



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
METEOROLOGIA**



**ANÁLISE DE EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO EXTREMA NA COSTA LESTE DO
NORDESTE BRASILEIRO UTILIZANDO CONEXÃO DE IMAGENS DE
SATÉLITES E DE RADAR METEOROLÓGICO**

JOSÉ ANDRÉ SILVA DOS SANTOS

Maceió - Alagoas

Março/2012

JOSÉ ANDRÉ SILVA DOS SANTOS

**ANÁLISE DE EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO EXTREMA NA COSTA LESTE DO
NORDESTE BRASILEIRO UTILIZANDO CONEXÃO DE IMAGENS DE
SATÉLITES E DE RADAR METEOROLÓGICO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas em cumprimento às exigências para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Área de Concentração: **Meteorologia de Mesoescala**

Subárea: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Orientador: **Prof. Dr. RICARDO SARMENTO TENÓRIO**

Maceió - Alagoas

Março, 2012

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecário Responsável: Valter dos Santos Andrade

S237s

Santos, José André Silva dos.

Análise de eventos de precipitação extrema na costa leste do nordeste brasileiro utilizando conexão de imagens de satélites e de radar meteorológico / José André Silva dos Santos. – Maceió, 2015.

96 f. : il. tabs. e gráfs.

Orientador: Ricardo Sarmiento Tenório.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Maceió, 2015.

Bibliografia: f. 89-93.

Anexos: f. 94-96.

1. Precipitação (Meteorologia) – Nordeste. 2. Radar meteorológico - Utilização. 3. Satélite meteorológico - Utilização. 4. Imagens de satélite – Análise. I. Título.

CDU: 551.577.37



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

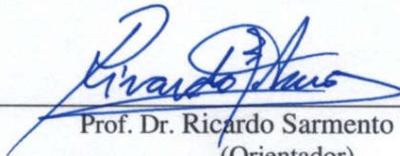
N.º de ordem: MET-UFAL-MS-095.

**“ANÁLISE DE EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO EXTREMA NA COSTA LESTE DO
NORDESTE BRASILEIRO UTILIZANDO CONEXÃO DE IMAGENS DE RADAR E
SATÉLITES METEOROLÓGICOS”**

José André Silva dos Santos

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

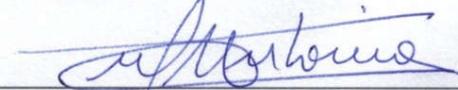
Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



Prof. Dr. Ricardo Sarmiento Tenório
(Orientador)



Prof. Dr. Edel Guilherme Silva Pontes
(Membro - UNEAL)



Prof. Dr. Mauricio de Agostinho Antônio
(Membro Externo - UNESP)

Março/2012

Ao meu Deus;

À minha família amada que não só me trouxe à vida, mas esteve e está sempre presente nela;

Aos meus amigos os quais considero uma extensão da minha família;

Ao meu amigo e orientador Prof. Dr. Ricardo Sarmiento Tenório por compartilhar de todas as batalhas diárias desde o ano 2000, anos que me fizeram mais forte e capaz;

Ao meu amigo e também tutor por toda a sabedoria que distribui não só comigo, mas com todos que têm a sorte de tê-lo como Professor, Prof. Dr. Luiz Carlos BaldiceroMolion.

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal de Alagoas, por ser um lugar no qual pretendo estar por toda a minha vida.

Ao Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas, por trazer-me um enorme sorriso em meu rosto todos os dias em que acordo e sei que virei a este lugar.

Agradeço ao CNPq, pelo imprescindível apoio dado na forma de bolsa de estudos.

Os meus agradecimentos ao corpo docente do curso de Mestrado em Meteorologia da UFAL, pela amizade e pelo aprendizado proporcionado em sala de aula.

Aos colegas de classe (Turma 2008) pela amizade e companheirismo demonstrados, independentemente das adversidades encontradas ao longo do curso.

“Ninguém conhece as suas próprias capacidades enquanto não as colocar à prova.”

Públio Siro

“Aprender a se colocar em primeiro lugar não é egoísmo, nem orgulho. É Amor Próprio.”

Charles Chaplin

RESUMO

Devido às necessidades atuais com relação aos estudos de ocorrências meteorológicas extremas, o intuito principal deste trabalho foi iniciar um projeto de criação de um produto precursor capaz de auxiliar na análise em tempo real de eventos extremos utilizando imagens de radar e satélites. Foram realizadas análises das precipitações pluviais intensas registradas na região da Costa Leste do Nordeste do Brasil (ENE) no período de 17 a 19 de junho de 2010, nas cidades localizadas nas bacias dos rios Mundaú e Paraíba, Alagoas, obtidas no site do ESRL/PSD/NOAA. Além das análises pluviométricas, foram utilizadas imagens de satélites e de radar meteorológico. A condição de tempo severo e inundações registradas foi uma tempestade tropical de escala sub-sinóptica, decorrente da intensa convergência do fluxo de umidade proveniente do Atlântico. Essas chuvas, em particular a do dia 18 de junho de 2010, caíram sobre os Estados de Pernambuco, bacia do rio Capibaribe, e de Alagoas nas bacias dos rios Mundaú e Paraíba e causaram inundações, mortes, danos materiais e outros transtornos para a sociedade local. O produto criado é capaz de identificar quais nuvens estão precipitando, através da conexão de imagens de radar e satélites, diminuindo os erros que existem quando feitas estimativas de precipitação através, unicamente, das imagens de satélite.

Palavras chaves: Precipitação. Leste do Nordeste do Brasil. Radar Meteorológico. Satélites Meteorológicos.

ABSTRACT

Due to the current needs with regard to studies of extreme weather events, the main aim of this work was to initiate a project to create a precursor product able to assist in real-time analysis of extreme events using radar and satellites. Analysis of intense rainfall recorded in the East Coast of Northeast Brazil (ENE) in the region from 17 to 19 June 2010 were held, located in the basins of Mundaú and Paraíba, Alagoas rivers cities, obtained from the ESRL website / PSD / NOAA. Besides the rainfall analyzes satellite images and weather radar were used. The condition of severe weather and flooding was recorded a tropical storm sub-synoptic scale, due to the intense convergence of the flow of moisture from the Atlantic. These rains, particularly of the day June 18, 2010, fell on the states of Pernambuco, Capibaribe River basin, and in the basins of MundaúAlagoas and Paraíba rivers and caused floods, deaths, property damage and other disorders to society location. The product created is able to identify which are precipitating clouds, through the connection of radar and satellites, reducing the errors that are made when rainfall estimates through solely from satellite images.

Key words: Rainfall. East of the Brazilian northeast. Meteorological Radar. Meteorological Satellites.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Setor leste do nordeste NEB.....	10
Figura 2 O processo de Bergeron.....	27
Figura 3 O processo de colisão – coalescência.....	29
Figura 4 Imagem mostrando os dez gêneros de nuvens.....	32
Figura 5 Vizinhança de um pixel (k) com temperatura inferior a 253K.....	38
Figura 6 Disdrômetro Joss&Waldvogel RD-69.....	48
Figura 7 Ilustração do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas (SIRMAL).....	53
Figura 8 Imagens PPI do SIRMAL.....	55
Figura 9 Posicionamento das plataformas METEOSAT.....	58
Figura 10 Imagens HRV do METEOSAT mostrando a região de concentração das nuvens para os dias 17, 18 e 19 de junho de 2010 (13h00min HL).....	59
Figura 11 Localização das bacias hidrográficas dos rios Mundaú e Paraíba do Meio.....	60
Figura 12 Bacia elíptica e as características do escoamento nela originado por uma precipitação uniforme.....	62
Figura 13 Temperatura de superfície do mar (TSM) em graus Celsius, (a) dia 17 de junho, (b) dia 18 de junho e (c) dia 19 junho de 2010.....	67
Figura 14a, 14b e 14c satélite GOES 12 mostrando a temperatura do topo das nuvens.....	68
Figura 15 Anomalias de radiação de onda longa emitida para o espaço (ROLE) em (W/m ²) para os dias: (a) 17, (b) 18 e (c) dia 19 junho.....	69
Figura 16 Imagens do radar meteorológico de Alagoas para os dias (a) 17 às 23HL, (b) 18 de às 13HL e (c) 19 de junho às 17 HL.....	69
Figura 17 Área de estudo e localização do Radar.....	71
Figura 18a e 18b - Área urbana de Maceió: comparação entre imagens: RADAR (a) e RADAR AUTO (b).....	74
Figura 19 Imagens geradas pelo RADAR AUTO: escalas 386 e 258 km, dia 18/01/2004.....	76
Figura 20 Imagem HRV – EMPARN: 17/06/2010 às 15HL.....	77
Figura 21 Imagem do PPI do radar – SIRMAL: 17/06/2010 às 15HL.....	78
Figura 22 Imagem RASAT/HRV mostrando quais nuvens estão precipitando: 17/06/2010 às 15HL.....	78
Figura 23 Imagem HRV – EMPARN: 18/06/2010 às 13HL.....	79
Figura 24 Imagem do PPI do radar – SIRMAL: 18/06/2010 às 13HL.....	79
Figura 25 Imagem RASAT/HRV mostrando quais nuvens estão precipitando: 18/06/2010 às 13HL.....	80
Figura 26 Imagem HRV – EMPARN: 19/06/2010 às 14HL.....	80
Figura 27 Imagem do PPI do radar – SIRMAL: 19/06/2010 às 14HL.....	81
Figura 28 Imagem RASAT/HRV mostrando quais nuvens estão precipitando: 19/06/2010 às 14HL.....	81
Figura 29 Imagem IR – EMPARN: 17/06/2010 às 15HL.....	83
Figura 30 Imagem RASAT/IR mostrando quais nuvens estão precipitando: 17/06/2010 às 15HL.....	83
Figura 31 Imagem IR – EMPARN: 18/06/2010 às 13HL.....	84
Figura 32 Imagem RASAT/IR mostrando quais nuvens estão precipitando: 18/06/2010 às 13HL.....	84
Figura 33 Imagem IR – EMPARN: 19/06/2010 às 14HL.....	85
Figura 34 Imagem RASAT/IR mostrando quais nuvens estão precipitando: 19/06/2010 às 14HL.....	85

Figuras do ANEXO Produto RASAT mostrando a evolução das chuvas no período de 17 à 19 de junho 2010.....	93-95
--	-------

LISTA DE TABELAS E QUADROS

Tabela 1 Definição de um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) baseada em imagens de satélite no infravermelho.....	16
Tabela 2 Variação da pressão de vapor de saturação com a temperatura.....	26
Tabela 3 UR em relação ao gelo quando a UR em relação à água é 100%.....	26
Tabela 4 Gêneros de nuvens classificadas.....	31
Tabela 5 Resolução espacial do Radar do SIRMAL para cada escala.....	45
Tabela 6 Características do Disdrômetro RD-69.....	48
Tabela 7 Especificações técnicas do ADA 90.....	49
Tabela 8 Síntese das 127 categorias de gotas do Disdrômetro RD-69 em classe de gotas no programa do Disdrodata.....	49
Tabela 9 Especificações técnicas do sistema de Radar WR100-5 / EEC.....	54
Quadros 1a e 1b Comparação de algumas características dos radiômetros a bordo do METEOSAT primeira geração (MPG) e METEOSAT segunda geração (MSG).....	57
Quadro 2 Totais diários de chuva – Junho 2010. Fonte: SEMARH-AL e LAMEP/ITEP.....	66
Quadro 3 Estrutura do Cabeçalho das Radiais do Radar de Alagoas.....	72
Quadro 4 Escala de refletividade, sem filtro, de -25dBZ à 60dBZ.....	75

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	Objetivos	04
1.1.1	Geral	04
1.1.2	Específicos.....	04
1.2	Justificativa para a Construção do produto RASAT	05
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	06
2.1	A formação de nuvens e precipitação	06
2.2	Classificação das precipitações	08
2.3	Classificação das nuvens	08
2.4	Sistemas precipitantes que agem na costa Leste do Nordeste	09
2.4.1	Sistemas Frontais ou Frentes Frias	10
2.4.2	Zona de Convergência Intertropical.....	11
2.4.3	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN).....	11
2.4.4	Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios (POAs).....	12
2.4.5	Complexos Convectivos de Mesoescala.....	13
2.4.5.1	Ciclo de vida de um CCM.....	13
2.4.5.1.1	Gênese.....	13
2.4.5.1.2	Desenvolvimento.....	14
2.4.5.1.3	Estágio Maduro.....	14
2.4.5.1.4	Dissipação.....	15
2.4.6	Brisas Marinhas e Terrestres.....	17
2.4.7	Convecção Local.....	18
2.5	Sensoriamento Remoto	18
2.5.1	Radar Meteorológico.....	19
2.5.2	Satélite Meteorológico.....	20
2.5.3	Nuvens e Precipitação.....	20
2.5.3.1	Formação de Nuvens.....	21
2.5.3.2	Formação de Precipitação.....	23
2.5.3.2.1	O Processo de Bergeron.....	24
2.5.3.2.2	O Processo de Colisão - Coalescência.....	28

2.5.3.3	Classificação internacional das nuvens (<i>Descrição, altura, Altitude e Extensão vertical</i>).....	29
2.5.4	Identificação Das Nuvens Nas Imagens De Satélite.....	32
2.5.4.1	Características das nuvens nas imagens de satélite.....	32
2.5.4.2	Características das nuvens relacionadas à precipitação.....	33
2.6	Técnicas De Estimativa De Precipitação Por Satélite	34
2.6.1	Técnica Bristol.....	35
2.6.2	Técnica BIAS.....	36
2.6.3	Técnica Kilonsky-Ramage.....	36
2.6.4	Técnica GWT.....	36
2.6.5	Técnica GPI.....	37
2.6.6	Técnica NAW.....	37
2.6.7	Técnica CST.....	38
2.6.8	Técnica Auto-Estimador.....	39
2.6.9	Técnica GMSRA.....	40
2.6.10	Técnica Hidroestimador.....	41
2.6.11	Técnica Baseada em Microondas.....	41
2.6.12	Técnicas Aplicadas No Brasil.....	43
2.6.13	Técnica RASAT.....	44
2.7	Resolução das imagens de Radar e de Satélite	44
2.8	Sobre o <i>ImageMagick</i>	45
3	METODOLOGIA	47
3.1	Disdrômetro JW - RD69	47
3.1.1	Características.....	48
3.1.2	Analisador ADA-90.....	48
3.1.3	Descrição do <i>Software Disdrodata</i>	50
3.2	Relação Z-R	51
3.3	Radar Meteorológico de Alagoas	52
3.3.1	Composição básica.....	52
3.3.2	Imagens PPI.....	55
3.4	Os Satélites METEOSAT	56
3.5	Área de Análise	60
3.5.1	Histórico das inundações nos vales dos rios Mundaú e Paraíba do Meio.....	62

3.5.2	Estudo de caso – Junho de 2010.....	65
3.5.2.1	Conclusão.....	70
3.5.3	Localização do Radar de Alagoas.....	71
3.6	Construção das imagens do Radar de Alagoas.....	72
3.6.1	Sistema de arquivos do SASSANDRA.....	72
3.6.2	O sistema RADARAUTO.....	73
3.6.2.1	Algoritmo do RADARAUTO.....	73
3.7	Imagens Geradas pelo programa RADARAUTO.....	74
3.8	Geração da imagem RASAT.....	76
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	77
4.1	Imagem RASAT – HRV e Radar.....	77
4.2	Imagem RASAT – IR e Radar.....	82
5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	87
5.1	Conclusões.....	87
5.2	Recomendações.....	87
	REFERÊNCIAS.....	88
	ANEXO.....	93

1 Introdução

Por definição, precipitação é toda forma de água, líquida ou sólida, que cai das nuvens alcançando a superfície. No entanto, para efeito do presente estudo, será considerada somente a precipitação da água na forma líquida ou chuva, excluindo-se a neve, o granizo e outras.

A chuva é um componente essencial do ciclo hidrológico e, provavelmente, a variável climática mais importante para o balanço hídrico.

A disponibilidade de chuva em uma região durante um certo período de tempo é fator determinante para quantificar a necessidade de irrigação de culturas, o abastecimento de água doméstico e industrial, a geração de energia elétrica e outros. Além disso, a determinação da intensidade da precipitação é importante para o controle de cheias e da erosão do solo.

É notória a importância dos dados de precipitação na previsão do tempo e nos modelos chuva-vazão. No entanto, a incerteza existente na medida da precipitação é uma das maiores fontes de erro no uso desses modelos. Os dados de precipitação observados e estimados são usados na etapa de assimilação e para a calibração de modelos de previsão numérica do tempo a fim de se obter uma previsão eficaz dos fenômenos atmosféricos. Nos modelos chuva-vazão, a partir dos dados de precipitação, é possível estimar vazões desconhecidas para os novos cenários existentes com a modificação das bacias.

A influência da precipitação nas diversas áreas da atividade humana faz com que o seu monitoramento seja uma tarefa indispensável. Entretanto, devido a grande aleatoriedade e variabilidade espacial e temporal dessa variável, torna-se difícil a sua identificação e quantificação. Para monitorar a precipitação os principais instrumentos são: os disdrômetros, os pluviômetros e pluviógrafos, os radares e os sensores que operam a bordo de satélites.

Embora os disdrômetros, pluviômetros e pluviógrafos sejam medidores que fornecem medidas diretas e pontuais de precipitação, alguns fatores podem influenciar nessas medidas refletindo nos resultados e na qualidade dos estudos que venham a utilizá-las. Esses fatores podem ser: má distribuição espacial da rede de postos pluviométricos, a existência de fatores naturais inerentes à localidade do posto, a manutenção das estações automáticas, a influência do observador na mensuração e a manipulação dos dados obtidos.

Os radares meteorológicos conseguem captar a distribuição espacial da precipitação, no entanto, a qualidade dos seus dados deve ser investigada constantemente, pois os padrões de chuvas de uma determinada região alteram o valor da relação Refletividade Radar X

Precipitação, conhecida como Relação ZR, e o equipamento apresenta dificuldades de calibração de um local para outro.

Nesse contexto, é importante testar e validar técnicas alternativas de estimativa de precipitação, a fim de que complementem os dados de observações meteorológicas convencionais.

Na década de 60, o surgimento de satélites meteorológicos possibilitou o monitoramento de extensas áreas da superfície terrestre e oceânica, auxiliando na obtenção de informações sobre áreas de difícil acesso, com pouca ou nenhuma informação.

Desde então, diversas técnicas de estimativa de precipitação utilizando dados de satélite estão sendo desenvolvidas. A eficácia de algumas técnicas varia de acordo com a sua finalidade e com os tipos de precipitação que se deseja identificar, sendo possível distinguir com certa confiabilidade as situações de chuva e não chuva.

As técnicas mais adotadas para a estimativa de precipitação por meio da utilização dos satélites meteorológicos são aquelas que utilizam as imagens dos canais visível e infravermelho, especialmente, de satélites geoestacionários. Entretanto, novos procedimentos para a identificação de nuvens precipitáveis, incluindo-se a utilização de imagens do canal de vapor d'água, do canal visível de alta resolução HRV e outros critérios, como o gradiente de temperatura do topo das nuvens e o uso de imagens de radar acopladas as imagens de satélites, estão sendo desenvolvidos visando, principalmente, a melhoria na distinção das nuvens precipitáveis, visto que algumas nuvens tidas como precipitáveis, como por exemplo as nuvens cirrus, não provocam precipitações mas, são utilizadas nos cálculos de precipitação por satélite. Essa técnicas também são fundamentais para a identificação de células precipitáveis no período noturno, quando não se dispõe de imagens do canal visível.

A meteorologia se faz necessária em todos os ramos da sociedade. A precipitação, por exemplo, está ligada ao desenvolvimento sócioeconômico de todo o país. A previsão a curtíssimo prazo (*nowcasting*) dessa variável tem grande importância para os órgãos de tomada de decisões do governo. O *nowcasting* é realizado por meio de radares meteorológicos, tanto por estimarem a precipitação de um modo mais direto (refletividade (Z) → precipitação (R)), como pelo acompanhamento dos sistemas precipitantes. Mas esses instrumentos podem inserir erros a essas estimativas. Segundo Hunter (1996), uma diferença de 1dBZ na calibração dos instrumentos pode causar um erro de 17% na taxa de precipitação e a existência de incertezas entre o valor da refletividade e sua relação com as condições

de superfície (relação ZR), além da presença de banda brilhante que pode causar superestimativas (Wallace e Hobbs, 2006).

Neste trabalho serão utilizadas relações ZR's distintas para determinados períodos do ano, medidas por (Moraes, 2010) para efeito de melhorias nas análises da precipitação por Radar. De acordo com Westrick (1999), pode ocorrer um mascaramento da precipitação em regiões montanhosas em função da alta elevação do feixe do radar para evitar o seu bloqueio. Por outro lado, as estimativas de precipitação por satélite têm sido uma ferramenta de grande importância para os países que não dispõem de uma densa rede de pluviômetros e radares meteorológicos. As estimativas por satélites geoestacionários proporcionam uma boa resolução temporal e espacial, e uniformidade dos dados. Apesar de ser uma medida indireta, visto que as técnicas de estimativa de precipitação no infravermelho (IR) determinam a quantidade de chuva da nuvem a partir da radiação emitida pelo topo da nuvem e, portanto, é uma relação indireta. Tem-se investido fortemente no desenvolvimento de novas técnicas mais sofisticadas que possam melhorar o desempenho da estimativa de precipitação por satélite; dentre essas técnicas, encontra-se o objetivo deste trabalho.

Devido a sua grande variabilidade espacial e temporal, a precipitação apresenta regimes distintos para cada região brasileira. Na Costa Leste do Nordeste Brasileiro (ENE) os principais sistemas precipitantes são os sistemas frontais (Serra, 1941; Aragão 1976; Kousky, 1979), as perturbações ondulatórias nos Alísios (Yamazaki e Rao 1977; Chan, 1990; Molion e Bernardo, 2002), os vórtices ciclônicos na troposfera superior (Aragão, 1976; Virji, 1981; Kousky e Gan, 1981), complexos convectivos de mesoescala, ou tempestades tropicais, e sistemas de brisas marinhas e terrestres (Molion e Bernardo, 2002). Cada sistema tem o seu período de atuação ao longo do ciclo anual. A quadra chuvosa do ENE é de abril a julho (Molion e Bernardo, 2002). Em junho de 2010, algumas cidades localizadas nas bacias hidrográficas dos rios Mundaú e Paraíba cujos limites geográficos são (08°41'34" e 09°14'00" Sul, e 36°03'36" e 36°37'27" Oeste) e (6°51'31" e 8°26'21" Sul, e 34°48'35" e 37°2'15" Oeste) respectivamente, foram vítimas de uma enchente relâmpago. A onda da cheia, segundo números do Relatório de Avaliação de Danos, preparado pela Defesa Civil, (AVADAN, 2010), deixou um total de 24 mortes, 38.030 desalojados, 20.962 desabrigados e danos e prejuízos materiais estimados em 971 milhões de reais, um imenso prejuízo socioeconômico para essas cidades pobres.

O paradoxo visto no período de junho de 2010 é que não foram registrados totais pluviais extremos, quer nos pluviômetros das cidades alagoanas atingidas pela onda de cheia,

quer nas imagens do Sistema de Radar Meteorológico(SIRMAL) instalado na UFAL, que viessem a ser o motivo primordial da catástrofe. Há evidências que totais pluviométricos significativos ocorreram em regiões à montante das bacias em Pernambuco, porém tais chuvas não teriam condições de provocar a devastadora onda da cheia observada. Desde a última semana de maio, vinha chovendo continuamente. Mesmo levando em consideração o desmatamento e a saturação dos solos rasos dessas bacias, há pouca possibilidade que as chuvas ocorridas tenham feito a água atingir altura elevada em tão curto período de tempo. Durante o decorrer do nosso trabalho, serão apresentadas as principais causas para os transtornos causados pelos eventos extremos citados, bem como a utilização das imagens RASAT, objeto deste trabalho, na análise do ocorrido.

A motivação do estudo foi contribuir para o entendimento da gênese dos fenômenos responsáveis pelos eventos de precipitação extrema na costa leste do nordeste brasileiro que provocam grandes cheias, perdas humanas e desastres socioeconômicos, através da integração de imagens de satélite e radar para aprimorar a estimativa de precipitação de tais eventos.

1.1 Objetivos

1.1.1 Geral

- **IMPLEMENTAR** um novo padrão de reconhecimento de nuvens precipitáveis a partir da junção de imagens de satélites e de radar meteorológico, visando à criação de um novo produto a ser usado pelo radar de Alagoas e que irá aprimorar o conhecimento da formação de eventos de precipitação extrema na costa leste do nordeste brasileiro.

1.1.2 Específicos

- **MELHORAR** as informações pluviométricas obtidas com imagens de satélite dentro da área de alcance do radar;
- **CONSTRUIR** um novo produto a ser usado pelos usuários do sistema de radar de Alagoas, através da junção de imagens de satélite e radar meteorológico;

1.2 Justificativa para a Construção do produto RASAT

A interação entre sistemas de escalas diferentes é responsável pela alta variabilidade temporal e espacial da precipitação pluviométrica no Nordeste Brasileiro, provocando tanto excesso de chuva e enchentes como secas severas (Molion e Bernardo, 2002). No caso de eventos de chuvaintensos e continuados, o impacto maior é nas grandes cidades, devido à área impermeabilizada, e nas cidades ribeirinhas.

Segundo MORAES (2011) o NEB possui diferentes regimes de precipitação. Na parte Norte do NEB, o principal período chuvoso é entre fevereiro e maio. No Sul, as chuvas ocorrem durante os meses de dezembro a fevereiro e, na Costa Leste, o período das chuvas vai de abril a julho, segundo (Molion e Bernardo, 2002), podendo se estender até agosto ou mesmo setembro. A variação espacial, anual e sazonal das chuvas é bastante alta nessa região. Enquanto partes do interior possuem precipitação em torno de 500 mm, a costa leste do NEB registra totais em torno de 1500 mm (Kousky e Chu, 1978).

Através do uso de sensores remotos como Radar e Satélite, pode-se antecipar e melhorar os sistemas de alertas de eventos extremos, evitando assim, perdas humanas e grandes prejuízos financeiros para os locais atingidos. Por meio da verificação dos *Pixeis* das imagens desses sensores, pode-se fazer uma análise da quantidade de precipitação em tempo real, ou em reanálise. O uso das imagens de Satélite na estimativa de precipitação é muito importante em virtude da sua grande resolução espacial, mas algumas características como posição angular da nuvem em relação ao sensor e ao Sol, no instante da observação e pela refletividade da própria nuvem, pode afetar o brilho dessa nuvem e, conseqüentemente, alterar o quantitativo de precipitação calculado através de sua imagem.

Na faixa do infravermelho a radiação emergente é proporcional a temperatura do topo da nuvem ou o objeto. Já no visível é proporcional a refletividade do objeto.

Ambas as técnicas tentam estimar a precipitação que está caindo a partir da base da nuvem a partir da radiação proveniente do topo ou dos lados da nuvem, dependendo da geometria.

Portanto estas técnicas são indiretas, uma vez que o brilho/refletividade da nuvem ou a temperatura equivalente de um corpo negro pode ser relacionada com a precipitação caindo, e as gotas de chuva na verdade não são medidas diretamente. Por isso, algumas nuvens, como por exemplo a *Cirrus*, podem ser analisadas como nuvens precipitantes mesmo não sendo.

Visando melhorar as falhas que resultam em erros nos modelos de estimativa de precipitação através das imagens de Satélites, foi implementada a concepção do uso de

imagens de Radar acopladas as de Satélites, pois o Radar detecta, em tempo real, as gotas de chuva que estão precipitando e, mesmo com uma resolução espacial limitada a 380 km do seu local de instalação, é possível estudar e analisar, através dessa nova ferramenta, quais nuvens estão realmente precipitando.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 A formação de nuvens e precipitação

O vapor de água contido na atmosfera constitui-se num reservatório potencial de água que condensa sob determinadas condições, possibilitando as precipitações. As nuvens são formadas quando o ar é resfriado ao seu ponto de orvalho.

A nuvem é constituída de ar, vapor d'água e de gotículas de água em estado líquido ou sólido, com diâmetros variando de 0,01 a 0,03 mm, espaçadas em média um milímetro entre si, sendo que o ar circundante a essas gotículas encontra-se próximo à saturação e por vezes supersaturado.

O ar resfria-se normalmente por ascensão. O ar pode ser elevado ou por processos convectivos, ou ao longo de superfícies frontais, ou por efeito orográfico. A maior parte das nuvens é formada pelo resultado da aplicação de um ou mais “mecanismos de ascensão” do ar.

Um outro modo pelo qual o ar pode ser resfriado é pelo contato com superfícies frias. Por exemplo, quando ar quente entra em contato com o solo mais frio ou com a água, um nevoeiro pode ser formado. Um nevoeiro, nada mais é do que nuvem formada ao nível do solo.

A formação de nuvens está intimamente relacionada com a estabilidade da atmosfera. O aquecimento diferencial da Terra faz com que correntes convectivas se formem. Bolsões de ar quente sobem e criam as correntes ascendentes. À medida que o ar se eleva e se resfria, nuvens se formam nas regiões das correntes ascendentes. Essas nuvens são caracterizadas por seu desenvolvimento vertical. Nuvens que se formam em ar instável estão associadas com tempestades e trovoadas, com precipitação intensa e rajadas de ventos.

Em uma atmosfera estável, em que há pouco movimento vertical, as nuvens não possuem uma extensão vertical pronunciada e se apresentam em geral em camadas, com uma

aparência “lisa”. Assim, nuvens baixas e chuviscos estão associados com essas massas de ar estáveis nos baixos níveis da atmosfera.

A origem das precipitações está relacionada ao crescimento das gotículas das nuvens. Para que ocorra a precipitação é necessário que as gotas tenham um volume tal que o seu peso supere as forças que as mantêm em suspensão, adquirindo uma velocidade que supere os componentes verticais ascendentes dos movimentos atmosféricos.

