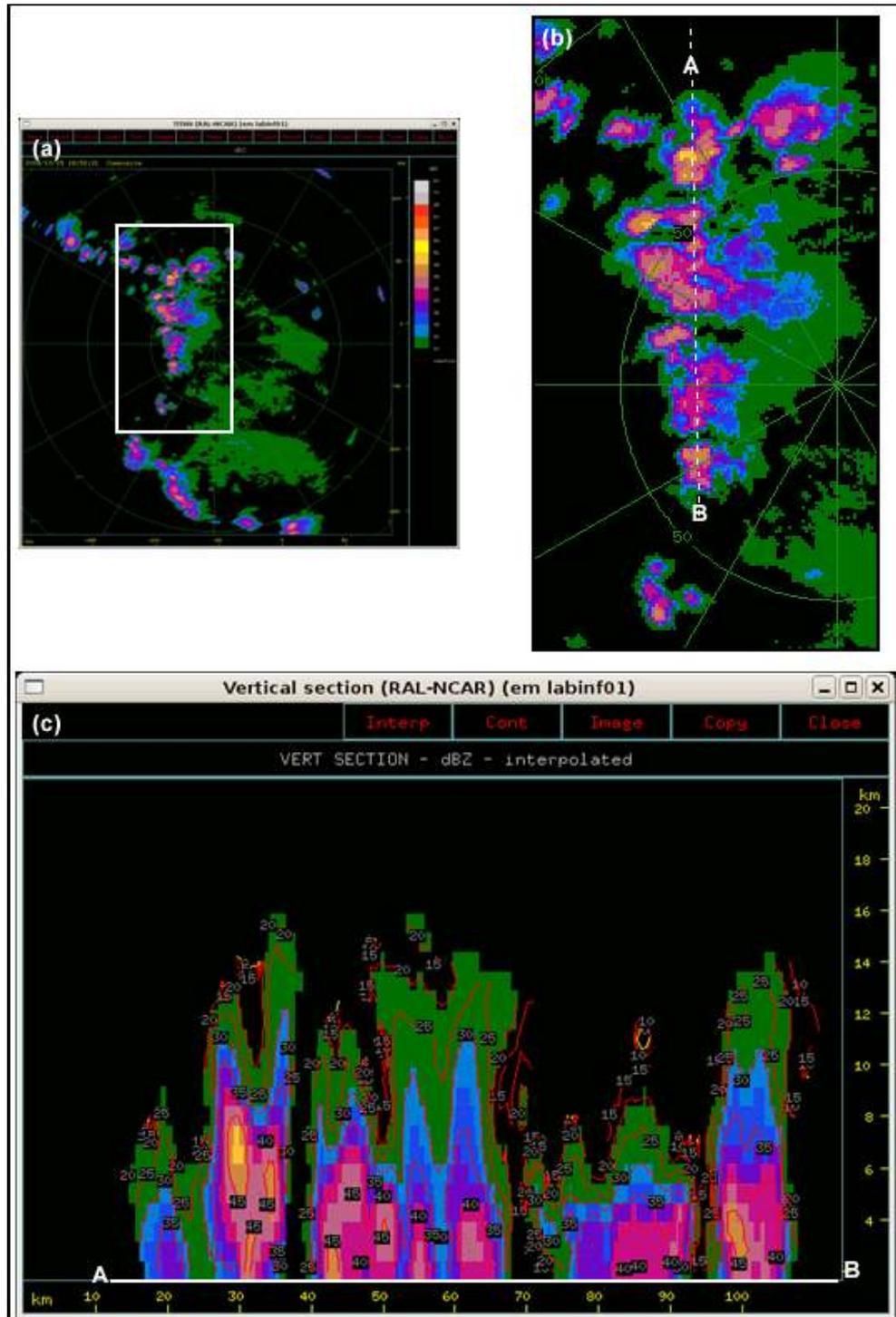


Figura 30 – 15 de outubro de 2008 - 18:52:21UTC. Campos de refletividade radar: (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seção vertical pré-selecionada.

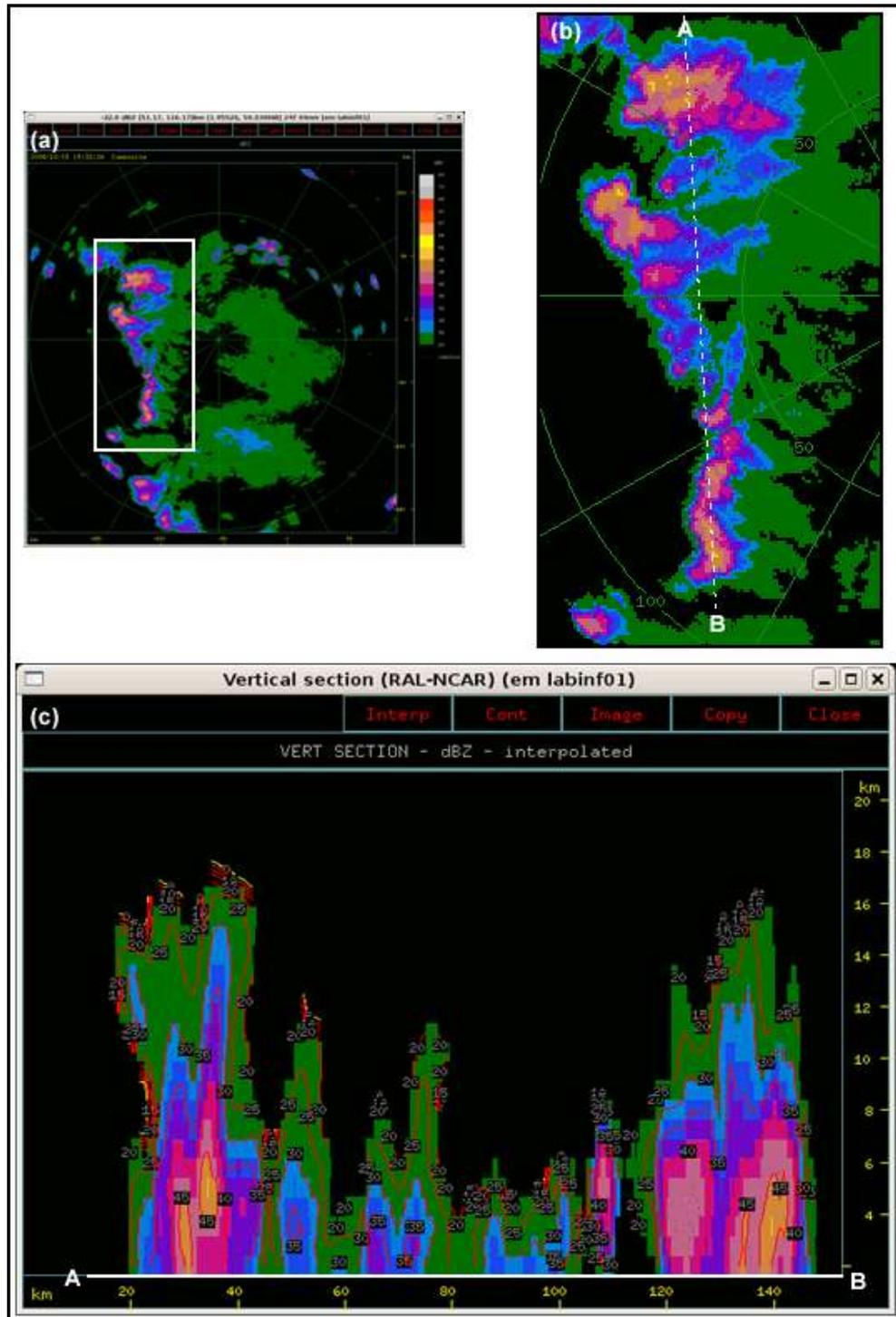


Figura 31 – 15 de outubro de 2008 - 19:32:24 UTC. Campos de refletividade radar: (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seção vertical pré-selecionada.

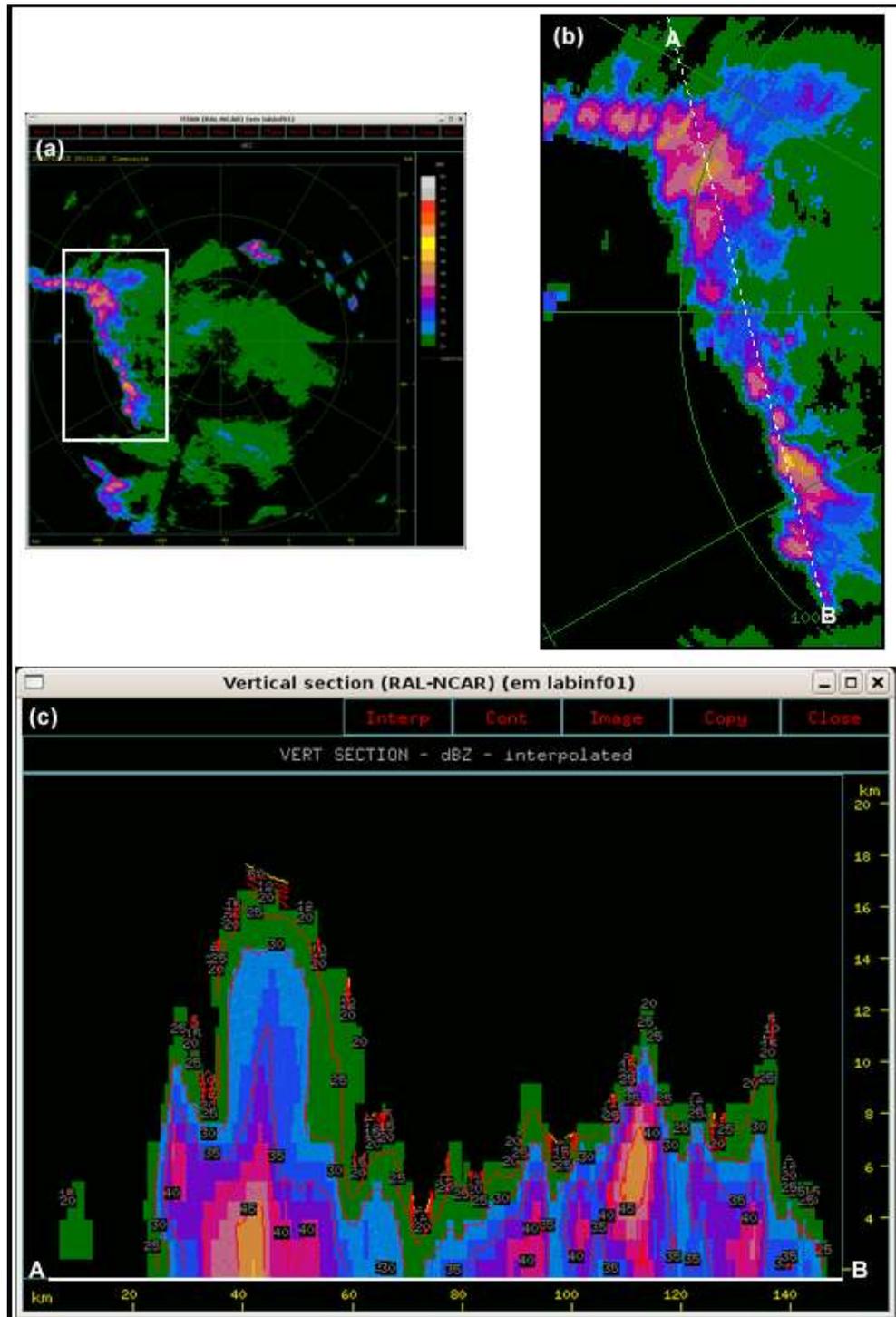


Figura 32 – 15 de outubro de 2008 – 20:01:28 UTC. Campos de refletividade radar: (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seção vertical pré-selecionada.

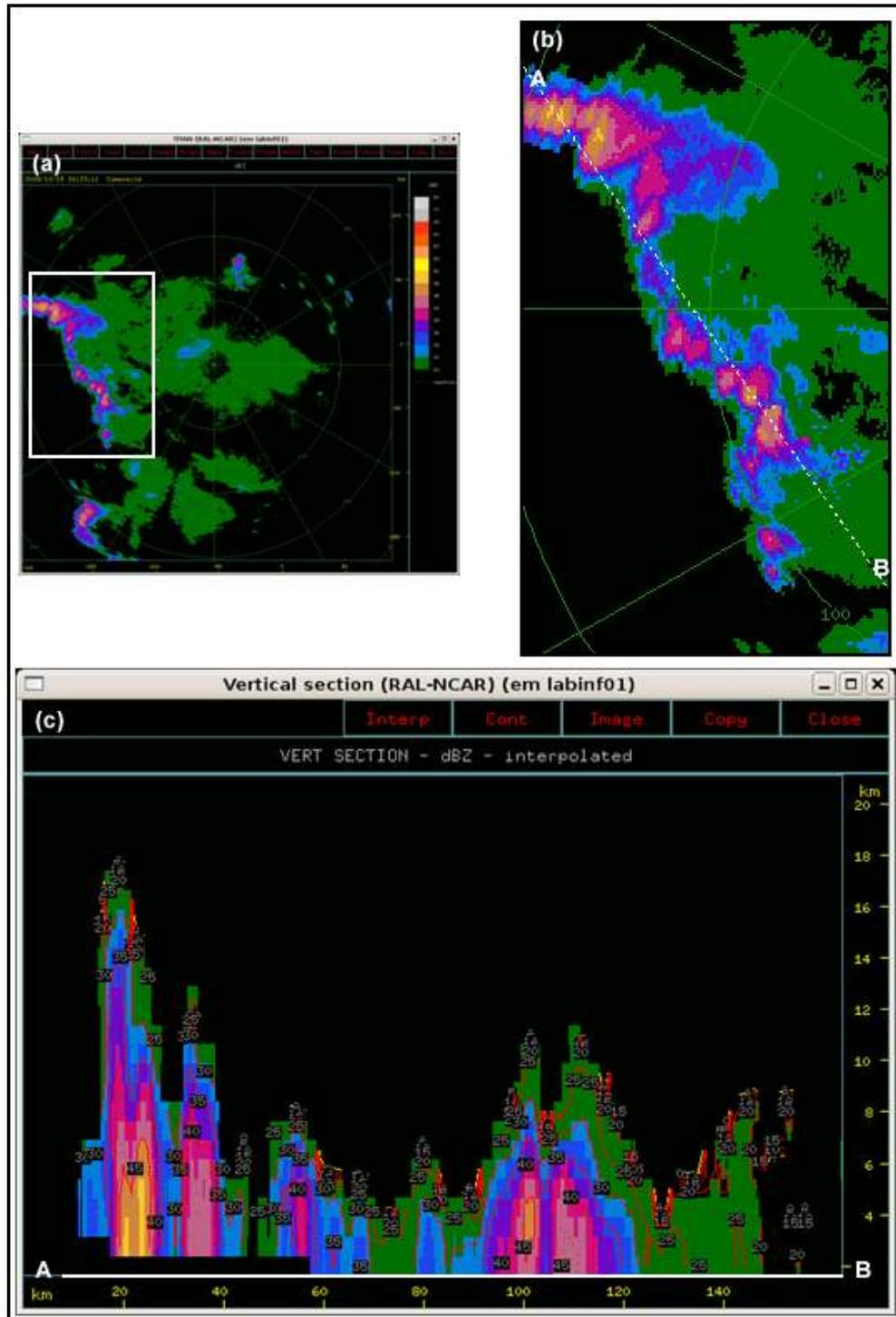


Figura 33 – 15 de outubro de 2008 - 20:23:11 UTC. Campos de refletividade radar: (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seção vertical pré-selecionada.

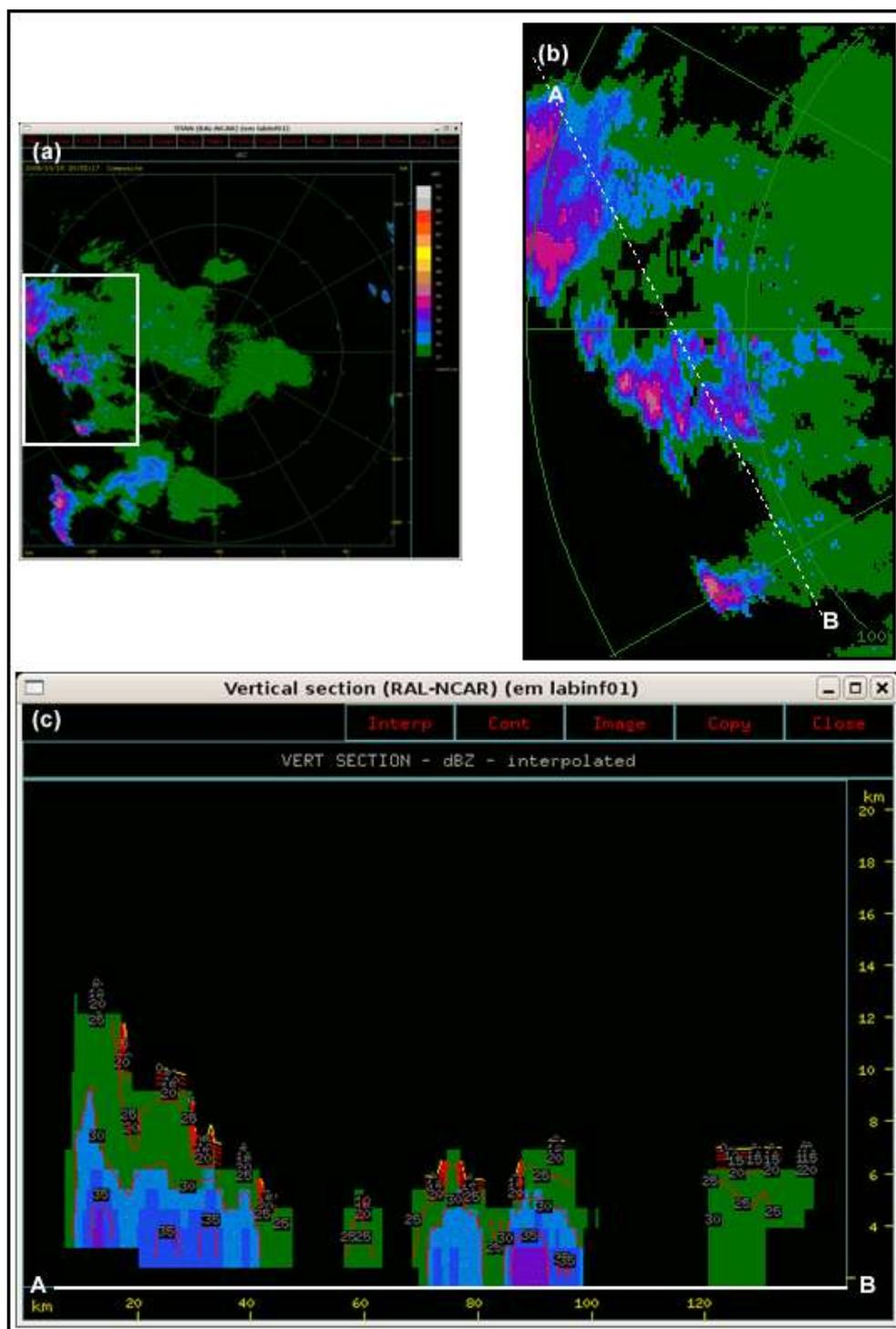
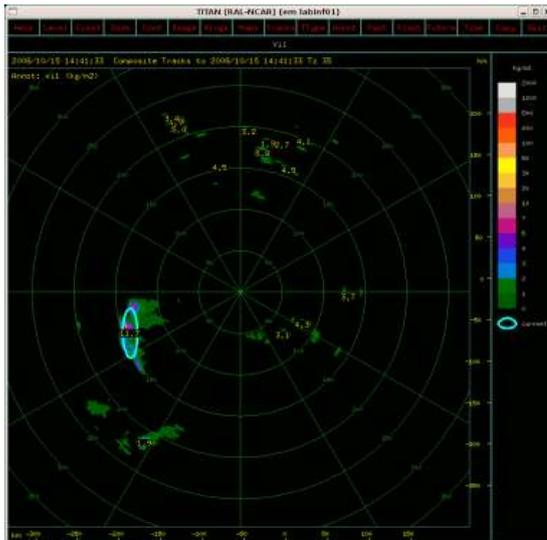
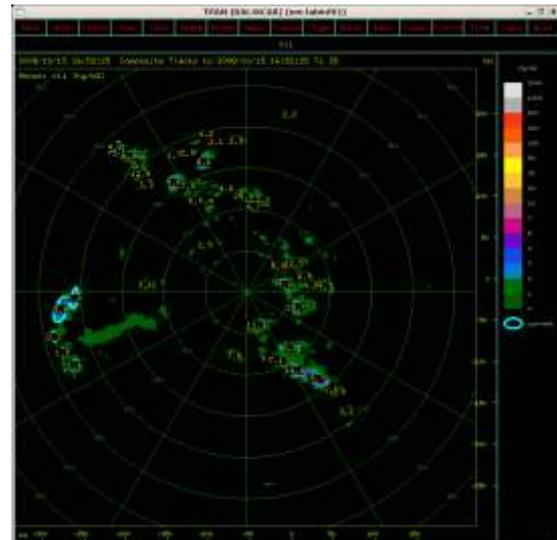


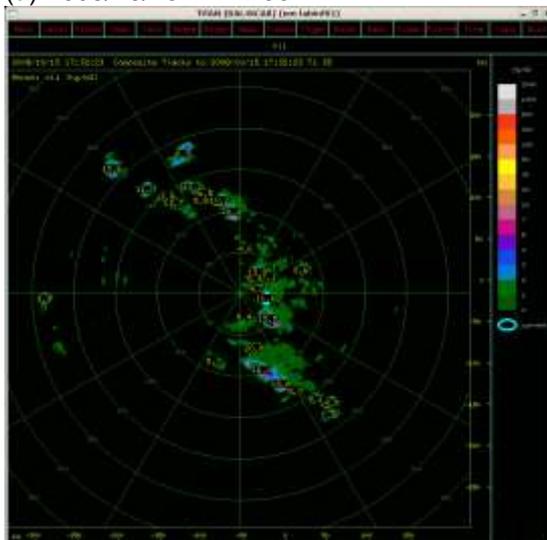
Figura 34 – 15 de outubro de 2008 - 20:52:17 UTC. Campos de refletividade radar: (a) imagens compostas, (b) zoom linha base e (c) seção vertical pré-selecionada.