As gotas de chuva possuem diâmetros variando de 0,5 a 2,0 mm, com um valor máximo de 5,0 a 5,5 mm. Quando a gota cresce e atinge um diâmetro de 7 mm, sua velocidade de queda é de 9 m/s. Com essa velocidade, a gota se deforma e se subdivide em gotas menores devido à resistência do ar.

O ar atmosférico, além dos gases que o compõe, contém minúsculas partículas em suspensão, chamadas de aerossóis, que possuem diversas origens: argilosas, orgânicas, químicas e sais marinhos. Os diâmetros dessas partículas variam de $0,01\mu\text{m}$ a $100\mu\text{m}$. Essas partículas funcionam como núcleos de condensação, pois no entorno dessas partículas se realiza a condensação do vapor d’água atmosférico. Quando o ar úmido sobe até o nível de saturação observa-se que as gotículas de água não têm tendência a se unirem por si mesmas sem a presença de núcleos de condensação.

Os núcleos de condensação mais ativos são aqueles originários de sais marinhos, cristais de gelo e aqueles produtos da combustão que contenham os ácidos nítrico e sulfúrico. A concentração dessas últimas partículas originárias de combustões em áreas industriais causa o fenômeno conhecido como “chuva ácida”.

Outra causa responsável pelo crescimento das gotículas, até atingir o tamanho das gotas de chuva, é o processo de coalescência direta, em que as gotículas tornam-se maiores por outros processos físicos além dos choques diretos com gotículas menores, resultando num crescimento acelerado.

Além dos processos que permitem a formação das gotas de chuva, é importante considerar também o fenômeno de realimentação da precipitação através da evaporação de parte do volume já precipitado que retorna à nuvem na forma de correntes ascendentes de ar úmido. Assim, algumas nuvens se reconstituem continuamente à medida que a água condensada as abandona.

2.2 Classificação das precipitações

Conforme o mecanismo pelo qual se produz a ascensão do ar úmido, as precipitações podem ser classificadas em convectivas, orográficas e frontais ou ciclônicas.

As precipitações convectivas são provocadas pela ascensão brusca do ar úmido aquecido nas proximidades do solo. Essa ascensão ocorre devido à menor densidade do ar aquecido junto ao solo em relação ao ar mais frio das camadas superiores. O ar úmido em ascensão poderá atingir o seu nível de condensação com a formação de nuvens, e muitas vezes precipitações.

As precipitações convectivas são características das regiões equatoriais e, eventualmente, no verão das áreas temperadas. Geralmente, são chuvas de grande intensidade e curta duração, restritas a áreas pequenas. Podem ocasionar importantes inundações em pequenas bacias.

As precipitações orográficas são originadas quando ventos quentes e úmidos, geralmente procedentes do oceano para o continente, encontram barreiras montanhosas, elevam-se e se resfriam havendo a condensação do vapor. São precipitações de menor intensidade e de grande duração em pequenas áreas.

As precipitações frontais ou ciclônicas provêm do encontro de massas de ar quentes e frias. Nas regiões de convergência da atmosfera, as massas úmidas de ar quente são violentamente impulsionadas para as camadas superiores da atmosfera, resultando no seu resfriamento e na conseqüente condensação do vapor, de forma a produzir chuva. As precipitações são de grande duração e intensidade médias e atingem grandes áreas. Esse tipo de precipitação ocasiona enchentes em grandes bacias.

2.3 Classificação das nuvens

As nuvens podem ser classificadas em três categorias principais: cumuliforme, estratiforme e cirriforme.

As nuvens cumuliformes formam-se em uma atmosfera instável, na qual o ar sobe (e também desce), determinando o desenvolvimento vertical das nuvens. As nuvens cumulus formam-se na região das correntes ascendentes. Tendem a ser irregulares na forma e aparecerem como flocos de algodão. Entre nuvens cumulus o ar é descendente. Nuvens cumulus estão geralmente associadas a bom tempo.

Quando nuvens cumuliformes se formam em uma atmosfera instável, as nuvens desenvolvem-se em forma de torres. Um novo tipo de nuvem, denominado cumulonimbus,

surge quando essa “torre de nuvem” atinge altas altitudes. Os ventos nos altos níveis, freqüentemente, irão fazer com que o topo da nuvem se espalhe, afastando-se da base da nuvem. A nuvem passa a apresentar um topo plano com uma aparência de bigorna, com diâmetro da ordem de dezenas de quilômetros. Pode apresentar bordas indefinidas devido à presença de nuvenscirrus cobrindo o seu topo (overshooting tops). Esse tipo de nuvem está associado com fortes ventos, granizo, chuva pesada e até tornados.

As nuvens estratiformes se formam em uma atmosfera estável e são caracterizadas por uma aparência lisa. Nuvensstratus são nuvens de baixos níveis que freqüentemente cobrem todo o céu e criam uma aparência cinzenta de céu encoberto. Nuvens stratus podem estar acompanhadas por uma chuva fraca mas constante, chuvisco ou mesmo grãos de neve.

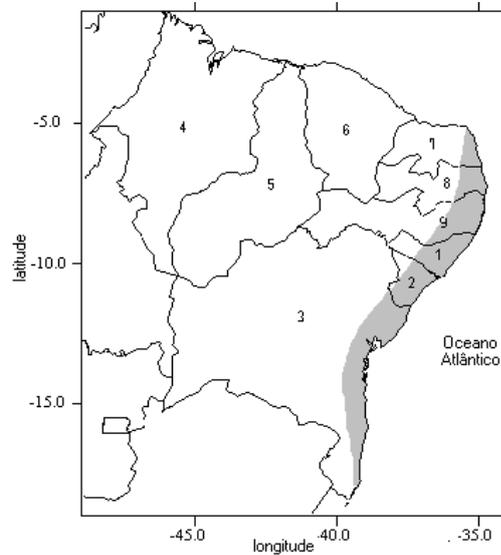
As nuvens cirriformes são formadas em altas altitudes nas quais as temperaturas são muito frias. São constituídas de cristais de gelo e podem se apresentar como as nuvens mais brancas presentes no céu. Não geram precipitação. As nuvens cirrusfreqüentemente têm uma aparência fibrosa, causada pelo espalhamento dos cristais de gelo pelo céu

2.4 Sistemas precipitantes que agem na costa Leste do Nordeste

Os mecanismos dinâmicos produtores de chuvas no NEB podem ser classificados em mecanismos de grande escala, e mecanismos de meso e micro escalas. Os mecanismos de grande escala são responsáveis por cerca de 30% a 80% da precipitação observada dependendo do local. Dentre os mecanismos de grande escala, destacam-se os sistemas frontais e a zona de convergência intertropical (ZCIT). Também devem ser mencionados os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), circulação ciclônica situada nos altos níveis da troposfera (Gan e Kousky, 1986; Kousky e Gan, 1981; Rao e Bonatti, 1987; Mishraet al., 2007). Perturbações ondulatórias no campo dos ventos Alísios, complexos convectivos e brisas marítima e terrestre fazem parte da mesoescala, enquanto circulações orográficas e pequenas células convectivas constituem-se fenômenos da micro escala.

A faixa da costa leste do NEB, apresentando um clima quente e úmido é o setor do Nordeste Brasileiro (NEB) denominado de Litoral Leste. Nesta faixa, ou mais precisamente situado no centro extremo leste do NEB, encontra-se o Estado de Alagoas que tem sua localização definida pelo paralelo 8°12’S e 10°12’S e pelo meridiano 35°09’W e 38°13’W (FIGURA 1). Possui uma superfície de 27.731 km².

FIGURA1 - O Nordeste Brasileiro e seus Estados, com destaque para o setor Leste do NEB: 1-Alagoas; 2-Sergipe; 3-Bahia; 4-Maranhão; 5-Piauí; 6-Ceará; 7-Rio Grande do Norte; 8-Paraíba; 9-Pernambuco. A área destacada corresponde ao setor Leste do NEB.



2.4.1 Sistemas Frontais ou Frentes Frias

Um dos principais mecanismos geradores de chuvas para o leste do Nordeste (ENE) é a penetração de sistemas frontais, ou seus restos, entre as latitudes 5°S e 18°S . A penetração até latitudes equatoriais ocorre mais frequentemente no inverno do Hemisfério Sul (HS), pois o posicionamento médio da ZCIT, o equador meteorológico, é em torno de 10°N a 14°N nessa época. Oliveira (1986), através de uma climatologia usando imagens de satélites geostacionários entre 1979-1984, verificou que os sistemas frontais frequentemente se associam e interagem com convecção tropical, embora nem todos os sistemas frontais o façam com a mesma intensidade. Há uma variação mensal no número de eventos de associação de sistemas frontais com a convecção. Para haver forte interação entre os sistemas frontais e a convecção, parece ser necessário que os sistemas frontais apresentem ampla penetração continental, sendo a região entre 15°S e 25°S uma das regiões preferenciais para essas ocorrências.

A influência de sistemas frontais na precipitação do NEB se dá muitas vezes indiretamente, ou seja, com sua chegada ao norte da Bahia os alísios, que normalmente sopram de sudeste, mudam de sentido passando a atuar de leste-nordeste e fazendo com que o ar úmido dos oceanos sejam carregados para o interior do NEB, onde contribui para o aumento da nebulosidade e conseqüentemente da precipitação (Kousky&Gan, 1981). O

aparecimento de sistemas frontais nas latitudes equatoriais produz um abaixamento da pressão nesta região e, desta forma, favorece o deslocamento da ZCIT mais para sul.

2.4.2 Zona de Convergência Intertropical

As correntes de circulação de Norte são representadas pelo deslocamento da ZCIT, que tem formação a partir da convergência dos alísios dos Hemisférios Norte e Sul e exercem grande influência na distribuição sazonal da precipitação na parte norte e central do NEB (Ratisbona, 1976). Ao longo dessa depressão equatorial, o ar em ascendência provoca chuvas e trovoadas, frequentemente muito intensas. Segundo Nimer (1979) durante o ano, em média, esta depressão está situada mais próxima 5°N de que do equador geográfico. Porém, em simetria com os centros de altas dos dois hemisférios está sempre oscilando, migrando sazonalmente de sua posição mais ao norte, aproximadamente 14°N em agosto-setembro, para sua posição mais ao sul, aproximadamente 2°S em março-abril, fazendo-se sentir de forma muito importante na região NEB. Nos deslocamentos para sul a ZCIT chega a provocar chuvas até sobre os paralelos 9° a 10°S , ou seja, nas imediações da divisa entre Alagoas e Sergipe.

Namias (1972) sugeriu que as variações nos alísios de Nordeste (NE) e de Sudeste (SE) provocam alterações na intensidade da convergência na ZCIT, podendo causar mudança em sua posição. De acordo com Uvoet al., (1988), mesmo que a permanência da ZCIT em maior ou menor tempo em torno do equador seja um fator importante para a qualidade da estação chuvosa no norte do NEB, confirmados por Aldaz (1971) e Strang (1972), os quais apresentaram os meses de março e abril como os de máxima precipitação, a posição deste sistema não é isoladamente um bom precursor de anomalias positivas pluviométricas para a estação.

2.4.3 Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN)

Os Vórtices Ciclônicos dos Altos Níveis (VCAN), também chamados de Baixa Fria de Alta Troposfera, são sistemas de escala sinótica caracterizados por uma baixa pressão que se forma na alta troposfera, podendo estender-se até a média troposfera, dependendo da instabilidade da atmosfera. Esse sistema possui uma circulação ciclônica (horária no Hemisfério Sul) fechada com centro mais frio que sua periferia, são capazes de promover

grandes alterações no tempo, sobretudo na região do NEB (Gan, 1982; Gan e Kausky, 1986; Ferreira, 2005). Os VCAN são classificados de acordo com a sua posição geográfica, estrutura espacial, processo de desenvolvimento e dissipação em tipos Palmén ou Palmer. Na região do NEB atuam os VCANs do tipo Palmer, esses são oriundos de latitudes tropicais, mais frequentes no verão (Kousky e Gan, 1981; Silva e Lima, 2001; Molionet al., 2002) e são sistemas barotrópicos (Mishra et al., 2001). O VCAN pode produzir um verão muito seco e quente nas localidades sob seu centro de movimento de ar descendente (subsidiência) ou provocar precipitações intensas, com totais mensais superiores a 300% das normais climatológicas, nas localidades que estiverem em sua periferia, que apresenta movimentos de ar ascendentes (Silva, 2002) Os VCANs têm formação de setembro a abril, com maior frequência no mês de janeiro (Gan, 1982; Silva e Lima, 2001).

Os VCANs são considerados os maiores produtores de chuva no Leste do NEB, incluindo a região a semi-árida, durante os meses de verão do Hemisfério Sul. Seus efeitos sobre a precipitação do Nordeste do Brasil são bastante evidentes, principalmente quando se originam próximos à costa leste. Seu movimento aleatório faz com que haja grande variabilidade da precipitação nas áreas afetadas pelos movimentos ascendentes na periferia e pelos subsidentes localizados no seu centro. Quando o VCAN adentra o NEB, parte da região experimenta nebulosidade e chuvas (periferia) e parte tem céu claro, decorrente dos movimentos subsidentes. Ao se deslocar para oeste sobre o NEB, esses sistemas com o centro sobre o interior do continente inibem chuvas sobre esta região. O vórtice está associado a um sistema frontal semi-estacionário na região. Esse sistema frontal é uma região de baixa pressão.

2.4.4 Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios (POAs)

De grande importância no regime de chuvas na Costa Leste do Nordeste Brasileiro são as Perturbações Ondulatórias no Campo dos Ventos Alísios (POAs) (Molion e Bernardo, 2002). Esses distúrbios dão origem à grande nebulosidade ao se aproximarem de áreas costeiras, devido à convergência do fluxo de umidade e contraste de temperatura entre oceano e continente.

O campo dos ventos Alísios é frequentemente perturbado por penetrações de sistemas frontais em latitudes baixas, quer sobre o oceano quer sobre o continente. No Atlântico Sul, a convergência dos ventos de sul, associados aos sistemas frontais, com os ventos de leste,

provocam perturbações ondulatórias nos Alísios (POA) que se propagam para oeste imersas no campo dos alísios. Yamazaki e Rao (1977) analisaram imagens de satélites de órbita polar para as faixas 5°S-10°S e 10°S-15°S e concluíram que perturbações ondulatórias poderiam ser a causa das chuvas na costa do ENE nos meses de junho a agosto.

Essas perturbações ondulatórias provocam a formação dos diferentes tipos de nuvens (*St* ou *Cb*). As POA também são capazes de promover o desenvolvimento de Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) e, com isso, provocar precipitações muito intensas no Estado de Alagoas (Silva, 2002 e Fedorova et al., 2004).

2.4.5 Complexos Convectivos de Mesoescala

Um dos primeiros estudos sobre Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) através de imagens de satélite foi o trabalho de Maddox (1980), onde foram analisados desastres naturais (ventania, enchentes, granizo, etc.) na região central dos Estados Unidos, em condições sinóticas que não estavam associadas com passagem de frentes. Ele mostrou que estes fenômenos estavam ligados ao desenvolvimento de SCM com forma quase-circular, e diâmetro de centenas de quilômetros. Estes SCM foram chamados por Maddox de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). Com base na análise de dezenas de casos através de imagem de satélite no infravermelho, Maddox (1980) criou uma definição para os CCM.

2.4.5.1 Ciclo de vida de um CCM

2.4.5.1.1 Gênese

Um número de tempestades individuais se desenvolve em uma região onde as condições são favoráveis para convecção (leve movimento ascendente na baixa troposfera, coluna condicionalmente instável, etc).

Efeitos de pequena escala, como topografia e fontes de calor localizadas podem exercer importante papel no estágio inicial de desenvolvimento.

A liberação de calor latente e o aquecimento por compressão no meio podem se combinar para produzir uma região de aquecimento anômalo em meso-b, de modo que eventos extremos (tornados, fortes rajadas) ocorrem nesta fase.

Nos níveis médios, o entranhamento de ar potencialmente mais frio do ambiente produz evaporação e conseqüentemente ventos descendentes, originando mesoaltas e rajadas de ar frio na camada limite superficial.

2.4.5.1.2 Desenvolvimento

O meio em larga-escala começa a responder à presença de uma região quente anômala e uma camada em níveis médios (750-400hPa) de influxo se desenvolve.

Na superfície, frentes de rajada e outflows das tempestades individuais se mergem para produzir uma mesoalta fria *outflowboundary*.

Continua um forte influxo nos níveis baixos de ar úmido e instável e o sistema cresce rapidamente.

Os elementos mais convectivos ocorrem ao longo da zona de convergência produzida pela interação da *outflowboundary* com o influxo nos níveis baixos.

Em resposta ao aquecimento produzido pela tempestade, ar na média troposfera converge para o sistema, onde é incorporado numa região de movimento ascendente em mesoescala.

Eventualmente esta região pode se tornar saturada e exibir uma estrutura de núcleo quente.

2.4.5.1.3 Estágio Maduro

Elementos de convecção intensa continuam a se formar na região onde o influxo dos baixos níveis fornece combustível para essas condições instáveis.

Nesta etapa, tempestades severas podem ainda ocorrer; entretanto o tipo principal de condição do tempo passa a ser fortes chuvas localizadas, pois os elementos convectivos ocorrem em um ambiente úmido com fraco cisalhamento vertical e assim são bastante eficientes quanto à precipitação.

As características dominantes do sistema maduro parecem ser a grande extensão do fluxo de massa ascendente na média troposfera e a grande área de precipitação.

A natureza de núcleo quente da circulação de mesoescala pode produzir uma mesobaixa acima, justamente sobre a mesoalta associada com a rasa camada de ar frio à superfície; esta

mesobaixa ajuda a intensificar a convergência no sistema, além do que neste estágio uma grande mesoalta está presente nos altos níveis sobre o sistema.

2.4.5.1.4 Dissipação

O estágio de dissipação é marcado por uma rápida mudança na estrutura do sistema, pois elementos de intensa convecção não mais se desenvolvem.

O suprimento de combustível para o sistema foi interrompido ou modificado, de maneira que não apresenta mais a estrutura em mesoescala organizada e aparenta mais caótico nas imagens.

Os CCMs podem ter começado a decair por uma série de motivos:

1 - O domo de ar frio adiante do sistema pode se tornar tão intenso que a zona de convergência à superfície se afasta da região de ascensão em mesoescala indo em direção a regiões de subsidência nos níveis médios e altos.

2 - O sistema pode ter se movido para um meio diferente em larga-escala de modo que o escoamento relativo muda e a convergência de umidade nos baixos níveis é significativamente reduzida.

3 - Pode também ter se movido para um meio mais seco e estável em larga-escala.

Embora o CCM rapidamente perca sua organização, o ar frio e a *outflowboundary* de superfície ainda formam alguma nebulosidade de maneira que pequenas pancadas podem persistir por algumas horas.

Um definição mais resumida é mostrada na tabela 1

TABELA 1. Definição de um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) baseada em imagens de satélite no infravermelho

Critério	Características Físicas
Tamanho	A: Camada de nuvens de temperatura de brilho no infravermelho continuamente $\leq -32^{\circ}\text{C}$ com área $\geq 100000 \text{ km}^2$; B: No interior da região definida acima deve haver nuvens frias com temperatura $\leq -52^{\circ}\text{C}$ e com área $\geq 50000 \text{ km}^2$.
Duração	As definições de tamanho A e B devem ser observadas por um período ≥ 6 horas.
Máxima extensão	A camada de nuvens frias contínuas (com temperatura $\leq -32^{\circ}\text{C}$) atinge o maior tamanho.
Forma	A excentricidade (eixo menor/eixo maior) $\geq 0,7$ no momento de maior extensão.
Início	Ocorre quando as definições de tamanho A e B são inicialmente Observadas.
Término	Ocorre quando as definições de tamanho A e B não são mais Observadas.

Fonte: (Maddox, 1980).

Sobre a América do Sul, a maior parte dos trabalhos sobre CCM foram direcionados àqueles observados nas latitudes médias do norte da Argentina, Paraguai e sul do Brasil (Guedes, 1985; Velasco e Fritsch, 1987; Scolar e Figueiredo, 1990; Rocha, 1992; Duquia e Silva Dias, 1994; Machado et al., 1994; Guedes et al., 1994; Figueiredo e Scolar, 1996), que, em geral, ocorrem durante os meses de primavera e de verão do Hemisfério Sul (HS), formando-se no período noturno com ciclo de vida entre 10 a 20 horas. Em particular, sobre o Nordeste Brasileiro (NEB), observa-se a formação de sistemas meteorológicos de mesoescala, tais como Linhas de Instabilidade, CCM ou Cb isolados, associados à ocorrência de pancadas de chuva isolada. Poucos estudos documentaram episódios de CCM sobre o NEB (Silva et al., 1994; Gomes Filho e Souza, 1994; Mello et al., 1996; Moura et al., 1996; Vitorino et al., 1997). Fedorova et al. (2004) estudaram um caso de CCM que atingiu o leste de Alagoas, provocando precipitações intensas em Maceió, capital do Estado. Num estudo mais recente, foram analisados os fatores que deram origem a um intenso CCM sobre o oeste desse Estado, resultando em precipitações consideráveis, fortes descargas elétricas e até queda de

granizo (Pontes et al., 2008a e 2008b).

Apenas foram analisadas características internas dos CCM ao longo de sua vida e sua forma no momento de máxima intensidade.

Nas imagens de satélite estes sistemas apresentavam forma quase circular, mas com uma particularidade geral: todos os SCM estão associados com uma grande área contínua de precipitação na qual existiam subáreas com precipitações contínuas, e precipitações convectivas.

2.4.6 Brisas marinha e Terrestre

O sistema de brisa marinha / terrestre é um dos principais mecanismos responsáveis pelo regime de precipitação observado no NEB e tem sido amplamente discutido na literatura. (Kousky, 1979; Molionet al, 2000). No entanto, no caso dessa região, esse sistema meteorológico (como os demais) quase sempre vem superpostos a sistemas de escalas maiores (sinóticas e planetárias), como os ventos de alísios que permanentemente sopram com uma forte componente de leste e que, por sua vez, são modulados por outros sistemas (aproximação da ZCIT, por exemplo). Desse modo, torna-se uma tarefa difícil isolar o sistema de brisa marinha / terrestre.

Em primeiro lugar, como o sistema é forçado por um mecanismo de aquecimento diferencial entre o continente e a superfície do mar, que tem uma escala temporal de variação bem maior que a do fenômeno que gera, é razoável supor que as brisas atuem também por períodos relativamente longos.

As brisas do mar são um tipo de vento de litoral de meso-escala causadas pela circulação térmica. Durante o dia, a superfície do continente se aquece mais rapidamente que a do oceano adjacente. Como consequência, pela manhã, surge uma faixa de pressão mais baixa sobre o litoral, propiciando o desenvolvimento de correntes convectivas ascendentes sobre o continente, as quais geram nuvens convectivas.

Acima do oceano a pressão continua elevada, face à menor temperatura da água na superfície. Dessa maneira, é estabelecida uma circulação fechada, com movimentos ascendentes na costa e subsidentes sobre o mar. O vento, à superfície, sopra do oceano para o continente, em direção aproximadamente perpendicular à linha da costa e é chamado de brisa marinha.

No leste do NEB, durante o período de maior precipitação, entre maio e julho, ocorre um acréscimo no quantitativo das chuvas que são ocasionadas pelos fenômenos de brisas, pois advecta bandas de nebulosidade média para o continente e interagem com as frentes frias remanescentes, que se propagam ao longo da costa (Kousky, 1979). Segundo Molion e Bernardo (2002), as massas de ar das brisas terrestres apresentam características termodinâmicas distintas das associadas aos Alísios, isto é, a temperatura da brisa está entre 21°C a 24°C, enquanto que a dos Alísios permanece entre 24° e 26°C; a umidade relativa para brisas é de 65% a 75% e dos Alísios de 80% a 90%.

2.4.7 Convecção Local

A convecção local é caracterizada por movimentos ascendentes de ar úmido, resultante da ocorrência de pressões atmosféricas mais baixas junto à superfície da Terra, seja em consequência do aquecimento do ar em contato com essa superfície, seja pela ação de fenômenos transientes, de caráter puramente dinâmico, como os sistemas frontais ou frentes frias, e perturbações ondulatórias no campo dos ventos Alísios. A convecção é essencialmente controlada, ou seja, intensificada ou inibida, pela circulação geral da atmosfera, fenômenos de escala global resultante da interação complexa com a superfície do planeta, particularmente relacionada à distribuição de continentes e oceanos, topografia e cobertura vegetal, e o fornecimento desigual de energia solar. A convecção máxima ocorre nos meses de fevereiro e março, sendo esses meses os mais chuvosos em grande parte do Nordeste. As células de chuva e seus baixos totais pluviométricos não devem ser desprezados, por constituírem um mecanismo muito importante para a vida do semi-árido (Molion & Bernardo, 2002).

2.5 Sensoriamento Remoto

O Sensoriamento Remoto é composto ativamente de diferentes maneiras por diversos autores, sendo a definição mais usual a adotada por Avery e Berlin (1992) e Meneses (2001): uma técnica para obter informações sobre objetos através de dados coletados por instrumentos que não estejam em contato físico como os objetos investigados.

Por não haver contato físico, a forma de transmissão dos dados (do objeto para o sensor) só pode ser realizada pela radiação eletromagnética, por ser esta a única forma de energia

capaz de se propagar pelo vácuo. Considerando a radiação eletromagnética como uma forma de energia, o Sensoriamento remoto pode ser definido com maior rigor como uma medida de trocas de energia que resulta da interação entre a energia contida na radiação eletromagnética de determinado comprimento de onda e a contida nos átomos e moléculas do objeto de estudo. Segundo Gupta (1991 *apud* LOU 2004), sensoriamento remoto significa a aquisição de dados de radiação eletromagnética, situada na faixa de comprimento de onda entre 0,4 μm e 30 cm, a partir de sensores colocados em torres, plataformas aéreas ou espaciais e interpretação das características dos objetos terrestres.

No sensoriamento remoto, cada tipo de objeto reflete, absorve ou emite certa intensidade de energia eletromagnética, em diferentes faixas de comprimentos de ondas/frequências dependendo dos atributos físicos ou da composição do objeto em estudo (Moreira, 2001). Com a informação de uma ou mais faixas de comprimento de ondas, há possibilidade de diferenciar tipos de objetos e mapear a sua distribuição, seja no ar, solo ou na água.

Outros autores preferem restringir o conceito à área de aplicação de monitoramento da superfície terrestre.

2.5.1 Radar Meteorológico

Os radares meteorológicos consistem em uma alternativa aos pluviômetros e pluviógrafos para a obtenção de dados de precipitação. Seu princípio de funcionamento baseia-se na intensidade da reflexão de um pulso de energia eletromagnética, emitido por uma antena, quando o pulso encontra gotas de água e cristais de gelo em suspensão na atmosfera.

Segundo Barrett e Martin (1981), os radares meteorológicos têm a vantagem, em relação às redes de postos pluviométricos, de captar a distribuição espacial da precipitação. Entretanto, o radar meteorológico possui algumas fontes de erro relacionadas à estimativa de precipitação. Essas fontes de erro estão associadas à calibração eletrônica do equipamento, à equação de transformação da refletividade efetiva em taxa de precipitação, ao efeito da curvatura da Terra, à zona de derretimento de cristais de gelo na nuvem entre outras (Calvetiet al., 2003).

A estimativa de precipitação por satélite oferece um excelente caminho para compensar algumas limitações de outras fontes de estimativa de precipitação. A estimativa de precipitação por satélite possui uma ampla abrangência, pode ser realizada em áreas do globo

imageadas por satélites, em intervalos de tempo de até 15 minutos, não sendo inibidas pela existência de zonas montanhosas ou outros obstáculos, e não apresentando certas inconsistências espaciais que afetam os radares (Scofield e Kuligowski, 2003).

2.5.2 Satélite Meteorológico

Nas últimas décadas, a necessidade de monitorar, compreender e prever o clima, bem como a crescente preocupação com os impactos ambientais causados pelas atividades antropogênicas, em escala regional e global, ampliaram e acentuaram a importância das observações ambientais. Nesse contexto, surgiram os satélites meteorológicos.

Os satélites meteorológicos podem apresentar dois tipos principais de órbitas, a órbita geoestacionária e a órbita polar. Os satélites geoestacionários são assim denominados por serem colocados em uma órbita sobre o Equador, posicionados em uma altitude aproximada de 35.800km, de tal forma que o satélite tenha a mesma velocidade angular de rotação da Terra. Esse tipo de órbita é conhecido como órbita geossíncrona ou geoestacionária, e permite um freqüente monitoramento de uma mesma região específica da Terra.

Os satélites de órbita polar situam-se em altitudes menores que os satélites geoestacionários, variando cerca de 800 a 1.200km. Esses satélites possuem um movimento heliossíncrono, ou seja, o satélite passa numa determinada posição geográfica sempre sob as mesmas condições solares (hora solar) e promove uma órbita completa em torno de 102 minutos. O satélite passa pelo mesmo local uma vez a cada 12 horas (uma durante o dia, outra à noite).

A diferença existente entre os satélites de órbita polar e os de órbita geoestacionária em relação ao monitoramento do tempo, é que as medidas obtidas pelos satélites de órbita polar para uma região particular, não são atualizadas continuamente como no caso dos satélites geoestacionários.

2.5.3 Nuvens e precipitação

As nuvens constituem o efeito visível de uma série de factores dinâmicos e termodinâmicos que se produzem na atmosfera. Em qualquer momento, cerca de metade da superfície do planeta encontra-se coberta de nuvens com espessuras bastante variadas. Todas estas nuvens sofrem grandes variações tanto no tempo como no espaço e algumas têm

usualmente uma duração efêmera. Um Cumulonimbo pode desenvolver-se tão rapidamente que 30 minutos após o seu aparecimento, como uma pequena nuvem, já poderá ter uma extensão vertical na ordem dos 10 km ou mais e, passada mais uma hora, ter dissipado. Cada tipo de nuvem apresenta uma grande quantidade de particularidades, daí a necessidade de as conhecer melhor.

2.5.3.1 Formação de Nuvens

Há duas propriedades em comum nos vários processos de condensação. Primeiro, o ar deve estar saturado, o que ocorre quando o ar é resfriado abaixo de seu ponto de orvalho, o que é mais comum, ou quando o vapor d'água é adicionado ao ar. Segundo, deve haver geralmente uma superfície sobre a qual o vapor d'água possa condensar. Quando o orvalho se forma, objetos próximos ou sobre o solo servem a este propósito. Quando a condensação ocorre no ar acima do solo, minúsculas partículas conhecidas como núcleos de condensação servem como superfície sobre a qual o vapor d'água condensa.

Estudos de laboratório demonstraram que no ar limpo, livre de poeira e outros aerossóis, a condensação (ou deposição) de vapor d'água é extremamente improvável, exceto sob condições supersaturadas (isto é, umidade relativa acima de 100%). No ar limpo, o grau de supersaturação necessário para desenvolvimento de nuvens aumenta rapidamente a medida que o raio das gotículas decresce. Por exemplo, a formação de gotículas com raio de 0,10 micrometro (μm) requer uma supersaturação de aproximadamente 340%. Em contraste, gotículas relativamente grandes, com raio maior que 1 μm , necessitam apenas pequena supersaturação para se formar (aproximadamente 101%). O grau de supersaturação depende do tamanho da gotícula. Os valores listados na TABELA1 se aplicam somente à situação onde o ar está sobre uma superfície plana de água pura. Em temperaturas equivalentes, a pressão de vapor de saturação necessária em torno de uma gota esférica de água é maior que no ar sobre uma superfície plana de água. À medida que a curvatura da superfície de água aumenta, torna-se mais fácil para moléculas de água escapar do líquido e tornar-se vapor, porque sobre uma superfície líquida curva a molécula tem menos vizinhas e as forças de ligação são mais fracas que sobre uma superfície plana.

Na atmosfera as gotículas de nuvem não crescem a partir de gotículas menores porque o alto grau de supersaturação necessário para a condensação de gotículas muito pequenas não ocorre na atmosfera real. A atmosfera contém abundância de núcleos de

condensação, como partículas microscópicas de poeira, fumaça e sal, que fornecem superfícies relativamente grandes sobre as quais a condensação ou deposição pode ocorrer. Muitos núcleos tem raios maiores que $1\mu\text{m}$, o que significa que os núcleos são suficientemente grandes para facilitar a condensação das gotículas em umidades relativas que raramente excedem 101%. Mais importante que a presença de núcleos relativamente grandes, contudo, é a presença de núcleos higroscópicos, que tem uma afinidade química especial (atração) por moléculas de água (por exemplo, sais marinhos). A condensação começa sobre estes núcleos em umidades relativas abaixo de 100%.

Como alguns núcleos de condensação são relativamente grandes e muitos são higroscópicos, podemos esperar desenvolvimento de nuvens quando a umidade relativa está próxima dos 100%.

Dependendo de sua formação específica, os núcleos são classificados em um de dois tipos: núcleos de condensação de nuvens e núcleos de formação de gelo. Os núcleos de condensação de nuvens são ativos (isto é, promovem condensação) em temperaturas tanto acima como abaixo da temperatura de congelamento porque gotículas de água condensam e permanecem líquidas mesmo quando a temperatura da nuvem está abaixo de 0°C . Estas são as gotículas de água superesfriadas. Núcleos de formação de gelo são menos abundantes e tornam-se ativos apenas em temperaturas bem abaixo do congelamento. Há dois tipos de núcleos de formação de gelo: (1) núcleos de congelamento, que causam o congelamento de gotículas e tornam-se ativos, na maioria das vezes, abaixo de -10°C , e (2) núcleos de deposição (também chamados núcleos de sublimação), sobre os quais o vapor d'água deposita diretamente como gelo. Estes se tornam completamente ativos, na maioria das vezes, abaixo de -20°C .

Quando a condensação ocorre, a taxa de crescimento inicial das gotículas é grande, mas diminui rapidamente porque o vapor d'água disponível é facilmente consumido pelo grande número de gotículas em competição. O resultado é a formação de uma nuvem com muitas minúsculas gotículas de água, todas tão minúsculas que permanecem suspensas no ar. Mesmo em ar muito úmido o crescimento destas gotículas de nuvem por condensação adicional é lento. Além disso, a imensa diferença de tamanho entre gotículas de nuvem e gotas de chuva (são necessárias aproximadamente um milhão de gotículas de nuvem para formar uma só gota de chuva) sugere que a condensação sozinha não é responsável pela formação de gotas suficientemente grandes para precipitar.

2.5.3.2 Formação de Precipitação

Embora todas as nuvens contenham água, por que algumas produzem precipitação e outras não? Primeiro, as gotículas de nuvem são minúsculas, com diâmetro médio menor que $20\mu\text{m}$ (um fio de cabelo tem diâmetro em torno de $75\mu\text{m}$). Devido ao pequeno tamanho, sua velocidade de queda seria tão pequena, como veremos a seguir, de modo que, mesmo na ausência de correntes ascendentes, ela se evaporaria poucos metros abaixo da base da nuvem. Segundo, as nuvens consistem de muitas destas gotículas, todas competindo pela água disponível; assim, seu crescimento via condensação é pequeno.

A velocidade de queda de uma gotícula de nuvem ou cristal de gelo através do ar calmo depende de duas forças: a força da gravidade (peso) e o atrito com o ar. Quando a partícula é acelerada para baixo pela força da gravidade, sua velocidade cresce e a resistência do ar cresce até eventualmente igualar a força da gravidade e então a partícula cairá com velocidade constante, chamada velocidade terminal. Considerando uma partícula esférica com raio r , a força de atrito é dada pela lei de Stokes:

$$A = 6\pi r\eta v, \quad (\text{X.1})$$

onde η é o coeficiente de viscosidade e v a velocidade da partícula. No equilíbrio, quando a velocidade for constante:

$$6\pi r\eta v = mg.$$

Lembrando que a massa m é igual ao produto da densidade ρ pelo volume $\frac{4}{3}\pi r^3$:

$$6\pi r\eta v = \rho \frac{4}{3}\pi r^3 g,$$

donde se obtém: $v = 2\rho r^2 g / 9\eta$ (X.2)

(Para tomar em consideração a força de empuxo, r na realidade é a diferença entre a densidade da partícula e a densidade do ar: $\rho = \rho_p - \rho_a$. Ocorre que a densidade do ar é bem menor que a da água.)

Da (X.2) vê-se que quanto maior o raio da gotícula, maior a velocidade terminal. Gotículas com raio de $20\mu\text{m}$ tem velocidade terminal em torno de $1,2\text{ cm/s}$ (levaria mais de 50 horas para cair 2200 m). Esta velocidade terminal é facilmente compensada pelas correntes ascendentes dentro da nuvem, que são usualmente fortes o suficiente para impedir as partículas de nuvem de deixar a base da nuvem. Mesmo que elas descessem da nuvem, sua velocidade é tão pequena que elas percorreriam apenas uma pequena distância antes de se evaporarem no ar não saturado abaixo da nuvem.

Portanto, as gotículas de nuvem precisam crescer o suficiente para vencer as correntes ascendentes nas nuvens e sobreviver como gotas ou flocos de neve a uma descida até a superfície sem se evaporar. Para isso, seria necessário juntar em torno de um milhão de gotículas de nuvem numa gota de chuva. Dois importantes mecanismos foram identificados para explicar a formação de gotas de chuva: O processo de Bergeron e o processo de colisão - coalescência.

2.5.3.2.1O Processo de Bergeron

O processo de Bergeron aplica-se a nuvens frias, que estão em temperaturas abaixo de 0°C . Ele se baseia sobre duas propriedades interessantes da água: a primeira é a propriedade de que gotículas de nuvem não congelam a 0°C como se esperaria. De fato, água pura suspensa no ar não congela até atingir uma temperatura em torno de -40°C . A situação é análoga à formação de uma gotícula de água pura a partir da fase de vapor. Naquele caso era necessário haver supersaturação para que moléculas na fase de vapor se juntassem, através de colisões aleatórias para formar gotículas embriônicas de água suficientemente grandes para subsistir. Neste caso de congelamento deve haver baixa temperatura para que um embrião de gelo de tamanho suficiente seja formado pela agregação aleatória de um número suficiente de moléculas de água na gotícula. Água em estado líquido abaixo de 0°C é geralmente denominada superesfriada. O congelamento fica facilitado, podendo ocorrer em temperaturas mais altas, quando as gotículas superesfriadas se agruparem sobre a superfície de uma partícula sólida chamada núcleo de congelamento. A necessidade de núcleos de congelamento para iniciar o processo de congelamento é similar à necessidade de núcleos de condensação no processo de condensação. Ao contrário dos núcleos de condensação, contudo, os núcleos de congelamento são menos abundantes na atmosfera e geralmente não se tornam ativos até a temperatura de -10°C (ou menos), conforme mencionamos anteriormente. Portanto, nuvens

com temperatura entre 0 e -10° C são tipicamente compostas de gotículas de água superesfriada. Entre -10° C e -20° C gotículas líquidas coexistem com cristais de gelo. Abaixo de -20° C, a temperatura de ativação de muitos núcleos de deposição, as nuvens usualmente consistem inteiramente de cristais de gelo.

A distribuição de gotículas superesfriadas e cristais de gelo pode ser muito complicada em nuvens com grande desenvolvimento vertical. Cumulonimbus, por exemplo, são compostos por cristais de gelo na parte mais elevada, por uma mistura de gotículas superesfriadas e cristais de gelo na parte média e gotículas de água na parte inferior. Além disso, as fortes correntes de convecção dentro do cumulonimbus transportam gotículas líquidas para cima, onde elas congelam. Esta é uma fonte importante de cristais de gelo em nuvens de tempestades.

Como os núcleos que formam gotículas de água são muito mais abundantes que núcleos que formam cristais de gelo, nas nuvens com temperaturas entre -10° C e -20° C gotículas de água superesfriada são muito mais abundantes que cristais de gelo, ao menos inicialmente. De fato, um só cristal de gelo pode estar rodeado por centenas de milhares de gotículas de água superesfriada.

Isso nos traz à segunda propriedade importante da água. A pressão de vapor de saturação sobre cristais de gelo é muito menor que sobre gotículas de água superesfriada (Tab. X.2). Esta situação ocorre porque cristais de gelo são sólidos, o que significa que moléculas de água individuais no gelo são mantidas juntas mais firmemente que aquelas formando uma gotícula líquida. Portanto, é mais fácil para as moléculas de água escapar de gotículas líquidas superesfriadas. Por isso, as pressões de vapor de saturação são maiores sobre as gotículas líquidas superesfriadas que sobre os cristais de gelo. Conseqüentemente, quando o ar está saturado (UR=100%) em relação às gotículas líquidas, ele está supersaturado em relação aos cristais de gelo. A TABELA2, por exemplo, mostra que em -10° C, quando a umidade relativa é 100% em relação à água, ela será de 110% em relação ao gelo.

Tabela 2 - Variação da pressão de vapor de saturação com a temperatura.

TEMPERATURA		PRESSÃO DE VAPOR DE SATURAÇÃO (mb)	
(°C)	(°F)	SOBRE A ÁGUA	SOBRE O GELO
50	122	123,40	
40	104	73,78	
30	86	42,43	
20	68	23,37	
10	50	12,27	
0	32	6,11	6,11
-10	14	2,86	2,60
-20	-4	1,25	1,03
-30	-22	0,51	0,38
-40	-40	0,19	0,13

* Note que para temperaturas abaixo do congelamento são dados dois valores, um sobre a água super-resfriada e outro sobre o gelo.

Fonte:UNIFEB, 2012.

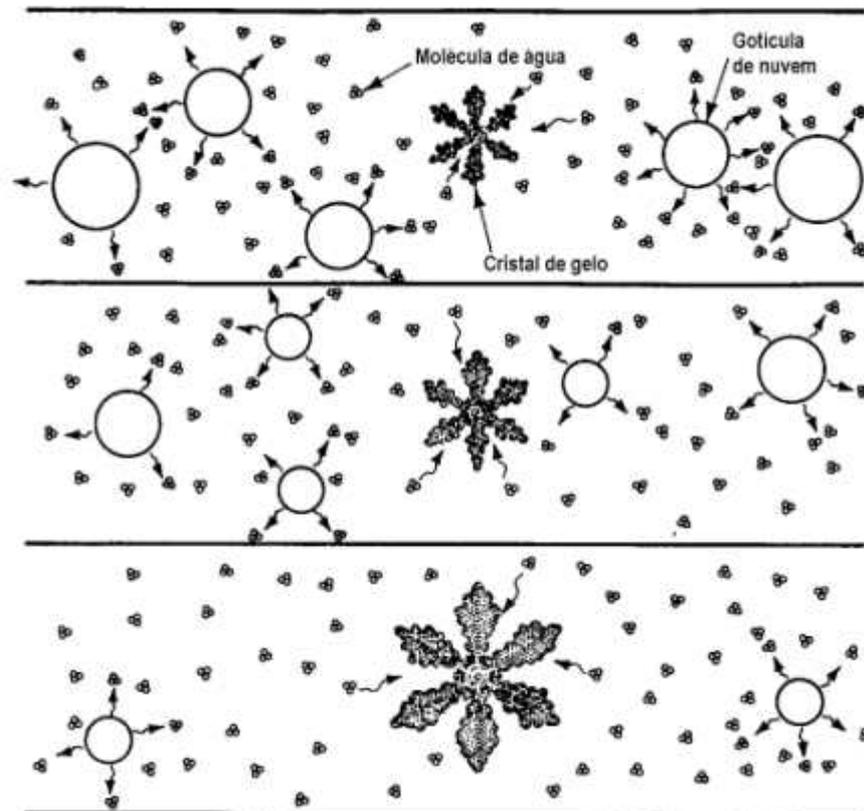
Tabela 3 - umidade relativa em relação ao gelo quando a umidade relativa em relação à água é 100%

UMIDADE RELATIVA EM RELAÇÃO À:		
TEMPERATURA (°C)	ÁGUA (%)	GELO (%)
0	100	100
-5	100	105
-10	100	110
-15	100	115
-20	100	121

Fonte:UNIFEB, 2012.

O processo de Bergeron depende da diferença entre a pressão de saturação do vapor sobre a água e sobre o gelo. Consideremos uma nuvem na temperatura de -10°C , onde cada cristal de gelo está rodeado por muitos milhares de gotículas líquidas. Se o ar está inicialmente saturado em relação à água líquida, ele está supersaturado em relação aos recém-formados cristais de gelo. Como resultado desta supersaturação, os cristais de gelo coletam mais moléculas de água que perdem por sublimação. A deposição remove vapor d'água da nuvem e por isso cai a umidade relativa abaixo de 100%, e as gotículas se evaporam. Assim a evaporação contínua das gotículas fornece uma fonte de vapor e os cristais de gelo crescem às custas das gotículas de água superesfriada (FIGURA 2).

FIGURA 2 - O processo de Bergeron.



Fonte: UNIFEB, 2012.

Como o nível de supersaturação em relação ao gelo pode ser grande, o crescimento de cristais de gelo é geralmente rápido o suficiente para gerar cristais suficientemente grandes para cair. Durante sua descida estes cristais de gelo aumentam à medida que interceptam gotículas superesfriadas de nuvem que congelam sobre eles. É o processo de acrecção, que leva a estruturas com orlas de gotículas congeladas. O granizo é um caso extremo de crescimento de partículas de gelo por acreção. Ele consiste de uma série de camadas quase concêntricas. É produzido somente em cumulonimbus, onde as correntes ascendentes são fortes e há suprimento abundante de água superesfriada. Granizo começa como pequenos embriões de gelo que crescem coletando gotículas superesfriadas enquanto caem através das nuvens. Se encontram uma forte corrente ascendente, eles podem ser levantados novamente e recomeçar a jornada para baixo. Cada viagem através da região de água superesfriada da nuvem pode representar uma camada adicional de gelo.

Os cristais de gelo podem crescer também colidindo e aderindo uns aos outros, formando cristais maiores, que são os flocos de neve. Este é o processo de agregação. Quando a temperatura da superfície está acima de 4° C, os flocos de neve geralmente derretem antes de atingir o solo e continuam caindo como chuva.

A semeadura de nuvens usa o processo de Bergeron. Adicionando núcleos de congelamento (comumente iodeto de prata) a nuvens com água superesfriada pode-se mudar a evolução destas nuvens.

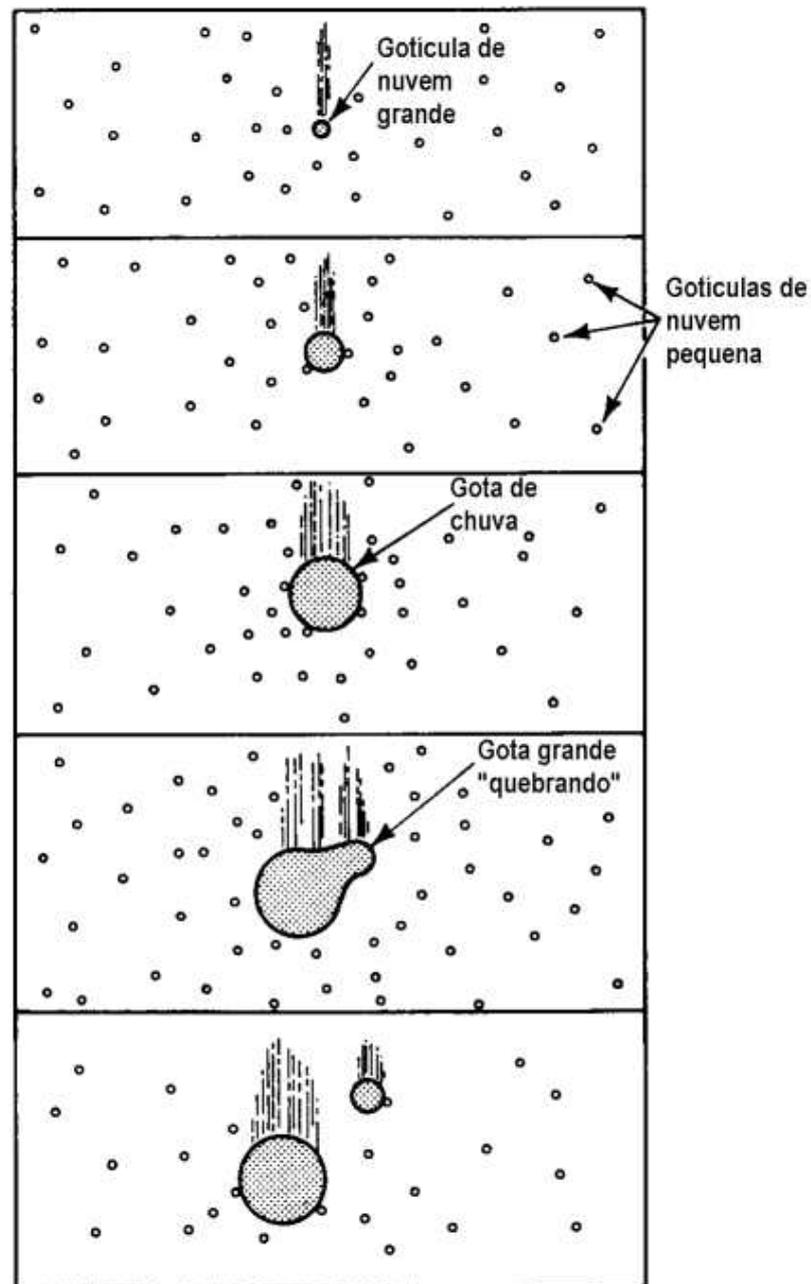
2.5.3.2.2O Processo de Colisão – Coalescência

O processo de colisão-coalescência ocorre em algumas nuvens quentes, isto é, nuvens com temperatura acima do ponto de congelamento da água (0° C).

Essas nuvens são inteiramente compostas de gotículas de água líquida e precisam conter gotículas com diâmetros maiores que 20 µm para que se forme precipitação. Estas gotículas maiores se formam quando núcleos de condensação "gigantes" estão presentes e quando partículas higroscópicas, como sal marinho, existem. Estas partículas higroscópicas começam a remover vapor d'água do ar em umidades relativas abaixo de 100% e podem crescer muito. Como essas gotículas gigantes caem rapidamente, elas colidem com as gotículas menores e mais lentas e coalescem (combinam) com elas, tornando-se cada vez maiores. Tornando-se maiores, elas caem mais rapidamente e aumentam suas chances de colisão e crescimento (FIGURA 3). Após um milhão de colisões, elas estão suficientemente grandes para cair até a superfície sem se evaporar. Gotículas em nuvens com grande profundidade e umidade abundante tem mais chance de atingir o tamanho necessário. Correntes ascendentes também ajudam, porque permitem que as gotículas atravessem a nuvem várias vezes. As gotas de chuva podem crescer até 6 mm de diâmetro, quando sua velocidade terminal é de 30km/h. Neste tamanho e velocidade, a tensão superficial da água, que a mantém inteira, é superada pela resistência imposta pelo ar, que acaba "quebrando" a gota. As pequenas gotas resultantes recomeçam a tarefa de anexar gotículas de nuvem. Gotas menores que 0,5 mm ao atingir o solo, são denominadas chuvisco e requerem em torno de dez minutos para cair de uma nuvem com base em 1000 m.

Gotas de chuva produzidas em nuvens quentes são usualmente menores que aquelas de nuvens frias. De fato, raramente as gotas de chuva de nuvens quentes excedem 2 mm de diâmetro. O crescimento das gotas através de uma combinação do processo de Bergeron mais colisão-coalescência (em nuvens frias) produz gotas maiores que o processo de colisão-coalescência sozinho (em nuvens quentes).

FIGURA 3 - O processo de colisão – coalescência.



Fonte: UNIFEB, 2012.

2.5.3.3 Classificação internacional das nuvens (*Descrição, altura, Altitude e Extensão vertical*)

A identificação das formas das nuvens baseia-se em definições específicas e descrições dadas no Atlas Internacional de Nuvens da OMM. As nuvens encontram-se num processo contínuo de evolução e aparecem numa variedade infinita de formas. É, no entanto, possível

definir um número limitado de formas características, frequentemente observadas em todo o mundo, nas quais se podem agrupar, em linhas gerais, as nuvens.

Foi estabelecida uma classificação das formas características das nuvens, em termos de gêneros, espécies e variedades. Neste trabalho, serão falados apenas dos gêneros que são dez:

- **Cirrus (Ci)** - Nuvens isoladas - filamentos brancos e delicados - bancos ou faixas estreitas brancas ou quase brancas - aspecto fibroso ou sedoso.

- **Cirrocumulos (Cc)** - Delgadas, agrupam-se num padrão regular. São compostas de elementos extremamente pequenos e em forma de grãos e rugas. Servem para indicar a base de corrente de jato eturbulência.

- **Cirrostratus (Cs)** - Em forma de um véu quase transparente, fino e esbranquiçado, que não oculta o Sol ou a Lua, e por isso dão origem ao fenômeno de halo (fotometeoro). Se localizam logo abaixo dos Cirrus e também são formados por cristais de gelo.

- **Alto cumulos (Ac)** - lençol ou camada de nuvens brancas ou cinzentas, tendo geralmente sombras próprias. Constituem o chamado "céu encarneirado".

- **Altostratus (As)** - Lençol ou camada de nuvens acinzentadas ou azuladas de aspecto estriado, fibroso ou uniforme, que cobre total ou parcialmente o céu, e tem porções suficientemente tênues para que se veja o Sol, pelo menos vagamente, como através de vidro despolido. O altostrato não produz fenômenos de halo.

- **Nimbostratus (Ns)** - Camada nebulosa cinzenta, muitas vezes sombria. O aspecto torna-se difuso pela queda mais ou menos contínua de chuva ou neve. É suficientemente espesso, em todos os pontos, para ocultar o Sol. Por baixo da camada existem frequentemente nuvens baixas esfarrapadas, ligadas ou não a ela.

- **Stratocumulus (Sc)** - Banco, lençol ou camada de nuvens cinzentas ou esbranquiçadas, ou cinzentas e esbranquiçadas, quase sempre - com porções escuras, constituídas por massas em mosaico, glóbulos, rolos, etc.; de aspecto não fibroso (exceto quando virga), ligados ou não. A maioria dos pequenos elementos dispostos regularmente tem largura superior a 5 graus. Quando em voo, há turbulência dentro da nuvem.

- **Stratus (St)** - Camada nebulosa, geralmente cinzenta, de base bastante uniforme. Quando se vê o Sol através da camada, o contorno é nítido. Às vezes os St apresentam-se em forma de bancos esfarrapados. A precipitação, quando existe, é sob a forma de chuvisco.

- **Cumulos (Cu)** - Nuvens isoladas, geralmente densas e de contornos nítidos. Desenvolvem-se verticalmente em forma de montículos, cúpulas, torres, etc.; cuja

região superior parece muitas vezes uma couve-flor. As posições iluminadas pelo Sol são quase sempre de um branco brilhante, enquanto a base é realmente sombria, e sensivelmente horizontal. Estas nuvens (Cu) são, às vezes, esfarrapadas.

- **Cumulonimbus (Cb)** - Nuvem de trovoada; base entre 700 e 1.500 m, com topos chegando a 24 e 35 km de altura, sendo a média entre 9 e 12 km; são formadas por gotas d'água, cristais de gelo, gotas superesfriadas, flocos de neve e granizo. Se apresentarem forma de bigorna, são CumulonimbusIncus: o topo apresenta expansão horizontal devido aos ventos superiores, lembrando a forma de uma bigorna de ferreiro, e é formado por cristais de gelo, sendo nuvens do tipo Cirrostratus (Cs).

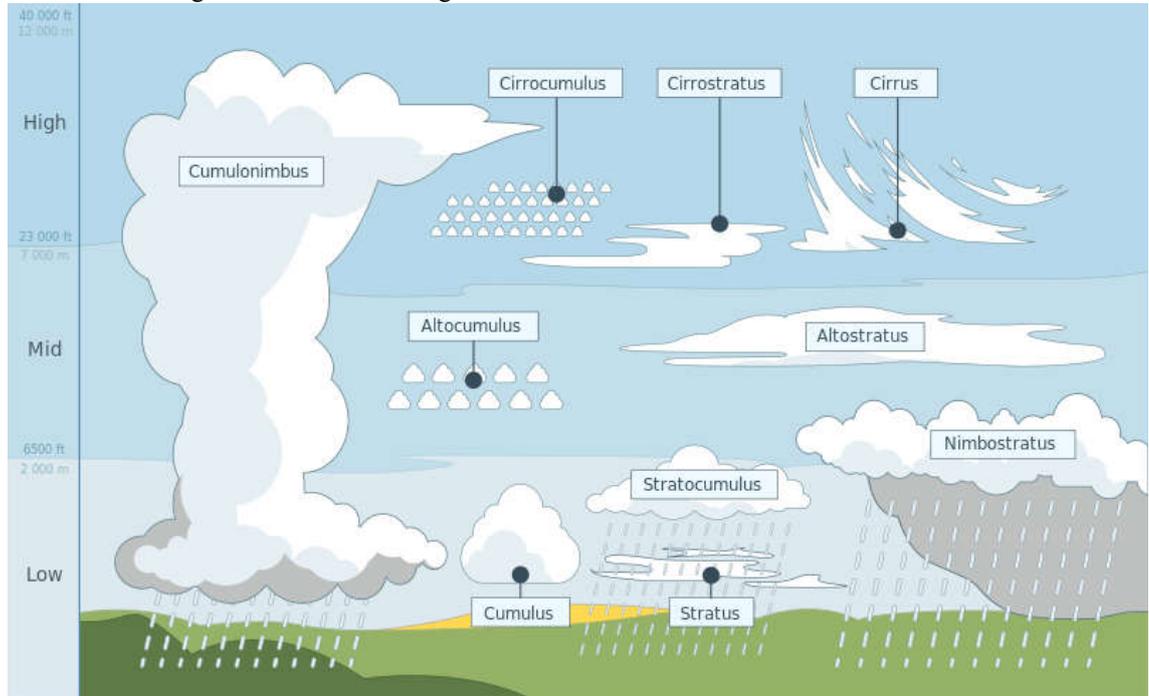
Esquemáticamente, os dez gêneros podem representar-se segundo o quadro seguinte, agrupados em famílias.

TABELA 4– Gêneros de nuvens classificadas.

FAMÍLIA	GÊNERO
NUVENS ALTAS: Cirriformes, stratocumuliformes, e estratiformes.	Cirrus (Ci) Cirrocumulus (Cc) Cirrostratus (Cs)
NUVENS MÉDIAS: Estratiformes e stratocumuliformes.	Altostratus (As) Alto cumulus (Ac)
NUVENS BAIXAS: Estratiformes e stratocumuliformes.	Stratus (St) Stratocumulus (Sc)
DESENVOLVIMENTO VERTICAL MÉDIO: Estratiformes e cumuliformes.	Nimbostratus (Ns) Cumulus (Cu)
GRANDE DESENVOLVIMENTO VERTICAL: Cumulonimbiformes	Cumulonimbus (Cb)

Fonte: Wikipedia.

FIGURA4 – Imagem mostrando os dez gêneros de nuvens.



Fonte: Wikipedia

2.5.4 IDENTIFICAÇÃO DAS NUVENS NAS IMAGENS DE SATÉLITE

2.5.4.1 Características das nuvens nas imagens de satélite

Vários tipos individuais de nuvens podem ser identificados por observação de várias características nas imagens de satélite. Essas características são descritas segundo Conway (1997).

Em imagens de satélite, as nuvens cumulus baixas aparecem como elementos de nuvem com forma irregular, de vários tamanhos. O solo será frequentemente visível entre nuvens individuais ou um agrupamento de nuvens. Essas nuvens podem ser bem rugosas nas imagens do canal visível devido às sombras na forma irregular dos topos das nuvens. Em imagens IV as nuvens cumulus exibem tons de cinza variando do escuro ao cinza médio.