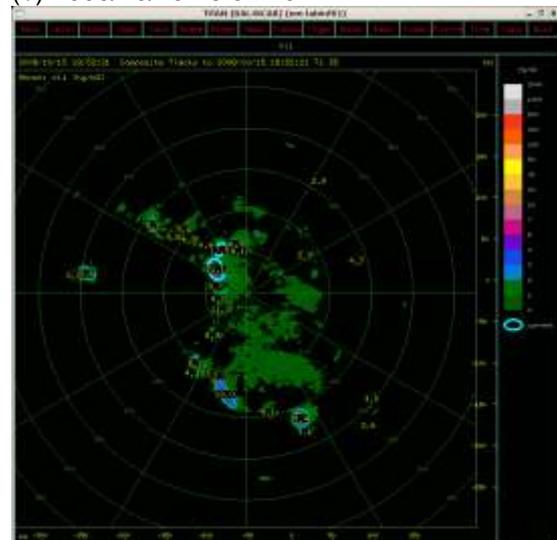
(a) 2008/10/15 14:41:33



(b) 2008/10/15 16:52:25



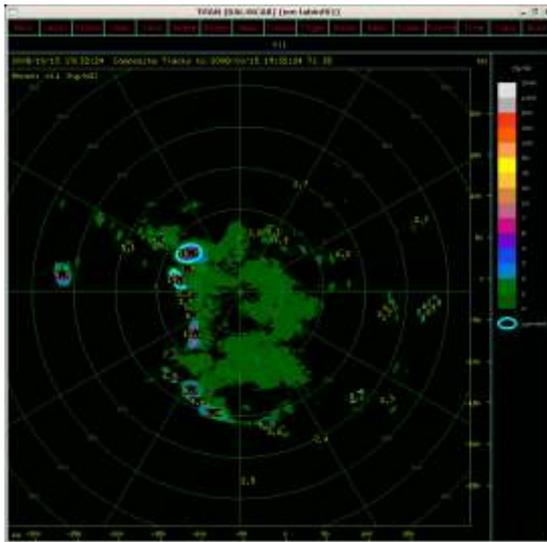
(c) 2008/10/15 17:32:23



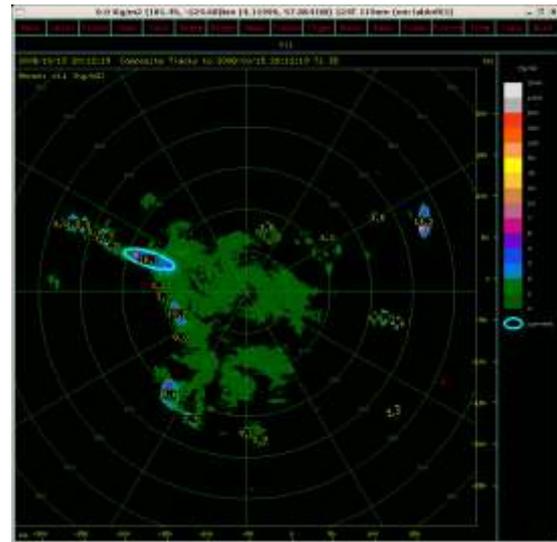
(d) 2008/10/15 18:52:21

Figura 35 – Distribuição espacial do conteúdo de água líquida integrada verticalmente (VIL) em kg.m^2 .

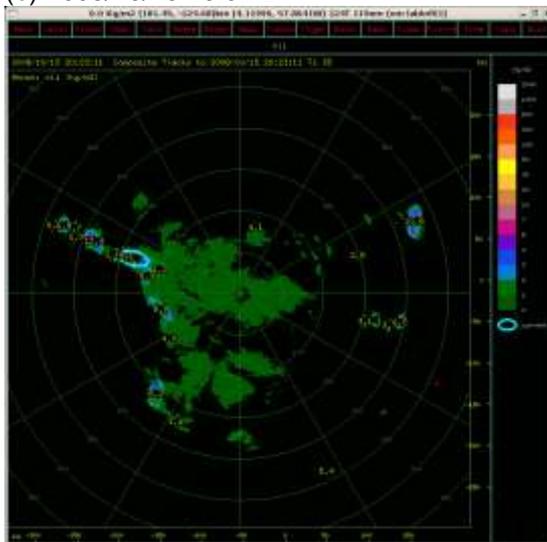
(Continua)



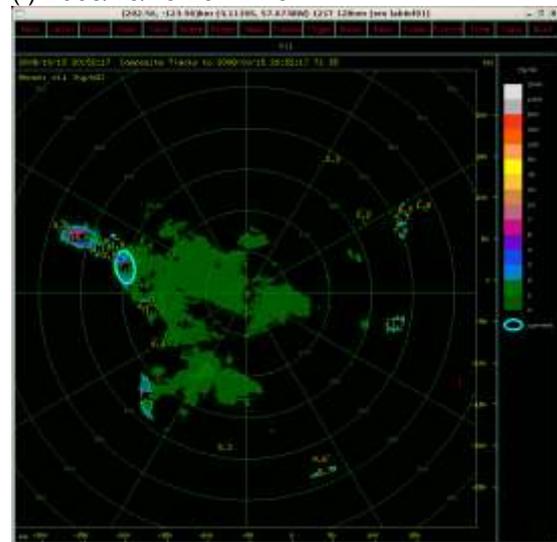
(e) 2008/10/15 19:32:24



(f) 2008/10/15 20:12:19

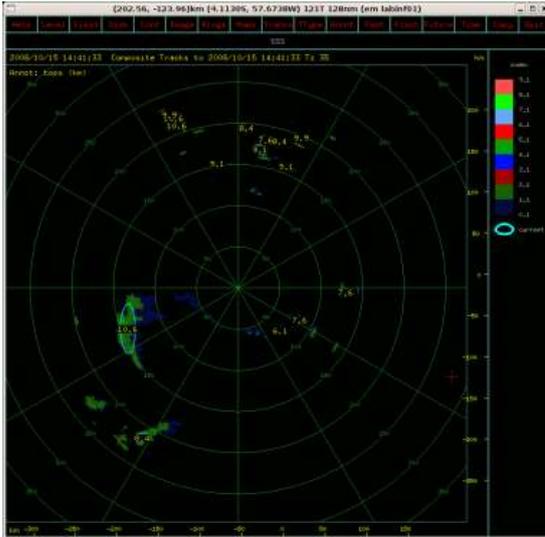


(g) 2008/10/15 20:23:11

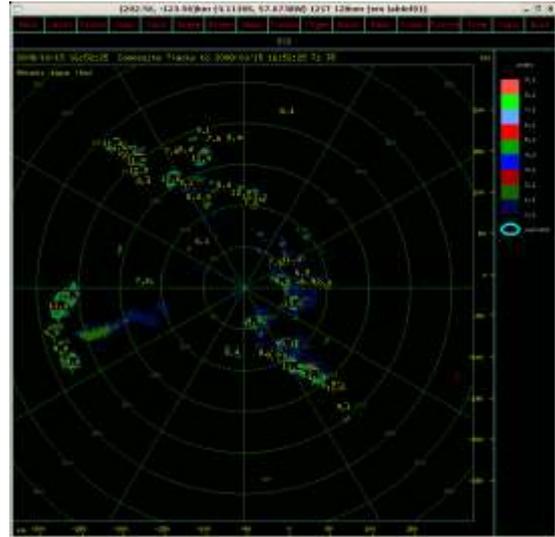


(h) 2008/10/15 20:52:17

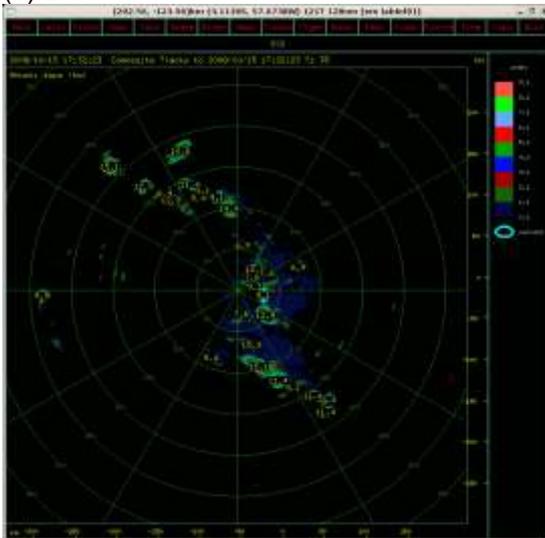
Figura 35 – Distribuição espacial do conteúdo de água líquida integrada verticalmente (VIL) em kg.m^2 .



(a) 2008/10/15 14:41:33



(b) 2008/10/15 16:52:25



(c) 2008/10/15 17:32:23



(d) 2008/10/15 18:52:21

Figura 36 – Distribuição espacial do índice 3-S.

(Continua)

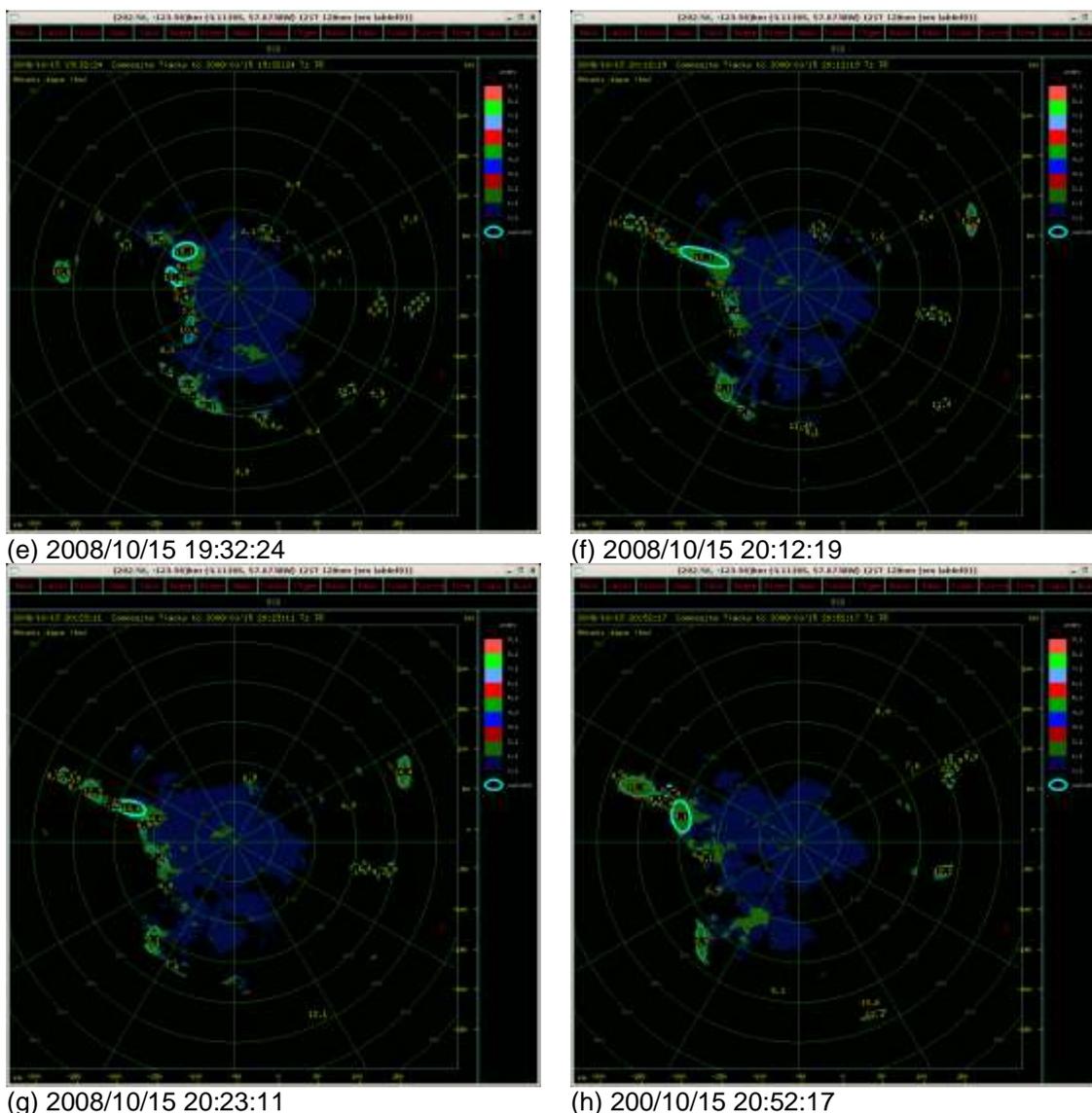


Figura 36 – Distribuição espacial do índice 3-S.

A análise do conteúdo de água líquida integrado verticalmente (VIL) (Fig. 35) em conjunto com o índice 3-S (Fig. 36) para o período de estudo mostra que os valores mais elevados estão diretamente relacionados com os maiores valores de refletividade, ou seja situados ao longo das duas bandas de precipitação citadas anteriormente. Percebe-se também que os maiores valores de VIL e do índice 3-S estão associados com o posicionamento dos topos máximos.

Os resultados indicam que pequenas células predominaram embora os volumes atingem grandes valores.

Em relação às áreas de precipitação os resultados mostram um predomínio de pequenas células de precipitação durante o período. Comparados com resultados de estudos existentes na literatura fica evidente o predomínio de pequenas células associadas a tempestades isoladas e de curta duração bem como tempestades multicelulares.

A presença das linhas de precipitação detectadas nas imagens de satélite podem ser confirmadas pelos resultados obtidos através do processamento dos dados gerados pelo radar de Manaus. Além da concordância na visualização dos eventos, o radar permite mostrar com mais detalhes a intensidade e a localização da convecção.

Outra vantagem observada na comparação dos dados radar (campo de refletividade) com as imagens de satélite está na possibilidade da obtenção de seções verticais ao longo da linha de precipitação. Através deste tipo de produto é possível determinar a intensidade dos campos de refletividade e a sua localização vertical. Estes cortes verticais permitem observar com mais clareza a intensidade e a localização dos núcleos de convecção.

4.3 Células convectivas ocorridas durante o dia 15 de setembro de 2008

Utilizando uma metodologia objetiva para a identificação e rastreamento de áreas de precipitação desenvolvida por Dixon e Wiener (1993), foi realizada uma análise para a caracterização das tempestades quanto ao aspecto termodinâmico abrangendo a área de cobertura do radar meteorológico de Manaus no dia 15 de outubro de 2008.

Os parâmetros que caracterizam as propriedades das tempestades tais como duração, altura máxima e média dos topos dos ecos, refletividade máxima e média bem como velocidade média e deslocamento médio dos sistemas precipitantes foram determinados considerando o limiar de refletividade maior que 35 dBZ (tab. 10).

Tabela 10 – Parâmetros médios e extremos das células convectivas identificadas pelo TITAN.

	Duração (horas)	Topo Médio (km)	Topo Máximo (km)	Refletividade Média (dBZ)	Refletividade Máxima (dBZ)	Velocidade Média (km/h)	Direção Média (grausT)
Mínimo	0,36	5,75	6,13	35,90	38,50	2,08	12,44
Máximo	5,86	15,13	17,38	41,40	53,00	51,47	359,06
Média	1,09	8,99	10,40	38,64	45,97	20,70	239,33

A distribuição temporal (em minutos) da freqüência das células convectivas observadas pelo radar Doppler de Manaus para o dia 15 de outubro de 2008 em relação ao tempo de duração, obedeceu aos limiares de refletividade maior ou igual a 35 dBZ e volume maior ou igual a 50 km³. De acordo com a Fig. 37 observa-se que a maioria dos células convectivas persistiu por um período de duração de 22 a 64 minutos, embora tenha ocorrido sistemas convectivos de mesoescala que persistiram quase 6 horas.

No entanto, pode-se notar que a maioria das células convectivas que possui tempo de vida menor ocorrem com mais freqüência do que as células convectivas que possuem tempo de vida mais prolongado. Deve-se ressaltar que nesta figura o intervalo de tempo a cada 60 minutos não são igualmente espaçados, pois o número de ocorrência de células convectivas possuem diferentes intervalos de tempo.

Quando analisado a altura de topo máximo em função do número de ocorrência de células convectivas, a altura máxima das nuvens convectivas foi em torno de 17 km, sendo que as maiores freqüências ocorreram para alturas de topos máximos de 8, 9, 10 e 11 km, com números de ocorrências de células convectivas de 40, 29, 21 e 32, respectivamente (Fig. 38).

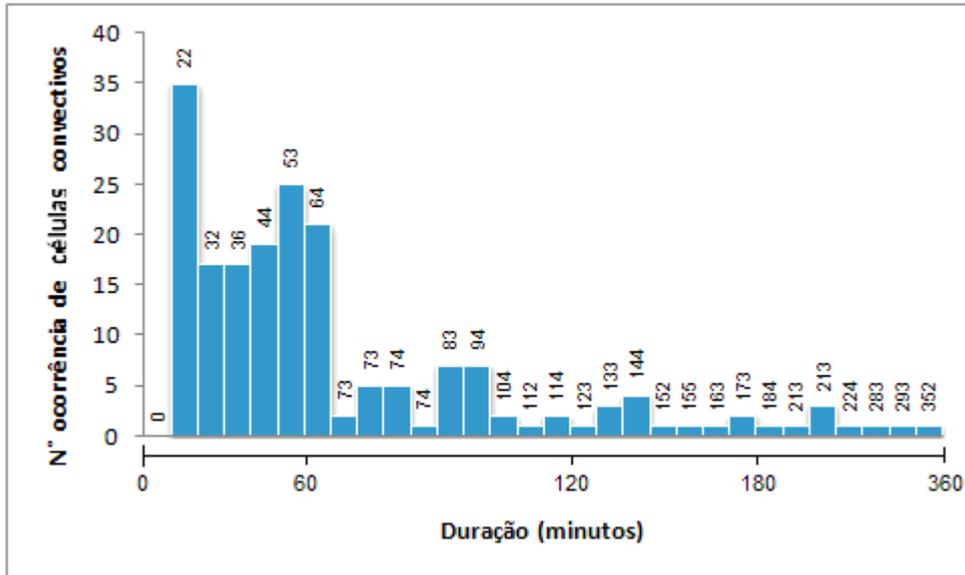


Figura 37 - Distribuição de freqüência de células convectivas relacionado ao tempo de duração em minutos, obedecendo aos limiares de refletividade maior ou igual a 35 dBZ e volume maior ou igual a 50 km³, observados pelo radar Doppler de Manaus para o dia 15 de outubro de 2008.

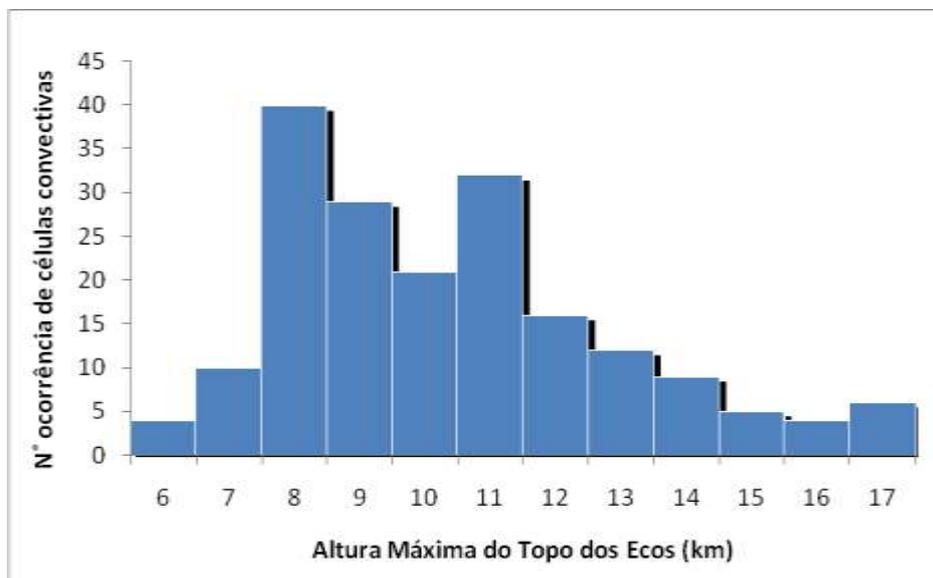


Figura 38 - Distribuição da freqüência de células convectivas para altura máxima do topo dos ecos, obedecendo aos limiares de refletividade maior ou igual a 35 dBZ e volume maior ou igual a 50 km³, observados pelo radar Doppler de Manaus para o dia 15 de outubro de 2008.

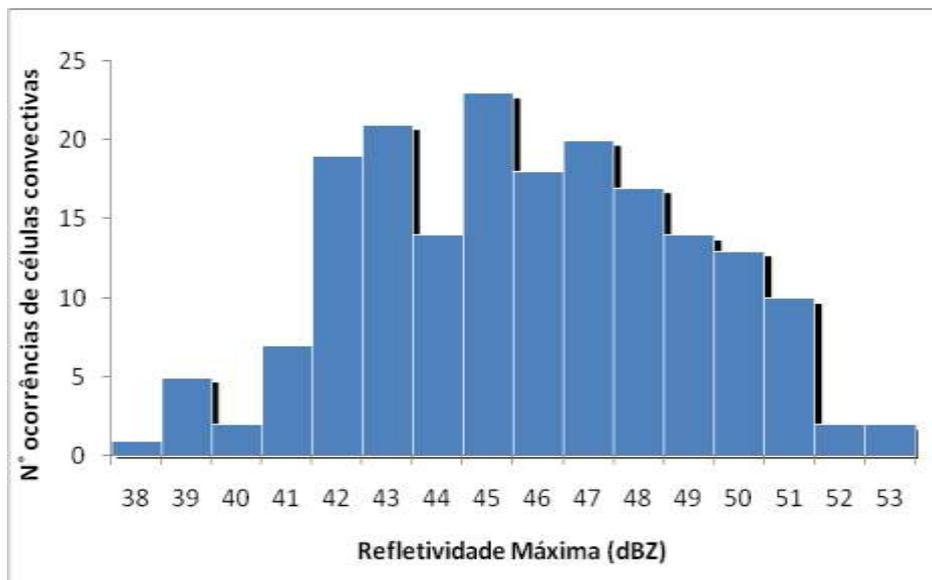


Figura 39 - Distribuição da frequência de células convectivas com relação à refletividade máxima em dBZ, observados pelo radar Doppler de Manaus para o dia 15 de outubro de 2008.