As nuvens cumulonimbus aparecem bastante brilhantes tanto no VIS quanto no IV, uma vez que são caracterizadas por um desenvolvimento vertical elevado, tornando-as espessas e com topos altos e frios. Nas imagens VIS os topos dessas nuvens são frequentemente rugosos e aparecem sombras onde as nuvens penetram acima da bigorna. Essas regiões são conhecidas como *overshooting tops*.

Em imagens de satélite, nuvens estratiformes estão caracterizadas por topos lisos e ausência de um padrão organizado. Os limites dessas nuvens são freqüentemente definidos pela topografia. Uma vez que essas nuvens desenvolvem-se a uma baixa altitude, suas temperaturas tendem a ser quentes. Portanto, elas usualmente aparecem como escuras a cinza médio em imagens IV. Nuvens stratus baixas são freqüentemente difíceis de distinguir da superfície terrestre quando o contraste de temperatura entre a superfície e a nuvem é pequeno. Nas imagens VIS, essas nuvens podem ser muito brilhantes quando são espessas. Sombras geralmente não aparecerão no topo dessas nuvens, contudo, podem ser visíveis no solo próximo dos limites da nuvem stratus.

As nuvens cirrus, nas imagens do canal visível, possuem uma aparência tipicamente fibrosa e o solo é freqüentemente visto através dessas nuvens. Nas imagens do canal IV, as nuvens cirrus aparecem muito brilhantes devido às suas baixas temperaturas. Essas nuvens parecem ser mais extensas do que aparecem no canal VIS, como resultado de um efeito de espalhamento que é causado pela baixa resolução do sensor no canal IV.

O uso das temperaturas de brilho dos canais de vapor d'água e infravermelho termal do satélite GOES para o reconhecimento de nuvens cirrus (semi transparentes) foi primeiramente proposto por Szejwach (1982) e aplicado em outros diversos estudos. A temperatura de brilho desses dois canais é eficaz no reconhecimento de nuvens cirrus (Inoue e Mano, 1997).

Segundo Bottino et al. (2003), pode-se esperar que uma nuvem alta mas relativamente delgada apresente uma diferença entre as temperaturas de brilho dos canais infravermelho termal e vapor d'água acentuada devido a uma maior parcela de radiação IV que atinge sua base. Além disso, uma nuvem espessa, mas com topo relativamente baixo, também deve apresentar uma diferença de temperatura acentuada devido a absorção que a radiação de vapor d'água sofre pelo conteúdo de VP presente acima de seu topo.

2.5.4.2 Características das nuvens relacionadas à precipitação

Os principais fatores que ajudam na identificação das nuvens associadas à precipitação em uma imagem de satélite são: brilho, temperatura do topo da nuvem e textura da superfície da nuvem. O brilho de uma nuvem em uma imagem de satélite no canal visível é um dos melhores parâmetros para identificar suas características. De acordo com Barrett e Martin (1981), um aumento no brilho da nuvem está geralmente associado a nuvens mais espessas, que tendem a refletir mais a radiação solar no visível e, com maior tendência, a gerar

precipitação. Há uma excelente correspondência entre as regiões mais brilhantes da nuvem e a localização de intensas precipitações. O brilho da nuvem é determinado através da reflectância no canal visível.

A temperatura do topo da nuvem pode ser determinada por meio das medidas do canal infravermelho termal. Caso não existam nuvens, a temperatura determinada é a temperatura da superfície terrestre. Segundo Barrett e Martin (1981), a partir de uma abordagem apropriada, a altura do topo da nuvem pode ser determinada pela temperatura. Assim, quanto mais frio o topo da nuvem, maior a sua penetração nas camadas mais altas da atmosfera e maior a tendência de gerar precipitação.

A textura mostra o grau de rugosidade das superfícies de nuvens e pode ser vista em imagens no canal visível, uma vez que é função da quantidade de sombra que está obscurecendo partes das nuvens. As nuvens que possuem superfície “lisa” são normalmente planas e têm pouca variação na espessura. As nuvens estratiformes e cirriformes aparecem nas imagens de satélite com aparência mais “lisa” que as nuvens cumuliformes, podendo ser a textura um importante parâmetro na distinção entre essas nuvens (D’ Souza, 1990).

Segundo Barrett e Martin (1981), a associação do brilho das nuvens à precipitação é muito forte. Entretanto, nem todas as nuvens brilhantes são capazes de gerar precipitação. A temperatura do topo da nuvem também é um dos mais importantes fatores na estimativa de precipitação, entretanto, é sabido que muitas nuvens altas, com temperaturas muito frias, não geram precipitação. Com isso, o uso de uma ferramenta capaz de identificar a precipitação em tempo real serviu de inspiração para a construção de um produto que mostrasse quais nuvens estão, realmente, precipitando. O produto citado é o RASAT, objetivo desse trabalho.

2.6 TÉCNICAS DE ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITE

A relação entre a ocorrência e a intensidade de chuva versus a temperatura e o brilho (reflectância) do topo de nuvens é a base da maioria das técnicas para estimativa de precipitação que usam as observações feitas por satélites nas bandas do visível e infravermelho (Vicente e Ferreira, 1998). As técnicas para estimativa de precipitação a partir dos canais visível e infravermelho termal são as mais utilizadas. A quantidade da precipitação é geralmente derivada da temperatura do topo das nuvens no canal infravermelho termal, a qual está relacionada com a altura do topo da nuvem e a espessura da nuvem. Essa relação assume que a altura das nuvens está relacionada com a espessuras mesmas, uma suposição

que funciona razoavelmente bem para nuvens convectivas, mas é problemática para nuvens nimbostratus, em que a lâmina precipitada costuma ser subestimada pelos valores relativamente altos de temperatura do topo e as não precipitáveis nuvens cirrus, que podem ser identificadas como nuvens precipitáveis devido à sua baixa temperatura do topo (Scofield e Kuligowski, 2003).

Uma melhor abordagem sobre as diversas técnicas de estimativa de precipitação por satélite é apresentada por Barrett e Martin (1981), Arkin e Ardanuy (1989), Barret et. al. (1990), D'Souza et al. (1990), Scofield (1994), Levizzani (2000) e Scofield e Kuligowski (2003).

A seguir, serão apresentadas em ordem cronológica e de forma sucinta algumas técnicas de estimativa de precipitação, enfatizando aquelas que utilizam dados do sensor infravermelho e que são de maior interesse deste trabalho.

2.6.1 Técnica manual para monitoramento da precipitação por satélite: Técnica Bristol

Essa técnica foi formulada na tentativa de usar dados de satélite para homogeneizar o mapeamento da precipitação para períodos de tempo (inicialmente um mês) para amplas regiões tropicais (Barret e Martin, 1981).

Segundo Barret et al. (1990) essa técnica é baseada na interpretação visual de imagens de satélite impressas em papel fotográfico. Esta técnica exige que os dados sejam interpretados por um analista experiente. A técnica Bristol pode ser representada pela expressão:

$$R = f(Ct, Ca, Sw, Mc) \quad \text{Equação (3.1)}$$

Na expressão 3.1, “R” representa a precipitação acumulada (usualmente, para 12 ou 24 horas), “Ct” refere-se ao tipo de nuvem de acordo com uma classificação desenvolvida a partir da combinação da teoria e da experimentação na região analisada, “Ca” é a fração da área coberta por nuvens, “Sw” é a situação sinótica (altas taxas de precipitação são esperadas a partir da identificação de grandes ou bem organizados sistemas de nuvens precipitáveis) e “Mc” é a influência do terreno na precipitação expressa em termos de um pequeno número de classes de altitude acima do nível do mar.

2.6.2 Técnica interativa para monitoramento da precipitação por satélite: Técnica BIAS (Bristol/NOAA InterActive Scheme)

As técnicas interativas requerem a intervenção de um analista para a identificação de certos fenômenos naturais, combinando a capacidade de interpretação humana com as facilidades computacionais. Entretanto, procedimentos de interpretação interativos exigem tempo e os resultados obtidos por diferentes analistas variam consideravelmente.

Segundo Barrett et al. (1990), essa técnica surgiu ao desenvolver-se um método que seguisse a lógica e a estrutura da técnica Bristol, em que foi implementado um esquema computadorizado de processamento interativo de imagens para que os aspectos de rotina fossem processados pelo computador, deixando apenas os aspectos de natureza interpretativa concentrados no analista.

2.6.3 Técnica Kilonsky-Ramage

A técnica Kilonsky-Ramage foi originalmente desenvolvida para estimar a precipitação sobre os oceanos tropicais, onde os dados chuva na superfície são difíceis de se obter (D' Souza, 1990). Kilonsky e Ramage (1976) apud D' Souza (1990) desenvolveram uma técnica mono-espectral baseada na alta correlação linear encontrada entre o número de dias durante o período de um mês com cobertura de nuvens altamente reflectivas (em uma área quadrada de um grau de latitude por um grau de longitude) e a precipitação mensal medida em postos pluviométricos localizados em ilhas no oceano.

2.6.4 Técnica GWT (Griffith and Wodley Technique)

A técnica GWT foi desenvolvida para estimar a precipitação de origem convectiva, a partir de imagens do canal infravermelho termal de satélites geoestacionários. Essa técnica se baseou na relação empírica entre a evolução temporal da área do topo das nuvens, determinada por dados de satélite e os dados de precipitação obtidos por pluviógrafos e radar sobre a Flórida e oceano Atlântico. Esses dados foram obtidos durante o programa GARP (Global Atmospheric Research Program) do experimento GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment).

A precipitação volumétrica total para cada segmento de nuvem com temperatura inferior a 253K é estimada a partir de uma função empírica da área da nuvem e da variação dessa área com o tempo de vida da nuvem (Griffith et al., 1978 e Woddley et al., 1980 apud Scofield, 1994).

2.6.5 Técnica GPI (GoesPrecipitation Index)

A técnica GPI (GoesPrecipitation Index) é uma das mais simples porque se fundamenta na correlação entre dados de radar e áreas de cobertura de nuvens obtidas durante o experimento GATE (GARPAntlantic Tropical Experiment) (Vicente e Ferreira, 1998). A base do esquema para a estimativa de precipitação desenvolvido pela técnica GPI é a de que uma área de cobertura de nuvens mais fria que um dado limite de temperatura (253K) é proporcional à quantidade de precipitação acumulada (D'Souza, 1990). Essa técnica consiste em associar taxas de precipitação de 3mm/h para todos os pixels da imagem infravermelho de nuvens que apresentam temperaturas menores que 235K, enquanto que para os demais pixels da imagem esse valor é zero (Vicente e Ferreira, 1998).

2.6.6 Técnica NAW (Negri Adler Wetzel Technique)

A técnica NAW é uma modificação da técnica GWT, em que foram feitas simplificações para tornar as estimativas de precipitação independentes da evolução temporal da nuvem. Os pixels da imagem considerados precipitáveis foram determinados baseados em um limiar de temperatura de 253K (Negri et al., 1984 apud Negri e Adler, 1993).

No caso da NAW, foram definidas taxas de precipitação de 8mm/h para os pixels precipitáveis presentes nos 10% da porção mais fria da nuvem e 2mm/h para os pixels presentes na porção 40% mais quente da nuvem. Para os 50% restantes da porção da nuvem, assume-se que não ocorre precipitação (Negri e Adler, 1993).

A técnica NAW foi modificada utilizando-se os dados da Primeira Intercomparação de Algoritmos de Estimativa de Precipitação ocorrida no período de junho a agosto de 1989 sobre o Japão e circunvizinhanças. Duas principais modificações consistiram na diminuição do limiar de temperatura de 253K para 235K, para melhor corresponder com as regiões de espalhamento detectadas pelo SSM/I (Special Sensor MicrowaveImagerInstrument) a 86GHz,

e o estabelecimento de uma equação discriminante empírica entre as nuvens com e sem precipitação (Negri e Adler, 1993).

2.6.7 Técnica CST (Convective Stratiform Technique)

Esta técnica foi desenvolvida por Adler e Negri (1988) e relaciona as taxas de precipitação com a temperatura do topo da nuvem e a área de cobertura da nuvem e discrimina chuvas convectivas das estratiformes por meio de estatísticas feitas com radar. É aplicada para estimativas de precipitação para períodos de tempo de apenas meia hora.

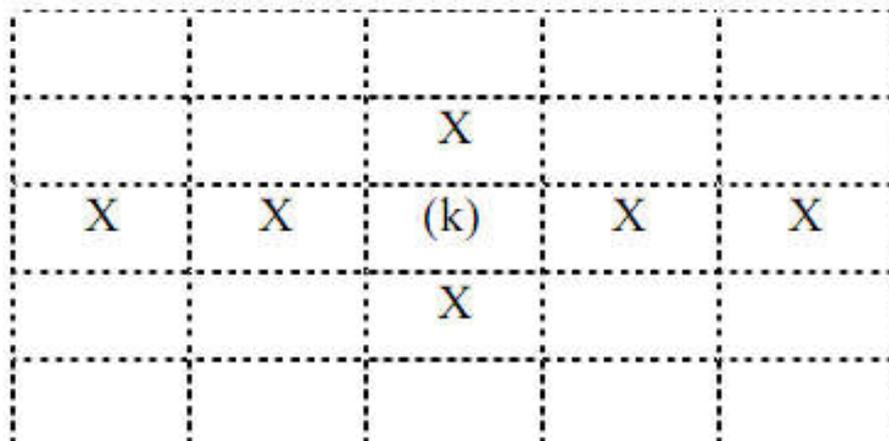
Segundo Adler e Negri (1988), o primeiro estágio da técnica consiste em identificar temperaturas mínimas locais menores que 253K nas imagens do canal infravermelho termal. Assim, todos os pixels identificados como mínimos locais são fortes indicadores da presença de atividade convectiva.

Em seguida, para eliminação das nuvens cirrus (não precipitáveis) Adler e Negri (1988) calcularam um parâmetro de inclinação (S_K) para cada pixel com temperatura inferior a temperatura mínima, de acordo com a expressão:

$$S_K = \bar{T}(k) - T_{min}(k) \quad \text{Equação (3.2)}$$

Em que $T(k)$ representa a temperatura média dos seis pixels vizinhos ao k -ésimo pixel analisado, conforme representado na FIGURA 5. $T_{min}(k)$, refere-se a temperatura do k -ésimo pixel com temperatura inferior a 253K.

FIGURA 5 – Vizinhança de um pixel (k) com temperatura inferior a 253K.



Fonte: Mol, J. M.D., 2005.

A partir da utilização de dados de radar e imagens do canal visível, Adler e Negri (1988) estabeleceram uma equação empírica definida em um plano temperatura/inclinação para a Flórida, que permitiu discriminar as nuvens cirrus dos núcleos convectivos, segundo procedimento descrito por Panofsky e Brier (1968) apud Adler e Negri (1988). A equação discriminante encontrada, S_{eq} , é dada por:

$$S_{eq}(k) = 0,568 (T_{min}(k) - 217) \quad \text{Equação (3.3)}$$

Em seguida, a técnica CST realiza um teste que compara S_k e $S_{eq}(k)$. Se o parâmetro de inclinação (S_k), calculado por meio da equação 3.2, for maior que $S_{eq}(k)$, então o pixel “k” está associado a um núcleo convectivo, caso contrário, um menor gradiente espacial de temperatura, o pixel “k” está associado a nuvem cirrus.

Após a determinação dos núcleos convectivos e a eliminação de nuvens cirrus, a taxa de precipitação média e a área de precipitação convectiva são calculadas através do modelo unidimensional de nuvem proposto por Adler e Mack (1984) apud Adler e Negri (1988), em que a máxima intensidade da precipitação e o máximo volume precipitável são calculados a partir de uma seqüência de modelos que trabalham como uma função da máxima altura de nuvens (Adler e Negri, 1988).

A CST foi modificada para ser aplicada aos dados do experimento da Primeira Intercomparação de Algoritmos de Estimativa de Precipitação sobre o Japão e circunvizinhanças (Negri e Adler, 1993). As principais modificações referem-se à modificação do limiar de 253K para 235K, redefinição da equação empírica de discriminação de nuvens cirrus usando as regiões de espalhamento de áreas de chuva detectadas pelo SSM/I na frequência de 86GHz, em que a nova equação discriminante foi definida como:

$$S_{eq}(k) = 2,08 (T_{min}(k) - 217) \quad \text{Equação (3.4)}$$

Incluiu-se a eliminação de todos os mínimos que possuam inclinação menor que 1,5K. Entretanto, essa alteração também pode eliminar um número substancial de elementos convectivos verdadeiros.

2.6.8 Técnica Auto-Estimador

Vicente et al. (1998a) desenvolveram uma técnica, o método Auto-Estimador, que estima a precipitação em tempo real para aplicações em alertas contra enchentes, modelagem

numérica e aplicações em hidrologia operacional. Esta técnica, a partir das imagens infravermelho dos satélites GOES-8 e GOES-9, calcula a quantidade de chuva utilizando uma regressão entre as medidas de taxa de precipitação obtidas por radar e as temperaturas de topo de nuvem.

As estimativas das taxas de precipitação são ajustadas para diferentes regimes de umidade usando os campos de água precipitável e umidade relativa gerados pelo modelo de previsão numérica de tempo, o ETA do NCEP (National Center for Environmental Prediction). Além disso, dois critérios são usados na identificação de pixels precipitáveis. No primeiro, a taxa de crescimento da nuvem em função da mudança da temperatura dos topos das nuvens em duas imagens infravermelho consecutivas deve ser positiva. O segundo utiliza um gradiente espacial da temperatura do topo da nuvem no canal 4 para distinguir as nuvens cirrus (Vicente et al., 1998a).

O método Auto-Estimador produz estimativas confiáveis para chuva acumulada de 1 a 6h mas exagera a área de precipitação causando uma superestimativa da precipitação em 24h no caso de sistemas convectivos de meso-escala que apresentam nuvens com topo frio e uma subestimativa no caso de sistemas de nuvens estratiformes que apresentam topos quentes. Os resultados mostram que a técnica é limitada para a resolução temporal de 1h e resolução espacial de 12km, enquanto melhoram para períodos de tempo de 3, 6 e 24 horas e para resoluções maiores ou iguais a 48km. Essa técnica deve ser usada com cautela para precipitações estratiformes (Vicente et al., 1998a).

2.6.9 GMSRA (GoesMultispectralRainfallAlgorithm)

A técnica GMSRA foi desenvolvida por Ba e Gruber (2001) na intenção de estimar a precipitação a partir dos cinco canais do satélite GOES. Algumas características da técnica GMSRA foram obtidas a partir do estudo de microfísica de nuvens baseado em imagens de satélites. Os cinco canais GOES são utilizados como se segue:

- O valor limite da reflectância do canal visível é de 0,4 (40%), é usado para identificar as nuvens cirrus, juntamente com uma diferença da temperatura do topo da nuvem entre os comprimentos de onda $10,7\mu\text{m}$ e $12\mu\text{m}$ maior que 1K.
- Para remover nuvens cirrus é utilizada uma adaptação do critério empírico proposto por Adler e Negri (1988). A declividade e o gradiente de temperatura são computados para

cada temperatura mínima local, de acordo com as células vizinhas. Um grande gradiente está relacionado a nuvens convectivas e um pequeno gradiente está associado a nuvens cirrus.

- Diferenças entre a temperatura do topo das nuvens nos comprimentos $6,7\mu\text{m}$ e $10,7\mu\text{m}$ (vapor d'água e IV termal) são usadas em nuvens mais frias que 220K , para distinguir os *overshooting tops* (nuvens cirrus cobrindo o topo das nuvens cumulusnimbus) das nuvens cirrus de bigorna. Uma diferença negativa está associada aos *overshooting tops* e conseqüentemente são mantidas como nuvens precipitáveis mesmo tendo falhado o processo de remoção das nuvens cirrus.

- As reflectâncias derivadas dos comprimentos de onda $3,9\mu\text{m}$, $10,7\mu\text{m}$ e $12,9\mu\text{m}$ durante o período diário é relacionado com o tamanho das partículas de nuvens, sendo que nuvens com partículas grandes (raio efetivo maior que $15\mu\text{m}$) são consideradas precipitáveis mesmo para nuvens relativamente quentes.

A temperatura do topo da nuvem no canal infravermelho termal é utilizada para inferir a taxa de crescimento vertical das nuvens e identificar nuvens não precipitáveis. O método é baseado também em um fator de correção de umidade desenvolvido por Vicente et al. (1998a) para ajustar as precipitações estimadas.

2.6.10 Técnica Hidroestimador

O Hidroestimador é um método automático que utiliza uma relação empírica exponencial entre a precipitação estimada por radar e a temperatura do topo das nuvens extraídas das imagens do canal infravermelho do satélite GOES-12, gerando taxas de precipitação em tempo real (INPE, 2005).

Segundo esse enfoque, as taxas de precipitação são ajustadas de acordo com um gradiente espacial de temperatura do topo da nuvem, campos de água precipitável, umidade relativa, orografia e paralaxe. Esses ajustes têm melhorado as estimativas de precipitação para nuvens estratiformes associadas a sistemas convectivos e para a precipitação ocorrida durante o inverno, o qual está tipicamente associado a baixos valores para os campos de água precipitável (Scofield e Kuligowski, 2003).

2.6.11 Estimativas de precipitação baseadas em microondas

Segundo Scofield e Kuligowski (2003), as informações sobre a espessura das nuvens e a quantidade água/gelo podem ser inferidas a partir da radiação de microondas. Isso pode ser feito a partir de duas abordagens: algoritmos de emissão e algoritmos de espalhamento.

A comparação entre as emissões da água das nuvens a baixas frequências de microondas com os valores que seriam esperados se nenhuma nuvem estivesse presente é feita a partir dos algoritmos de emissão.

O espalhamento da radiação de microondas pelas partículas de gelo contidas nas nuvens é realizado a partir do algoritmo de espalhamento, em que os baixos valores da temperatura do topo da nuvem são comparados com os valores, relativamente altos dessa temperatura, que seriam observados se não houvesse nuvens.

No comprimento de onda da radiação de microondas passivas, o sistema sensor a bordo do satélite capta a radiação eletromagnética natural (de 5mm a 1m de comprimento de onda) procedente da superfície terrestre. O SSM/I (Special Sensor MicrowaveImageInstrument) é o radiômetro de microondas passivas e opera a bordo dos satélites DMSP (DefenseMeteorologicalSatelliteProgram).

As imagens de microondas passivas permitem, em algumas bandas específicas, diferenciar as nuvens da atmosfera mais seca, do vapor d'água, sendo que quanto maior a diferença observada, maior será a intensidade da precipitação.

O Programa TRMM (Tropical RainfallMeasuringMission), desde que foi lançado em 1997, representa um grande passo em relação ao futuro na utilização de sensores de microondas ativas a bordo de satélites. O interesse gerado em torno da radiação de microondas ativas é não somente devido à possibilidade da utilização de imagens de radar nas estimativas de precipitação, mas também na utilização em conjunto dessas imagens e algoritmos multiespectrais (Levizzani, 2000).

As técnicas que utilizam observações na região espectral das microondas admitem uma melhor relação entre as taxas de chuva e a microfísica das nuvens, em comparação com técnicas que utilizam a radiância dos canais visível e infravermelho. Entretanto, não possuem resolução espacial e temporal suficientes para monitorar sistemas convectivos. Assim, procurando explorar as vantagens associadas aos dois tipos de sensores, a combinação das informações dos sensores infravermelho e microondas nos modelos de estimativa de precipitação tem sido explorada por vários autores nos últimos anos. Essa combinação consiste em admitir as estimativas calculadas utilizando observações em microondas como corretas e

usá-las na calibração de uma outra técnica que use as imagens do canal infravermelho termal de satélites geoestacionários.

2.6.12 Técnicas de estimativas de precipitação aplicadas no Brasil

Algumas das técnicas apresentadas anteriormente já foram testadas no Brasil. As técnicas GPI, NAW e CST foram testadas para a Amazônia, utilizando-se dados obtidos durante o segundo experimento ABLE (AmazonBoundaryLayerExperiment) (Martin et al. (1990) apud Scofield (1994))

Carvalho e Massambani (1992) apud Scofield (1994) avaliaram a relação entre os pontos com temperatura mínima local nas imagens infravermelho e a precipitação medida por radar em eventos semi estacionários ocorridos durante o verão de 1989 sobre o Estado de São Paulo. Os autores separaram o conjunto de dados do sensor infravermelho com temperatura mínima de 233K em quatro grupos onde variaram as propriedades de textura. Essa metodologia mostrou-se capaz de selecionar as regiões das nuvens com maiores chances de produzirem precipitação em tempo real.

A técnica CST foi aplicada por Moraes (1992) na bacia do rio Curu no estado do Ceará, comparando a precipitação estimada com a média aritmética dos valores observados em dez pluviômetros localizados na área da bacia. O autor alterou o algoritmo original da técnica, modificando a equação da taxa de precipitação do modelo unidimensional de nuvem, obtendo a subestimativa da técnica em torno de 16% do total de precipitação. Entretanto, notou-se que a variação temporal da precipitação foi bem reproduzida pela aplicação da técnica CST.

Scofield (1994) adaptou a técnica CST para estimar a precipitação sobre o Estado de São Paulo, determinando a temperatura limiar entre chuva e não chuva igual a 229K e definindo uma nova equação empírica para a eliminação de nuvens cirrus para a região de estudo. Foram utilizadas imagens infravermelho do Meteosat-3 e dados do radar meteorológico de Ponte Nova (SP) para o período de dezembro de 1993 a fevereiro de 1994.

Conti (2002) aplicou critérios para a identificação de nuvens precipitáveis baseados na temperatura do topo de nuvem no canal infravermelho termal e na reflectância no canal visível do satélite GOES-8 sobre o Rio Grande do Sul para o ano de 1998, a fim de gerar dados a serem correlacionados estatisticamente com a precipitação observada nos postos pluviométricos. Verificou-se que durante o período diurno, as imagens do canal 1 e do canal 4

excluem de forma mais confiável as nuvens não precipitáveis, o que permite uma maior temperatura como limite diurno de 270K, tendo-se em vista a não exclusão de nuvens precipitáveis mais quentes. E no período noturno, adotou-se um limite de temperatura de 235K.

Dubreuil e Maitelli (2005) compararam os dados de temperatura do canal infravermelho termal do satélite GOES-8 com as médias mensais e anuais dos dados de precipitação em superfície para o Estado de Mato Grosso, no período de setembro de 1999 a agosto de 2001. Os autores verificaram que as chuvas são melhores correlacionadas com a ocorrência de nuvens de topo frio do que com as de temperatura mais quentes. A resolução espacial do satélite dos dados do satélite GOES mostrou, na escala anual, o vínculo entre as chuvas estimadas e o relevo da área analisada.

A Técnica Hidroestimador é atualmente utilizada para estimar a precipitação acumulada nas últimas 24 horas e a precipitação instantânea, em tempo quase real, calculadas a partir de imagens do satélite GOES-12. Os resultados são apresentados na página do INPE na Internet (INPE, 2005).

A técnica RASAT, adotada no presente trabalho, tem como principal objetivo melhorar a análise e compreensão das nuvens que provocam precipitação extrema na costa leste do Nordeste brasileiro, através da junção de imagens de radar meteorológico e imagens de satélite, usando técnicas de tratamento de imagens que serão detalhadas na metodologia do trabalho. Para este trabalho, foram escolhidas imagens do satélite METEOSAT -9, pois o mesmo possui o sensor de alta resolução HRV, o qual mostrou excelentes resultados no que diz respeito a identificação das nuvens e, com a junção das imagens de radar, pode ficar melhor explicado as áreas e os tipos de nuvens que estavam provocando precipitação.

2.7 Resolução das imagens de Radar e de Satélite

Durante o processo de construção do RASAT foi encontrado um problema que levou a uma análise mais detalhada do processo de resolução das imagens de radar e de satélite, pois devido as suas localizações e posicionamentos, as diferenças de resoluções são muito grandes. Por exemplo: as imagens pré-processadas do SIRMAL atingem resolução de 100x100 m em cada pixel, enquanto que imagens do canal Visível de alta resolução HRV do METEOSAT9 tem como melhor resolução 1x1 km, sendo assim, optou-se por usar as imagens de Radar pós-processadas, as mesmas que são geradas para visualização na web, por não necessitar de uma

resolução espacial tão grande para este trabalho. Como as imagens pós-processadas são geradas para diferentes escalas, 130, 258 e 386 km, foi necessário fazer a escolha de qual escala apresenta melhor resolução e qual se adequa melhor ao tipo de imagem de satélite que será usada para a construção das imagens RASAT, mas sem deixar de levar em consideração o alcance do radar. Todas as imagens pós-processadas do SIRMAL apresentam 524x524 *pixels* de dimensão, o que resulta nas resoluções mostradas no quando (X). A escala escolhida foi a de 258 km, pois é a de melhor alcance com melhor resolução. As imagens de satélites usadas neste trabalho foram cedidas pela Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte – EMPARN, empresa pública vinculada à Secretaria de Agricultura, da Pecuária e da Pesca – SAPE.

TABELA 5 – Resolução espacial do Radar do SIRMAL para cada escala.

RESOLUÇÃO DAS IMAGENS PÓS-PROCESSADAS			
ESCALA	DIMENSÃO (<i>Pixels</i>)	DIÂMETRO (km)	RESOLUÇÃO (km)
130	524x524	260	0,5x0,5
258	524x524	516	0,98x0,98
386	524x524	772	1,47x1,47

Fonte: Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas – SIRMAL.

Para o processo de criação do produto RASAT foram necessários o uso do programa *Imagemagick* e a formulação de um novo *script*, implementado no programa RADARAUOTO, os quais serão detalhados na metodologia.

2.8 Sobre o *ImageMagick*

Um grande destaque em tratamento de imagens de código aberto é o ImageMagick, um conjunto de ferramentas e bibliotecas que permite a realização de inúmeras operações. Dentre suas características, a mais interessante é o suporte de uma infinidade de formatos de arquivos, além dos já consagrados PNG, GIF, JPEG.