A Fig 39 mostra a distribuição da frequência dos sistemas convectivos com relação a refletividade máxima em dBZ. Observa-se que a máxima ocorrência dos sistemas convectivos ocorrem para o intervalo de refletividade entre 42 e 50 dBZ, sendo que o pico máximo de ocorrência de máxima refletividade de 45 dBZ com 23 casos. A refletividade máxima observada foi 53 dBZ.

Pela distribuição da frequência relacionada com a velocidade média de deslocamento dos sistemas convectivos (Fig. 40), observa-se que as maiores ocorrências estão no intervalo de 10 a 35km.h⁻¹, sendo que o pico máximo foi de 14 ocorrências para deslocamento com velocidade de 11 km.h⁻¹.

De acordo com a Fig. 41, observa-se que as maiores frequências de ocorrências de deslocamentos dos sistemas convectivos ocorrem no intervalo de 225 a 285 graus, indicando direções de deslocamentos transversais que predominam na direção oeste-sudoeste, como já era previsto devido ao escoamento da região tropical ser de leste.

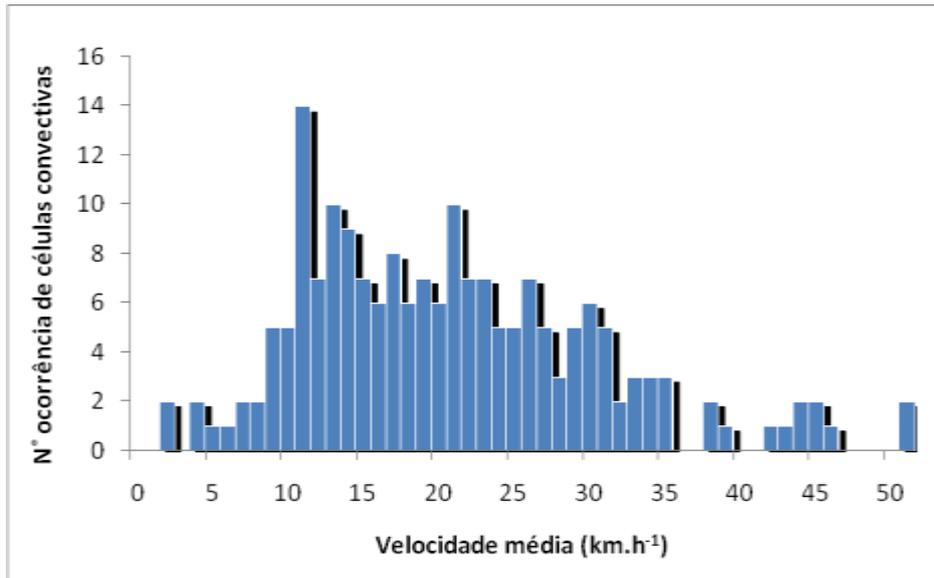


Figura 40 - Distribuição da frequência de células convectivas relacionado com a velocidade média de deslocamento em km h⁻¹, observados pelo radar Doppler de Manaus para o dia 15 de outubro de 2008.

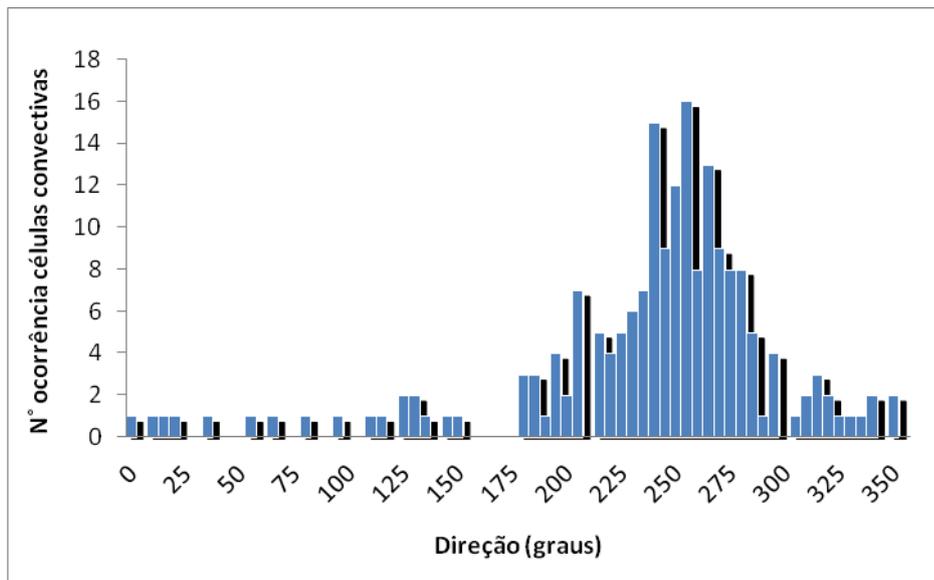


Figura 41 - Distribuição da frequência de células convectivas relacionado com a direção de deslocamento em graus, observados pelo radar Doppler de Manaus para o dia 15 de outubro de 2008.

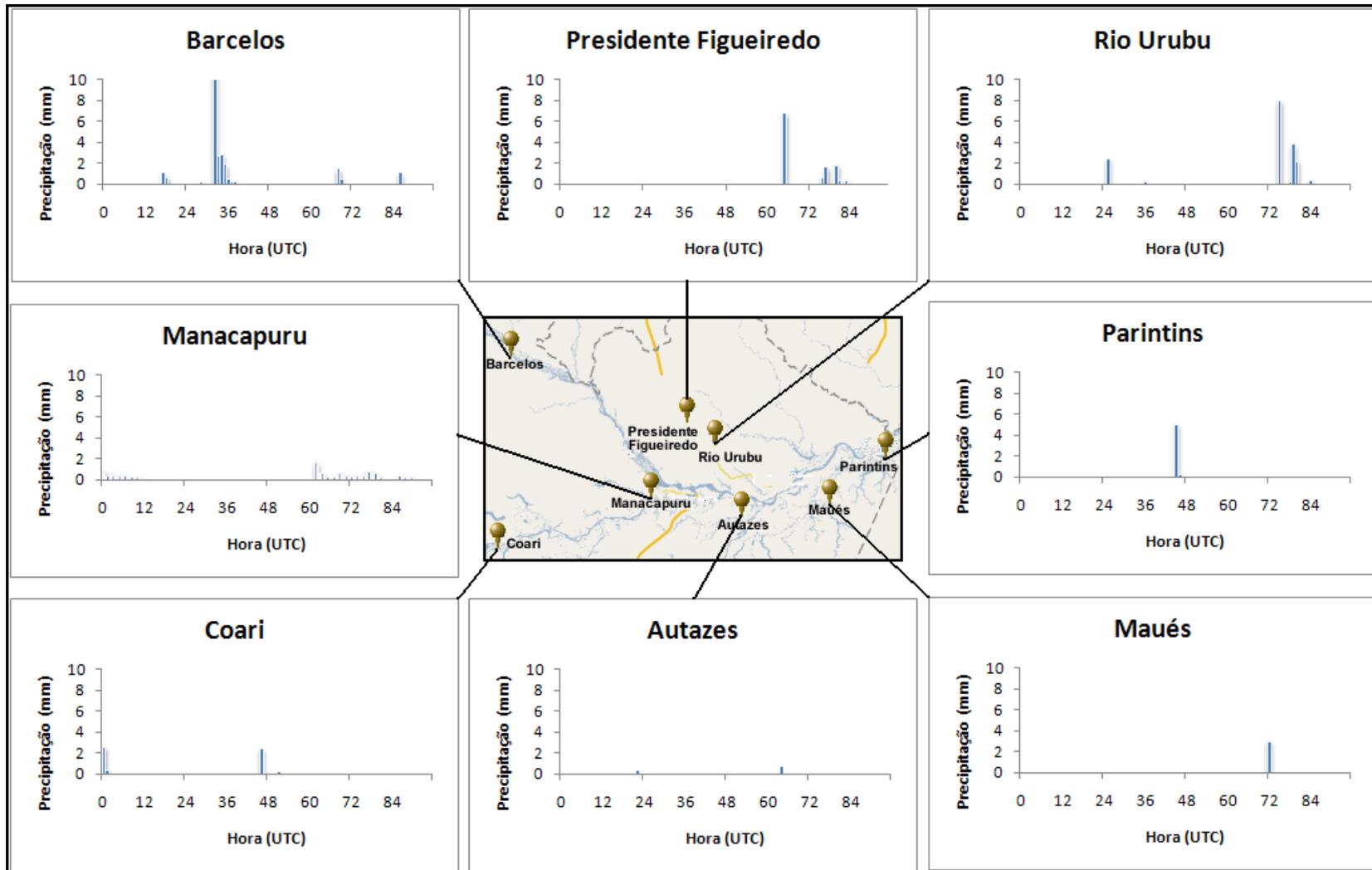


Figura 42 – Precipitação Horária (mm) nas estações automáticas de Autazes, Barcelos, Coari, Manacapuru, Maués, Parintins, Presidente Figueiredo e Rio Urubu, para os dias 13, 14, 15 e 16 de outubro de 2008.

A distribuição temporal horária em superfície da precipitação pluviométrica para as localidades de Autazes, Barcelos, Coari, Manacapuru, Maués, Parintins e Rio Urubu é mostrado na Fig. 42, referente aos dias 13, 14, 15 e 16 de outubro de 2008. Nota-se que ocorreu precipitação em quatro estações no período do SCM: Barcelos, Manacapuru, Autazes e Maués. A estação automática de superfície de Manaus não encontrava-se em operação para o período em estudo. Podemos notar máximos de precipitação para a estação de Barcelos, Presidente Figueiredo e Rio Urubu.

A análise termodinâmica obtida pelos dados de ar superior para a estação aerológica de Manaus (SBMN) para os dias 15 de outubro às 12 UTC e 16 de outubro de 2008 às 00 UTC, são mostradas na tab. 11. Surpreendentemente todos os índices foram satisfatórios para este estudo, indicando a real condição atmosférica. A análise visual destas sondagens (Fig. 43) mostra o perfil vertical de temperatura e umidade, bem como a ocorrência de camadas de inversão térmica.

Tabela 11 – Índices de Instabilidade e energia potencial convectiva disponível, para a estação aerológica de Manaus.

	Manaus	
	15/10/2008 12UTC	16/10/2008 00UTC
Showalter	-5,29	-4,93
Levantamento	-6,38	-3,28
SWEAT	308,4	295,2
K	39,3	34,2
Total Totals	51,4	49,9
CAPE	2558	1061

O índice Showalter indicava instabilidade e, por conseguinte, provável tempestade para Manaus nas sondagens das 12UTC do dia 15 de outubro e das 00UTC do dia 16 de outubro. (Fig. 44).

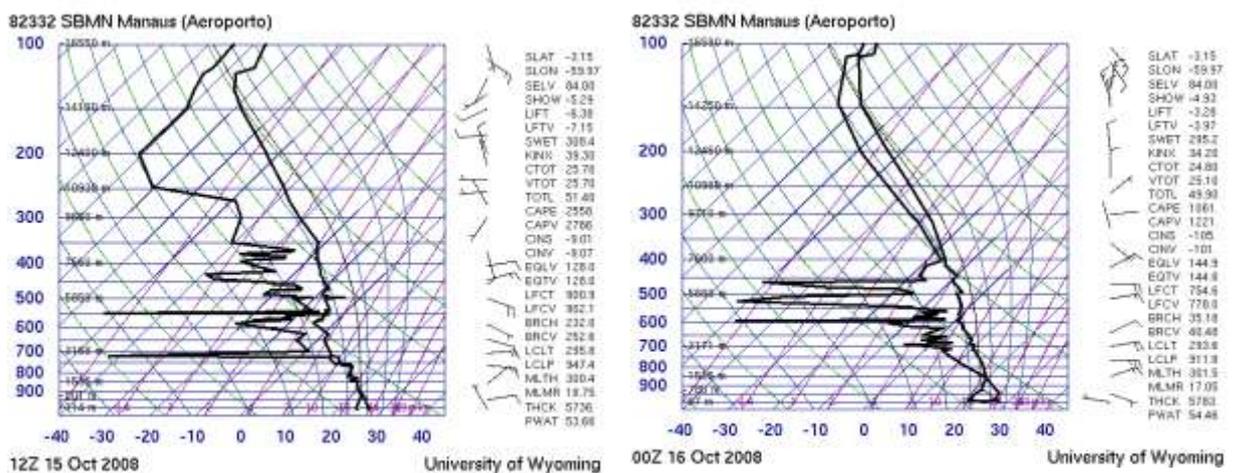
O índice de levantamento indicava tempo instável com prováveis tempestades para Manaus na sondagem do dia 15 de outubro às 12UTC e tempo pouco instável na sondagem das 00UTC do dia 16 de outubro (Fig. 45).

O índice SWEAT indicava possibilidade de tempestade severa para Manaus na sondagem das 12UTC do dia 15 de outubro e ligeira possibilidade de tempestade na sondagem das 00UTC do dia 16 de outubro (Fig. 46).

O índice K indicava moderado potencial convectivo para as sondagens de Manaus das 12UTC do dia 15 de outubro e para às 00UTC do dia 16 de outubro (Fig. 47).

O índice Total Totals indicava tempestades severas isoladas para Manaus na sondagem das 12UTC do dia 15 de outubro e indicava prováveis trovoadas para a sondagem das 00UTC do dia 16 de outubro (Fig. 48).

O CAPE indicava tempo muito instável para Manaus na sondagem das 12 UTC do dia 15 de outubro e pouco instável para a sondagem das 00UTC do dia 16 de outubro (Fig. 49).



(a) 15/10/2008 1200 UTC

(b) 16/10/2008 0000 UTC

Figura 43 – Diagrama Termodinâmico da estação SBMN – Manaus/AM para os dias 15 de outubro às 12 UTC e 16 de outubro às 00 UTC. FONTE: *University of Wyoming, 2008*.

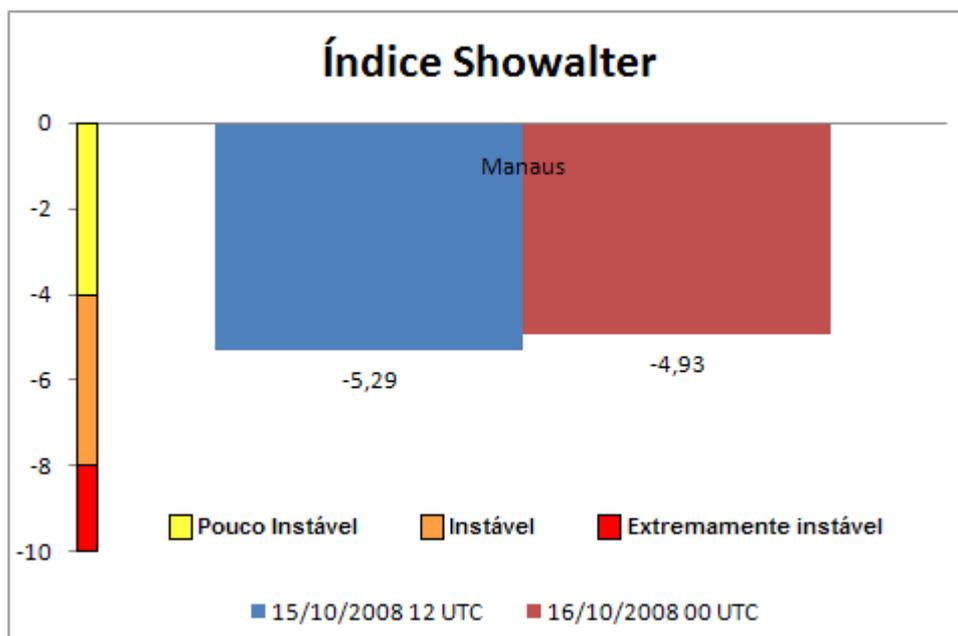


Figura 44 – Valores do índice Showalter para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.

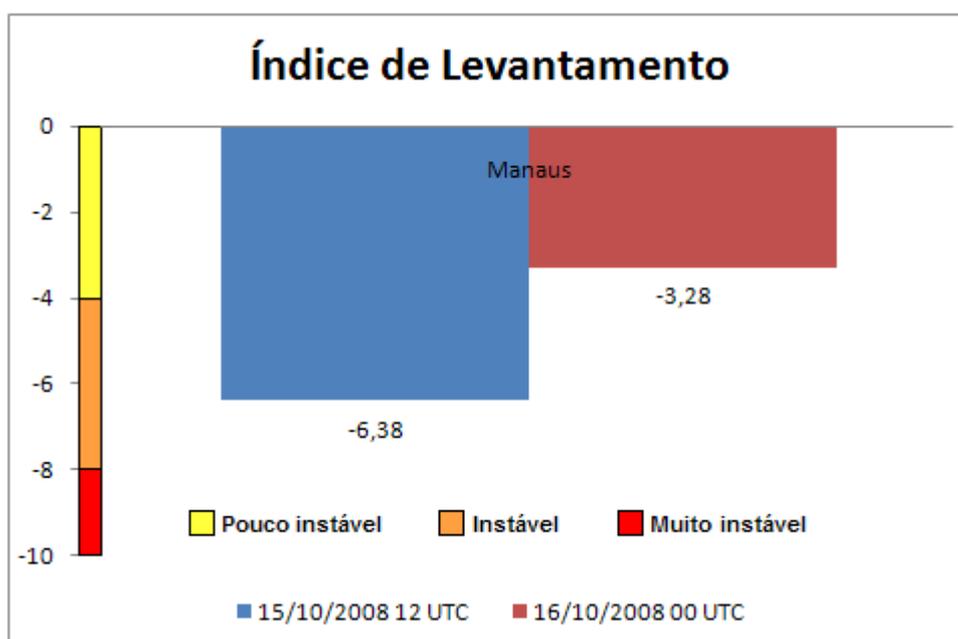


Figura 45 – Valores do índice de Levantamento para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.

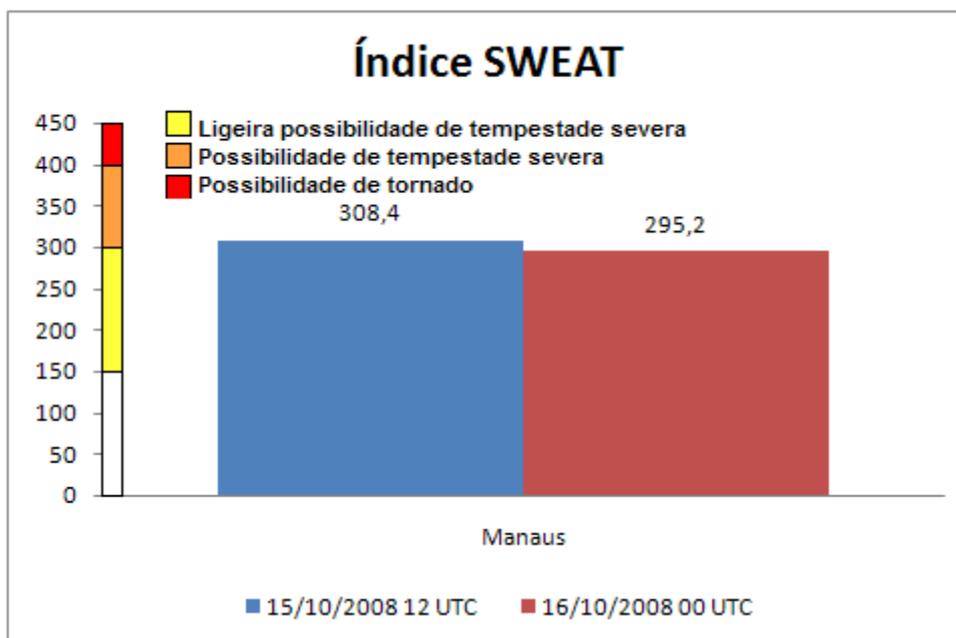


Figura 46 – Valores do índice SWEAT para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.

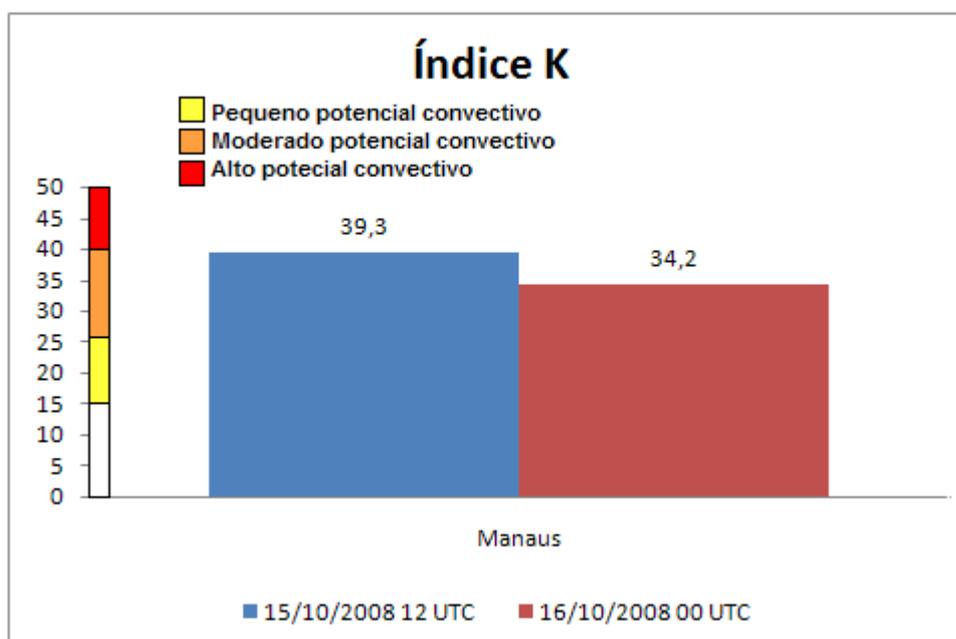


Figura 47 – Valores do índice K para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.

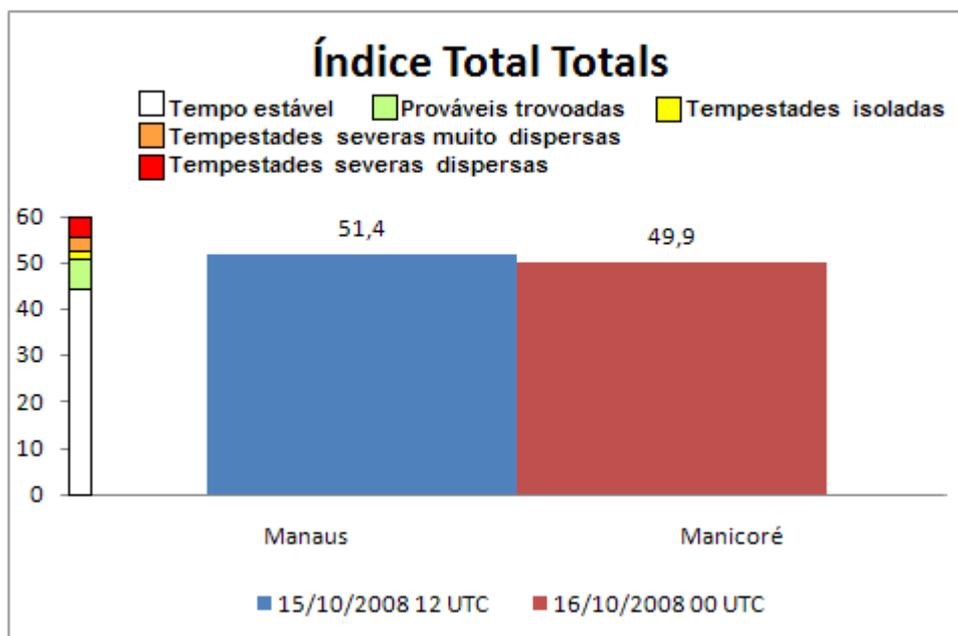


Figura 48 – Valores do índice Total Totals para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.

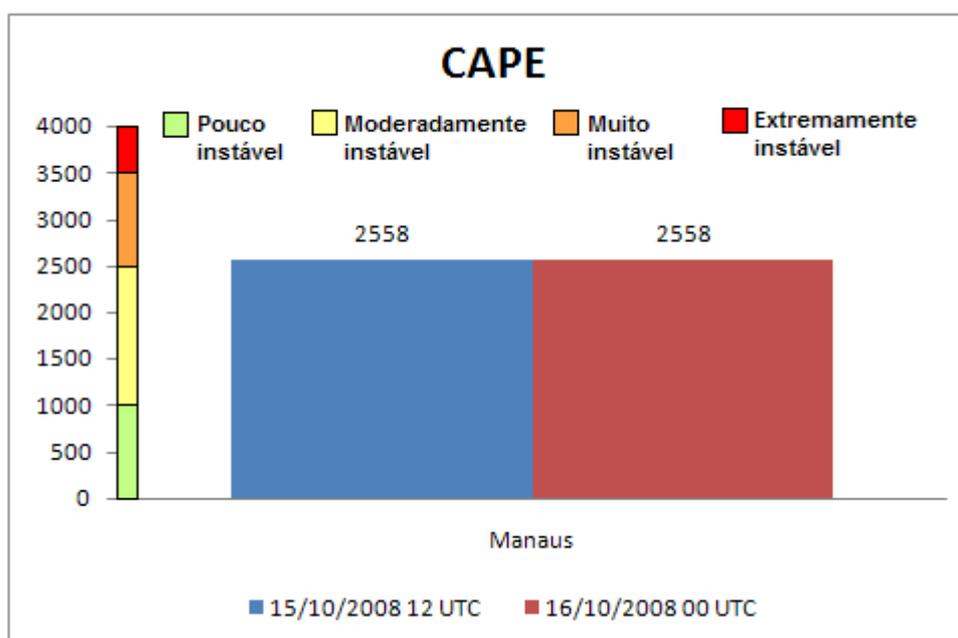


Figura 49 – Valores de CAPE para a estação aerológica de Manaus para o dia 15 de outubro, às 12 UTC e 16 de outubro de 2008, às 00 UTC.

5 CONCLUSÕES

Utilizando a metodologia objetiva para a identificação e rastreamento de áreas de precipitação desenvolvida por Dixon e Wiener (1993), foi realizada uma análise para a caracterização das tempestades quanto ao aspecto termodinâmico abrangendo a região de cobertura do radar meteorológico de Manaus no dia 15 de outubro de 2008.

Os parâmetros que caracterizam as propriedades das tempestades tais como volume médio, área média, altura dos topos dos ecos, refletividade máxima e média bem como velocidade e deslocamento dos sistemas precipitantes foram determinados considerando o limiar de refletividade igual ou maior que 35 dBZ e volume igual ou maior que 50 km³. Os resultados indicam que pequenas células predominaram embora os volumes atingem grandes valores.

Em relação às áreas de precipitação os resultados mostram um predomínio de pequenas células de precipitação durante o período. Comparados com resultados de estudos existentes na literatura fica evidente o predomínio de pequenas células associadas a tempestades isoladas e de curta duração bem como tempestades multicelulares.

Os topos máximos definidos pelo limiar de 35 dBZ associados às tempestades observadas no período oscilaram entre 6,3 e 17,3 km, com valores medianos de 9,0 km. Para a refletividade máxima média foi observado valores em torno de 45,9 dBZ.

A distribuição das velocidades de deslocamento e direção em ambos os casos analisados é semelhante resultando numa velocidade média de deslocamento de 20,7 km.hr⁻¹ predominantemente do setor noroeste para o setor sudeste. A distribuição espacial para parâmetros tais como volume médio, área média, refletividade média e máxima mostrou, pela primeira vez para a área de

estudo, como os mesmos se distribuíram pela área monitorada pelo radar Doppler de Manaus e também a existência de regiões preferenciais onde se concentrou a maior atividade convectiva, durante o período estudado.

A distribuição do volume de precipitação observada pela rede convencional não evidenciou um período convectivo mais ativo durante os eventos estudados. A cobertura de uma floresta densa e a proximidade de regiões de rios com grandes volumes d'água, aparece como um fator importante no favorecimento dessas áreas de concentração de atividade convectiva.

A distribuição espacial para as alturas dos topos dos ecos das precipitação também fornece uma informação direta sobre a distribuição da atividade convectiva sobre uma dada área. Um dos resultados apresentados aqui sobre a distribuição dos topos e reiterado pela distribuição espacial para as refletividades confirma os resultados existentes na literatura de que a Amazônia é uma das regiões preferenciais de atividade convectiva intensa, e que também foi evidenciado através dos campos para o limiar de refletividade maior que 35 dBZ. A distribuição espacial destaca as áreas em excesso de 60 dBZ localizadas sobre esta região.

A distribuição espacial para o tempo de duração dos sistemas precipitantes exhibe uma escala de tempo máxima variando de 0,36 horas a 5,86 horas.

A distribuição espacial para as velocidades de deslocamento desses sistemas é em média de $20,7 \text{ Km.h}^{-1}$, com algumas áreas em que se observam velocidades de até $51,5 \text{ km.h}^{-1}$ localizadas na região ao sul do radar de Manaus.

Todas as varreduras observadas pelo radar de Manaus durante o período selecionado foram processadas para determinar as áreas de tempestades definidas pelo limiar de refletividade maior que 35 dBZ

As informações sobre como as tempestades observadas pelo radar meteorológico de Manaus se distribuem em relação a sua duração e ao tempo que levam para atingir a sua máxima área resumem uma informação importante para um previsor operacional que poderia, evidentemente levando em conta outros parâmetros fundamentais, utilizá-la para emitir uma previsão sobre eventos de precipitação com um certo grau de confiança, numa escala de curtíssimo prazo.

Com relação as previsões imediatas, a importância do monitoramento contínuo com radar é sem dúvida imprescindível e a geração de campos relativos à distribuição espacial das precipitações se configura num produto de aplicação múltipla.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARNAUD, Y.; DESBOIS, M.; MAIZI, J. Automatic tracking and characterization of African Convective Systems on Meteosat Pictures. **Journal of Applied Meteorology**, v.31,n. 5.,p. 443-453, 1992.

BATTAN, L. J. **Radar observation of the atmosphere**. The University of Chicago Press, Chicago. 1973. 324p.

BLUESTEIN, M. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Vol I: Principles of kinematics and dynamics**. Oxford University Press. 1992. 431p.

BROWNING, K.A. Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.21, n.6, p.634-639, nov. 1964.

BROWNING, K.A.; FOOTE, G.B. Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v.102, n.433, p.499-533, july 1976.

BROWNING, K.A. **The structure and mechanisms of hailstorm**. Meteorological Monograph, n.38, p.1-43. 1977.

BYERS, H.R.; BRAHAM, R.R. **The thunderstorm**. U.S Weather Bureau, Washington, D.C., 1949. 287p.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C. A Satellite Method to Identify Structural Properties of Mesoscale Convective Systems Base on the Maximum Spatial Correlation Tracking Technique (MASCOTTE). **Journal of Applied Meteorology**., v.10, n. 40, p.1683-1701, 2001.

CAVALCANTI, I.F.A; KOUSKY, V.E. Influências de circulações de escala sinótica na circulação de brisa marítima na costa norte-nordeste da América do Sul. São José dos Campos: INPE, 1982. (INPE-2573-TDL/097)

CHEN, S.; COTTON, W.R. The Sensitivity of a Simulated Extratropical Mesoscale Convective System to Longwave Radiation and Ice-Phase Microphysics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.45, n.24, p.3897-3910, dec. 1988.

CHONG, M.; AMAYENC, P.; SCIALOM, G.; TESTUD, J. A Tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in West Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. **Monthly Weather Review**, v.115, n.3 p.670-694, mar. 1987.

COHEN, J. C. P.; Características médias das linhas de instabilidade durante o período chuvoso do WETAWCAMC/LBA. In: I Conferência Científica do LBA. **Anais**. Belém: LBA, 2000.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v.123, n.11, p.3163-3174, nov. 1995.

COHEN, J.C.P. **Um Estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 165p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos.

COTTON, W.R.; ANTHES, R.A. Storm and cloud dynamics. Academic Press, San Diego, Califórnia, 1989, 884p.

CPTEC/INPE - **Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**. Disponível em: <<http://satelite.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 04 ago. 2008.

DIXON, M. **TITAN User's Guide 2005**. Disponível em: <www.rap.ucar.edu/projects/titan>. Acesso em: 6 dez. 2008.

DIXON, M.; WIENER, G. TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.10, n. 3, p.785-797, 1993.

DOVIK, R. J., e D. S. ZRNIC. **Doppler radar and weather observations**. Academic Press, Londres. 1993. 562p.

FOOTE, G.B.; FANKHAUSER, J.C. Airflow and moisture budget beneath a Northeast Colorado hailstorm. **Journal of Applied Meteorology**, v.12, n.8, p.1330-1353, dec. 1973.

FORTUNE, M. Properties of African Squall Lines Inferred from Time-Lapse Satellite Imagery, **Monthly Weather Review**. v. 108, n.2, p.153-168, feb. 1980

FOSTER, P.R.P.; Restituição dos parâmetros do campo de vento médio e turbulento em condições de céu claro por radar meteorológico Doppler. In: X Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. **Anais**. Santos, Brasil: INPE, 1998. p.745-755.

GARREAUD, R. D.; WALLACE, J. M. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. **Monthly Weather Review**, n.125, p.3157-3171, mar. 1997.

GOMES, A.M. **Utilização da técnica VxlAT para a determinação de volumes de precipitação na área central do Estado de São Paulo**. 2007. 109f. Tese (Doutorado em Agronomia) - Faculdade de Ciências Agrônômicas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho". Botucatu.

HILGENDORF, E. R.; JOHNSON, R. H. A study of the evolution of mesoscale convective systems using WSR-88D data. **Weather and Forecasting**, v.13 n.2 p.437-452, jun. 1998.

HOUZE, R.A., Jr.; SMULL, B. F.; DODGE, P. Mesoscale Organization of Springtime Rainstorms in Oklahoma. **Monthly Weather Review**, v.118, n.3, p. 613-654, mar.1990.

HOUZE, R.A., Jr. Structure and dynamics of a tropical squall line system. **Monthly Weather Review**, v.105 n.12 p.1540-1567, dec. 1977.

INMET – **Instituto Nacional de Meteorologia**. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/>>. Acesso em: 14 ago. 2008.

INOUE, T. Deep convection observed from split windows of GOES and PR/TRMM, LIS/TRMM, paper presented at the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, **Geoscience and Remote Sensing Society**. Toulouse, France, 2003.

JIRAK, I.L.; COTTON, W.R.; MCANELLY, A.L. Satellite and Radar Survey of Mesoscale Convective System Development. **Monthly Weather Review**, v. 131, n.10, p. 2428- 2449, oct. 2003.

KOKITSU, J. M. Transferência de tecnologias para aplicação direta ao monitoramento e nowcasting usando os radares meteorológicos Doppler do IPMET-UNESP. **Relatório Técnico**. UNESP: 2005. 55p.

KOUSKY, V.E.; FERREIRA, N.J. Interdiurnal surface pressure variation in Brazil: Their spatial distribution, origins and effects. **Monthly Weather Review**, v.109, n.9, p.1999-2008, sept. 1981.

KOUSKY, V.E.; KAYANO, M.T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazonica**, v.11, n.4, p.743-758, 1981.

KOUSKY, V.E.; MOLION, L.C.B. **Climatologia da dinâmica da troposfera sobre a Amazônia**. São José dos Campos: INPE, 21p. 1985. (INPE-3560-R PE1480).

KOZU, T.; K. NAKAMURA. Rain parameter estimation from dual-radar measurements combining reflectivity profile and path-integrated attenuation. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, vol. 8, n.2, p.259–270, apr. 1991.

LBA - **Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia**. Disponível em: <<http://lba.cptec.inpe.br/lba/site/>>. Acesso em: 05 ago.2008.

LBA - PAIVA PEREIRA, L. G.; SILVA DIAS, M. A.; PEREIRA, A. J.; MATSUO, P. T.. **Caracterização do início da convecção diurna na estação chuvosa em Rondônia**. p. 2044-2052. Disponível em: <<http://lba.cptec.inpe.br/publications/AMC/gpereira.pdf>>. Acesso em : 10 set. 2008.

LEARY, C. A.; HOUZE, R. A., Jr. The structure and evolution of convection in a tropical cluster. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n.3, p.437-457, mar. 1979.

LEARY, C. A.; RAPPAPORT, E. N. The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. **Monthly Weather Review**, v.115, n.8, p. 1503-1527, aug, 1987.

LOEHRER, S. M.; JOHNSON, R. H. Surface pressure and precipitation life cycle characteristics of PRE-STORM mesoscale convective systems. **Monthly Weather Review**, v.123, n.3, p. 600-621, mar. 1995.

LOUREIRO, R.S. **Análise de uma linha de instabilidade costeira na região leste do estado do Pará**. 2005. 134f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas- UFPel, Pelotas.

LUDLAN, F.H. Severe local storms: a review. **Severe Local Storms**, Meteorological Monograph, n.27, 1-30. 1980.

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

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61 n.11, p.1374-1387, nov. 1980.

MARWITZ, J.D. Precipitation efficiency of thunderstorms on the high plains. **Journal de Recherches Atmospheriques**, v.6, n.113, p.367-370, 1972.

MASTER-USP .Disponível em: < www.master.iag.usp.br>. Acesso em: 23 set. 2008.

MATHON, V.; LAURENT, H. Life cycle of Sahelian Mesoscale Convective Cloud Systems. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, n. 57, p.377-406, 2001.

MINIBARCA. Disponível em: <http://www.master.iag.usp.br/lba/mini_barca/>. Acesso em: 05 ago. 2008.

MOLION, L.C.B. **On the dynamic climatology of the Amazon Basin and associated rain producing mechanisms**. In: The geophysiology of Amazonia vegetation and climate interactions. Ed. by R.E. Dickinson. Wiley Series in Climate and the Biosphere, 1987.

MOLION, L.C.B. Amazonia Rainfall and Its Variability. In: BONNEL, M.; HUFSCHIMIOT, M.M.; GLADWELL, J. S. (Eds.). **Hidrology and Water Management in the Humid Tropics**. Cambridge: International Hidrology series, 1993, p. 99-11.

MOLION, L.C.B.; KOUSKY, V.E. **Uma contribuição à climatologia da dinâmica da troposfera tropical sobre a Amazônia**. São José dos Campos: INPE, 1985. (INPE-3560-RPE/480)

MOREL, C.; SENESI, S. A Climatology of Mesoscale Convective Systems over Europe Using Satellite Infrared Imagery. I: Methodology. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.128,n. 584, p. 1953-1971, 2002.

NOGUEIRA, C. **Treinamento do FROG-MURAN**. FrogMAS. Geração de Produtos Meteorológicos, 2008.

OLIVEIRA, A.S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia**. 1986. 246 p. Dissertação de Mestrado (PI INPE 4008 - TDL 239) – INPE, São José dos Campos.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin American Meteorological Society**, v.56, n.5, p.527-530, may 1975.

ROCHA, E.J.P. **Balanço de umidade na Amazônia durante o experimento FLUAMAZON**. 1991. 121f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Faculdade de Meteorologia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet **Monthly Weather Review** v.135, n.4, p.1290-1309, apr. 2007.

SAUVAGEOT, H. **Radar meteorology**. Artech House, Boston. 1992. 382p.

SCB. **Sociedade Criacionista Brasileira**. Disponível em: <http://www.scb.org.br/fc/imagens/FC58_Radiacao.JPG>. Acesso em: 20 dez. 2008.

SILVA DIAS, M.A. F. da Sistemas de mesoescala e previsão do tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2, n.1, p.133-150, jun./dez. 1987.

SILVA, E.M.; SILVA, V.L.C.; SILVA, F.W.F. Análise das condições de instabilidade atmosférica associadas à ocorrência de um sistema convectivo de mesoescala sobre a região metropolitana de Fortaleza – Ceará. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. **Anais**. Goiânia, Brasil: INPE, p.4453-4460, abril 2005.

SILVEIRA, B.B., MÜNCHOW, G.B., GOMES, R.G., SCAGLIONI, T.P. Procedimento semi-automático para o estudo de sistemas convectivos de mesoescala. In: XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais**. Florianópolis, Brasil, 2006.

SIPAM. **Sistema de Proteção da Amazônia**. Disponível em: <<http://www.sipam.gov.br/>>. Acesso em: 29 jul. 2008.

SMULL, B. F.; HOUZE, R.A., Jr. A Midlatitude Squall Line with a Trailing Region of Stratiform Rain: Radar and Satellite Observations. **Monthly Weather Review**, v.113, n.1, p.117-133, jan. 1985.

UNIVERSITY OF WYOMING. Disponível em: <<http://weather.uwyo.edu/>>. Acesso em: 04 ago. 2008.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. 1.ed. Minas Gerais: Viçosa, 2002. 449p.

VIRJI, H; KOUSKY, V.E. A entrada de um sistema frontal em latitudes baixas e seus efeitos na atividade convectiva tropical. São José dos Campos: INPE, 1982. (INPE-2582-RPE/230)

VISSER, P.J.M. The Storm-Structure-Severity method for the identification of convective storm characteristics with conventional weather radar. **Meteorological Applications**, v.8, p.1-10, 2001.

WEATHER PREDICTION. Disponível em: <<http://www.theweatherprediction.com/>>.

ZIPSER, E. J. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. **Monthly Weather Review**, v.105, n.12, p. 1568-1589, dec. 1977.