Diferente das demais aplicações de sua categoria, o ImageMagick não disponibiliza uma interface gráfica ao estilo do PhotoShop ou do GIMP, e sim um conjunto de ferramentas de linha de comando para a manipulação de imagens. Fornece também um conjunto de APIs para diversos programas e linguagens de desenvolvimento. Tão somente por este último

motivo ele é considerado indispensável, e por isso, se encontra por padrão na grande maioria das distribuições existentes; assim, não se gasta tempo com a criação de instruções gerais para a sua instalação.

Na linha de comando, pode-se utilizar diversos comandos que compõem o corpo de funcionalidades do programa. Conferindo alguns destes:

- `composite`: mescla diferentes imagens em uma só;
- `conjure`: executa um script desenvolvido no Magick Script Language;
- `convert`: realiza processos gerais de conversão de imagem;
- `display`: exibe uma imagem em um ambiente gráfico;
- `identify`: fornece as informações gerais sobre a imagem;
- `import`: salva (captura) a tela corrente de um ambiente gráfico;
- `mogrify`: realiza diversos tipos de transformações nas imagens;
- `montage`: mescla (monta) duas imagens diferentes lado-a-lado.

As sintaxes variam de acordo com o comando desejado.

3 METODOLOGIA

Os métodos de estimativa de precipitação utilizando o canal visível e infravermelho, principalmente por satélites geoestacionários, por sua alta resolução temporal e espacial, são dominantes. Entretanto, novos critérios, têm sido elaborados para se obter melhor e mais precisa estimativa da precipitação.

Propõe-se nesta metodologia a utilização de uma abordagem multiespectral na identificação de nuvens precipitáveis, utilizando, além das medidas dos canais visível e infravermelho termal, do satélite geoestacionário METEOSAT 9, as medidas encontradas pela relação ZR e usadas pelo radar meteorológico de Alagoas em intervalos de uma hora, para a região Nordeste do Brasil no período dos eventos extremos ocorridos entre os dias 17, 18 e 19 de junho de 2010.

O processo de estimativa de precipitação via sensoriamento remoto, usando imagens de radar e de satélites, é definido a partir das escalas de cores associadas a relação ZR específica para o SIRMAL e estudada por Moraes (2003). Assim, é possível identificar e mensurar quais nuvens estão precipitando e em tempo real. Essas imagens também podem ser correlacionadas com os dados de precipitação observada na superfície por postos pluviométricos.

Para quantificação de precipitação captada pelo Radar de Alagoas, neste trabalho, foram usadas as relações ZR estudadas por Moraes (2003, 2011), através do uso de disdrômetro, pois o uso do disdrômetro como parâmetro constante de calibração possibilita, também, entender o comportamento da relação Z-R na região onde o radar está localizado, inclusive tornando possível o estudo desse comportamento em função da sazonalidade, além de fornecer subsídios para a quantificação da taxa de precipitação a partir das informações fornecidas pelo radar.

3.1 Disdrômetro-RD69

Segundo Moraes (2011) o Disdrômetro é um instrumento que mede de forma contínua e automática as características de uma chuva, permitindo realizar a distribuição de tamanho de

gotas. O modelo de impacto foi desenvolvido por Joss e Waldvogel (1967), para obter amostras representativas estatisticamente das gotas de chuva de uma determinada região.

3.1.1 Características

O Disdrômetro transforma o impulso vertical de uma gota em pulso elétrico, cuja amplitude é função do tamanho da gota. O sistema utilizado nesta pesquisa é composto de um Disdrômetro RD-69 (FIGURAS 6a e 6b), de um analisador ADA-90 (FIGURA 6c) conectados diretamente a um computador pessoal (FIGURA 6d).

FIGURA 6 – Disdrômetro Joss&Waldvogel RD-69.



Fonte: Distromet.

O Disdrômetro possui duas partes principais: o transdutor (FIGURA 6a) que transforma o impulso mecânico da gota que chega ao sensor em pulso elétrico, cuja amplitude é proporcional ao impulso mecânico, e um processador (FIGURA 6b), que possui circuitos para eliminar sinais não desejados, principalmente devidos a ruídos acústicos e reduzir a 90 dB o alcance dinâmico do sinal do transdutor.

TABELA 6- Características do Disdrômetro RD-69, utilizado, nesta pesquisa.

Intervalo de diâmetro da gota:	0,3 mm a 5,3 mm
Relação: diâmetro da gota D e amplitude de saída do pulso	$U=0,94 \times D^{1,47}$ (U em Volts, D em mm)
Área de Amostragem	50 cm ²
Precisão	+/-5% do diâmetro da gota medida
Temperatura operacional	0 a 40 °C
Dimensões: Transdutor	10 cm x 10 cm x 17 cm
Processador	10 cm x 23 cm x 27 cm
Peso: Transdutor	2,4 kg
Processador	1,8 kg
Comprimento do cabo entre o transdutor e processador	10 m

Fonte: Distromet.

3.1.2 Analisador ADA-90

O analisador ADA-90 foi projetado para ser usado como uma interface entre o Disdrômetro RD-69 e um computador. O ADA-90 recebe os pulsos produzidos pelo Disdrômetro RD-69 e os converte em algoritmos digitais, transmitindo, de forma consecutiva e através de uma porta serial, para um computador. O QUADRO 3.2 mostra as características técnicas.

TABELA 7 – Especificações técnicas do ADA 90.

Característica	Especificação
Amplitude do Pulso	160 mV a 10V
Número de canais	127 (com redução para 20 canais)
Limiares dos canais (N = Número de Canais)	$U(N) = 10^{(1 - (127-N)*0,014253)}$
Precisão	1%
Tempo de Pulso	< 0,4 ms
Formato do arquivo de saída	ASCII
Dimensões	17 x 14 x 5 [cm]
Peso	0,5 kg

Fonte: Distromet.

O Disdrômetro RD-69 classifica as gotas de chuva em 127 categorias de acordo com o tamanho. O programa Disdrodata sintetiza esses intervalos em 20 classes distintas conforme mostra a TABELA 3.

TABELA 8- Síntese das 127 categorias de gotas do Disdrômetro RD-69 em classe de gotas no programa do Disdrodata.

Classe de saída do processador	Classe de gotas no programa – i	Limiar (mínimo) do diâmetro da gota [mm]	Diâmetro médio da gota – D_i [mm]	Velocidade de queda - $v(D_i)$ [m s ⁻¹]	Varição do tamanho de gota no intervalo de classe i (ΔD_i) [mm]
1-13	1	0,313	0,359	1,435	0,092
14-23	2	0,405	0,455	1,862	0,100
24-31	3	0,505	0,551	2,267	0,091
32-38	4	0,596	0,656	2,692	0,119
39-44	5	0,715	0,771	3,154	0,112
45-54	6	0,827	0,913	3,717	0,172
55-62	7	0,999	1,116	4,382	0,233
63-69	8	1,232	1,331	4,986	0,197
70-75	9	1,429	1,506	5,423	0,153
76-81	10	1,582	1,665	5,793	0,166
82-87	11	1,748	1,912	6,315	0,329
88-93	12	2,077	2,259	7,009	0,364
94-98	13	2,441	2,584	7,546	0,286
99-103	14	2,727	2,869	7,903	0,284
104-108	15	3,011	3,198	8,258	0,374
109-112	16	3,385	3,544	8,556	0,319
113-117	17	3,704	3,916	8,784	0,423
118-121	18	4,127	4,350	8,965	0,446
122-126	19	4,573	4,859	9,076	0,572
127	20	5,145	5,373	9,137	0,455

Fonte: Distromet.

3.1.3 Descrição do Programa

O programa Disdrodata, desenvolvido pela DISTROMET Ltda., é basicamente composto de duas partes:

1º parte – menu principal, onde o usuário pode selecionar as opções de registro e algumas funções auxiliares.

2º parte – cálculo e registro dos dados.

Equações usadas no cálculo dos dados pelo programa:

No algoritmo do programa Disdrodata, a quantidade $N(D_i)$, número de gotas cujo diâmetro corresponde à classe (i) por unidade de volume, é calculada a partir dos dados de cada classe de tamanho de gota através da equação:

$$N(D_i) = \frac{n_i}{F * t * V(D_i) * \Delta D_i} \quad (2)$$

onde:

N_i = número de gotas medidas na classe de tamanho i ;

D_i = diâmetro médio das gotas da classe i ;

F = área da superfície sensível do disdrômetro;

t = intervalo de medidas em (1 minuto);

$V(D_i)$ = velocidade de queda de uma gota com diâmetro D_i ;

ΔD_i = intervalo da classe i .

A quantidade R (taxa de chuva), Wg (quantidade de água líquida), Z (fator de refletividade do radar) são calculadas respectivamente através das seguintes equações:

$$R = \frac{\pi}{6} * \frac{3,6}{10^3} * \frac{1}{F * t} * \sum_{i=1}^{20} (n_i * D_i^3) \quad (\text{mm h}^{-1}) \quad (3)$$

$$Wg = \frac{\pi}{6} * \frac{1}{F * t} * \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{n_i}{V(D_i)} * D_i^3 \right) \quad (\text{gm}^{-3}) \quad (4)$$

$$Z = \frac{1}{F * t} * \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{n_i}{V(D_i)} * D_i^6 \right) \quad (\text{dB}) \quad (5)$$

3.2 Relação Z-R

Segundo QUINTÃO (2004) o fator de refletividade radar não pode, por si só, ser representado como uma grandeza meteorológica. Porém, quanto maior a quantidade de gotas (e/ou maior o seu tamanho), maior será o valor de Z . Portanto, é possível estabelecer uma relação entre Z e a taxa de precipitação R .

A relação Z-R tem a seguinte forma:

$$Z = aR^b \quad \text{Equação X.}$$

Onde:

Z = fator de refletividade [$\text{m}^6 \text{m}^{-3}$]

R = taxa de precipitação [mm h^{-1}]

a, b = coeficientes da relação

Os coeficientes a e b são determinados através de métodos estatísticos que consistem basicamente em:

a) Medir Z e R independentemente, usando um radar e um pluviômetro, por exemplo, ou;

b) Usar apenas um espectrogranulômetro (Joss e Waldvogel, 1967 e, recentemente, Tenório et al, 2003 e Moraes, 2003) para calcular os coeficientes a e b em função de Z e R fornecidos pelo instrumento.

Qualquer que seja o método utilizado para se determinar os coeficientes a e b , notar-se-á que ambos apresentarão uma variabilidade quando se considerar conjuntos distintos de dados para a determinação dos mesmos. Sauvageot (1992) relaciona, basicamente, dois grupos de causadores da variabilidade dos coeficientes a e b da relação Z-R, a saber:

1-Fatores relacionados com o local, geografia e climatologia: altura da troposfera, orografia, efeitos de regiões litorâneas, latitude, umidade, dentre outros que, associados com época do ano, dinâmica, termodinâmica e processos da microfísica das nuvens, alteram a $N(D)$;

2-Fatores relacionados com a estrutura das nuvens: para um mesmo local, $N(D)$ varia em função do tipo de nuvem e, mesmo considerando um único tipo, $N(D)$ varia em função do

andamento do processo de precipitação (em especial tem-se notado que tende a aumentar e diminuir com o aumento da intensidade da convecção presente no desenvolvimento da precipitação).

Dentre os inúmeros trabalhos publicados a respeito de relações $Z-R$, destacam-se as seguintes relações:

a) Chuvas do tipo estratiformes, Marshal e Palmer (1948):

$$a= 200; b = 1,6; Z= 200R^{1,6} \quad \text{Equação X.}$$

b) Chuvas convectivas, Sekhon e Srivastava (1971):

$$a= 300; b = 1,35; Z= 300R^{1,35} \quad \text{Equação X.}$$

c) Para a região de Maceió, Moraes (2003) estabeleceu uma relação de uso geral:

$$a= 176,5; b = 1,29; Z= 176,5R^{1,29} \quad \text{Equação X.}$$

Deve-se considerar os estudos efetuados para a determinação da relação $Z-R$ da região onde o radar está localizado para que seja possível quantificar a precipitação a partir das informações fornecidas pelo radar (Quintão, 2004).

3.3 Radar Meteorológico de Alagoas

O princípio de funcionamento de um radar meteorológico foi citado na seção 2.5.1 e o que será mostrado nesta seção são as características e localização do Radar Meteorológico instalado em Alagoas, um Radar Banda C (WR-110-5/EEC).

3.3.1 Composição básica de um Radar Meteorológico

O Equipamento de radar é composto de uma antena transceptora, da linha de transmissão, ou guia de onda, de um transmissor de alta potência e alta frequência, do sistema de recepção, decodificação, processamento e visualização das informações coletadas, além da mesa de interface entre equipamento e operador. Abaixo segue explicado os componentes principais de um Radar Meteorológico:

Antena: a antena recebe o pulso eletromagnético do sinal emitido no momento em que está comutada para recepção. Pelo fato de ser parabólica, reflete a radiofrequência em direção ao seu foco. O sinal é captado por um dispositivo localizado no ponto focal, este pode ser um

dipolo, ou um pré-amplificador de baixo ruído numa cavidade ressonante, neste momento, a radiofrequência se propaga através da linha de transmissão ou pela guia de onda em direção a um pré-amplificador localizado fora da antena.

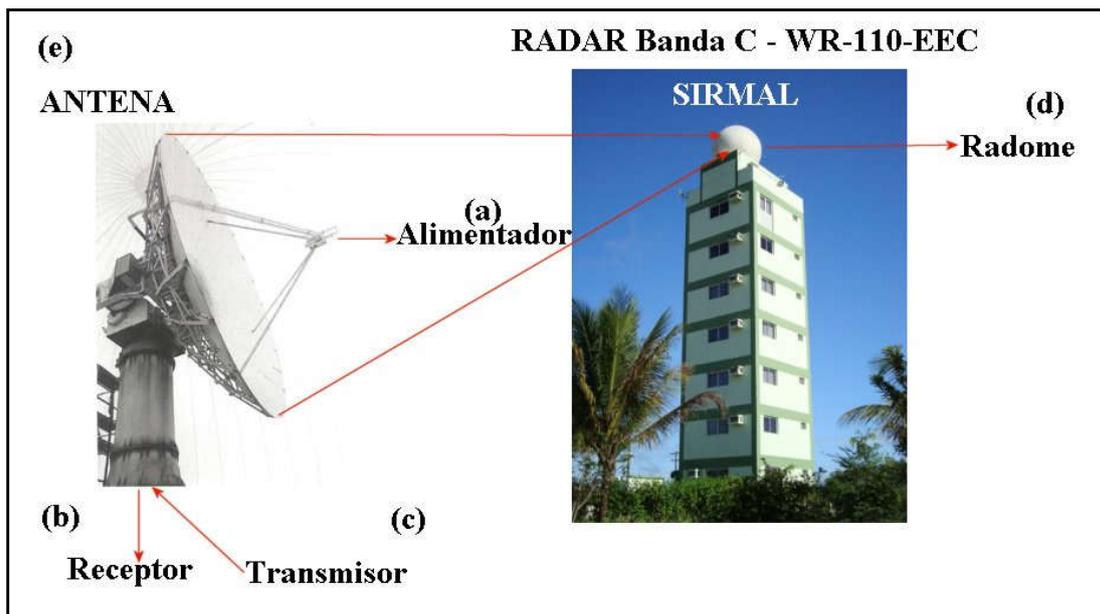
A referência de posicionamento da antena no plano horizontal é o norte geográfico (0° = Norte, 90° = Leste, 180° = Sul e 270° = Oeste) e, no vertical, a referência é o plano tangente à superfície terrestre (0° = linha do horizonte, 90° = zênite). Com essas referências, obtém-se os ângulos de azimute e elevação, respectivamente.

Radomo: o IEEE (*Institute of Electrical and Electronic Engineers*) define radomo como um invólucro agregado a antena visando, geralmente, proteger seu desempenho eletromagnético da degradação devido aos efeitos do ambiente físico onde se expõem. Visando proteger o mecanismo de movimentação da antena, utiliza-se um domo esférico para isolar a antena das intempéries do tempo, principalmente do vento. O domo do radar ou, em inglês, *radome*, é confeccionado normalmente em fibra de vidro e é praticamente transparente à energia eletromagnética. A ordem de grandeza da atenuação causada pelo domo é de até 2db com a presença de precipitação com uma taxa de 10 mm h^{-1} (Sauvageot, 1992).

Transmissor: gera energia em radio frequência (RF), sob a forma de pulsos curtos de alta potência. A chave duplex T/R controla os ciclos de transmissão de pulsos e de recepção do sinal eco. A caracterização do transmissor se dá principalmente pela sua potência de pico e frequência de repetição e largura dos pulsos.

Receptor: Caracterizado principalmente pela faixa de sintonia, figura de ruído e frequência da portadora, amplifica o sinal dos ecos refletidos pelos 'alvos', reproduzindo-os como pulsos de vídeo, e os entrega para o processador de sinais;

FIGURA 7 – Ilustração do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas (SIRMAL).



O radar instalado em Alagoas é um banda C, modelo WR 100-5/EEC, fabricado pela EEC – USA em 1973, foi projetado para fornecer dados meteorológicos através dos sinais analógicos que chegavam e suas visualizações se davam através de tubos de raios catódicos (CRT) onde se podia avaliar, rapidamente, pois a persistência no painel CRT dura poucos segundos, as precipitações que estavam ocorrendo. No início ele foi instalado no Instituto de Pesquisas Meteorológicas da Universidade Estadual Paulista -UNESP, Bauru – SP, mas em janeiro de 2003, depois de sua transferência para Alagoas, tornou-se operacional, funcionando 24 horas por dia, na Universidade Federal de Alagoas - UFAL, Maceió-AL. O QUADRO4 apresenta as especificações técnicas do radar WR100-5 / EEC.

TABELA 9 - Especificações técnicas do sistema de Radar WR100-5 / EEC.

Energia de alimentação	120V ~18%, monofásica
Consumo de energia	2500W (máximo)
Frequência de Operação	5600 – 5650 MHz (banda C)
Potência do pulsoradiado	250kW (83,8dBm)
Frequência de Repetição de Pulso	250 Hz
Sinal Mínimo Detectável	-105 dBm
Abertura da Antena	1,5°
Alimentador da Antena	Frontal, polarização horizontal

Fonte: Enterprise Electronics Corporation – EEC.

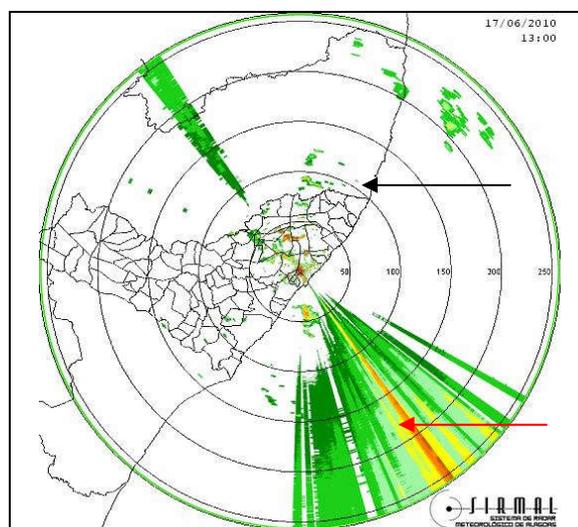
Como o radar WR 100-5/EEC estava inicialmente analógico, foi instalado um sistema de digitalização de dados radar, o SASSANDRA desenvolvido no *Laboratoire d'Aérodologie* –

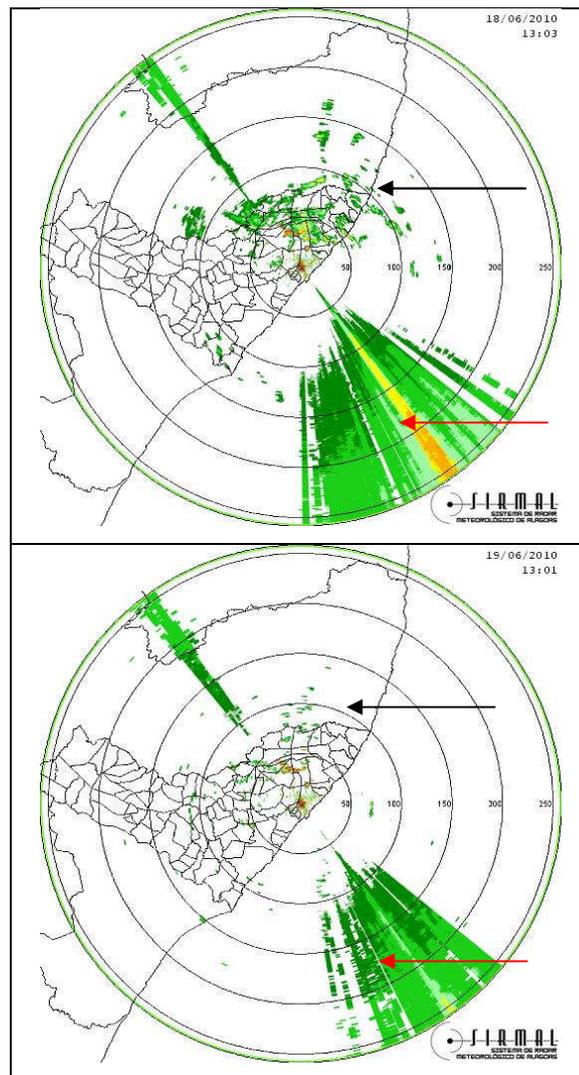
UPS / Centre de Recherche Atmosphérique – Lannemezan, França por Sauvageot (1989). De acordo com Quintão (2004) a instalação do SASSANDRA permitiu, através do programa RADAR, visualizar a varredura que estava sendo efetuada em tempo real no monitor do computador, com uma escala de cores referentes aos diversos níveis de refletividade fornecidos pelo receptor, com uma faixa dinâmica de 80dB. Outra funcionalidade do sistema é possibilitar a seleção da escala de alcance (30, 130, 258 ou 386 km), para a obtenção de uma melhor resolução em distância para um alcance menor. Também possibilita alterar o modo de varredura (PPI ou RHI) e, o mais importante, gravar os dados em disco rígido. É também possível reanalisar os dados em função de diferentes relações Z-R (Moraes, 2011).

3.3.2 Imagens de Radar – PPI

Para a análise dos eventos extremos ocorridos no período de 17 a 19 de junho de 2010, foram usadas imagens PPI do SIRMAL na escala de 258 km. A escolha da escala foi explicada na seção 2.9. As imagens serviram, fundamentalmente, para mostrar a intensidade, a origem, a direção e em que locais estavam ocorrendo precipitação. Tais fatores nem sempre podem ser vistos apenas utilizando imagens de satélite, por isso que o uso de imagens de radar se fez tão necessária para o nosso estudo. A seguir, serão mostradas imagens PPI do SIRMAL em escala de 258 km e imagens do sensor HRV do satélite METEOSAT-9 para o dias 17, 18 e 19 de junho de 2004:

FIGURA 8 – Imagens PPI do SIRMAL.





Fonte: Sirmal.

A figura 8 mostra os locais onde estão realmente precipitando (17, 18 e 19 de junho de 2010 às 13h00min HL), mostrando quelinhas de células convectivas se alinharam ao longo dos leitos dos rios Mundaú e Paraíba, na direção noroeste-sudeste,mas seu desenvolvimento se deu sobre o Oceano Atlântico e depois movendo-se em direção ao continente. As setas vermelhas indicam os locais onde, para o período estudado, o radar teve interferência proveniente de sinais de internet sem fio que atuam na mesma frequência da banda C (5,6GHz).

Importante observar que, mesmo havendo interferência nas imagens coletadas para o período, a análise para os locais e quantitativos de precipitação não foram afetados.

A Agência Nacional de Telecomunicações – Anatel já esteve no radar, com a finalidade de localizar o azimuth do sinal proveniente, e está tomando as providências para correção do mesmo.

3.4 Os Satélites METEOSAT

O primeiro satélite da série METEOSAT foi lançado em 23 de novembro de 1977 pelo veículo Delta 2000 a partir do Cabo Canaveral e foi batizado de METEOSAT-1. Dando continuidade ao programa METEOSAT, a primeira geração dos satélites METEOSAT-2, 3, 4, 5, 6, e 7 foi lançada entre 1981 e 1997. No dia 28 de agosto de 2002, o METEOSAT-8 foi posto em órbita, tendo dado início à segunda geração do METEOSAT. A segunda geração do METEOSAT foi formada pelos METEOSAT-8 e -9.

A segunda geração do METEOSAT constitui um marco na evolução histórica dos satélites METEOSAT, sendo que, relativamente à primeira geração, apresenta um maior número de canais e aperfeiçoamentos espectrais e de ganho nos canais do visível, permitindo assim uma melhor detecção de baixos níveis de luminosidade. A TABELA4 refere-se a uma comparação visual entre o SEVIRI e o MVIRI a bordo no METEOSAT primeira geração.

QUADROS1a e 1b - Comparação de algumas características dos radiômetros a bordo do METEOSAT primeira geração (MPG) e METEOSAT segunda geração (MSG).

PRIMEIRA GERAÇÃO							
Sensor MVIRI (Meteosat Visible and InfraRed Imager)							
Nº DO CANAL	BANDA E SPECTRAL (µm)	CARACTERÍSTICAS DA BANDA E SPECTRAL (µm)			UNIDADE DE MEDIDA	RESOLUÇÃO E SPACIAL	RESOLUÇÃO TEMPORAL
		λ_{in}	λ_{cent}	λ_{out}			
01	VIS0,7	0,45	0,73	1,00	W/m ²	5 Km	30 min
02	WV6,4	5,70	6,40	7,10	°C		
03	IR11,5	10,50	11,5	12,50	°C		

(a)

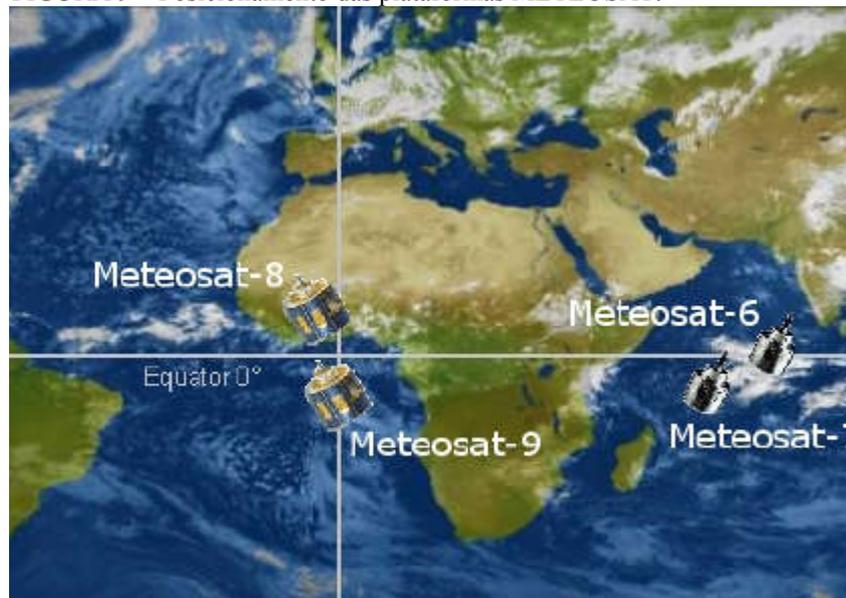
SEGUNDA GERAÇÃO							
Sensor SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager)							
Nº DO CANAL	BANDA E SPECTRAL (µm)	CARACTERÍSTICAS DA BANDA E SPECTRAL (µm)			UNIDADE DE MEDIDA	RESOLUÇÃO E SPACIAL	RESOLUÇÃO TEMPORAL
		λ_{in}	λ_{cent}	λ_{out}			
01	VIS0,6	0,56	0,64	0,71	W/m ²	3 Km	15 min
02	VIS0,8	0,74	0,81	0,88	W/m ²		
03	NIR1,6	1,50	1,64	1,78	W/m ²		
04	IR3,9	3,48	3,90	4,36	°C		
05	WV6,2	5,35	6,25	7,15	°C		
05	WV7,3	6,85	7,35	7,85	°C		
07	IR8,7	8,30	8,70	9,10	°C		
08	IR9,7	9,38	9,66	9,94	°C		
09	IR10,8	9,80	10,80	11,80	°C		
10	IR12,0	11,00	12,00	13,00	°C		
11	IR13,4	12,40	13,40	14,40	°C		
12	HRV	Largura da banda entre 0,4 – 1,1 µm			W/m ²	1 Km	

(b)

Fonte: Eumetsat.

O primeiro satélite de segunda geração lançado foi o MSG-1 (METEOSAT-8) em 28 de agosto de 2002 e considerado em operação a partir de 2004. Com o lançamento desse satélite, as imagens têm sido enviadas de 15 em 15 minutos em vez de 30 em 30 minutos como acontecia com os satélites de primeira geração. Mais uma vantagem é que são 12 canais espectrais em vez de três e, por essa razão, fornecem 20 vezes mais informação do que seus antecessores, o que é considerado mais adequado para fazer previsões de curto prazo de fenômenos meteorológicos significantes, assim como neve, nevoeiro e trovoadas. O METEOSAT-9 ou METEOSAT de Segunda Geração (MSG-2) foi lançado em 21 de dezembro de 2005 e a primeira imagem do MSG-2 foi realizada em 24 de janeiro de 2006. Essa geração está gradativamente substituindo a primeira geração, e atualmente o METEOSAT-9 provê informações para o sistema GEONETCast. A FIGURA 9 exibe a localização e a área de cobertura.

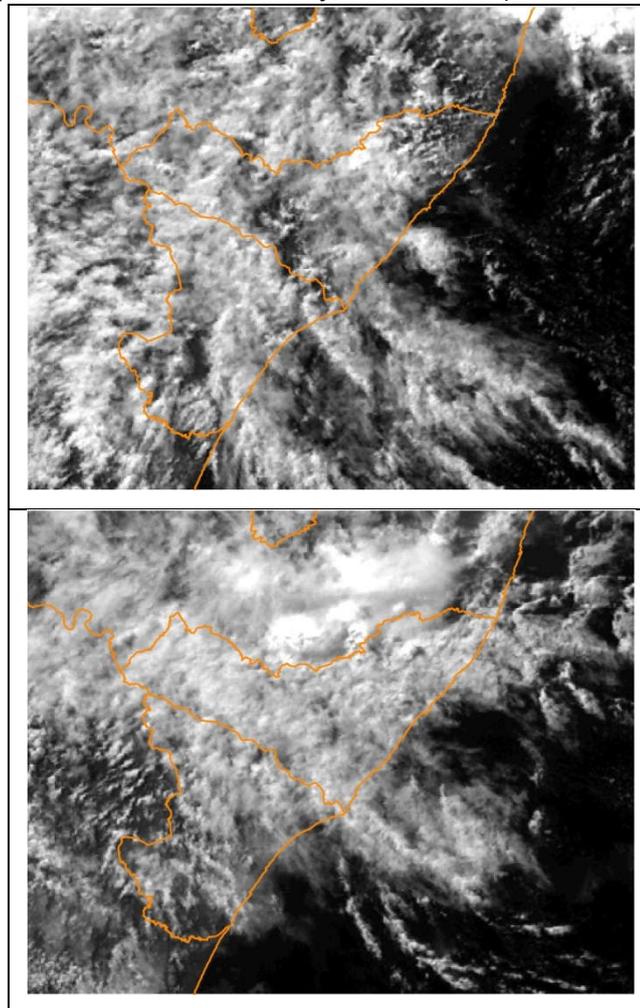
FIGURA 9 – Posicionamento das plataformas METEOSAT.

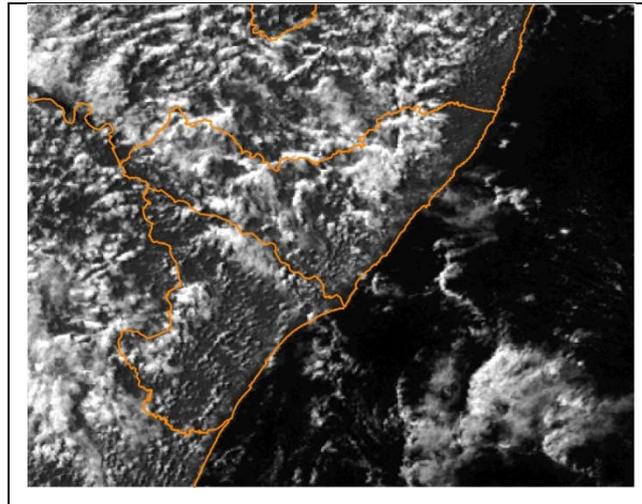


Fonte: Eumetsat.

Ambos os satélites da segunda geração estão localizados nominalmente a 0° de latitude, o METEOSAT-9 está a 0° de longitude e o METEOSAT-8 está deslocado 9.5° a leste. Cada satélite foi projetado para ter um tempo de vida de aproximadamente sete anos. A FIGURA 10 mostra imagens HRV para os dias 17, 18 e 19 de junho de 2010:

FIGURA 10: imagens HRV mostrando a região de concentração das nuvens para os dias 17, 18 e 19 de junho de 2010 (13h00min HL).





Fonte: Empresa de Pesquisa Agropecuária do Rio Grande do Norte (EMPARN).

3.5 Área de Análise

As bacias hidrográficas dos rios Mundaú e Paraíba cujos limites geográficos são (08°41'34" e 09°14'00" Sul, e 36°03'36" e 36°37'27" Oeste) e (6°51'31" e 8°26'21" Sul, 34°48'35" e 37°2'15" Oeste) (FIGURA11) compreendem uma área de drenagem total de 7.272 km², e abrangem as porções Centro e Nordeste da Mata Alagoana e a porção Centro do Litoral da Mata Alagoana. Ambas as bacias, são as mais significativas do Estado.

No vale principal do rio Mundaú estão localizadas as cidades de Rio Largo, Murici, Branquinha e União dos Palmares. Nos vales secundários estão localizadas as cidades de Messias, Santana do Mundaú, São José da Laje e Ibateguara. Na laguna formada pelo afogamento de seu estuário, estão as cidades de Satuba, Coqueiro Seco, Santa Luzia do Norte e Maceió. Na Serra do Gigante, próximo à Fazenda Araçá, município de Caetés, Pernambuco, a nascente do citado rio.

Já no vale do rio Paraíba do Meio, localizam-se as cidades de Atalaia, Capela, Cajueiro, Viçosa, Paulo Jacinto e Quebrangulo. Nos vales secundários do referido rio, localizam-se as cidades de Mar Vermelho, Pindoba e Chã Preta. A nascente do rio localiza-se no extremo oriental da Serra do Gigante, ao norte do município pernambucano de Bom Conselho. As duas bacias possuem uma população total de 1, 3 milhões de habitantes.

FIGURA 11. Localização das bacias hidrográficas dos rios Mundaú e Paraíba do Meio.



Fonte: Agência Nacional de Águas(ANA), 2011.

As atividades econômicas existentes nas duas bacias estão ligadas ao setor agrícola e pecuário, sendo a mais representativa, a cana-de-açúcar, onde existem 13 usinas de açúcar em produção com uma área plantada na safra 1997/1998 de 455.952 hectares. O setor açucareiro está entre os maiores empregadores da região. A pecuária, na região baseia-se no gado de corte e de leite e tem um plantel de 98.574 cabeças, conforme o Anuário Estatístico Estadual (2004).

Também no setor pecuarista, existe a criação de um efetivo de 1.263.202 de aves (2004). Alguns municípios possuem ainda, a agricultura de sequeiro (feijão, milho, mandioca...) e fruticultura (laranja, banana, coco...) em pequena escala sendo voltada apenas ao abastecimento interno de pequenos comerciantes e a comercialização em feiras-livres da região.

Outra atividade como turismo, é fortemente baseada na exploração da faixa litorânea e lagunar. Este setor apesar de representativo na composição econômica da região, ainda não tem o devido investimento por parte das autoridades locais. Indústrias como cloroquímicas, químicas, alimentícias e comércio também são encontradas na região.

Os indicadores sociais – analfabetismo, endemias, déficit habitacional, mortalidade infantil, violência, etc. - da região estão entre os mais negativos de Alagoas. Excetuando-se Maceió, todos os municípios compreendidos pela bacia apresenta um índice de

Desenvolvimento Humano (IDH) inferior a 0,5, valor que coloca a região entre os 13 bolsões de pobreza extrema existentes no Brasil.

A atividade canavieira marcou a formação econômica e as relações sociais e políticas existentes na área desde a implantação dos antigos engenhos bangües no século XVI. Os 400 anos de atividade ininterrupta do setor açucareiro na região trouxe consigo, significativas alterações nos componentes físicos da paisagem onde as margens dos vales dos rios Mundaú e Paraíba do Meio foram gradualmente descaracterizadas para receber o cultivo da cana.

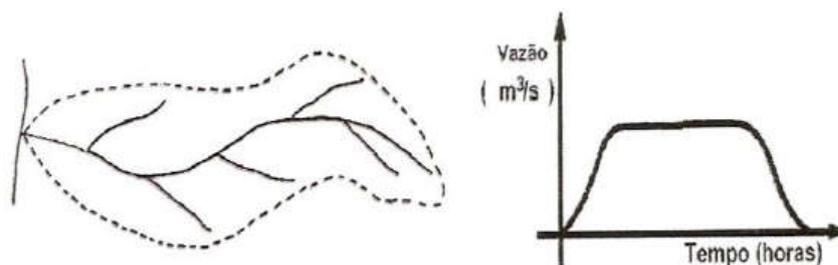
Os planos governamentais de apoio ao setor canavieiro como o Proálcool, na década de 1970, teve como efeito a expansão da atividade para as vertentes dos referidos vales, fato que contribuiu na aceleração da erosão e transporte de sedimentos para as calhas dos rios, pois as condições climáticas das áreas - caracterizadas por um índice de chuvas médio superior a 1.400 mm e temperatura média de 25°C - são fatores que acentuam ainda mais o processo de assoreamento dos mesmos via escoamento superficial.

3.5.1 Histórico das Inundações nos Vales dos Rios Mundaú e Paraíba do Meio

Os riscos ambientais de uma área impõe, necessariamente, o reconhecimento de sua *álea*, que em uma definição é o *acontecimento possível; pode ser um processo natural, tecnológico, social, econômico, e sua probabilidade de realização*” (Veyret 2007, p. 24). No caso dos vales citados, as características físico-naturais de ambas as bacias são fatores que, inicialmente, não contribuem diretamente para a propagação de inundações.

As bacias apresentam um formato elíptico (FIGURA 12), tendo, a saída das mesmas, na ponta do maior eixo, fato que proporcionaria um escoamento mais distribuído no tempo, produzindo, portanto uma enchente menor.

FIGURA 12. Bacia elíptica e as características do escoamento nela originado por uma precipitação uniforme.



O padrão de drenagem das bacias é do tipo dendrítico, que se caracteriza por um:

Ramificado irregular bastante randômico é típico de terrenos onde o substrato rochoso é uniforme, tais como os de rochas sedimentares com acamamento horizontal ou de rochas ígneas ou metamórficas sem orientações, preferencialmente nem foliações. (Press, 2006, p. 357).

A geomorfologia local é representada pelos baixos planaltos nos contrafortes da Borborema com a presença de pequenas colinas e algumas cristas e também pelos tabuleiros costeiros e planícies com a predominância de cordões litorâneos e restinga.

As inundações são um fenômeno que ocorrem com frequência nas bacias dos rios Mundaú e Paraíba do Meio e que em várias ocasiões provocaram sérios danos às cidades que foram atingidas pelo evento extremo. Em ambos os momentos, o excesso de chuvas à montante das bacias foram a principal causa deste acontecimento.

Conforme Fragoso Júnior *et al* (2010) historicamente, nos últimos 100 anos, foram registradas 7 grandes inundações na região das duas bacias (1914, 1941, 1969, 1988, 1989, 2000 e 2010) que provocaram grandes transtornos à população das cidades diretamente atingidas. Para muitos moradores, as inundações são vistas como naturais e já fazem parte de cotidiano dos mesmos.

O pouco desenvolvimento das técnicas de mensuração de variações climáticas não permitiu que as inundações ocorridas nos anos de 1914 e 1941 tivessem os seus registros totalmente conhecidos, só existindo na memória dos moradores mais antigos das cidades.

A inundação ocorrida no ano de 1969   uma das mais lembradas pelos moradores da cidade de São José da Laje, a 96 km de distância de Maceió. Naquele ano, o rio Canhoto, afluente do rio Mundaú, teve as suas águas extravasadas para o leito maior excepcional do mesmo, uma verdadeira “tromba d’água” segundo os moradores, o que causou a destrui o da antiga cidade.

Foram registradas as mortes de 400 pessoas durante as 4 horas em que o trágico evento aconteceu na cidade de São José da Laje, onde 1.200 casas ficaram totalmente destruidas e 10.000 pessoas foram diretamente atingidas. Na ocasião, o prefeito assinou um decreto que proibia a utiliza o das margens do rio Canhoto para fins de moradia no perímetro urbano, sendo seguido durante o dec nio posterior ao ocorrido, fato que não se observa mais, pois a popula o voltou a ocupar as margens do rio. Em toda a região, 1.100 pessoas morreram na inunda o de 1969.

No ano de 1988, a população que habita as bacias dos rios Paraíba do Meio e Mundaú voltam a sofrer com uma nova inundação. 21 municípios, conforme Fragoso Júnior *et al* (2010), foram atingidos deixando um saldo de 9.000 casas danificadas e 4.000 residências destruídas por completo. Na ocasião, todos os serviços públicos e a infra-estrutura das cidades foram seriamente afetadas. Registros do evento na estação da Fazenda Boa Fortuna apontaram que o rio Mundaú teve uma cheia de 9,3 m, e uma vazão máxima registrada de 912 m³/s.

No mês de julho do ano seguinte (1989) uma nova inundação atingiu 17 dos 21 municípios anteriormente afetados pelas inundações do ano anterior. 14.600 casas foram afetadas, 6.700 não resistiram à força das águas e foram destruídas. Novamente a infra-estrutura já comprometida no ano precedente, foi seriamente afetada.

O Distrito Industrial Governador Luiz Cavalcante, em Maceió, nessa ocasião passa por uma de suas fases mais críticas, onde 26 fábricas tiveram que paralisar as suas produções por quase um mês, o que se reverte no fechamento de vários postos de trabalho no local. A vazão máxima do rio Mundaú, na estação Fazenda Boa Fortuna, registrou o valor de 1042 m³/s, sendo que nesse evento, não há registro do nível máximo de cheia na série histórica do rio.

Após estas duas grandes inundações ocorridas em um curto espaço de tempo (13 meses), o então governo da época em Alagoas, Fernando Collor de Mello, sucedido em 1989 por Moacir Andrade, elabora um relatório com diagnósticos sobre os danos causados pelas inundações que previa uma série de medidas para evitar que novas tragédias ocorressem nos vales dos referidos rios que iam desde o reflorestamento de matas ciliares, passavam pela construção de reservatórios para atenuar a força das inundações a abrangia até a criação de um sistema de alerta de prevenção de enchentes. Nenhuma destas medidas, na prática, foi efetivada.

As duas inundações, pelo menos, deixaram claras que o modo como se vinha utilizando o solo ao longo das margens dos rios era um fator que potencializa a ocorrência de tragédias nas áreas.

A substituição da vegetação ciliar original para o cultivo intensivo da cana-de-açúcar, a descaracterização de matas para a exploração pecuarista e a precariedade das habitações ao longo dos cursos fluviais eram fatores que, conhecidamente, afetam o equilíbrio dos rios, pois a estes seguiam outras formas de degradação como o assoreamento da calha menor do rio, o que, por consequência, fazia os rios aumentarem a largura de suas calhas através da erosão das margens para assim manter o seus equilíbrios devido ao decréscimo de suas profundidades.

Onze anos após a última inundação nos vales dos referidos rios, mas uma vez, a não adoção de medidas para atenuar os efeitos dos eventos de cheias que são potencializados pelo excesso de chuvas, mostra-se trágico. No ano 2000, 36 pessoas morrem e 76.000 ficam desabrigadas em consequência de mais uma elevação da vazão dos rios. Dezenas de casas foram destruídas, a infra-estrutura fica mais uma vez comprometida, a linha férrea tem as suas atividades suspensas por várias semanas. Conforme Fragoso Júnior *et al* (2010) o nível máximo de cheia registrado entre os dias da inundação na estação Fazenda Boa Fortuna, no Rio Mundaú, foi de 10,5 m, com vazão máxima estimada em 1092 m³/s.

O ano de 2010 também não foge a sequência decenal de eventos extremos de inundação e entre os dias 16 e 20 de junho do mesmo ano, um novo período excessivo de chuvas provoca uma nova enchente nos vales dos rios Mundaú e Paraíba do Meio, o que deixa os Estados abrangidos pelos rios em situação emergência e calamidade pública.

Alguns moradores que passaram por circunstâncias semelhantes, já afirmam ter sido esta, uma das maiores enchentes vistas pelos mesmos. De acordo com o relatório da Defesa Civil de Alagoas, no dia 23 de junho de 2010, o número de desabrigados e desalojados eram de 26.618 e mil respectivamente. Foram informados um total de 26 mortes e 22 desaparecidos, e ainda 7.669 casas danificadas e 9.732 casas destruídas.

Na bacia do rio Mundaú, as cidades de Murici, Rio Largo, Branquinha, União dos Palmares, Santana do Mundaú figuravam entre as mais afetadas pela enchente. Já as cidades de Quebrangulo e Paulo Jacinto, ficaram seriamente afetadas pela inundação na bacia do rio Paraíba do Meio. A cidade de Branquinha, já conhecida na Zona da Mata de Alagoas por seus péssimos indicadores sociais, teve aproximadamente 80% de suas residências destruídas.

Diante da dimensão alcançada pela tragédia, medidas emergências foram tomadas para atenuar o desespero dos atingidos, como o fornecimento de cestas básicas, água potável e roupas. Toda esta mobilização teve uma forte participação da sociedade civil e dos meios de comunicação que promoveram campanhas de arrecadação de doativos aos desabrigados e a instalação de postos de coletas dos mesmos. O Governo Federal anunciou a liberação de 1 bilhão de reais para obras emergenciais.

Passado alguns meses do evento, medidas como a realocação da população de escolas públicas para barracas provisórias cedidas pela Defesa Civil e o Exército foram tomadas até que a construção de novas casas para os desabrigados fossem terminadas. Contudo, até o momento da construção desta dissertação, ainda não havia sido entregue nenhuma residência aos atingidos pelas cheias, mas grande parte da infra-estrutura destruída já foi recuperada.

3.5.2 Estudo de Caso – Junho de 2010 (FIALHO &MOLION, 2011)

Para analisar os dias 17, 18 e 19 de junho de 2010 foram utilizados dados observados de precipitação pluvial das cidades que estão localizadas nas bacias hidrográficas dos rios Mundaú e Paraíba, gentilmente cedidos pela SEMARH (AL) e do rio Capibaribe, pelo LAMEPE/ITEP. A análise das condições de grande escala foi feita com dados de Reanálises do NCEP/NCAR, dispostos em pontos de grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, que corresponde a uma distância média de 280 km, extraídos do site ESRL/PSD/CDC/NOAA, que incluem variáveis, como divergência do campo de vento, radiação de onda longa emitida para o espaço (ROLE) e temperatura da superfície do mar (TSM). Utilizaram-se, também, imagens realçadas do satélite GOES 12 no canal infravermelho e imagens de radar do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas (SIRMAL) para avaliar a intensidade e visualizar o deslocamento dos sistemas precipitantes.

As configurações do clima tropical global foram estabelecidas por um evento El Niño que se iniciou em maio de 2009, se intensificou para um evento moderado-forte e se dissipou na terceira semana de maio de 2010, dando lugar a um evento La Niña forte. Os maiores totais pluviométricos do mês de junho de 2010 (CPTEC/INPE) foram observados no leste Pernambuco, se estendendo entre as divisas da Paraíba e de Alagoas. Esses totais foram resultantes da incursão de, pelo menos, quatro sistemas frontais que penetraram na região equatorial a partir do dia 20 de maio. Foram observados desvios positivos, entre 100 a 300 mm, ao longo da costa, possivelmente associados à forte convergência do fluxo de umidade, pois as anomalias de temperatura da superfície do Atlântico estiveram acima da média, entre 1°C e 2°C , durante todo esse mês. Essa configuração é característica de eventos La Niña fortes. Os totais pluviométricos das localidades do leste dos Estados de Alagoas e Pernambuco para os dias 17 a 19 de junho constam na QUADRO 2. Notou-se que os maiores totais ocorreram no nordeste e leste de Pernambuco sobre as bacias dos rios Capibaribe, Goiana, Ipojuca, Sirinhaem e Una.

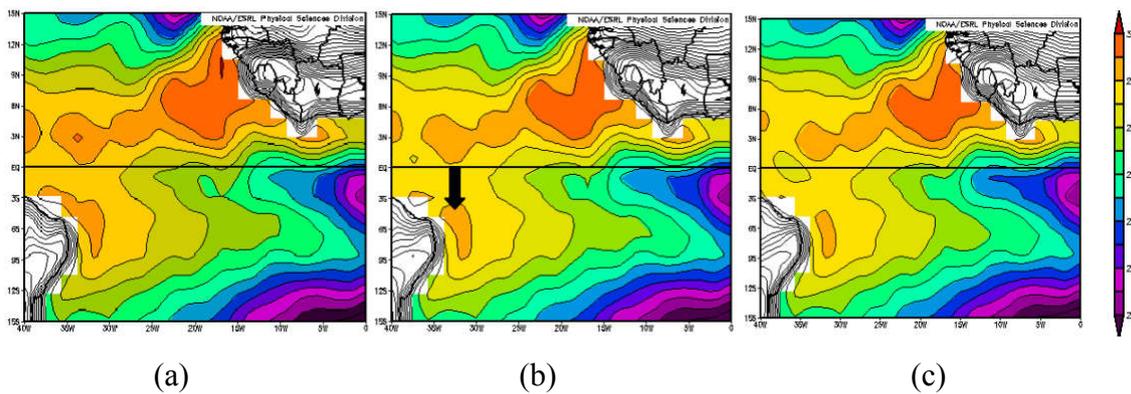
QUADRO 2 - Totais diários de chuva – Junho 2010.

Bacia Hidrográfica	Localidade	Precipitação 17/06/2010	Precipitação 18/06/2010	Precipitação 19/06/2010	Precipitação Total (mm)
Capibaribe (PE)	Recife (LAMEP)	85,8	115,9	150	351,7
Capibaribe (PE)	Camaraçibe	80,2	93,6	148,5	322,3
Capibaribe (PE)	Jaboatão dos Guararapes	80,6	82,5	101,7	264,8
Mundaú (PE)	Correntes	29,1	54	184	267,1
Mundaú (AL)	São José da Lage (SEMARH)	40,5	171	8,3	219,8
Mundaú (AL)	Santana do Mundaú (SEMARH)	21,3	63	4,5	88,8
Paraíba (AL)	Chã Preta (SEMARH)	41,2	73,5	10	124,7
Paraíba (AL)	Palmeira dos Índios (INMET)	24	49,2	11,2	84,4
Paraíba (AL)	Atalaia (Defesa Civil)	26,2	39	13,4	78,6

Fonte: SEMARH-AL e LAMEP/ITEP

Segundo Hastenrath (1985), valores de temperaturas da superfície do mar (TSM) de acima de 26,5°C são necessários para a intensificação das perturbações atmosféricas em sua interação com os oceanos, como furacões e tempestades tropicais. Nas FIGURAS 13a a 13c, constataram-se TSM superiores a 28°C na maior parte do Atlântico Equatorial, em particular próximas à costa do ENE. Notou-se que uma mancha de água quente (seta), com temperatura superior a 29°C, deslocou-se para o sul entre os dias 17 e 19, possivelmente gerada por uma forte perturbação atmosférica, proveniente da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e que deve ter intensificado a convergência do fluxo de umidade ao longo da costa. A liberação do calor latente fez com que a perturbação se transformasse em uma tempestade tropical, desenvolvendo-se rapidamente, e permanecesse ativa por cerca de 35 horas.

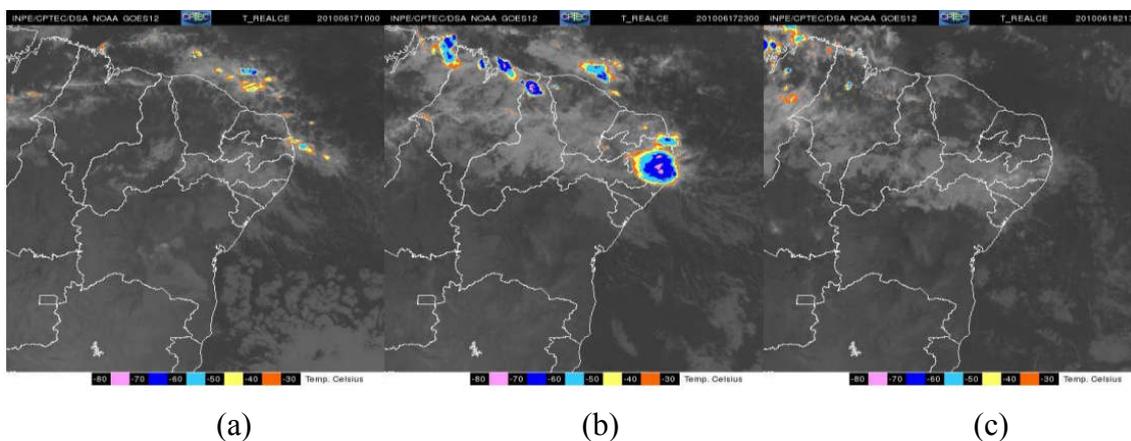
FIGURA13: Temperatura de superfície do mar (TSM) em graus Celsius, (a) dia 17 de junho, (b) dia 18 de junho e (c) dia 19 junho.



Fonte: ESRL/PSD/CDC/NOAA

As imagens realçadas do satélite GOES 12 mostram a temperatura do topo das nuvens. Topos muito frios, de acordo com a legenda, indicam nuvens com grande desenvolvimento vertical, aglomerados de Cumulonimbo (Cb), que provocam totais pluviométricos significativos. Na FIGURA 14a, no dia 17 de junho às 10Z, observou-se a presença de uma linha composta de aglomerados de células convectivas (Cb) que se aproximou da costa do Estado da Paraíba. A linha deu origem a uma tempestade tropical, conforme notado na imagem da FIGURA 14b, às 23Z do mesmo dia. Pela escala de cores fornecida, alguns topos apresentaram temperaturas inferiores a -80°C , correspondentes a cerca de 16km, ou superior, de altura. A tempestade tropical continuou a se expandir durante o dia 18 e sua borda sudoeste se deslocou, atingindo as bacias dos rios Una e Mundaú. No dia 18 de junho, na imagem das 21:30Z (FIGURA 14c), já não havia vestígios da tempestade tropical.

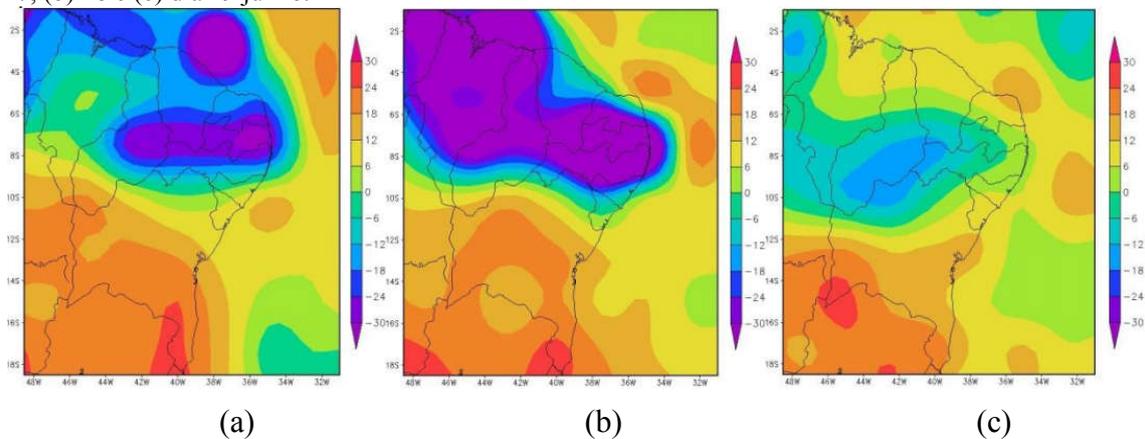
FIGURAS 14a, 14b e 14c: satélite GOES 12 mostrando a temperatura do topo das nuvens.



Fonte: CPTEC/INPE.

A seqüência das imagens confirmou que a perturbação se iniciou no campo dos Alísios equatoriais, se deslocou de nordeste para sudoeste, foi intensificada pela convergência do fluxo de umidade ao longo da costa, atingindo principalmente a bacia do rio Capibaribe. Algumas células convectivas atingiram as bacias dos rios Mundaú e Una pontualmente. Essa conclusão foi reforçada pelo campo das anomalias do fluxo de radiação de onda longa emergente (ROLE). Valores de anomalias positivos indicam emissões para o espaço superiores à média, associados à nebulosidade baixa ou inexistente. Já, valores negativos indicam emissões inferiores à média, que estão associadas a nuvens convectivas bem desenvolvidas e de topo frio. Nas FIGURAS 15a a 15c, mostraram-se os campos de ROLE para os dias 17 a 19 de junho. Constataram-se anomalias negativas de ROLE no norte do Estado de Pernambuco e Paraíba com valores inferiores a -30 W/m^2 , indicando a existência de nuvens convectivas profundas. Na FIGURA 15b, correspondente ao dia 18 de junho, percebeu-se que a área convectiva aumentou e atingiu o norte do Estado de Alagoas. O dia seguinte (FIGURA 15c) apresentou anomalias positivas de ROLE, indicando ausência de nuvens convectivas, ou seja, que a tempestade tropical já havia se dissipado.

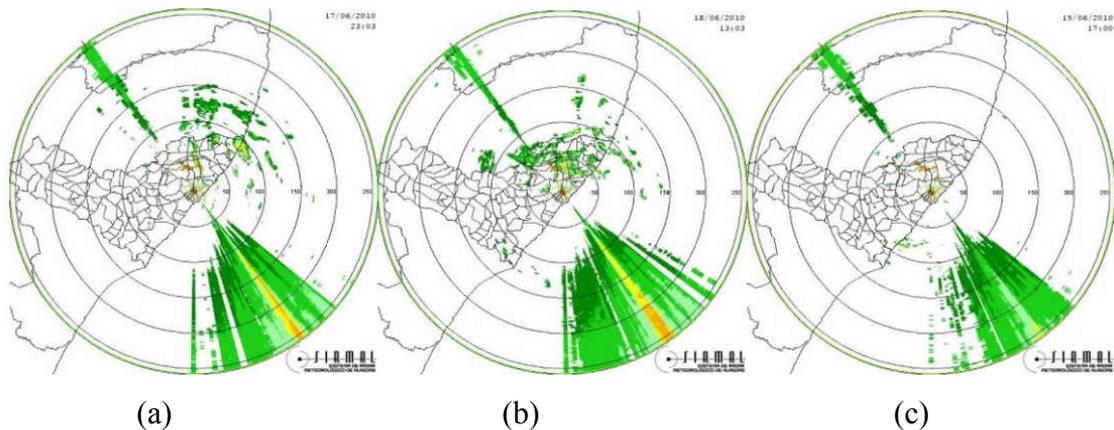
FIGURA 15: Anomalias de radiação de onda longa emitida para o espaço (ROLE) em (W/m^2) para os dias: (a) 17, (b) 18 e (c) dia 19 junho.