APÊNDICES

Apêndice A – IMAGENS DE RADAR

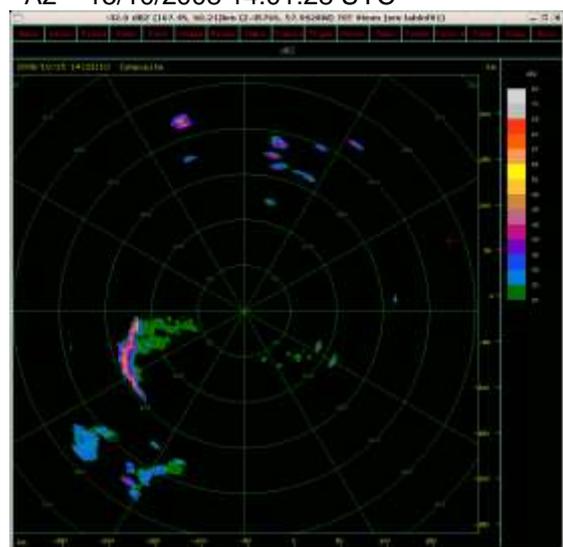
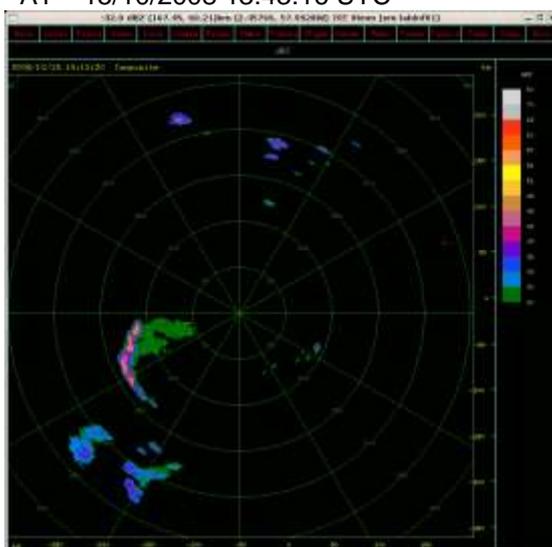
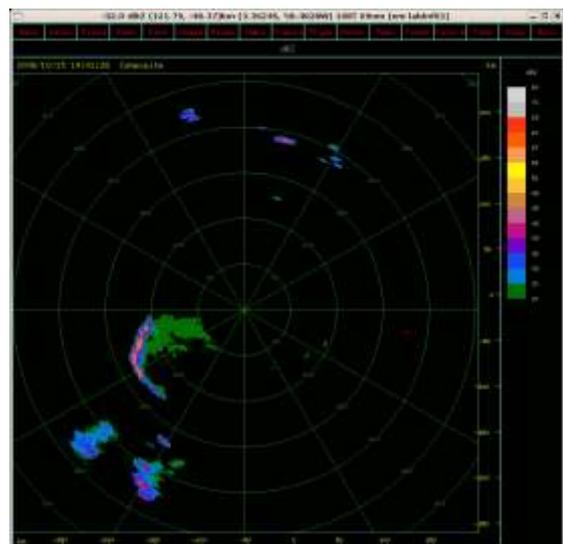
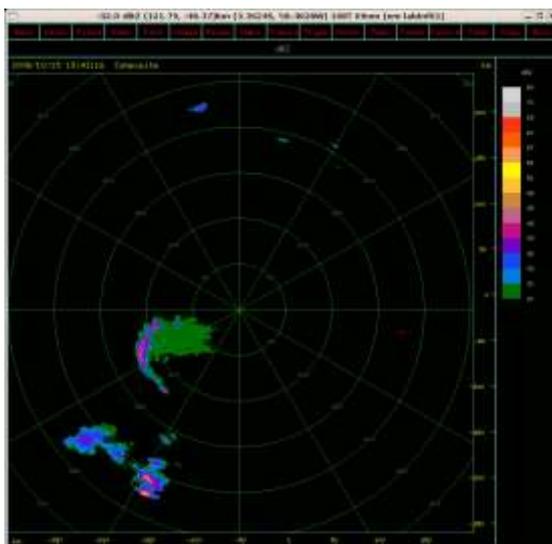


Figura 50 – Seqüência dos campos de refletividade (Z), para o dia 15 de outubro de 2008 entre 1343 e 2343 UTC.
(continua)

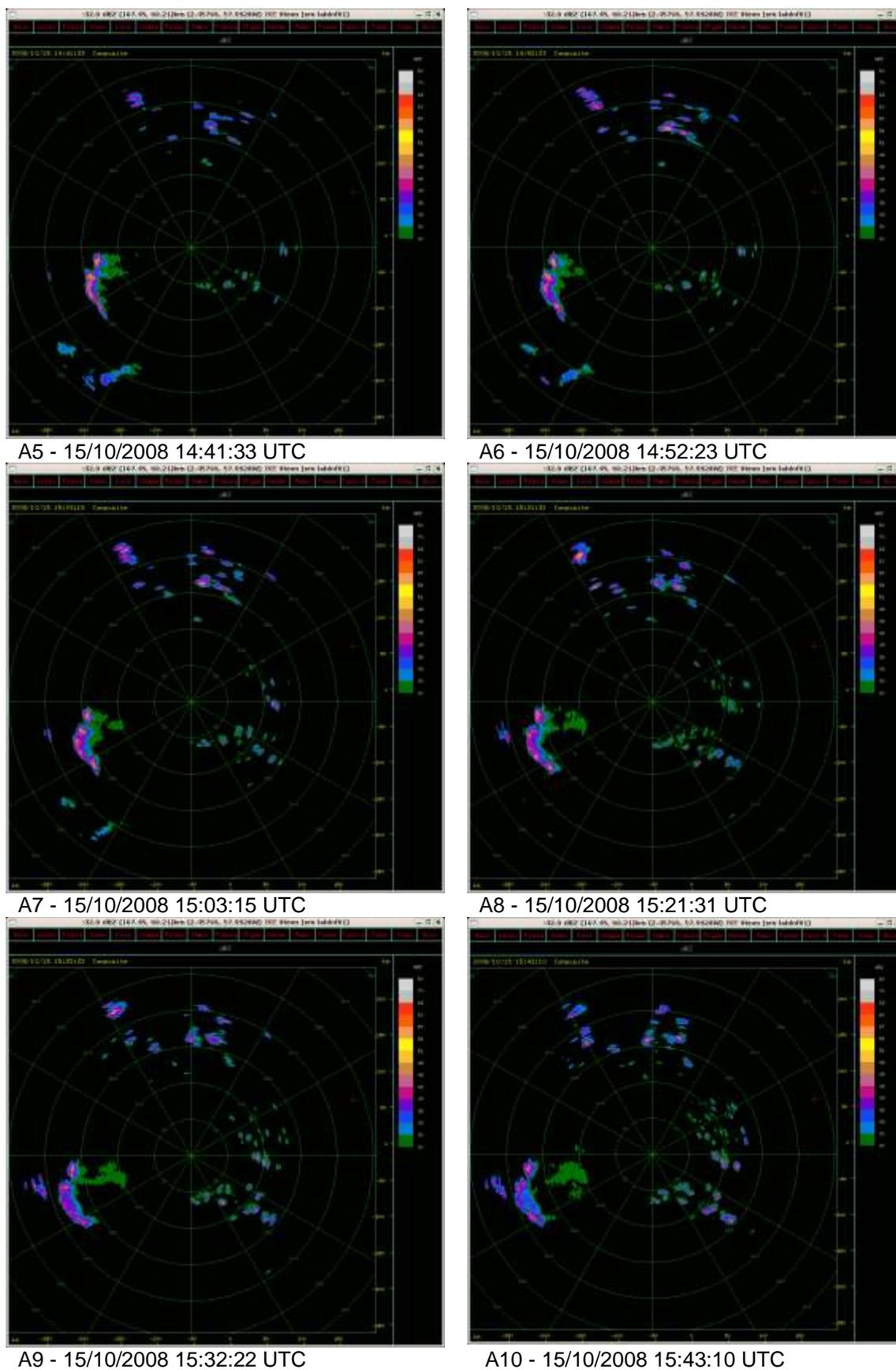


Figura 50 – Sequência dos campos de refletividade (Z), para o dia 15 de outubro de 2008 entre 1343 e 2343 UTC. (continua)

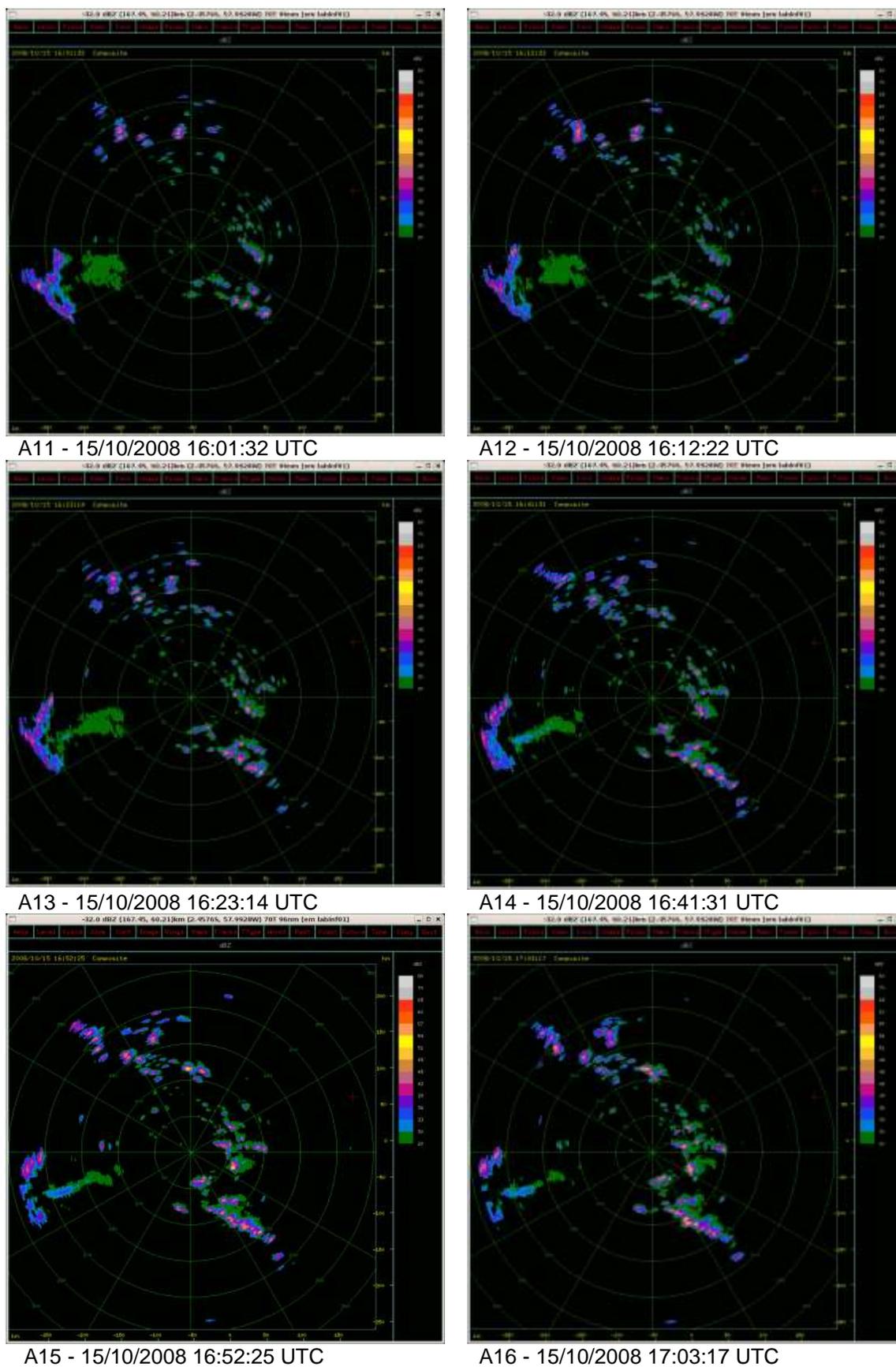
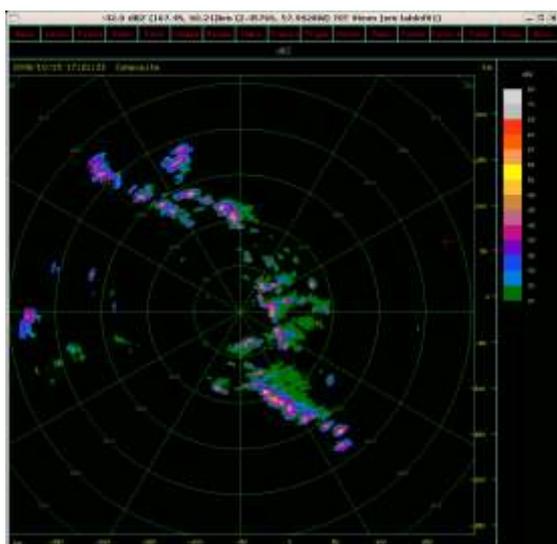
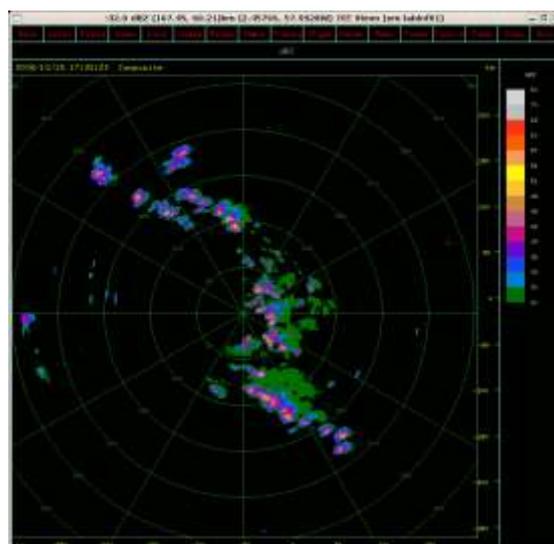


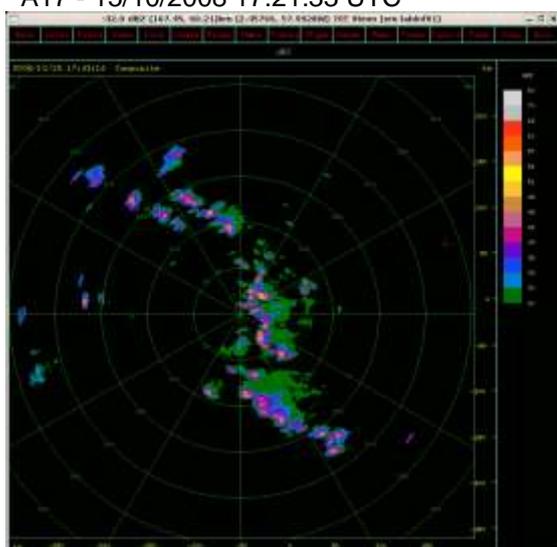
Figura 50 – Seqüência dos campos de refletividade (Z), para o dia 15 de outubro de 2008 entre 1343 e 2343 UTC.
(continua)



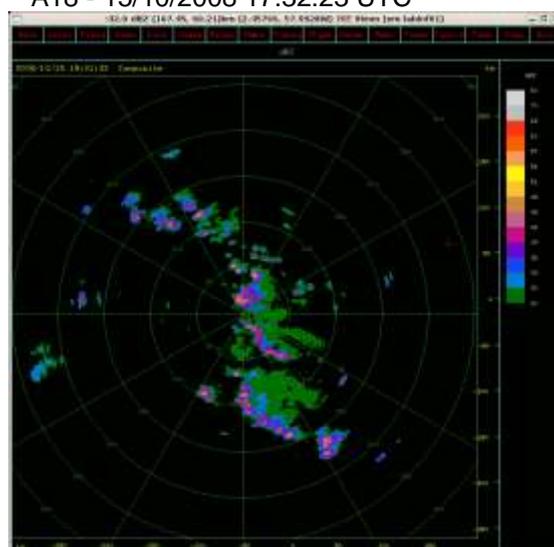
A17 - 15/10/2008 17:21:33 UTC



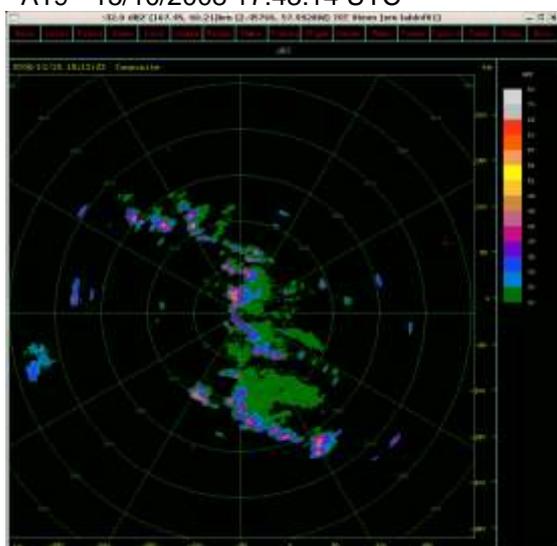
A18 - 15/10/2008 17:32:23 UTC



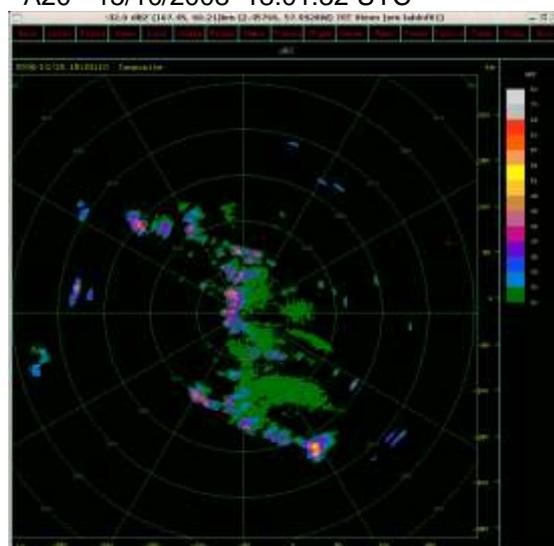
A19 - 15/10/2008 17:43:14 UTC



A20 - 15/10/2008 18:01:32 UTC

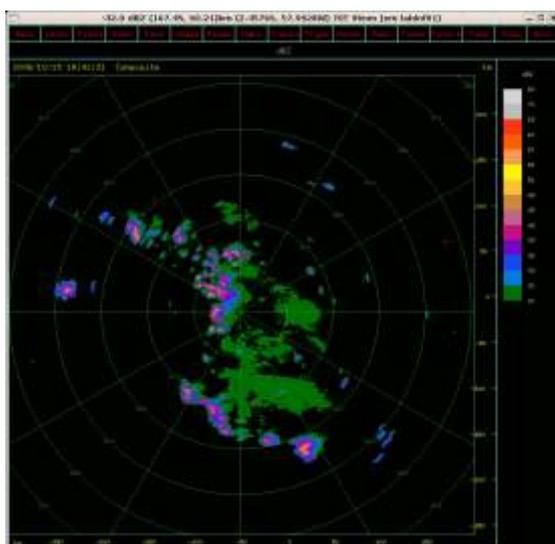


A21 - 15/10/2008 18:12:22 UTC

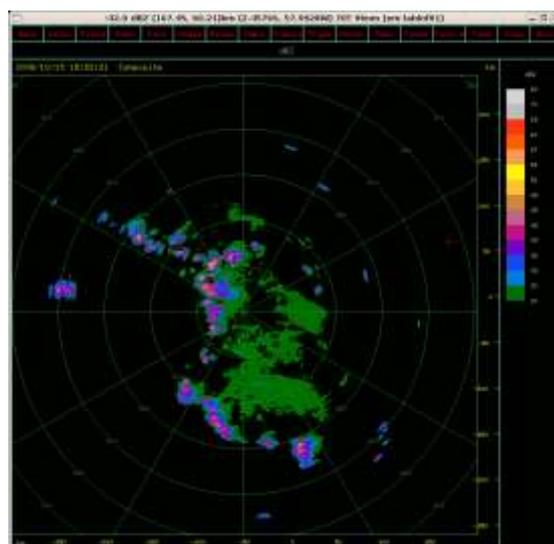


A22 - 15/10/2008 18:23:10 UTC

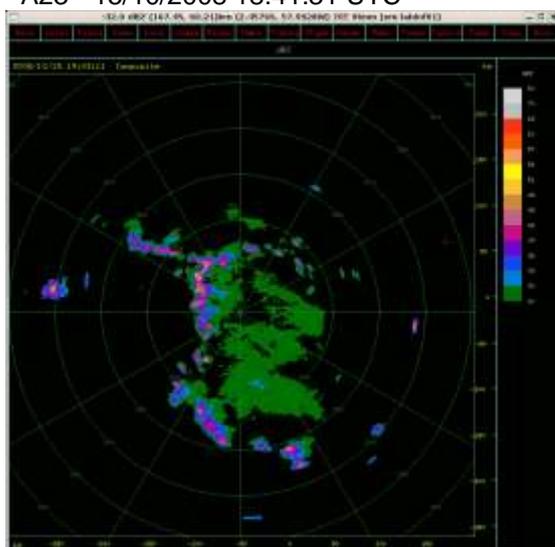
Figura 50 – Sequência dos campos de refletividade (Z), para o dia 15 de outubro de 2008 entre 1343 e 2343 UTC.
(continua)