Fonte dos dados: ESRL/PSD/CDC/NOAA

Nos dias analisados, o radarmeteorológico do SIRMAL não estava funcionando adequadamente, pois estava passando por uma manutenção no seu esquema elétrico (gerador e *no-break*), mas percebeu-se, na imagem do dia 17 de junho (FIGURA 16a), que a precipitação não foi intensa e ocorreu primeiramente sobre o leste do Estado de Pernambuco.

FIGURA 16: Imagens do radar meteorológico de Alagoas para os dias (a) 17 às 23HL, (b) 18 de às 13HL e (c) 19 de junho às 17 HL.



Fonte: SIRMAL

Entre os dias 17 e 18 (e.g., FIGURA 16b), a animação das imagens do radar mostrou que 3 linhas de células convectivas se alinharam ao longo dos leitos dos rios Mundaú e Paraíba, na direção noroeste-sudeste, porém suas taxas de precipitação não foram intensas a ponto de provocar a catástrofe observada. Notou-se a ausência de precipitação nas imagens do dia 19 (e.g., FIGURA 16c).

3.5.2.1 Conclusão

Tempestades tropicais (TT) não são raras na costa do ENE e ocorrem principalmente entre junho e agosto, quando a ZCIT está deslocada mais para o norte de sua posição média e com as águas na costa do ENE acima de 28°C. Embora não se tenha um registro de longo prazo, as TT parecem ser mais comuns em anos de La Niña (Molion e Bernardo, 2002). Sua gênese está associada à penetração de sistemas frontais, ou seus restos, que conseguem atingir latitudes equatoriais nessa época do ano. O mecanismo de formação da TT pode ser direto ou indireto. Em 1 de agosto de 2000, uma TT assolou o sul de Pernambuco (bacia do rio Una) e o norte de Alagoas, produzindo totais pluviométricos superiores a 300 mm em menos de 12 h, causando 56 mortes e danos materiais superiores a US\$ 300 milhões.

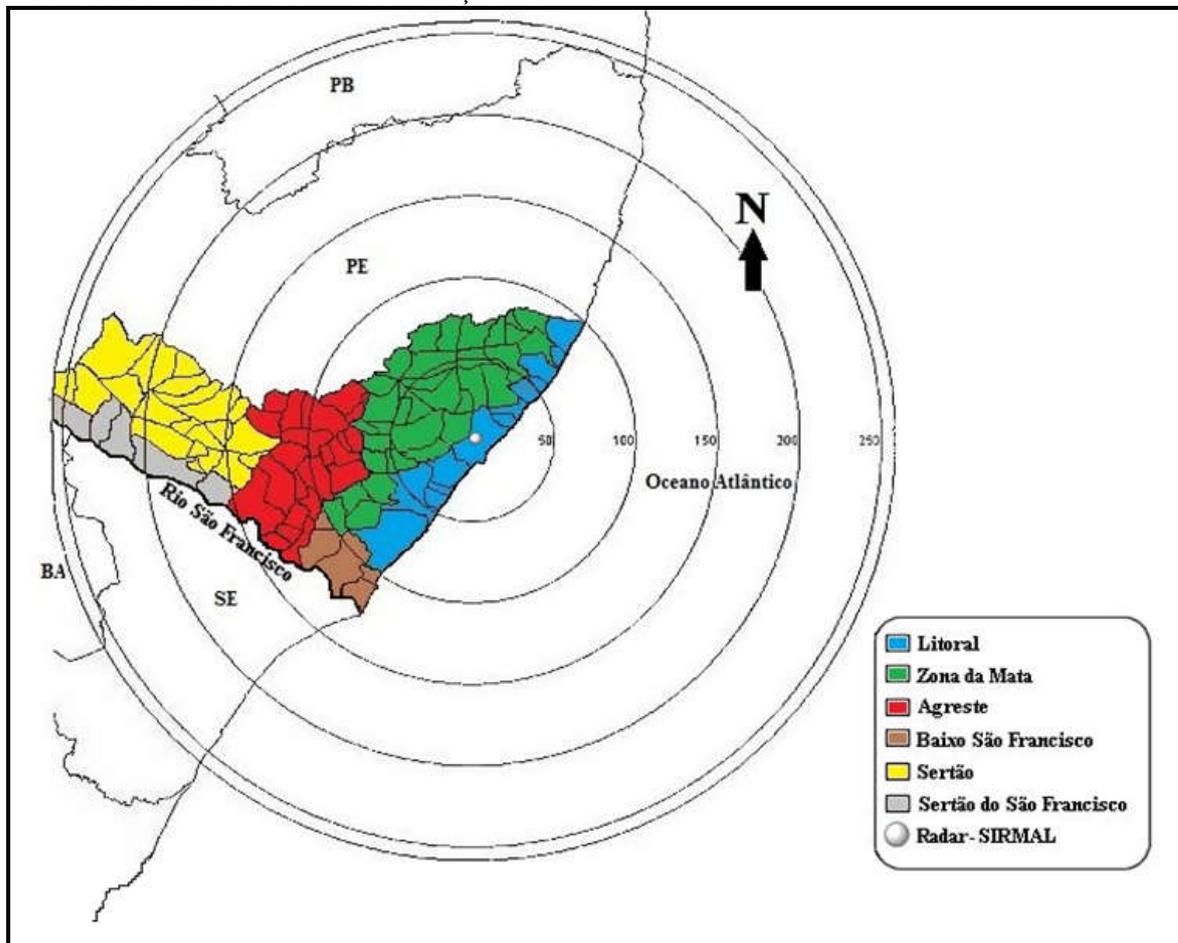
Naquele caso, foram restos de um sistema frontal sobre a região que organizaram a convecção diretamente sobre a costa. No presente estudo, o mecanismo foi indireto. Restos de um sistema frontal interagiram com os Alísios na região equatorial, em cerca de 5°S latitude e 25°W de longitude, produziram uma perturbação que, ao se aproximar do continente, teve a convergência do fluxo de umidade intensificada e transformou numa TT de escala sub-sinótica. Produziu grandes totais pluviométricos acumulados, principalmente sobre as bacias dos rios Capibaribe, Ipojuca e Una, e totais modestos sobre as dos rios Mundaú e Paraíba. Esses totais não seriam suficientes para provocar a onda de cheia catastrófica que se deslocou rapidamente sobre essas últimas duas bacias no dia 18 de junho, mas podem ter contribuído para o rompimento de barragens, particulares na sua maioria, existentes ao longo desses rios e de seus afluentes. Cita-se, como exemplo, o rompimento da barragem do Açude da Nação, Município de Bom Conselho (PE), no dia 18 de junho aproximadamente às 13:30h (website cabaña-on, 2010). Esse açude comportava um volume de, pelo menos, 600 milhões de m³ de água, numa altitude de 650 metros. Com o rompimento, dada a diferença de altitude, a onda de cheia se desenvolveu rapidamente nas cabeceiras do rio Paraíba, atingindo os municípios alagoanos próximos ao litoral em cerca de 6 horas. Convém salientar que, no caso do evento estudado, ou seja, perturbações geradas pela penetração de sistemas frontais longe da costa do ENE com águas oceânicas aquecidas, é possível acompanhar sua evolução por meio das imagens de satélite e emitir um “estado de atenção”. Entretanto, é praticamente impossível prever, com antecedência, se a perturbação vai se transformar numa TT. Somente um sistema de radares meteorológicos, ao longo da costa do ENE, permitiria elaborar “nowcasting” com algumas horas de antecedência, uma vez que essas tempestades tropicais apresentam um ciclo de vida relativamente curto, tipicamente 12 a 30 horas.

3.5.3 Localização do Radar - SIRMAL

O Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas (SIRMAL) está localizado numa região de tabuleiro costeiro, mais precisamente, no Campus A. C. Simões da Universidade Federal de Alagoas, bairro do Tabuleiro do Martins, possuindo as seguintes coordenadas geográficas: Latitude: 09°33'04,8" Sul, Longitude: 35°46'14,8" Oeste e Altitude: 100 m (FIGURA17). O radar de Alagoas “observa” a atmosfera em até 350 km de raio, com 50% sobre o oceano e 50% sobre o continente, abrangendo na totalidade os Estados de Alagoas e Sergipe, e parcialmente, os Estados de Pernambuco, Bahia, Paraíba e Rio Grande do Norte, sendo assim,

todas as áreas das bacias hidrográficas apresentadas neste trabalho, são monitoradas pelo SIRMAL.

FIGURA 17 - Área de estudo e localização do Radar.



Fonte: SIRMAL

3.6 Construção das imagens do Radar de Alagoas

Para uma melhor compreensão da construção das imagens do radar meteorológico de Alagoas é necessário entendermos o processo de digitalização dos dados que são gerados.

3.6.1 Sistema de arquivos do Sassandra

Os arquivos RD possuem um padrão de organização “proprietário”, ou seja: específico do sistema Sassandra. Os dados são gravados em seqüências que compõem as radiais. Cada radial é iniciada por um cabeçalho que contém as informações descritas no QUADRO 3.

QUADRO 3 - Estrutura do Cabeçalho das Radiais do Radar de Alagoas

Tamanho da Radial	2 bytes
Data	4 bytes
Hora	3 bytes
Varredura	1 byte
Resolução em distância	1 byte
Azimute	2 bytes
Elevação	2 bytes
Dados digitalizados	Até 512 bytes

Fonte: SIRMAL

Para cada pulso emitido pelo radar gera-se uma seqüência de 512 bytes com a intensidade medida em cada ponto definido pela resolução em distância utilizada. Cada um desses 512 bytes é acumulado para o cálculo do valor médio após a digitalização de 64 pulsos. Quando o 32º pulso vai ser lido, o sistema registra o azimute e a elevação da antena, bem como a data e a hora da leitura daquela radial.

O processo de integração (64 amostras) na digitalização do sinal visa melhorar a relação sinal/ruído. Com a integração, sinais de variação totalmente aleatória (ruído) são fortemente atenuados.

Sendo necessários 64 pulsos e como a PRF do WR100-5 é de 250Hz, tem-se uma taxa de 3,9 radiais produzidas por segundo.

3.6.2 O Sistema RADAR AUTO

Os dados da digitalização do sinal recebido pelo programa RADAR são gravados no servidor Radarserver no formato definido pelo software de aquisição do Sassandra (item 3.7). São arquivos binários com a extensão “*.RD”, que contêm os dados das radiais. A composição da radial pode ser dividida em duas partes:

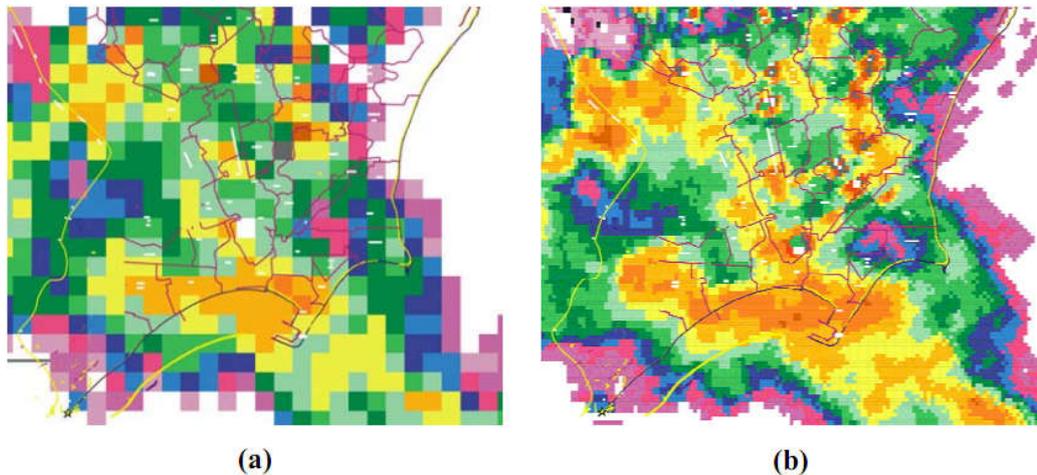
- CABEÇALHO: data, hora, azimute, elevação, escala, tipo de varredura;
- DADOS: intensidade do eco em função do tempo (espaçados uniformemente em relação ao tempo; o espaçamento depende da escala).

A leitura, processamento e geração de imagens a partir dos arquivos “*RD” são executados pelo programa RADARAUTO, que foi escrito especificamente para esse fim.

3.6.2.1 Algoritmo do programa RADARAUTO

1. Inicia as variáveis;
2. Define as constantes usadas no programa;
3. Abre arquivo “*.RD”;
4. Descarta a primeira radial: isso se torna necessário devido ao fato do hardware contaminar a primeira radial de uma determinada escala com os dados da escala anterior;
5. Do cabeçalho da primeira radial válida, extrai as informações sobre a varredura efetuada: PPI ou RHI e escala;
6. Define as variáveis que ajustarão os cálculos em função da escala e tipo de varredura;
7. Lê o valor presente na radial;
8. Aplica-se a equação 2.19
9. Com o Azimute – PPI (ou elevação - RHI) e a distância do ponto lido, inicia-se um loop para o preenchimento da área representada pelo ponto como valor determinado em 8;
10. Através da conversão de coordenadas polares em cartesianas calcula-se a posição do elemento em uma matriz que comporá a imagem final.
11. Repete 7 até que todas as radiais tenham sido processadas.
12. A matriz é gravada e feita a conversão para um formato gráfico padrão (GIF);
13. O tamanho da imagem é reduzido;
14. Aplica-se o overlay contendo o mapa correspondente à área de varredura;
15. Arquia-se a imagem final no formato JPG para acesso através do navegador;
16. A imagem é disponibilizada para o uso via internet.

As FIGURAS 18a e 18b mostram uma comparação entre a resolução das imagens obtidas através do programa RADAR (capturada da tela) e através do RADARAUTO.



Fonte: SIRMAL.

3.7 Imagens Geradas pelo programa RADARAUTO

Dentro da filosofia operacional, estabelecida para o SIRMAL, um servidor WEB disponibiliza aos usuários (internos e externos) o acesso às imagens geradas em cada varredura.

O núcleo de informática do SIRMAL elaborou uma página com recursos para a visualização das imagens através de animações, com ferramentas para medição de distâncias e controle das animações.

As imagens geradas pelo sistema RADARAUTO são arquivadas no servidor do SIRMAL, estando disponíveis para consulta através de buscas por data, horário e escala de alcance. As imagens mais recentes são acessíveis diretamente, bastando selecionar a escala desejada.

As cores presentes nas escalas e a própria escala das imagens geradas pelo software RADARAUTO foram definidas com o intuito de manterem uma compatibilidade visual com as imagens geradas pelo programa RADAR. As taxas de precipitações correspondentes aos diversos níveis do fator de refletividade (dBZ) foram calculadas com base na relação Z-R de uso geral definida por Moraes (2003).

Tendo em mente que, num primeiro momento os produtos do SIRMAL visam oferecer subsídios para operações das usinas sucro-alcooleiras e da Defesa Civil, uma vez que a grande maioria dos usuários não tem uma familiaridade com a meteorologia, optou-se por eliminar das imagens geradas refletividades que não representassem uma quantidade sensível de precipitação. Isso se tornou necessário para que não houvesse uma falsa interpretação das imagens por parte dos usuários, os quais se interessam apenas pela informação de precipitação.

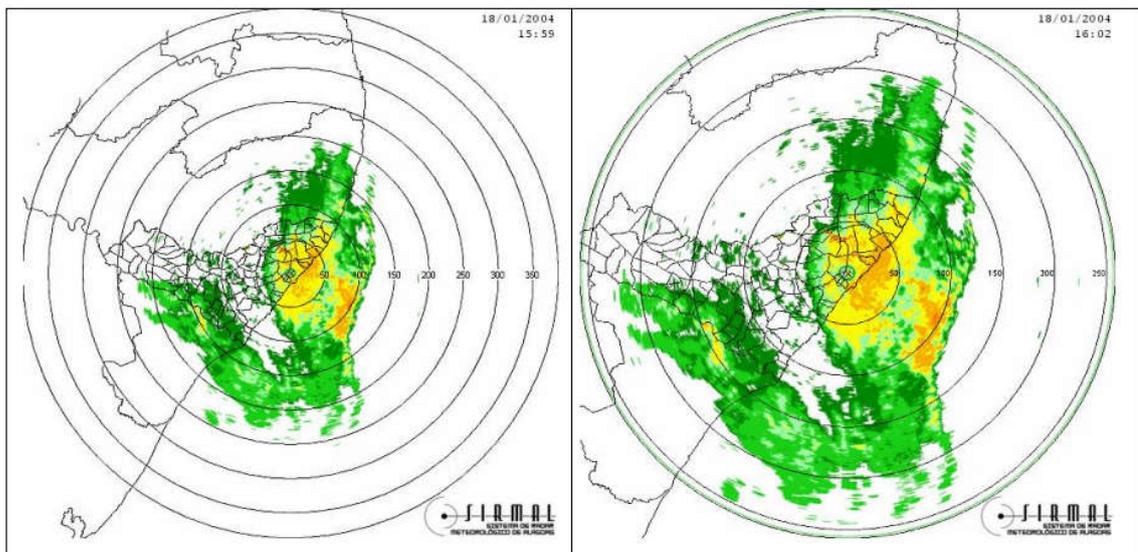
Através da relação Z-R determinada por Moraes (2003), o nível de corte de refletividade foi estabelecido em +15dBZ. Desse modo, precipitações com taxas abaixo de 0,5 mm h⁻¹ não são mostradas nas imagens apresentadas aos usuários. Vale ressaltar que os arquivos gravados (*.RD) não são alterados, podendo ser reprocessados de acordo com a necessidade.

QUADRO 4 - Escala de refletividade, sem filtro, de -25dBZ à 60dBZ.

	dBZ	mm h ⁻¹
	60	>333
	55	333
	50	136
	45	56
	40	23
	35	10
	30	4
	25	2
	20	1
	15	0,5
	10	0,1
	5	0,01
	0	-
	-5	-
	-10	-
	-15	-
	-20	-
	-25	-

Fonte: SIRMAL.

FIGURA19 - Imagens geradas pelo RADAR AUTO: escalas 386 e 258 km, dia 18/01/2004.



Fonte: SIRMAL.

3.8 Geração da imagem RASAT

A partir da geração das imagens pelo programa RADARAUTO é feita a criação da imagem RASAT que contempla a junção de uma imagem de radar a uma imagem de satélite. O processo de criação da imagem RASAT se dá da seguinte forma:

- Verificação da existência de uma nova imagem de satélite no repositório de imagens, *FTP* por exemplo e, caso não haja, inicia-se o processo de *download* da mesma;
- Aquisição das imagens dos canais infravermelho e visível de alta resolução dos satélites METEOSAT 9 via *WGET* que é um programa livre que propicia o download de dados da web, a partir do *FTP* daEMPARN;
- Uso do *imagemagick* para redimensionar as imagens do Radar, fazendo com que essa imagem seja adequada a resolução das imagens de satélites, contidas no repositório de dados, fazer um *MASK* com a imagem de Radar sobre a imagem de Satélite e colocar a escalas de cores da relação ZR, data e hora local, na nova imagem RASAT;
- O Programa RADARAUTO, implementado com as novas funções de geração do produto RASAT, gera a imagem do acoplamento de radar e satélite que será visualizada na *web*.

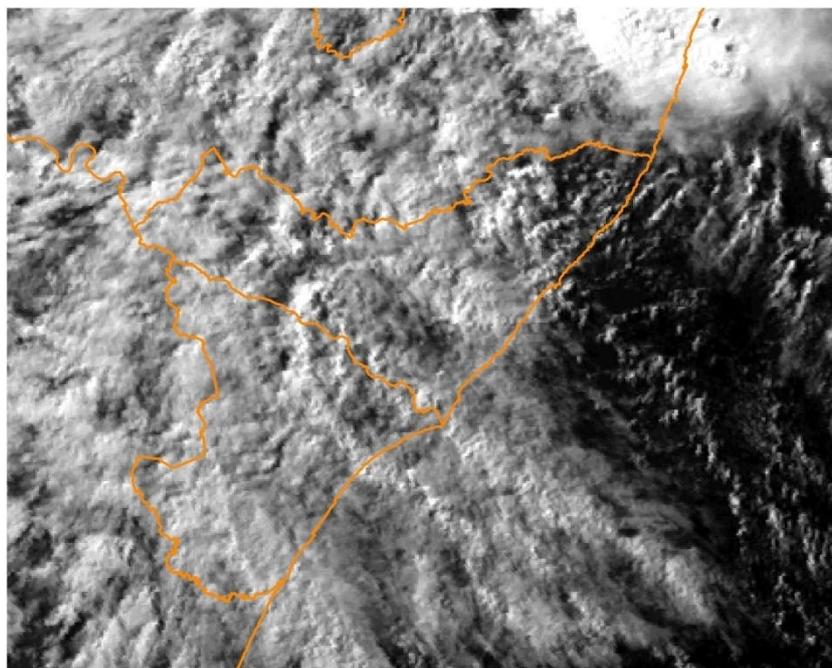
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Conforme comentado durante seções anteriores, o presente trabalho foi idealizado com intuito de criar uma nova ferramenta para analisar as estimativas de precipitação usando satélite e radar meteorológico. Tal ferramenta é de caráter essencial para os sistemas de alertas de eventos de precipitação extrema. Durante todo o trabalho buscou-se a melhor adequação entre as imagens de radar e as imagens dos canais HRV e IR do METEOSAT-9.

4.1 Imagem RASAT – HRV e Radar

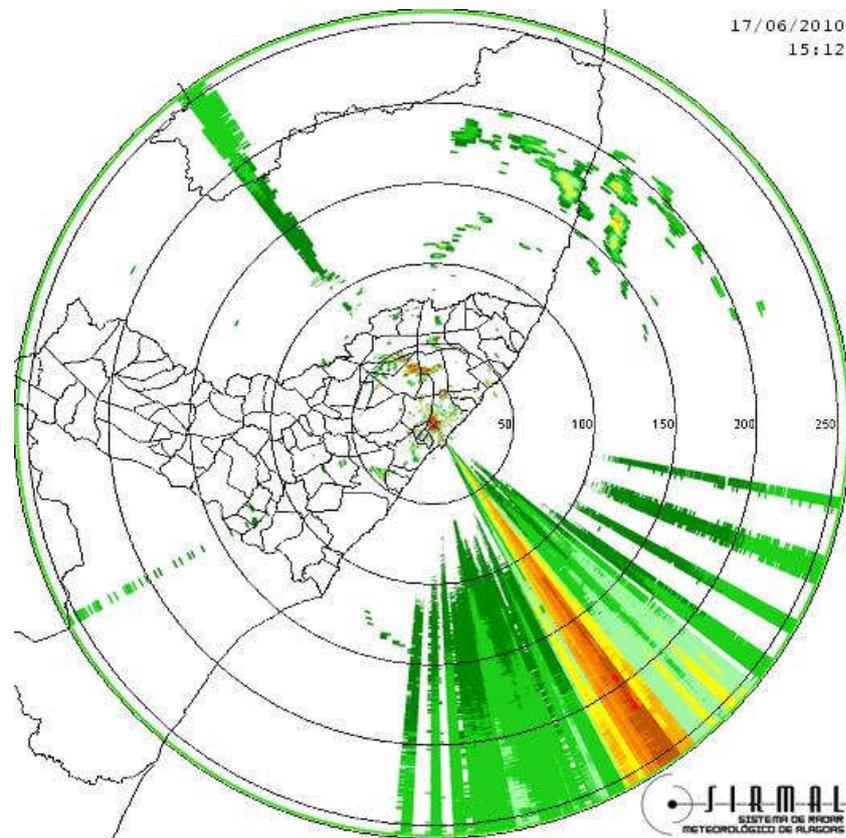
As imagens geradas pelo sensor de alta resolução do METEOSAT-9 foram usadas logo nos primeiros testes, pois já era sabido que sua resolução era a que melhor se adequava a resolução das imagens de radar do SIRMAL. O problema, porém, está no curto período de tempo em que elas são geradas. As imagens HRV só podem ser visualizadas no período das 13h00min até no máximo 18h00min, horário local, pois é nesse período que o sensor HRV do METEOSAT-9 fica apontado para a NEB. As próximas imagens mostram as imagens HRV, gentilmente fornecidas pela EMPARN, as imagens correspondentes de radar e a imagem RASAT para os dias 17, 18 e 19 de junho de 2010.

FIGURA 20 – Imagem HRV –17/06/2010 às 15HL.



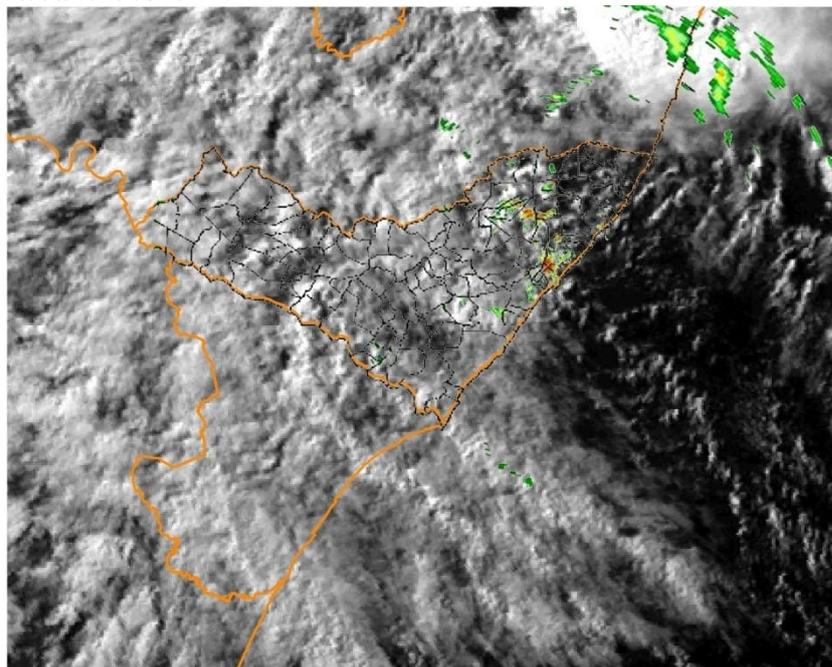
Fonte: EMPARN.

FIGURA21 – Imagem do PPI do radar – 17/06/2010 às 15HL.



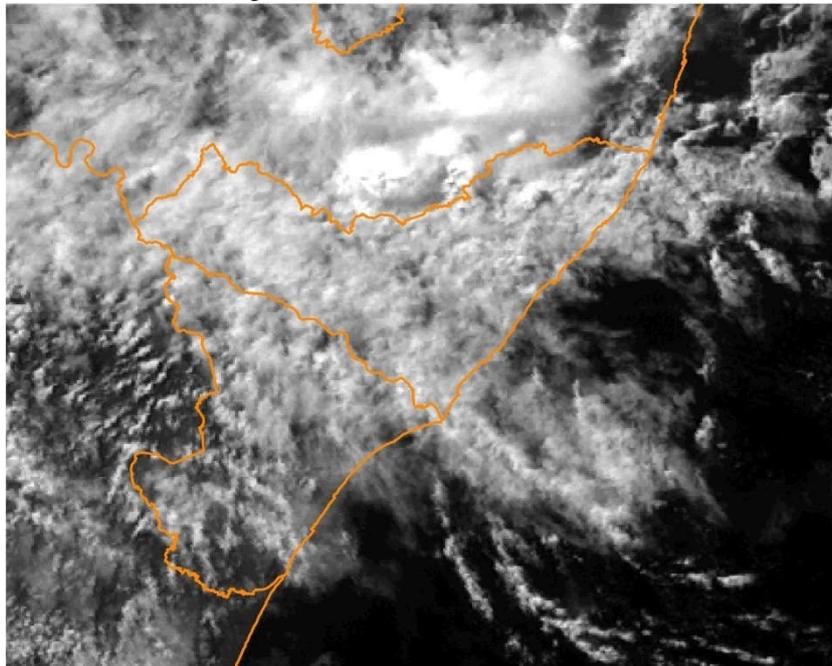
Fonte: SIRMAL.

FIGURA 22 – Imagem RASAT/HRV mostrando quais nuvens estão precipitando: 17/06/2010 às 15HL.



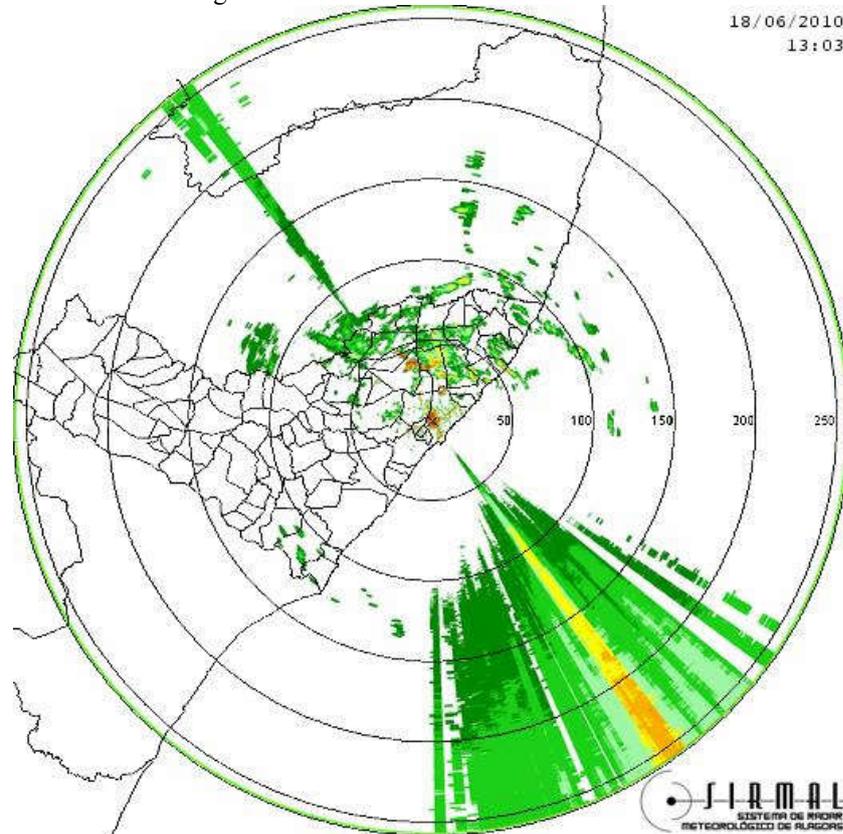
Fonte: SIRMAL/EMPARN.