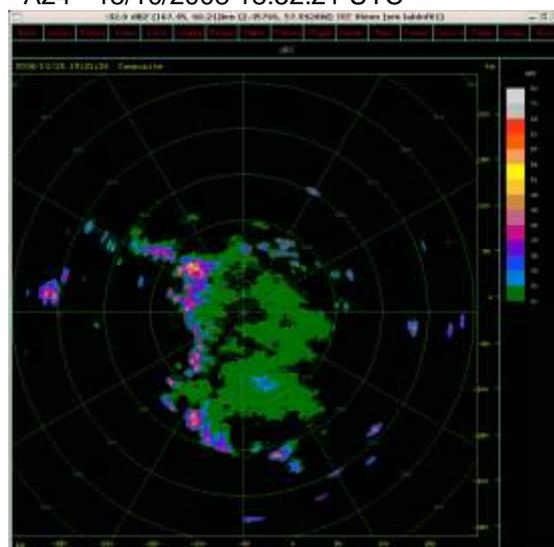
A23 - 15/10/2008 18:41:31 UTC



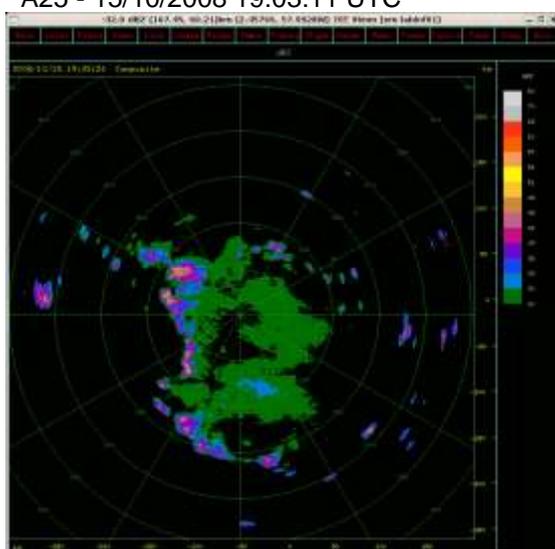
A24 - 15/10/2008 18:52:21 UTC



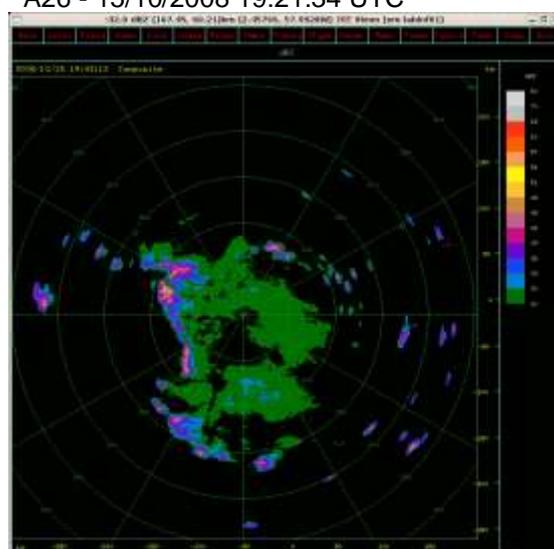
A25 - 15/10/2008 19:03:11 UTC



A26 - 15/10/2008 19:21:34 UTC

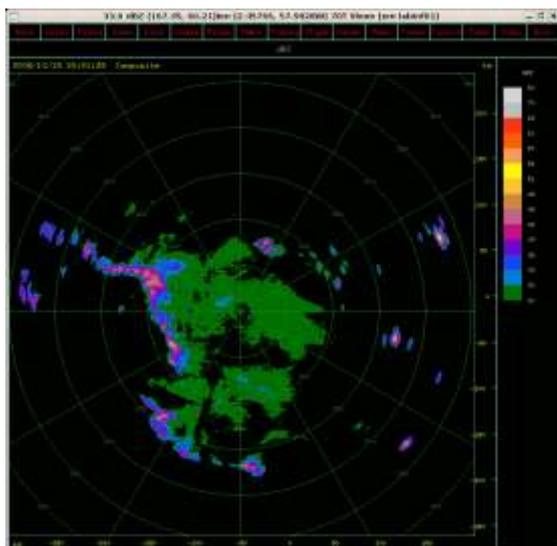


A27 - 15/10/2008 19:32:24 UTC

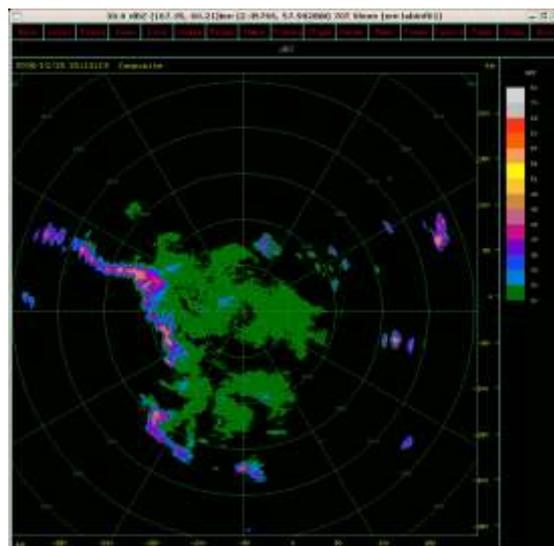


A28 - 15/10/2008 19:43:12 UTC

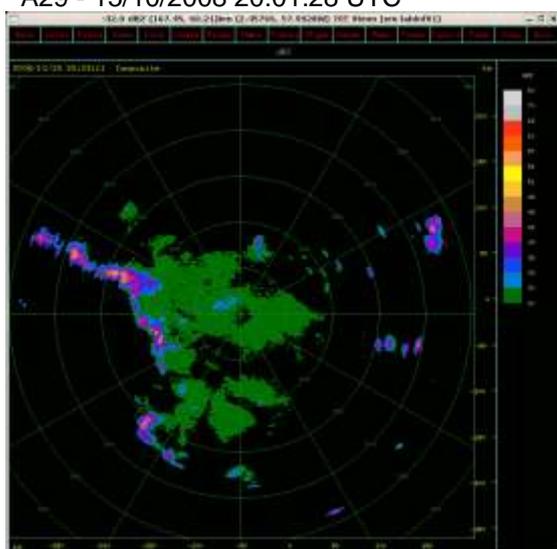
Figura 50 – Seqüência dos campos de refletividade (Z), para o dia 15 de outubro de 2008 entre 1343 e 2343 UTC.
(continua)



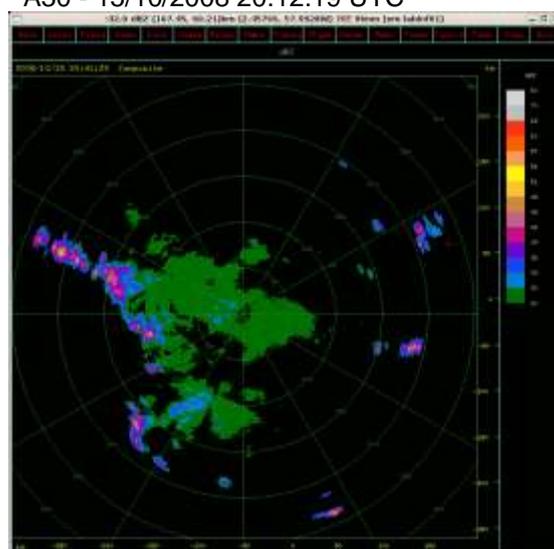
A29 - 15/10/2008 20:01:28 UTC



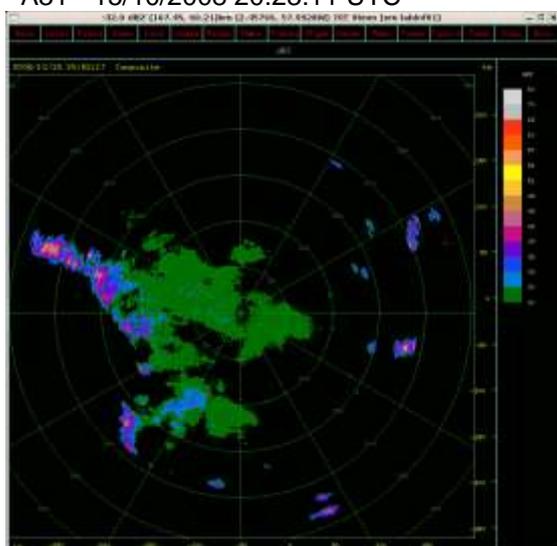
A30 - 15/10/2008 20:12:19 UTC



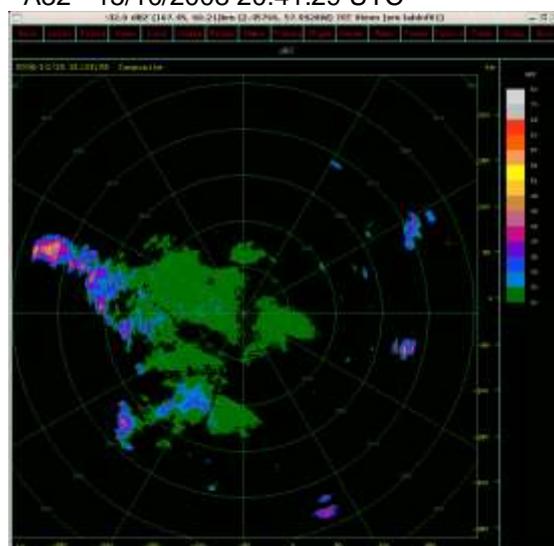
A31 - 15/10/2008 20:23:11 UTC



A32 - 15/10/2008 20:41:29 UTC



A33 - 15/10/2008 20:52:17 UTC



A34 - 15/10/2008 21:03:08 UTC

Figura 50 – Sequência dos campos de refletividade (Z), para o dia 15 de outubro de 2008 entre 1343 e 2343 UTC.
(continua)

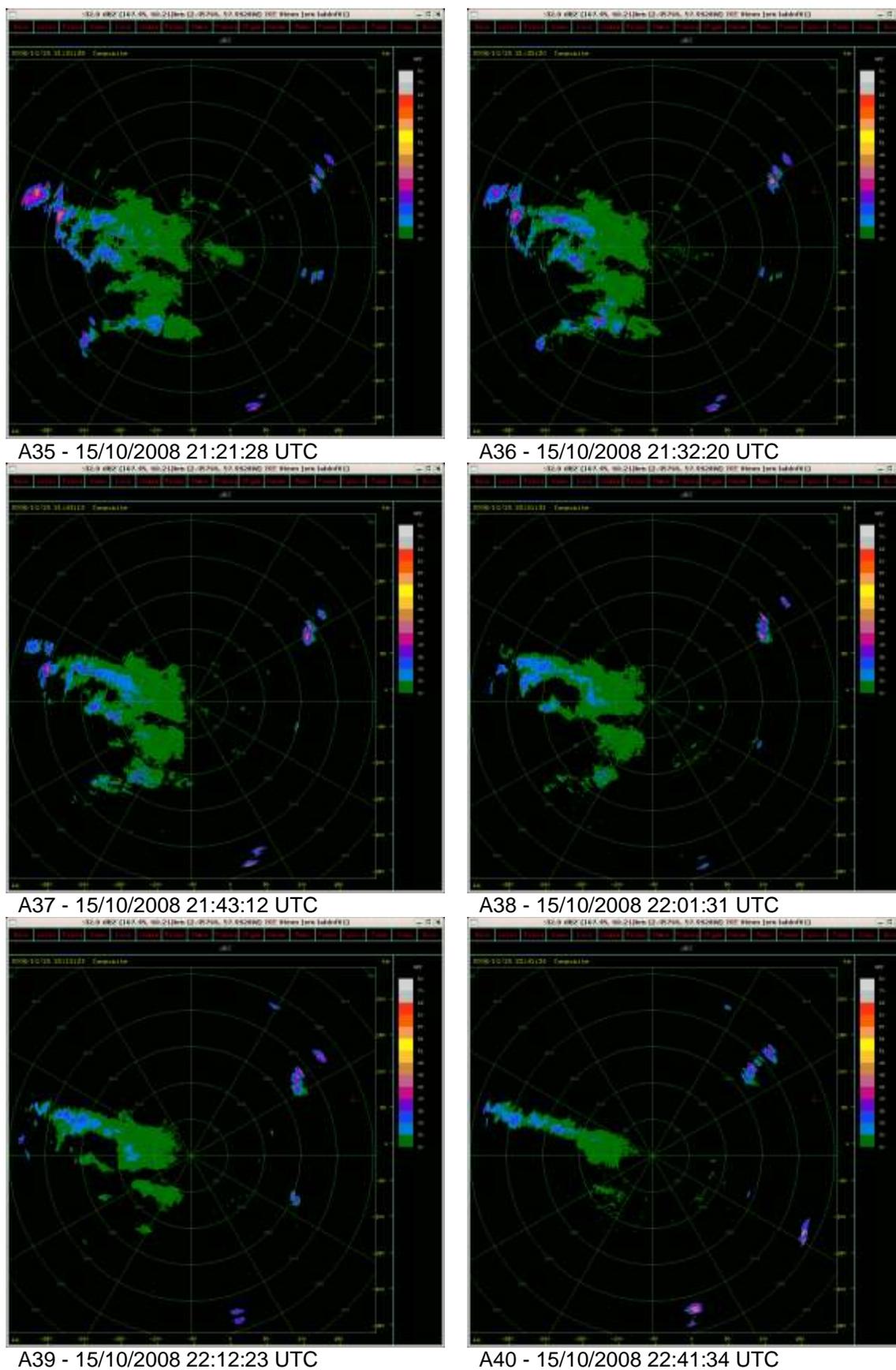
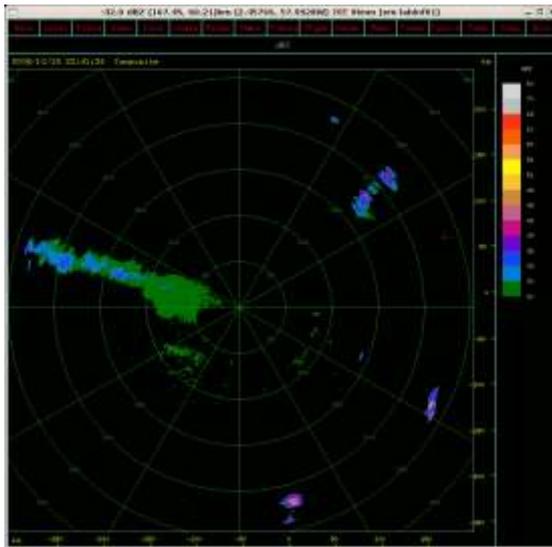
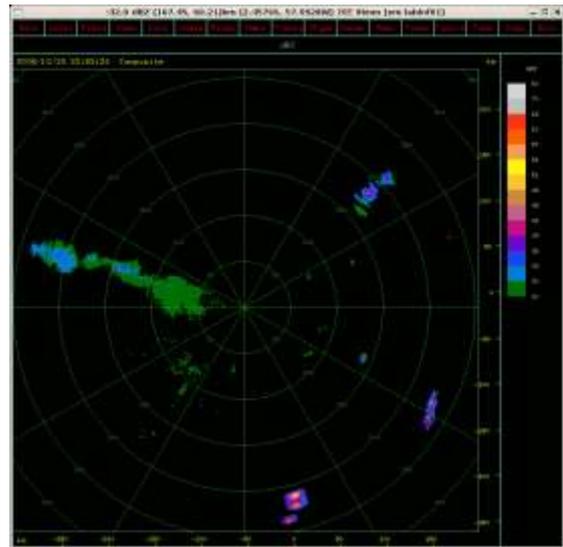


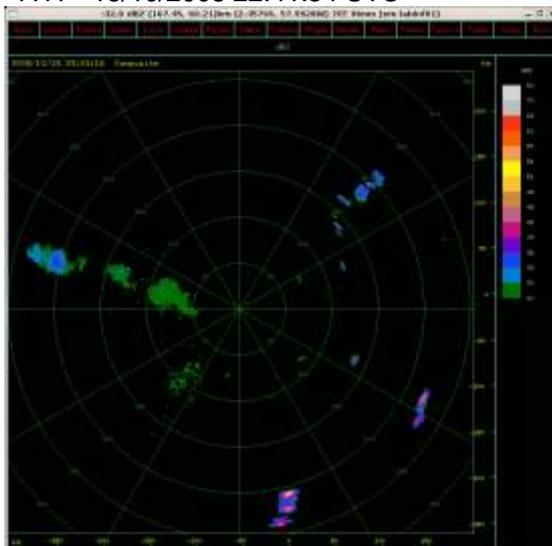
Figura 50 – Seqüência dos campos de refletividade (Z), para o dia 15 de outubro de 2008 entre 1343 e 2343 UTC. (continua)



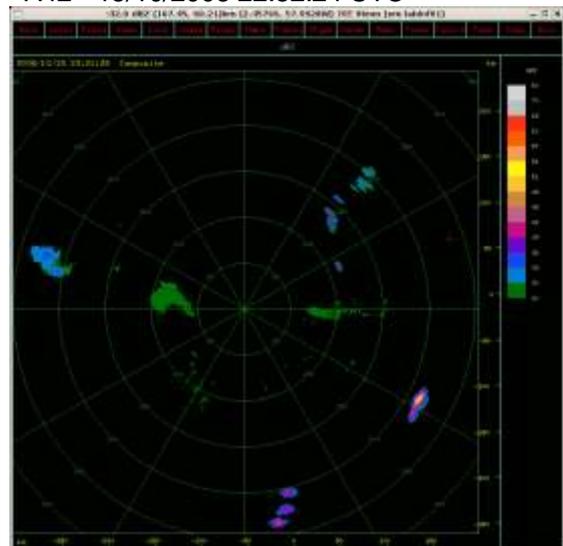
A41 - 15/10/2008 22:41:34 UTC



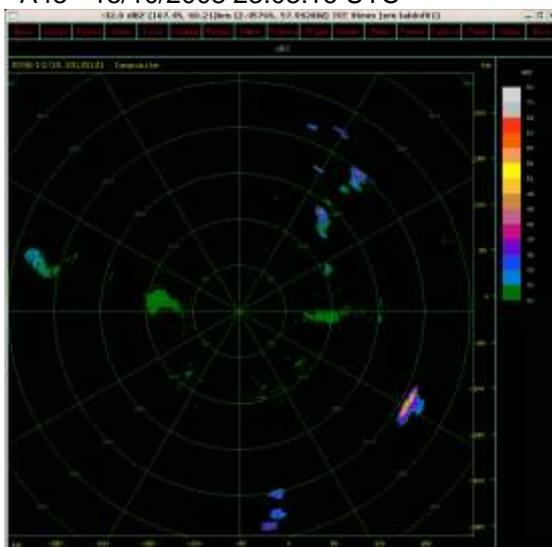
A42 - 15/10/2008 22:52:24 UTC



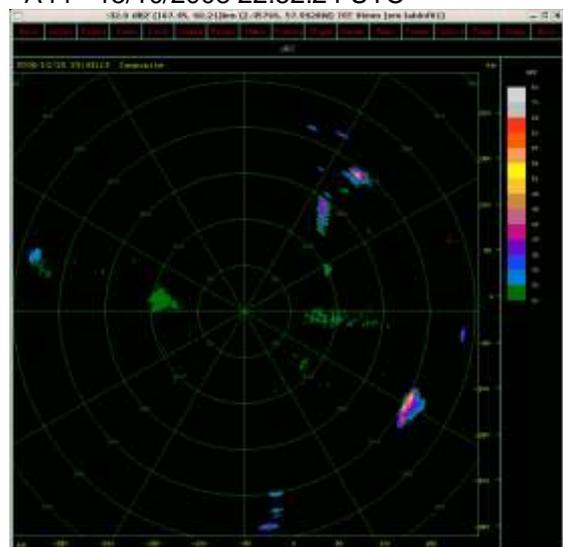
A43 - 15/10/2008 23:03:16 UTC



A44 - 15/10/2008 22:52:24 UTC



A45 - 15/10/2008 23:03:16 UTC



A46 - 15/10/2008 23:43:13 UTC

Figura 50 – Sequência dos campos de refletividade (Z), para o dia 15 de outubro de 2008 entre 1343 e 2343 UTC.

Apêndice B – CÉLULAS CONVECTIVAS

Tabela12 – Características das Células Convectivas

Ano	Mês	Dia	Hora	Min.	Seg.	Núm. scans	Duração (horas)	Topo Média (km)	Topo Máx. (km)	Refletividade Média dBZ	Refletividade Máx. dBZ	Velocidade Média (km/h)	Direção Média (graus)
2008	10	15	0	1	29	2	0,36	12,13	12,13	38,84	43,50	4,20181	322,029
2008	10	15	0	1	29	4	0,89	10,44	11,38	37,84	44,50	18,5123	240,467
2008	10	15	0	41	28	2	0,36	7,63	7,63	38,21	44,00	17,6454	332,38
2008	10	15	0	41	28	2	0,36	10,63	11,38	37,92	44,00	9,97394	303,801
2008	10	15	5	32	25	5	1,06	10,03	11,38	39,36	45,50	24,6399	253,834
2008	10	15	5	43	19	2	0,61	8,38	9,13	38,30	44,50	11,5186	246,642
2008	10	15	6	23	12	16	3,56	12,08	14,38	39,47	49,00	27,3848	268,95
2008	10	15	6	41	30	3	0,54	10,13	12,13	38,01	45,00	17,2728	245,614
2008	10	15	6	41	30	3	0,54	10,13	10,63	38,95	46,50	10,7355	277
2008	10	15	7	21	31	13	2,89	12,39	15,88	39,11	51,00	21,7863	250,602
2008	10	15	8	1	32	2	0,36	9,13	9,13	37,81	42,00	11,6835	253,694
2008	10	15	8	12	24	5	1,06	9,43	9,88	39,07	47,50	16,2285	247,28
2008	10	15	8	12	24	3	0,73	7,63	8,38	37,77	43,00	16,2991	255,097
2008	10	15	8	12	24	22	4,89	9,97	12,13	38,29	51,00	25,8961	292,846
2008	10	15	8	52	19	10	2,22	9,65	11,38	39,21	48,00	23,159	252,505
2008	10	15	8	52	19	2	0,36	6,88	7,63	37,22	42,00	12,9788	312,67

Ano	Mês	Dia	Hora	Min.	Seg.	Núm. scans	Duração (horas)	Topo Média (km)	Topo Máx. (km)	Refletividade Média dBZ	Refletividade Máx. dBZ	Velocidade Média (km/h)	Direção Média (graus)
2008	10	15	8	52	19	5	1,06	10,33	12,13	37,47	44,00	21,4262	253,886
2008	10	15	9	3	7	3	0,73	7,63	7,63	37,24	41,00	18,8115	240,875
2008	10	15	9	3	7	4	0,89	9,88	10,63	39,99	47,50	44,1331	130,517
2008	10	15	9	21	33	5	1,06	7,33	7,63	39,64	45,50	22,7643	255,965
2008	10	15	9	32	24	12	2,71	9,88	11,38	39,00	49,50	21,2996	252,052
2008	10	15	9	32	24	2	0,36	8,38	8,38	38,44	45,50	20,8826	339,133
2008	10	15	9	43	14	2	0,61	6,88	6,88	37,02	41,00	39,2914	94,0838
2008	10	15	10	12	22	3	0,73	7,13	8,38	39,42	45,00	17,2696	286,047
2008	10	15	10	12	22	2	0,36	10,63	12,13	39,01	48,50	13,1161	255,794
2008	10	15	10	41	29	4	0,89	10,25	10,63	37,47	42,00	14,3104	232,508
2008	10	15	10	52	19	5	1,06	8,23	9,13	38,18	46,00	24,5776	12,4357
2008	10	15	11	3	9	2	0,61	6,50	6,88	39,67	46,50	16,1906	267,687
2008	10	15	11	3	9	2	0,61	8,00	8,38	37,97	43,50	12,755	351,234
2008	10	15	11	3	9	2	0,61	8,75	9,88	37,21	42,50	34,7776	128,532
2008	10	15	11	3	9	2	0,61	8,75	9,13	36,30	38,50	31,3402	208,738
2008	10	15	11	21	31	12	2,58	8,21	9,88	40,22	50,50	27,0135	264,831
2008	10	15	11	21	31	3	0,54	7,63	7,63	36,08	39,00	13,5391	112,867
2008	10	15	11	32	22	2	0,36	7,25	7,63	40,07	46,50	14,0592	241,364
2008	10	15	11	32	22	8	1,73	8,96	9,88	38,17	47,50	24,3126	240,894
2008	10	15	12	12	20	11	2,40	10,13	14,38	38,44	50,50	28,5699	256,015
2008	10	15	12	12	20	5	1,06	9,58	9,88	37,72	43,50	20,8984	252,087
2008	10	15	12	41	33	5	1,06	7,63	8,38	40,44	48,50	24,2757	264,352
2008	10	15	12	52	23	2	0,36	9,13	9,13	38,47	43,00	15,4297	294,317
2008	10	15	12	52	23	2	0,36	9,13	9,13	36,84	39,50	14,4136	250,563
2008	10	15	13	3	15	21	4,71	10,09	12,13	39,14	51,00	33,1852	265,758
2008	10	15	13	3	15	4	0,89	7,63	8,38	35,92	39,50	22,2473	16,321
2008	10	15	13	3	15	5	1,21	9,58	9,88	37,21	43,00	23,1495	196,26
2008	10	15	13	32	23	2	0,36	6,88	7,63	37,49	42,00	31,154	181,349
2008	10	15	13	32	23	4	0,89	8,19	9,13	38,09	44,50	18,1227	351,794
2008	10	15	13	43	16	3	0,73	8,38	9,13	37,11	43,00	43,6476	125,277
2008	10	15	13	43	16	3	0,73	8,63	9,13	36,28	40,00	19,7765	186,115
2008	10	15	14	1	28	4	0,89	9,13	10,63	38,21	45,50	12,9644	254,194

Ano	Mês	Dia	Hora	Min.	Seg.	Núm. scans	Duração (horas)	Topo Média (km)	Topo Máx. (km)	Refletividade Média dBZ	Refletividade Máx. dBZ	Velocidade Média (km/h)	Direção Média (graus)
2008	10	15	14	1	28	11	2,40	11,33	15,13	38,78	50,00	26,4745	243,83
2008	10	15	14	12	20	17	3,73	10,03	13,63	39,26	48,50	23,4994	263,859
2008	10	15	14	23	10	3	0,73	7,13	7,63	38,94	47,50	51,4742	307,649
2008	10	15	14	23	10	5	1,22	8,08	8,38	37,53	42,50	31,4992	34,9825
2008	10	15	14	41	33	3	0,54	6,63	6,88	38,48	43,50	10,9582	248,06
2008	10	15	14	41	33	3	0,54	8,38	9,13	39,53	46,00	30,131	272,692
2008	10	15	14	41	33	16	3,56	9,83	14,38	39,48	49,50	29,9468	256,851
2008	10	15	14	41	33	5	1,06	7,93	9,13	37,17	42,00	19,8571	214,432
2008	10	15	14	41	33	2	0,36	7,63	8,38	35,90	39,00	15,2079	18,1633
2008	10	15	14	52	23	6	1,38	8,75	9,88	39,25	48,50	10,0862	274,787
2008	10	15	14	52	23	9	2,05	10,54	13,63	39,37	48,50	21,5364	265,115
2008	10	15	14	52	23	2	0,36	8,75	9,13	36,60	42,00	16,8551	232,305
2008	10	15	14	52	23	5	1,06	9,58	9,88	38,15	44,00	10,7163	199,703
2008	10	15	15	3	15	16	3,55	10,10	15,13	39,79	53,00	25,0112	243,281
2008	10	15	15	3	15	4	0,89	8,75	9,88	38,01	45,50	9,97725	220,121
2008	10	15	15	21	31	6	1,23	8,30	10,63	39,67	49,00	12,067	202,281
2008	10	15	15	21	31	3	0,54	6,38	6,88	38,75	43,50	6,51024	194,037
2008	10	15	15	21	31	2	0,36	7,63	8,38	37,56	42,50	20,0439	211,527
2008	10	15	15	32	22	3	0,73	6,13	6,13	38,36	44,50	14,5592	284,097
2008	10	15	15	32	22	4	0,89	8,38	9,13	38,92	45,00	14,8696	222,946
2008	10	15	15	32	22	2	0,36	8,00	8,38	38,59	44,50	31,1299	109,783
2008	10	15	15	32	22	5	1,06	9,88	12,13	40,20	48,50	17,194	220,756
2008	10	15	15	32	22	5	1,06	9,58	12,88	40,02	48,00	15,2241	222,077
2008	10	15	15	32	22	4	0,89	9,69	10,63	38,08	46,00	10,9236	315,223
2008	10	15	15	32	22	3	0,73	9,38	9,88	37,04	40,50	4,81678	233,664
2008	10	15	15	43	10	5	1,22	9,13	11,38	39,07	51,00	44,6558	135,966
2008	10	15	16	1	32	10	2,22	8,81	12,88	40,57	50,50	27,4335	257,673
2008	10	15	16	1	32	5	1,06	7,18	7,63	39,86	47,50	20,3026	215,594
2008	10	15	16	1	32	2	0,36	9,88	9,88	36,87	41,50	23,302	265,818
2008	10	15	16	12	22	7	1,56	9,55	12,88	40,15	50,00	17,9856	280,137
2008	10	15	16	12	22	5	1,06	8,23	10,63	39,08	48,00	19,2662	238,366
2008	10	15	16	12	22	2	0,36	7,25	7,63	39,45	45,50	27,6015	283,693

Ano	Mês	Dia	Hora	Min.	Seg.	Núm. scans	Duração (horas)	Topo Média (km)	Topo Máx. (km)	Refletividade Média dBZ	Refletividade Máx. dBZ	Velocidade Média (km/h)	Direção Média (graus)
2008	10	15	16	12	22	4	0,89	8,38	9,13	38,18	44,00	4,12803	224,101
2008	10	15	16	12	22	5	1,06	9,43	10,63	37,72	43,50	11,8504	318,58
2008	10	15	16	12	22	4	0,89	8,94	9,13	38,02	45,00	18,6358	246,056
2008	10	15	16	23	14	8	1,87	10,81	15,88	40,65	50,00	34,1639	269,611
2008	10	15	16	23	14	2	0,61	8,00	9,13	39,08	45,00	35,4429	122,524
2008	10	15	16	23	14	2	0,61	6,13	6,13	38,00	43,00	2,07886	359,061
2008	10	15	16	23	14	5	1,22	7,78	9,13	39,93	48,00	33,8451	270,857
2008	10	15	16	23	14	26	5,86	9,46	16,63	39,65	53,00	30,3868	274,603
2008	10	15	16	23	14	5	1,22	8,16	12,13	39,26	47,50	21,003	239,229
2008	10	15	16	23	14	5	1,22	7,93	8,38	39,70	47,50	16,2763	243,268
2008	10	15	16	23	14	6	1,38	8,00	9,88	39,18	49,00	18,5244	279,815
2008	10	15	16	23	14	7	1,56	10,35	14,38	40,72	52,00	10,6067	211,861
2008	10	15	16	23	14	2	0,61	6,88	6,88	38,65	43,00	20,1272	177,917
2008	10	15	16	23	14	3	0,73	9,88	10,63	39,68	47,50	2,41199	210,017
2008	10	15	16	23	14	3	0,73	8,63	9,13	36,74	42,00	11,4628	250,028
2008	10	15	16	23	14	4	0,89	8,75	9,13	36,55	41,50	16,3744	263,009
2008	10	15	16	23	14	4	0,89	10,03	10,63	37,85	46,00	10,6085	239,211
2008	10	15	16	41	31	2	0,36	8,75	9,88	38,93	45,50	45,9732	229,407
2008	10	15	16	41	31	6	1,23	10,44	13,63	41,14	51,50	30,0395	254,386
2008	10	15	16	41	31	2	0,36	6,50	6,88	37,63	41,50	12,7215	262,632
2008	10	15	16	41	31	4	0,89	7,63	8,38	38,84	44,00	18,4518	187,881
2008	10	15	16	41	31	7	1,56	9,02	12,88	39,57	50,50	18,4269	253,636
2008	10	15	16	41	31	2	0,36	6,50	6,88	37,66	42,50	11,1415	81,7614
2008	10	15	16	41	31	3	0,54	10,63	11,38	39,69	47,50	17,1498	272,499
2008	10	15	16	41	31	6	1,23	12,06	16,63	38,70	50,00	12,204	240,143
2008	10	15	16	41	31	2	0,36	11,38	11,38	38,36	43,50	17,9839	216,706
2008	10	15	16	52	25	4	0,89	7,81	9,13	40,34	47,50	8,63584	223,904
2008	10	15	16	52	25	6	1,38	9,04	13,63	39,32	49,50	11,4571	241,302
2008	10	15	17	3	17	2	0,61	6,50	6,88	38,95	44,00	25,6908	226,353
2008	10	15	17	21	33	3	0,54	7,63	9,13	40,30	48,00	16,5897	242,213
2008	10	15	17	21	33	14	3,07	11,79	16,63	40,02	51,50	30,6895	251,826
2008	10	15	17	21	33	4	0,89	10,25	12,13	39,96	49,50	8,47373	184,658

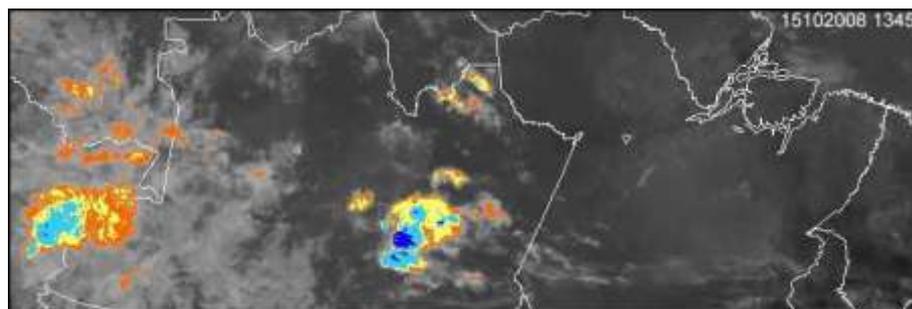
Ano	Mês	Dia	Hora	Min.	Seg.	Núm. scans	Duração (horas)	Topo Média (km)	Topo Máx. (km)	Refletividade Média dBZ	Refletividade Máx. dBZ	Velocidade Média (km/h)	Direção Média (graus)
2008	10	15	17	32	23	11	2,40	9,06	12,13	40,03	49,50	21,5547	271,224
2008	10	15	17	32	23	4	0,89	8,75	9,88	39,39	47,50	9,12386	144,313
2008	10	15	17	43	14	3	0,73	9,13	12,13	40,00	49,50	10,5677	259,76
2008	10	15	17	43	14	6	1,38	8,19	9,88	38,79	49,00	25,5181	250,267
2008	10	15	17	43	14	3	0,73	7,13	8,38	39,05	47,00	41,8943	231,488
2008	10	15	17	43	14	3	0,73	8,13	9,88	37,82	43,50	50,5349	282,523
2008	10	15	17	43	14	2	0,61	7,63	7,63	38,89	46,00	26,822	258,12
2008	10	15	17	43	14	11	2,53	10,63	15,13	38,87	49,50	20,4125	265,971
2008	10	15	18	1	32	3	0,54	9,38	12,88	39,07	48,00	29,0131	281,28
2008	10	15	18	1	32	2	0,36	7,25	7,63	39,43	46,00	35,4107	267,88
2008	10	15	18	1	32	4	0,89	10,63	15,88	40,28	50,00	32,5122	263,249
2008	10	15	18	1	32	5	1,06	7,33	8,38	40,28	47,50	19,4981	230,999
2008	10	15	18	1	32	6	1,23	11,13	12,88	39,92	48,50	21,2612	181,643
2008	10	15	18	12	22	3	0,73	9,63	10,63	39,15	45,00	32,1154	250,373
2008	10	15	18	12	22	8	1,73	9,88	15,88	38,51	47,50	37,6446	230,086
2008	10	15	18	12	22	2	0,36	8,00	8,38	39,33	47,50	6,1223	212,426
2008	10	15	18	12	22	6	1,38	7,73	9,88	39,95	49,00	27,7526	254,366
2008	10	15	18	12	22	4	0,89	8,00	9,13	40,35	50,50	28,865	229,156
2008	10	15	18	12	22	3	0,73	9,13	9,13	37,60	42,00	16,879	237,306
2008	10	15	18	12	22	2	0,36	9,88	9,88	36,66	42,00	6,90231	217,188
2008	10	15	18	23	10	2	0,61	7,25	8,38	40,40	48,50	21,1148	207,55
2008	10	15	18	23	10	6	1,38	7,38	8,38	39,51	48,00	32,2303	239,55
2008	10	15	18	23	10	4	0,89	8,38	9,88	38,14	46,50	24,4387	233,758
2008	10	15	18	23	10	2	0,61	8,00	9,13	39,17	46,50	13,0482	254,797
2008	10	15	18	41	31	11	2,40	8,11	12,13	39,88	51,50	25,9563	277,493
2008	10	15	18	41	31	5	1,06	6,73	6,88	39,00	46,50	29,4756	295,861
2008	10	15	18	41	31	4	0,89	8,00	9,13	38,55	45,00	13,4741	182,541
2008	10	15	18	41	31	4	0,89	11,00	12,88	40,70	49,50	13,9349	235,574
2008	10	15	18	52	21	13	2,89	8,66	9,88	38,82	48,00	38,076	247,597
2008	10	15	18	52	21	6	1,38	7,38	8,38	38,32	46,50	24,8241	260,128
2008	10	15	18	52	21	5	1,06	8,50	9,13	38,43	45,00	23,9951	262,498
2008	10	15	18	52	21	2	0,36	8,75	9,13	38,73	45,50	14,0778	282,171

Ano	Mês	Dia	Hora	Min.	Seg.	Núm. scans	Duração (horas)	Topo Média (km)	Topo Máx. (km)	Refletividade Média dBZ	Refletividade Máx. dBZ	Velocidade Média (km/h)	Direção Média (graus)
2008	10	15	18	52	21	5	1,06	9,43	10,63	38,98	47,50	10,975	271,633
2008	10	15	19	3	11	2	0,61	6,13	6,13	39,30	45,00	14,1283	151,645
2008	10	15	19	3	11	7	1,56	8,30	11,38	39,34	47,50	18,6557	279,859
2008	10	15	19	3	11	3	0,73	7,13	8,38	39,32	45,00	14,8549	64,3345
2008	10	15	19	3	11	7	1,56	10,25	12,88	39,65	51,50	16,3804	239,674
2008	10	15	19	21	34	3	0,54	7,88	8,38	39,86	46,00	21,0619	56,755
2008	10	15	19	21	34	2	0,36	7,63	8,38	39,02	46,00	8,34977	242,114
2008	10	15	19	21	34	3	0,54	8,13	8,38	37,70	42,00	10,3095	239,516
2008	10	15	19	21	34	3	0,54	10,88	11,38	37,46	43,00	8,82681	193,075
2008	10	15	19	21	34	3	0,54	10,38	10,63	38,07	43,00	17,4219	235,47
2008	10	15	19	21	34	3	0,54	10,13	10,63	38,18	43,50	22,22	227,488
2008	10	15	19	32	24	2	0,36	5,75	6,13	37,37	41,50	29,4332	281,255
2008	10	15	19	32	24	2	0,36	9,50	9,88	37,19	42,50	10,0185	247,69
2008	10	15	19	32	24	3	0,73	10,63	11,38	37,50	43,00	11,3488	313,116
2008	10	15	19	43	12	2	0,61	7,63	8,38	38,19	43,50	10,9403	275,015
2008	10	15	19	43	12	5	1,21	8,83	11,38	39,21	47,00	22,8175	193,991
2008	10	15	19	43	12	3	0,73	11,88	12,13	40,01	50,00	8,53831	258,851
2008	10	15	19	43	12	2	0,61	8,75	9,13	36,49	39,00	11,4382	259,785
2008	10	15	20	1	28	4	0,89	7,81	8,38	37,46	43,00	33,0441	263,579
2008	10	15	20	1	28	4	0,89	7,81	8,38	38,21	45,00	13,2906	244,461
2008	10	15	20	1	28	7	1,56	9,40	12,13	38,71	50,00	13,3525	252,061
2008	10	15	20	1	28	9	1,91	10,96	17,38	38,25	50,50	22,6565	272,184
2008	10	15	20	1	28	5	1,06	11,28	15,13	38,08	45,00	9,03094	222,105
2008	10	15	20	1	28	5	1,06	13,78	17,38	38,87	51,50	25,9389	338,992
2008	10	15	20	12	19	2	0,36	6,88	6,88	37,94	45,50	42,6139	335,77
2008	10	15	20	23	11	16	3,56	11,75	12,88	38,73	47,50	21,5432	255,107
2008	10	15	20	41	29	3	0,54	7,13	7,63	38,52	44,50	26,223	245,454
2008	10	15	20	41	29	2	0,36	8,00	8,38	36,88	41,50	21,1314	265,274
2008	10	15	20	41	29	3	0,54	9,88	10,63	37,55	43,00	12,3232	207,929
2008	10	15	20	41	29	2	0,36	10,25	10,63	39,53	46,50	21,3722	263,059
2008	10	15	20	41	29	10	2,22	10,76	12,88	38,22	48,50	26,5293	273,455
2008	10	15	20	52	17	5	1,06	10,48	12,88	37,53	45,00	22,3835	308,915

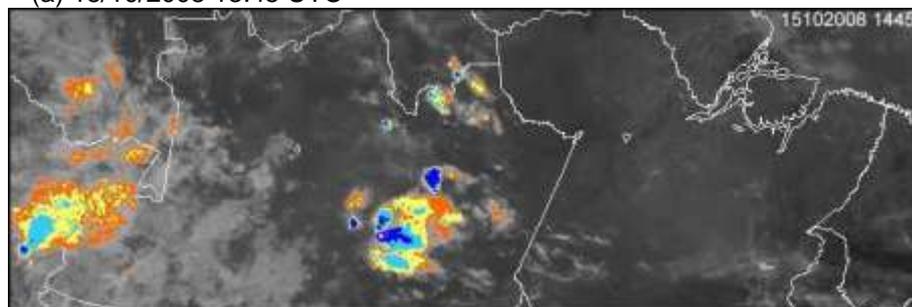
Ano	Mês	Dia	Hora	Min.	Seg.	Núm. scans	Duração (horas)	Topo Média (km)	Topo Máx. (km)	Refletividade Média dBZ	Refletividade Máx. dBZ	Velocidade Média (km/h)	Direção Média (graus)
2008	10	15	21	3	8	2	0,61	7,63	8,38	37,58	45,50	25,3551	235,884
2008	10	15	21	3	8	3	0,73	8,13	9,13	37,40	42,00	34,4425	255,456
2008	10	15	21	21	28	9	1,91	10,38	12,88	38,98	47,50	30,0019	323,048
2008	10	15	21	21	28	2	0,36	11,00	11,38	37,09	42,00	12,7976	284,925
2008	10	15	21	32	20	2	0,36	10,25	10,63	37,90	42,50	12,0106	296,534
2008	10	15	22	1	31	6	1,24	10,75	12,13	37,44	44,50	27,7142	278,468
2008	10	15	22	12	23	7	1,56	11,46	14,38	38,84	51,50	13,7059	290,781
2008	10	15	22	41	34	3	0,54	11,63	12,13	39,42	46,50	29,5215	260,182
2008	10	15	22	41	34	6	1,23	13,25	15,13	41,40	52,50	23,9818	276,492
2008	10	15	23	3	16	4	0,89	10,25	10,63	37,70	46,00	44,5437	240,449
2008	10	15	23	32	21	2	0,36	15,13	16,63	39,98	49,50	15,4122	281,903
2008	10	15	23	32	21	2	0,36	9,88	10,63	37,51	42,50	14,282	213,916
								n_complex: 36					
								n_simple: 155					
								n_total: 191					

ANEXOS

Anexo A – IMAGENS DE SATÉLITE



(a) 15/10/2008 13:45 UTC



(b) 15/10/2008 14:45 UTC



(c) 15/10/2008 15:15 UTC

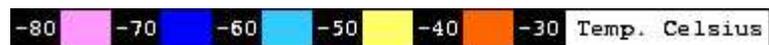
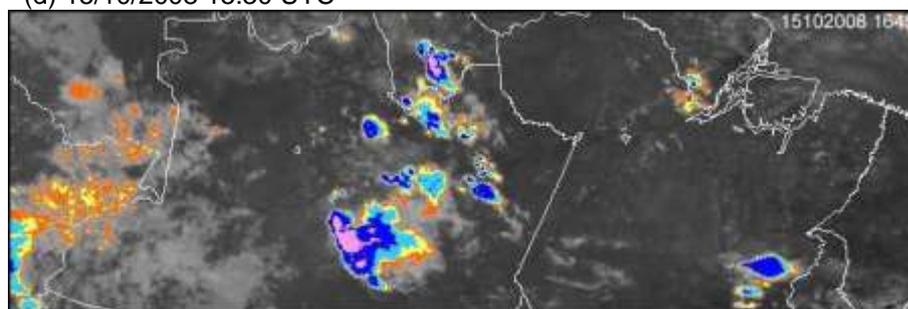


Figura 51 – Recorte das imagens de satélite Goes-10 no canal infravermelho para o dia 15 de outubro de 2008 às 1345 UTC a 16 de outubro de 2008 às 0145 UTC.

(continua)



(d) 15/10/2008 15:30 UTC



(e) 15/10/2008 16:45 UTC



(f) 15/10/2008 17:00 UTC

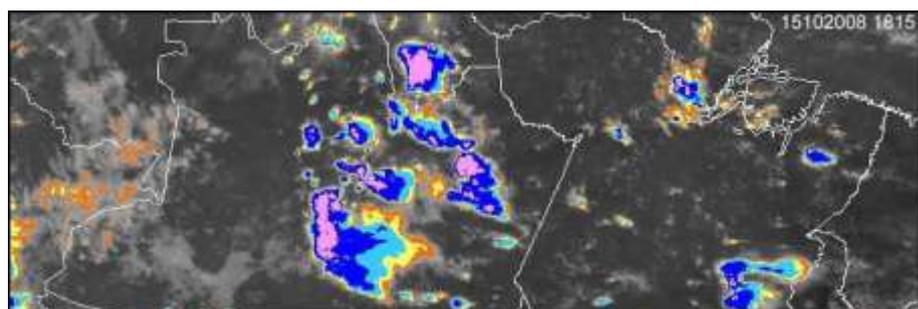


(g) 15/10/2008 17:45 UTC

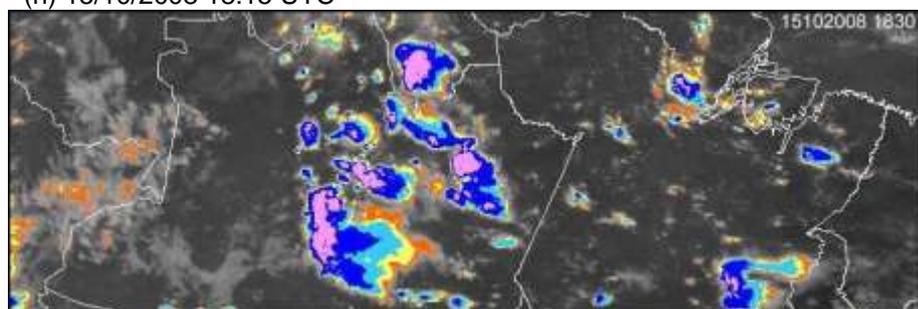


Figura 51 – Recorte das imagens de satélite Goes-10 no canal infravermelho para o dia 15 de outubro de 2008 às 1345 UTC a 16 de outubro de 2008 às 0145 UTC.

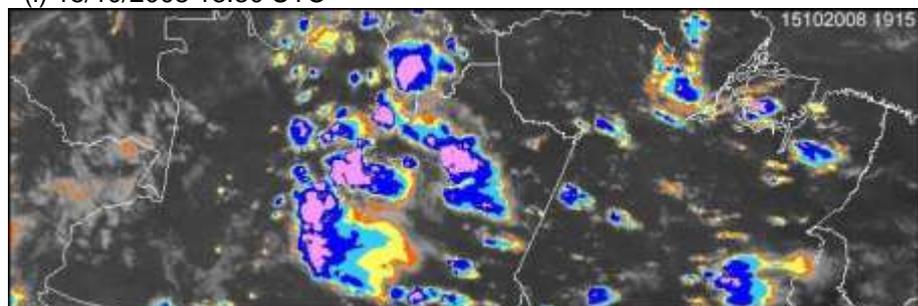
(continua)



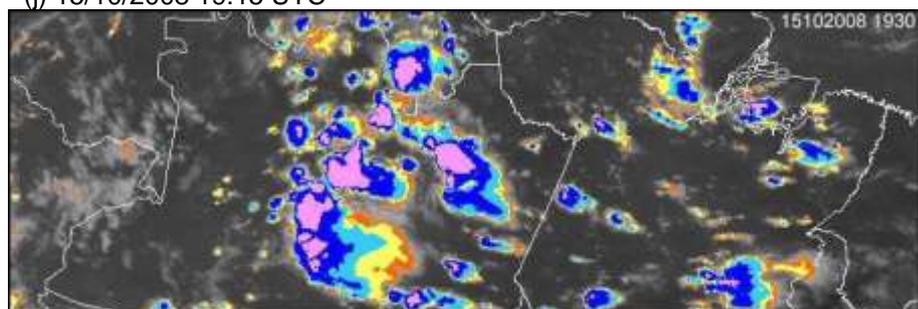
(h) 15/10/2008 18:15 UTC



(i) 15/10/2008 18:30 UTC



(j) 15/10/2008 19:15 UTC



(k) 15/10/2008 19:30 UTC

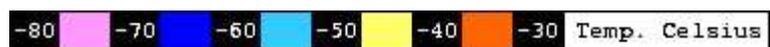
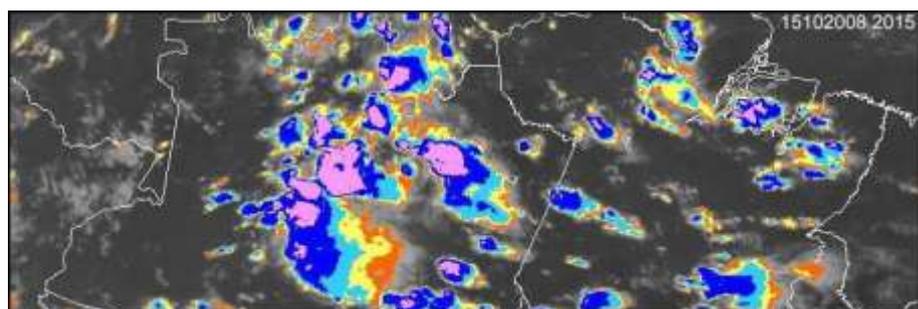
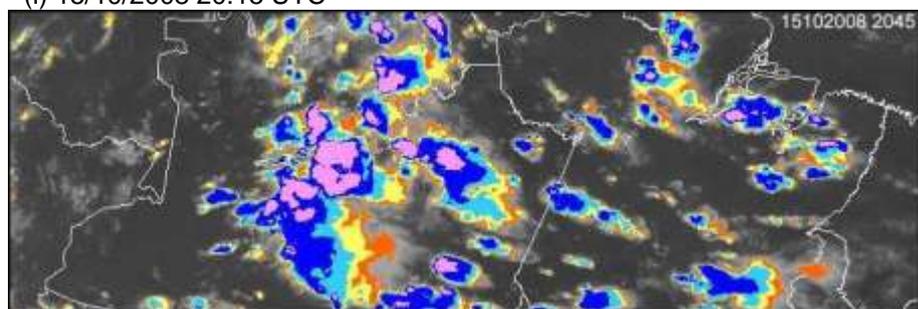


Figura 51 – Recorte das imagens de satélite Goes-10 no canal infravermelho para o dia 15 de outubro de 2008 às 1345 UTC a 16 de outubro de 2008 às 0145 UTC.

(continua)



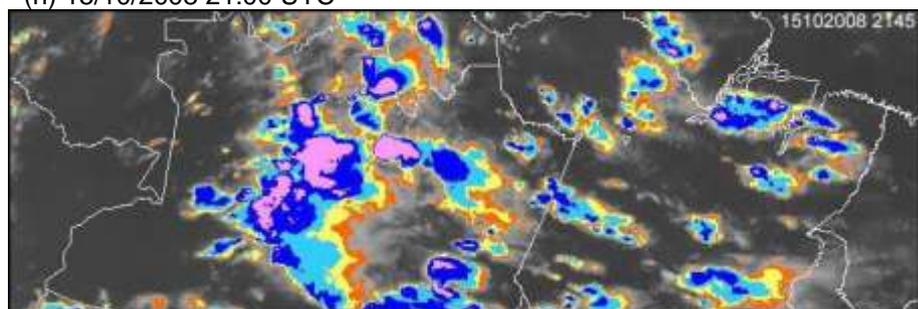
(l) 15/10/2008 20:15 UTC



(m) 15/10/2008 20:45 UTC



(n) 15/10/2008 21:00 UTC



(o) 15/10/2008 21:45 UTC

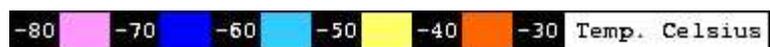


Figura 51 – Recorte das imagens de satélite Goes-10 no canal infravermelho para o dia 15 de outubro de 2008 às 1345 UTC a 16 de outubro de 2008 às 0145 UTC.

(continua)

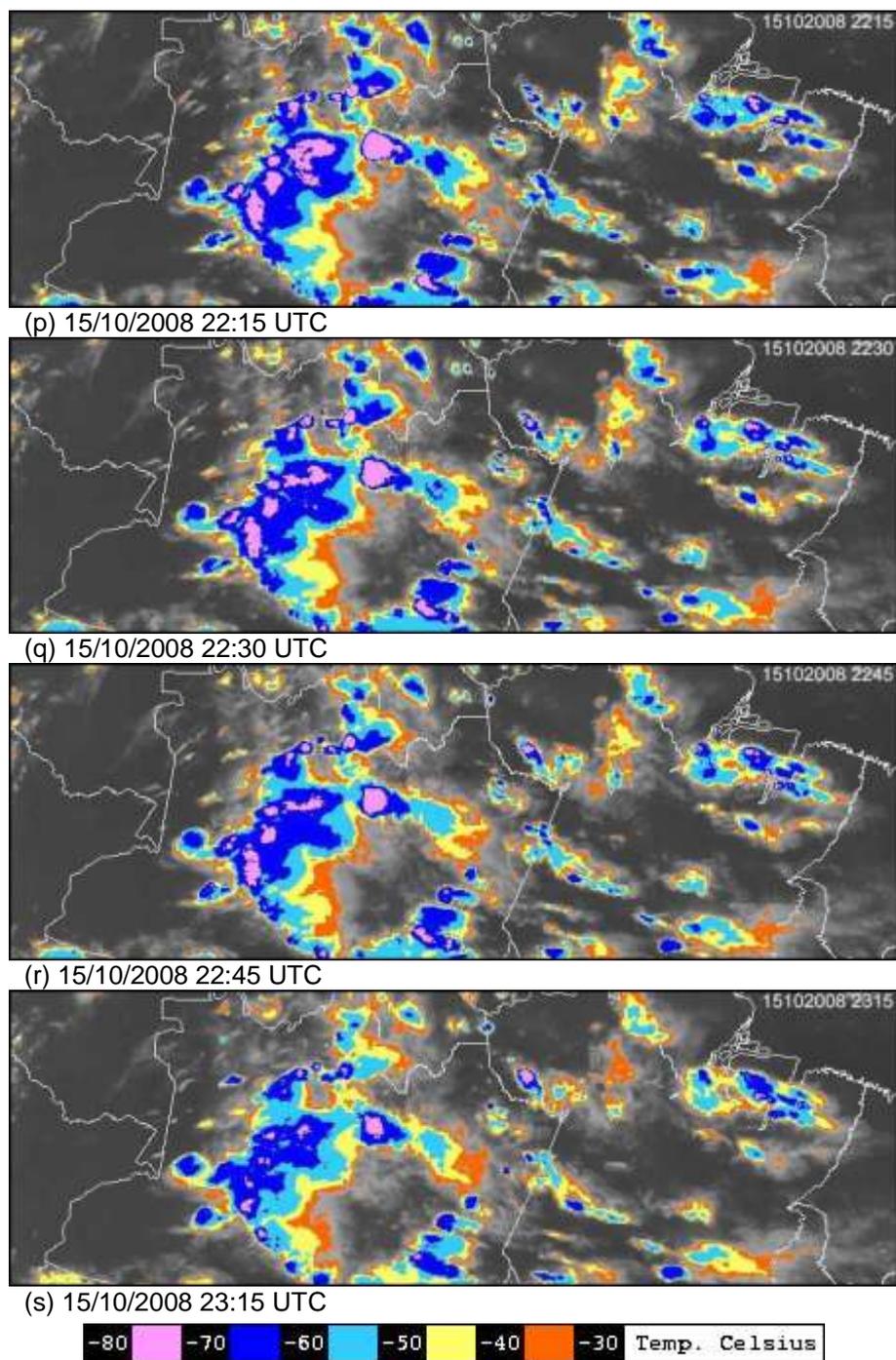


Figura 51 – Recorte das imagens de satélite Goes-10 no canal infravermelho para o dia 15 de outubro de 2008 às 1345 UTC a 16 de outubro de 2008 às 0145 UTC.

(continua)

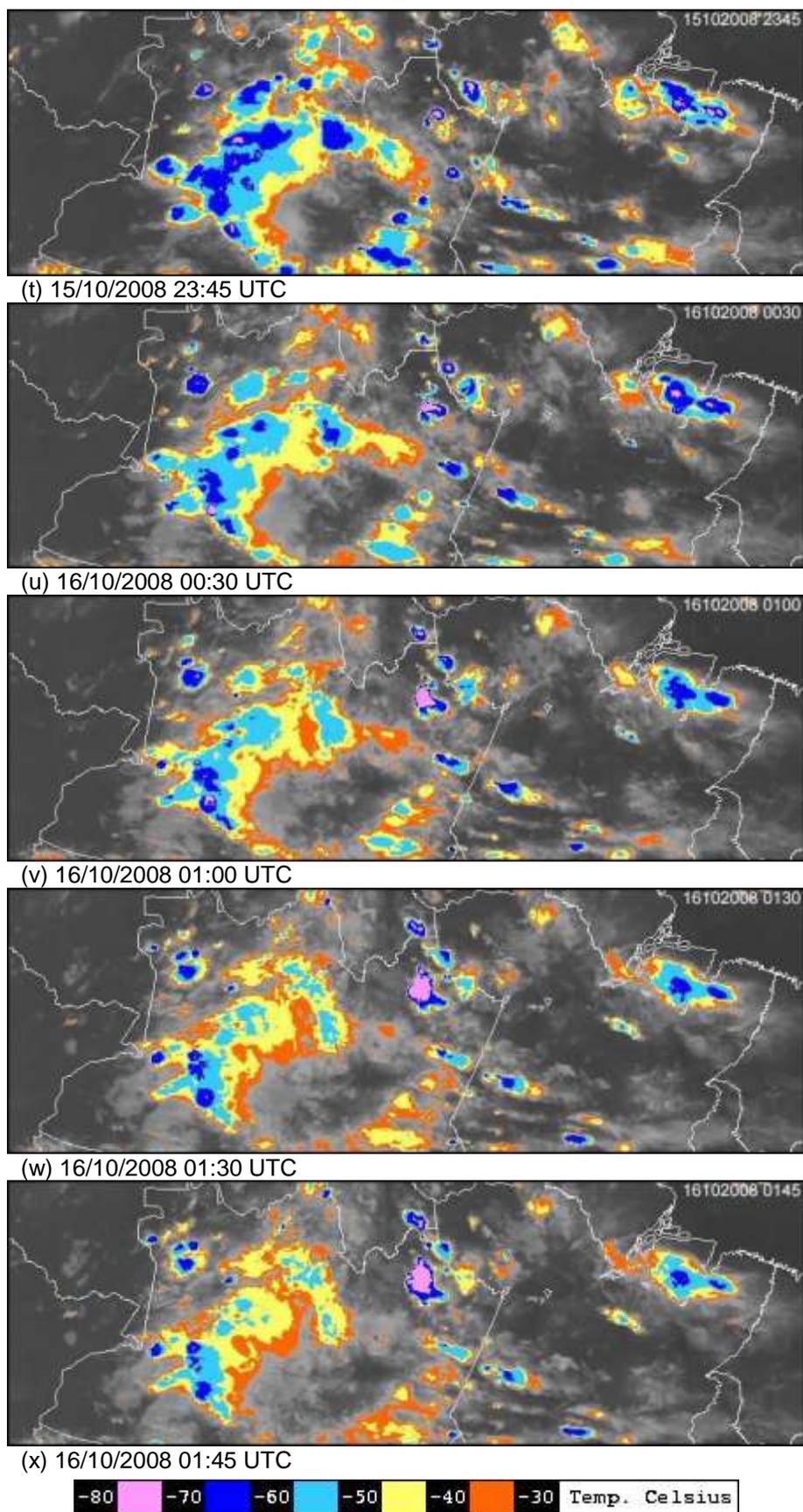


Figura 51 – Recorte das imagens de satélite Goes-10 no canal infravermelho para o dia 15 de outubro de 2008 às 1345 UTC a 16 de outubro de 2008 às 0145 UTC

Anexo B – ÍNDICES DE INSTABILIDADE E ENERGIA POTENCIAL DISPONÍVEL PARA CONVECÇÃO

Índices de instabilidade

Os índices de instabilidade são baseados em perfis verticais de temperatura, umidade e vento, servem para avaliar a capacidade potencial da atmosfera para o desenvolvimento de tempestades.

Índice Showalter (IS)

O índice Showalter foi um dos primeiros índices a serem desenvolvidos e é dado em função de três parâmetros: a temperatura do ar e do ponto de orvalho em 850hPa e a temperatura do ar em 500hPa. Este índice é dado pela subtração entre a temperatura do ambiente em 500hPa (T_{500}) e a temperatura que uma parcela teria se fosse elevada, por uma adiabática seca, do nível 850hPa até o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) e então trazida pela adiabática saturada até o nível de 500hPa ($T_{parcela}$). Quanto mais negativo este índice, maior será o empuxo experimentado pela parcela, e maior a chance de ocorrência de tempestades. Os valores críticos do IS podem ser analisados na tab. 13.

$$IS = T_{500} - T_{parcela}$$

onde:

T_{500} é a temperatura do ambiente em °C para 500 mb

$T_{parcela}$ é a temperatura em °C que uma parcela teria se fosse elevada, por uma adiabática seca, do nível 850hPa até o NCL e então trazida pela adiabática saturada até o nível de 500hPa.

Tabela 13 – Valores críticos do índice Showalter.

Fonte: <http://www.theweatherprediction.com/> Modificado (2008).

Showalter (°C)	Interpretação
> 0	Estável
0 a -4	Pouco instável – Possível tempestade
-4 a -8	Instável – Provável tempestade
≤ -8	Extremamente instável / potencial de tempestade muito forte

Índice de Levantamento (LI)

O Índice de Levantamento foi criado devido as limitações do índice Showalter que não incluem a estimativa do aquecimento diurno. Considera a camada inferior de aproximadamente 100hPa de espessura, na qual é considerada a previsão de temperatura e também é estimada a razão de mistura média. A partir daí determina-se o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) e segue-se a adiabática saturada até 500hPa, tendo atingido uma certa temperatura. Este índice é dado pela subtração dessa temperatura e da temperatura efetivamente observada em 500hPa. A interpretação deste índice pode ser visualizada na tab. 14.

$$LI = T_{500} - T_{parcela}$$

onde:

T_{500} é a temperatura ambiente em °C para 500mb.

$T_{parcela}$ é a temperatura em °C para 500mb para parcela levantada com a pressão média, temperatura e ponto de orvalho da camada cerca de 500m acima da superfície.

Tabela 14 – Valores críticos do índice de Levantamento (LI).
 Fonte: <http://www.theweatherprediction.com/> Modificado (2008).

Levantamento (°C)	Interpretação
> 0	Estável
0 a -4	Pouco instável – Possível tempestade
-4 a -8	Instável – Provável tempestade
≤ -8	Extremamente instável / potencial de tempestade muito forte

Índice de SWEAT

O *Severe Weather Threat Index* (Índice Meteorológico de Ameaças Severas) utiliza diversas variáveis para determinar a probabilidade de condições meteorológicas severas. Este índice avalia a umidade em baixos níveis, ambiente convectivo através do Total Totals (TT), e as alterações na velocidade e direção do vento com a altura (jatos em níveis médios e baixos, vorticidade horizontal). Quando todos estes fatores ocorrem em conjunto, existem ameaças meteorológicas severas (tab. 15).

$$SWEAT = 12 \cdot TD_{850} + 20 \cdot TERM\ 2 + SKT_{850} + SKT_{500} + SHEAR$$

onde:

TD_{850} = Temperatura do ponto de orvalho (°C) para 850 mb

$TERM\ 2 = \text{MAX} (\text{TOTL} - 49, 0)$

TOTL = Total totals index

SKT_{850} = Velocidade do vento em knots (850 mb)

SKT_{500} = Velocidade do vento em knots (500 mb)

$SHEAR = 125 * [\text{SIN} (\text{DIR}500 - \text{DIR}850) + .2]$

DIR_{500} = Direção do vento em 500 mb

DIR_{850} = Direção do vento em 850 mb

Tabela 15 – Valores críticos do índice SWEAT.
 Fonte: <http://www.theweatherprediction.com/> Modificado (2008).

SWEAT (°C)	Interpretação
150 a 300	Ligeira possibilidade de tempestade severa
300 a 400	Possibilidade de tempestade severa
≥ 400	Possibilidade de tornado

Índice K

O índice K é um dos índices mais utilizados para estimar a medida do potencial de tempestades. Este índice é baseado na Taxa Vertical de Variação de Temperatura (TVVT) no conteúdo de umidade da baixa troposfera e na extensão de umidade na camada (tab. 16).

$$KINX = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850} - (T_{700} - TD_{700})$$

onde:

T_{850} = Temperatura (°C) para 850 mb

T_{500} = Temperatura (°C) para 500 mb

TD_{850} = Temperatura do ponto de orvalho (°C) para 850 mb

T_{700} = Temperatura (°C) para 700 mb

TD_{700} = Temperatura do ponto de orvalho (°C) para 700 mb

Tabela 16 – Valores críticos do índice K.
 Fonte: <http://www.theweatherprediction.com/> Modificado (2008).

K (°C)	Interpretação
15 a 25	Pequeno potencial convectivo
26 a 39	Moderado potencial convectivo
≥ 40	Alto potencial convectivo

Índice de Total Totals (TT)

O índice Total Totals (TT) introduzido por Miller (1972), combina três informações básicas: o lapse rate de níveis médios, umidade ambiente em 850hPa, e a temperatura ambiente em 500hPa. De uma forma geral, valores do índice TT a partir de 40°C indicam situações favoráveis a tempestades, e acima de 50°C indicam chances de tempestades severas. Este índice também serve para identificar o potencial de áreas de tempestades convectivas. O valor crítico começa em 44°C como mostra a tab. 17.

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (TD_{850} - T_{500})$$

T850 = Temperatura (°C) para 850 mb

TD850 = Temperatura do ponto de orvalho (°C) para 850 mb

T500 = Temperatura (°C) para 500 mb

Tabela 17 – Valores Críticos do Índice Total Totals.
Fonte: <http://www.theweatherprediction.com/> Modificado (2008).

Total Totals (°C)	Interpretação
< 44	Tempo estável
44 a 50	Prováveis trovoadas
51 a 52	tempestades severas isoladas
53 a 56	tempestades severas muito dispersas
> 56	tempestades severas dispersas

Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE)

O CAPE (Convective Available Potential Energy) é a Energia Potencial Convectiva Disponível em Jkg^{-1} , é utilizada para avaliar as condições de instabilidade da atmosfera provocada pelos processos convectivos. Este índice corresponde à área positiva entre a temperatura ambiente e a curva adiabática saturada, desde o Nível de Condensação Espontânea (NCE) até o Nível de Equilíbrio (NE). Os valores críticos de CAPE podem ser observados na tab. 18.

$$CAPE = GRAVITY \cdot SUMP(DELZ) \cdot \frac{(TP - TE)}{TE}$$

onde:

SUMP = soma sondagens das camadas LFCT para EQLV para que (TP - TE) é maior do que zero

DELZ = depressão

TP = temperatura da parcela abaixo de 500 metros da atmosfera, criados adiabaticamente seco para o LCL e adiabaticamente úmido posteriormente

TE = temperatura ambiente

Tabela 18 – Valores Críticos de CAPE.

Fonte: <http://www.theweatherprediction.com/> Modificado (2008).

CAPE (Jkg^{-1})	Significado
< 0	Estável
1 a 1000	Pouco instável
1000 a 2500	Moderadamente instável
2500 a 3500	Muito instável
> 3500	Extremamente instável