FIGURA 23 – Imagem HRV – 18/06/2010 às 13HL.



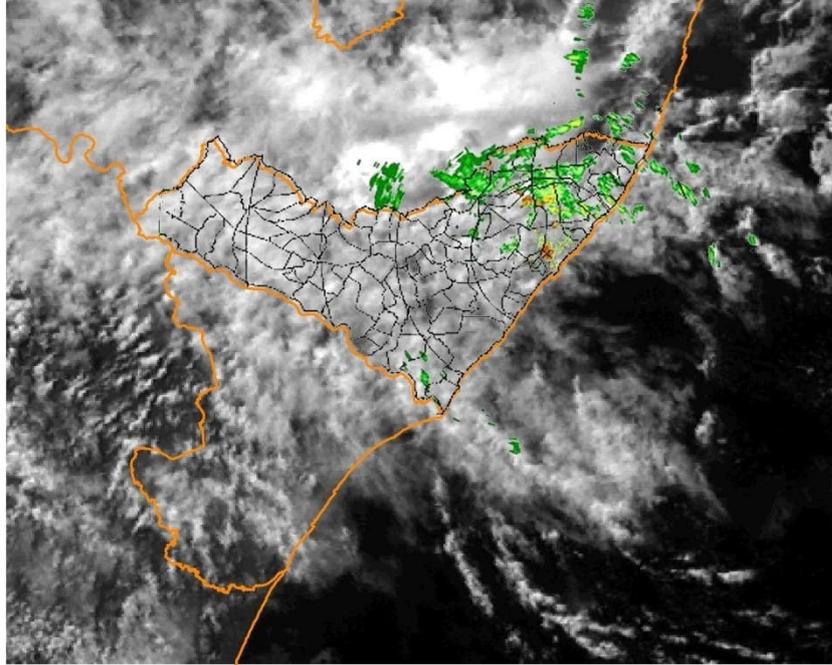
Fonte: EMPARN.

FIGURA 24 – Imagem do PPI do radar – SIRMAL: 18/06/2010 às 13HL.



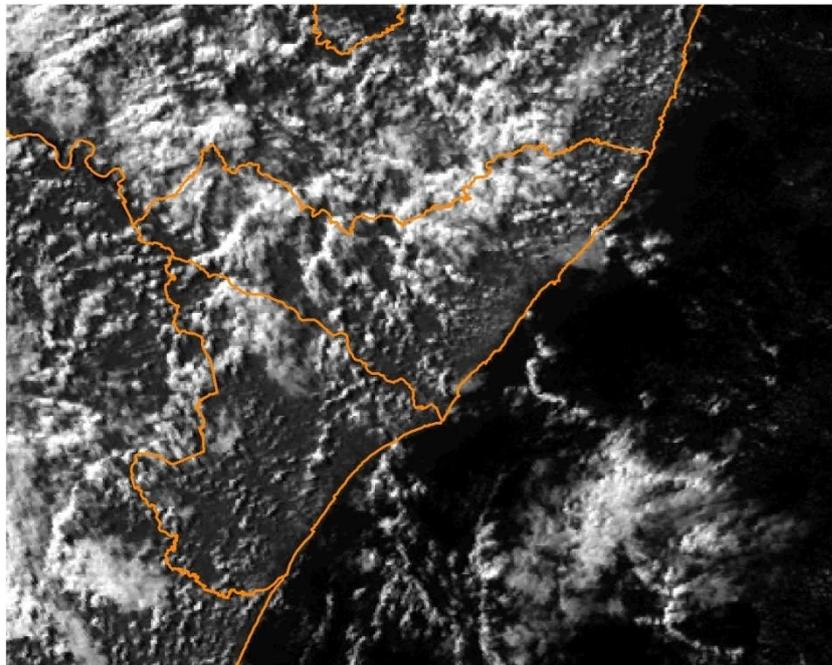
Fonte: SIRMAL.

FIGURA 25 – Imagem RASAT/HRV mostrando quais nuvens estão precipitando:
18/06/2010 às 13HL.



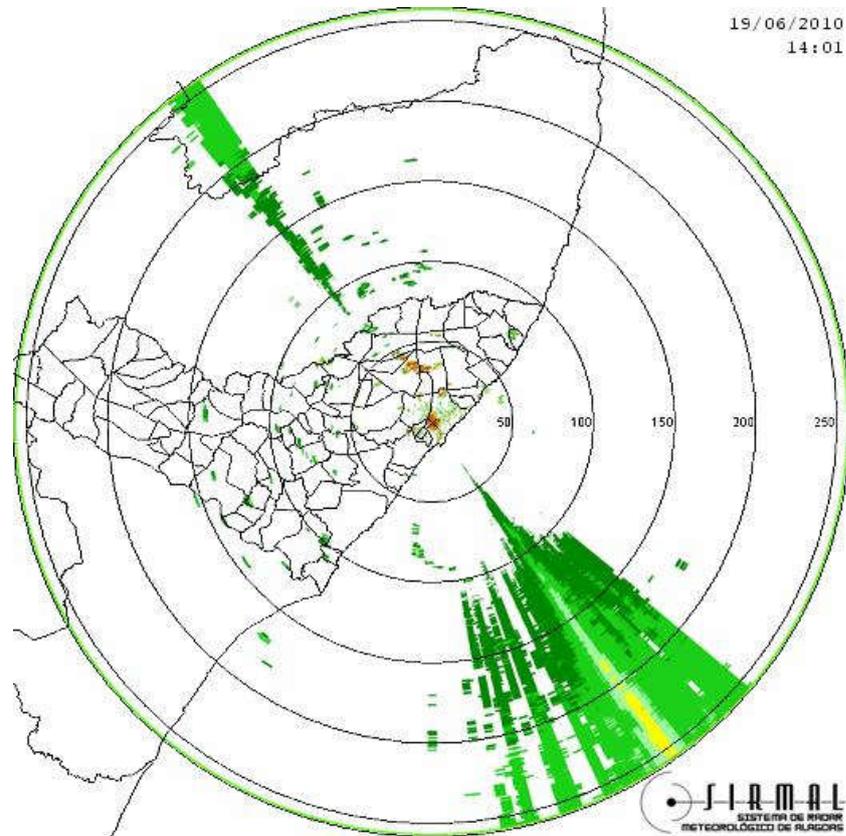
Fonte: SIRMAL/EMPARN.

FIGURA 26 – Imagem HRV – 19/06/2010 às 14HL.



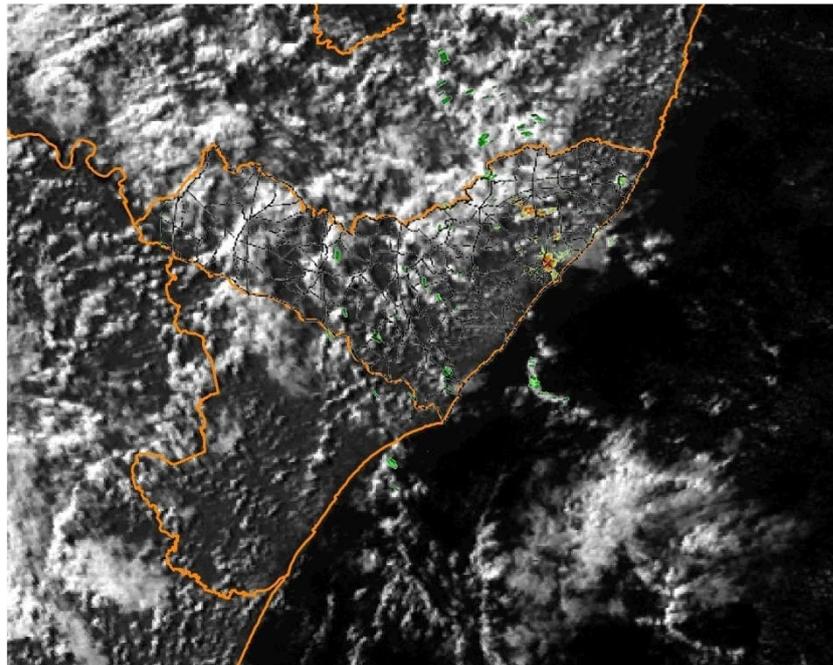
Fonte: EMPARN.

FIGURA27 – Imagem do PPI do radar – 19/06/2010 às 14HL.



Fonte: SIRMAL.

FIGURA 28 – Imagem RASAT/HRV mostrando quais nuvens estão precipitando: 19/06/2010 às 14HL.

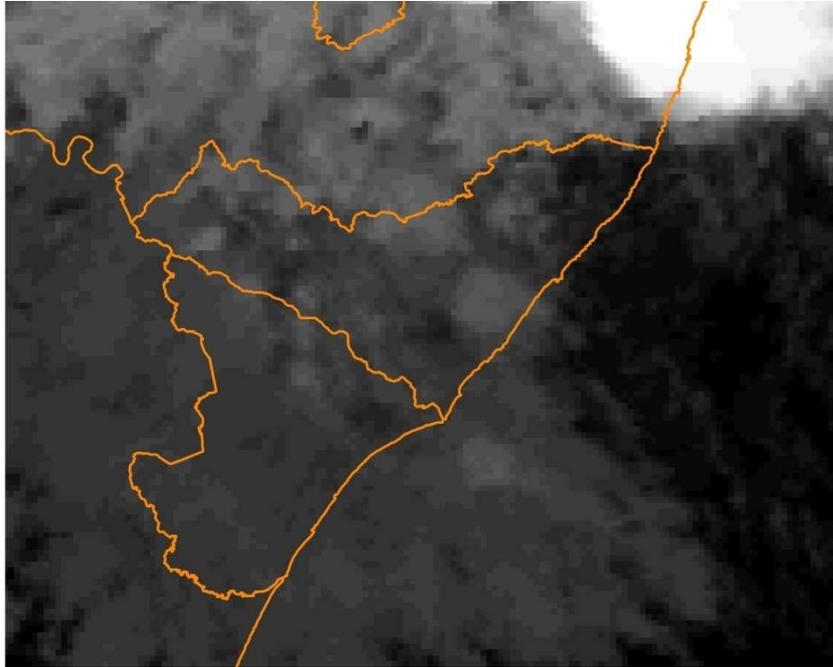


Fonte: SIRMAL/EMPARN.

4.2 Imagem RASAT – IR e Radar

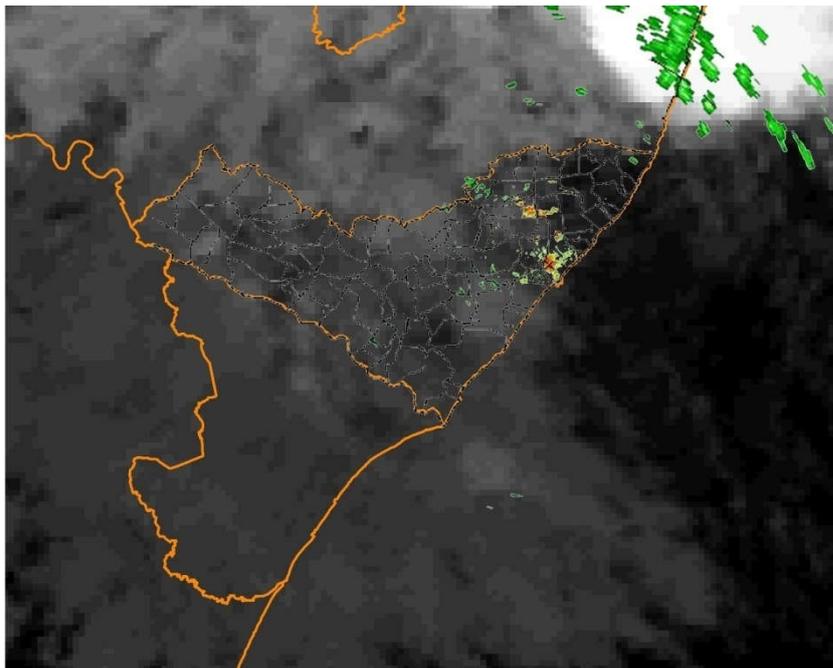
As imagens geradas pelo canal infravermelho termal do METEOSAT-9 apesar de ter uma resolução espacial bem mais baixa, 3x3 km em cada *pixel*, têm a grande vantagem de poderem ser usadas durante 24 horas, em intervalos de 15 minutos, todos os dias, tornando-as uma fonte confiável de dados, pois poderão ser usadas no período noturno, o que não é possível com as imagens HRV. Um fato deve ser levado em conta, apesar da resolução espacial do canal IR ser menor, em nada modifica o tratamento dado e a escolha das imagens de radar na escala de 258 km, pois todo o processo é feito em cima da imagem já processada do satélite, ou seja, é usada a dimensão da imagem, a qual é igual a HRV. Mas, não se pode deixar de citar que, por causa de sua baixa resolução, a definição da imagem IR é bem menos nítida, apresentado uma imagem com *pixels* mais ampliados. As próximas imagens mostram as imagens IR, gentilmente fornecidas pela EMPARN. Como as imagens PPI's do radar – SIRMAL são as mesmas da seção 4.1, ater-se-áàs imagens RASAT para os dias 17, 18 e 19 de junho de 2010.

FIGURA 29 – Imagem IR – 17/06/2010 às 15HL.



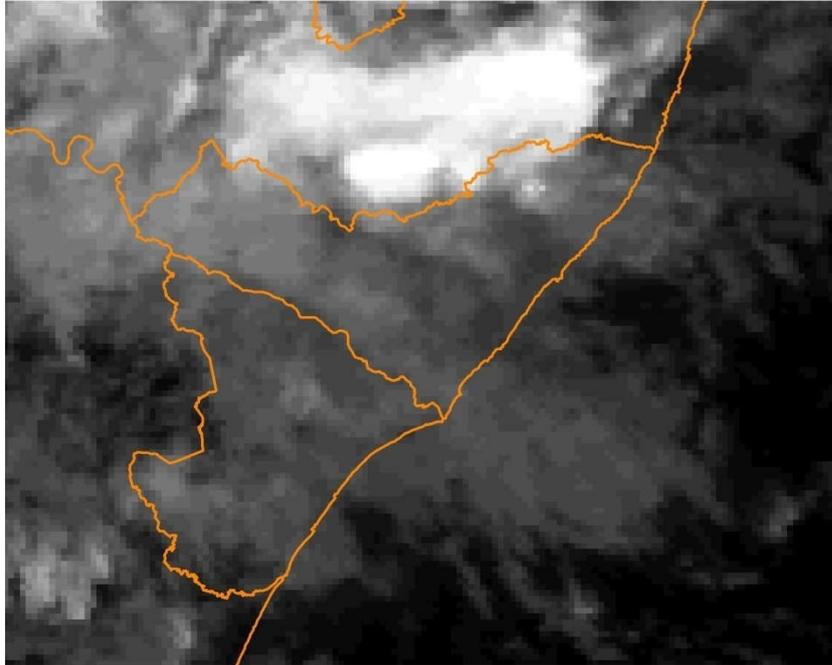
Fonte: EMPARN.

FIGURA30 – Imagem RASAT/IR mostrando quais nuvens estão precipitando:
17/06/2010 às 15HL.



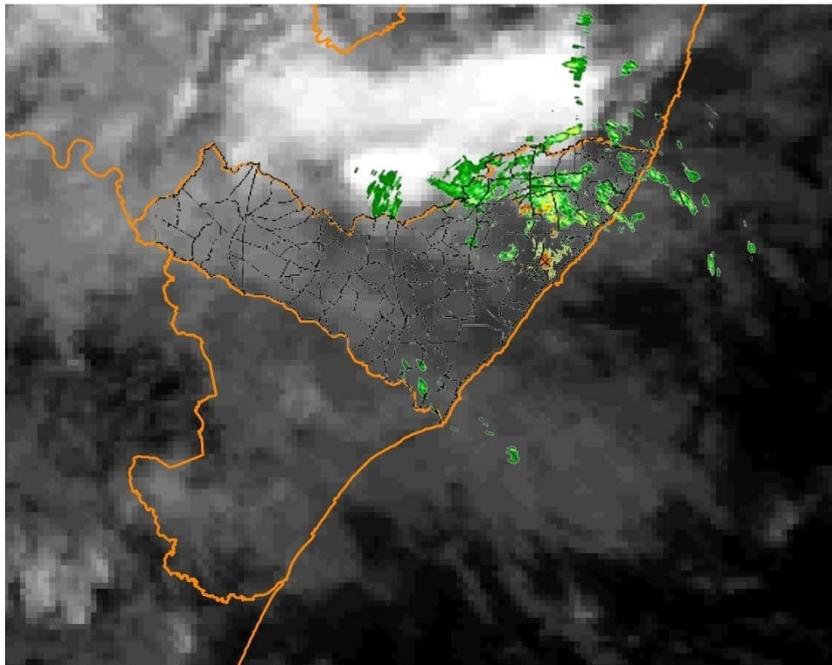
Fonte: SIRMAL/EMPARN.

FIGURA 31 – Imagem IR – 18/06/2010 às 13HL.



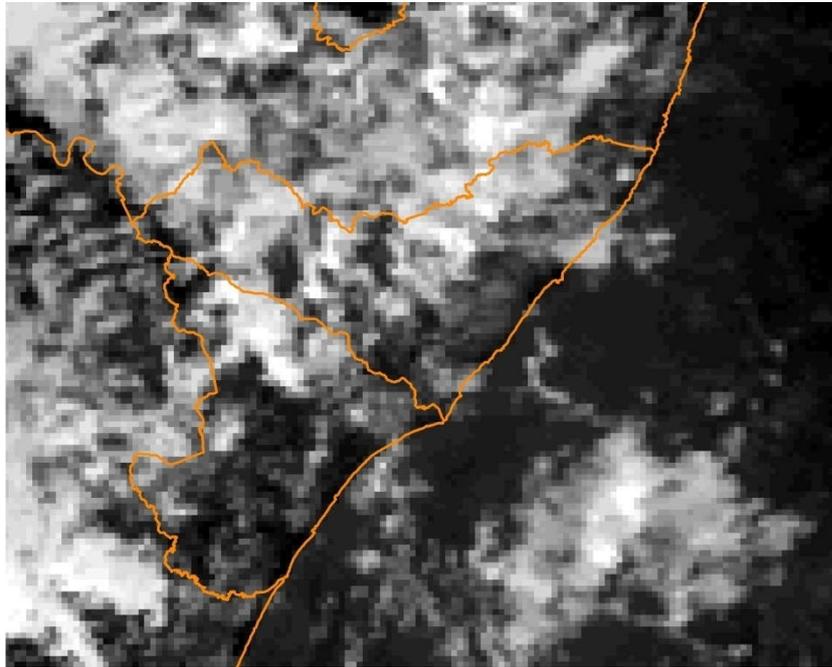
Fonte: EMPARN.

FIGURA32 – Imagem RASAT/IR mostrando quais nuvens estão precipitando:
18/06/2010 às 13HL.



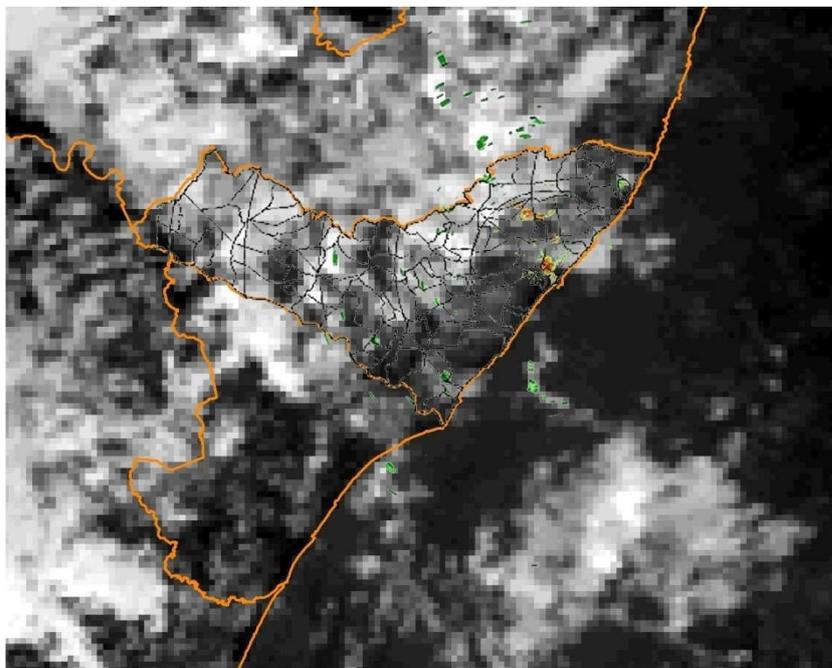
Fonte: SIRMAL/EMPARN.

FIGURA 33 – Imagem IR – 19/06/2010 às 14HL.



Fonte: EMPARN.

FIGURA34 – Imagem RASAT/IR mostrando quais nuvens estão precipitando:
19/06/2010 às 14HL.



Fonte: SIRMAL/EMPARN.

Como se pode observar nas imagens RASAT geradas a partir das imagens do canal IR do METEOSAT-9, fica muito mais difícil fazer estimativas de precipitação usando apenas as imagens de satélite. As imagens conexas entre radar e satélite são conclusivas no tocante a localização, real, da precipitação.

Um fator muito importante é que, pelo radar do SIRMAL não fazer varreduras com menor resolução temporal, foram utilizadas imagens horárias, o que não possibilita uma melhor quantificação da pluviometria. Mas o estudo se tornou muito importante, pois será utilizado quando da instalação do novo radar de Alagoas, o qual poderá ter resolução temporal abaixo dos 10 minutos.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5.1 Conclusões

Diante da necessidade de se procurar melhores maneiras de analisar e prever eventos extremos, principalmente no tocante a Defesa Civil, mas sem deixar de lado a preocupação com a melhoria da qualidade daqueles que tanto dependem e sofrem influência dos eventos de chuvas, como por exemplo: agricultura, pecuária, pesca, turismo e outros, fez-se necessária a criação de uma ferramenta que trouxesse melhorias nas análises da precipitação, pois poucas ferramentas são mais eficazes na detecção de chuvas do que as imagens de radar e de satélite. O uso da junção dessas duas ferramentas deu origem a uma nova ferramenta que trouxe uma grande ajuda no que diz respeito ao estudo da microfísica das nuvens, pois nos mostrou o quanto o radar supre uma das falhas mais tocantes na área de sensoriamento remoto por satélite, a deficiência na estimativa de chuva em nuvens estratiformes, o que faz com que apareçam erros nos hidroestimadores, subestimando ou superestimando os reais quantitativos de precipitação. Nos trabalhos realizados em parceria entre o SIRMAL e a EMPARN, ficou comprovada a eficiência dos métodos utilizados para a criação de um produto, PIONEIRO, caracterizado como a integração das imagens de Radar com as imagens de Satélite, que gera um conceito mais refinado para análise da precipitação na região nordeste do Brasil, o RASAT.

Com o uso da ferramenta RASAT, pode-se visualizar quais nuvens estão realmente precipitando e não mais estimá-las. Isso faz com que a RASAT traga muito mais precisão nas previsões de curto prazo e sistemas de alertas de eventos extremos.

5.2 Recomendações

Para melhorar as estimativas de precipitação usando as imagens RASAT, propomos o uso das Relações *ZR* modificadas, objeto de estudo de MORAES (2011). Recomenda-se também a integração com outros radares, pois um dos únicos limitadores da ferramenta RASAT é sua resolução espacial, limitada a área de cobertura do radar que está sendo usado.

REFERÊNCIAS

ANTONIO, M. DE A.: Rainfall Estimates with Radar - Effects of the Distance, Area and Integration Time. In: *International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar*, São Paulo, p. 291-299. 1995.

ANTONIO, M. DE A.: Medidas de chuva com radar e disdrômetros. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XI, 2000, Rio de Janeiro. **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, v. CD. p. 2003-2011.

ATLAS, D.; ROSENFELD, D.; SHORT, D. A.: The estimation of convective rainfall by area integrals. Part 1. The theoretical and empirical basis. *J. Geophys. Res.*, 95 (D3), p. 2153-2160. 1990.

ATLAS, D.; ULBRICH, W.; MARKS, F.D; AMITAI, R.A.E; WILLIS, P.T. AND SAMSUR, C. E.: Partitioning tropical oceanic convective and stratiform rains by draft strength. *J Geophys. Res.* p. 2255-2267. 2000.

BERNARDO, S. O.: Clima e suas Anomalias para a Cidade de Maceió. TCC, Depto. Física, UFAL, p.122. 1999.

CALHEIROS, R. V.; ANTONIO, M. DE A.: Aplicação do radar de Bauru para fins hidrológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL, 10^o, 1979, Manaus. **Anais do 10^o Congresso Brasileiro de Engenharia Sanitária e Ambiental**. Rio de Janeiro: ABESA.

CALHEIROS, R. V.: Resolução Espacial de Estimativas de Precipitação com Radar Hidrometeorológico. Tese (doutorado) Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, p. 205. 1982.

CARVALHO, G. S.: Estudo sobre a Potencialidade dos Recursos Hídricos das Bacias Hidrográficas dos Rios Mundaú-Al. Maceió-AL, p. 67. 2002.

CHAMSI, N.; SAUVAGEOT, H.: Variabilité spatio-temporelles des paramètres de la relation Z-R dans les lignes de grains tropicales. *Veille Clim. Satel.* 27, 16-18. 1989.

CPTEC: Centro de Previsão do tempo e Estudo Climático. 2011. http://enos.cptec.inpe.br/tab_elnino.shtml. Acesso: Setembro/2011.

FERREIRA, A. D.: Detecção das interações do sistema brisa marinha/terrestre com sistemas sinóticos na costa leste de Alagoas utilizando Transformada Wavelita. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas. Maceió, AL. 2009.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.: Estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil. São José dos Campos, INPE, (INPE -2579-PRE/227). 1982.

GEMIACKI, L. Atuação de Sistemas Frontais na Estação Seca do Nordeste do Brasil, 2005. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2005.

GOMES FILHO, M. F.; SOUZA, E. P. e BECKER, C. T.: Sistemas Convectivos de mesoescala com precipitação extrema na Paraíba: um Estudo de Caso. *Revista Brasileira de Meteorologia*. V 11.p 36-43.1996.

GONÇALVES M. F.: Previsão de chuva com auxílio de radar visando um sistema de alerta antecipado de cheia em áreas urbana. Dissertação (título de Mestre) da Escola de engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo. p.248. 2009.

JOSS, J. AND WALDVOGEL, A.: EinSpektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure Appl. Geophys.*, v68, p.240-246. 1967.

JOSS, J. e GORI, E.: Shapes of Raindrop Size Distributions. *J. Appl. Meteorol.*, 17, p.1054-1061. 1978.

KOUSKY, V.E.; CHU, P.S.: Fluctuations in annual rainfall for Northeast Brazil. *J. Meteor. Soc. Japan*, v56, p.457-465. 1978.

KOUSKY, V.E. Frontal influences on Northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, v107, p.1140-1153. 1979.

KOUSKY, V.E.: Diurnal rainfall variation in the Northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, 108, p.488- 498. 1980.

KOUSKY, V. E. AND GAN, M. A.: Upper tropospheric cyclonic vórtices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, v33, p.538 –551. 1981.

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M.: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, v5, p. 165–166. 1948.

MASSAMBANI, O.: Texto básico para a disciplina Meteorologia com Radar. Departamento Ciências Atmosféricas - Universidade de São Paulo – Brasil, Cap.02, (2008): <http://www.dca.iag.usp.br/www/material/omassamb/>.

MOLION, L. C. B. E BERNARDO, S. O.: Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v. 17, p. 1-10. 2002.

MORAES, M. C. DA S.: Distribuição de gotas de chuva e a relação Z-Rdo radar na costa leste do Nordeste do Brasil. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas. Maceió, AL. P.112. 2003.

NZEUKOU, A.; SOUVAGEOT, H.; OCHOU, A.D. AND KEBE, M.F.: Rain size distribution and radar parameters at cape verde. *J. Applied. Meteor.*,43, p.90-105. 2004.

PALMÉN, E.: Origin and Structure of High Level Cyclones South of the Maximum Westerlies. *Tellus*, 1, p. 22-31. 1949.

PALMER, C. E.: On high-level cyclones originating in the tropics. *TransactionsofAmericamGeophysics Union*, v32, p.683-695. 1951.

PEREIRA FILHO, A. J. : Uso do radar meteorológico para previsão de chuva a curto-prazo aplicado à previsão hidrológica em Bacias urbanas. São Paulo. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade de São Paulo. 1989.

QUINTÃO, D. DE A.: Calibração de Sistema de Radarmeteorológico Através de Dados Disdrométricos dos Campos de Chuva no Nordeste Leste do Brasil. Dissertação apresentada à Coordenação de Pós-Graduação em Meteorologia – MET/UFAL, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meteorologia, p104. 2004.

SAUVAGEOT, H.: Un système d’acquisition numérique et de visualization des données radar pour validation des estimations satellitaires de precipitations. *VeilleClim.Sat.* v30, p. 51-55.1989.

SAUVAGEOT, H. : The probability density function of rain rate and the estimation of rainfall by area integrals. *J. Appl. Meteor.*,v33, p.1255–1262. 1994.

SAUVAGEOT, H.; LACAUX, J. P.: The shape of averaged drop size distributions. i. *Atmos. Sci.*, v52, p.1070-1083. 1995.

SAUVAGEOT, H, MANLANDON K.: Multimodal Raindrop Size Distributions. *J. Atmos. Sci.*, 57, p.2480–2492. 2000.

SANTOS SILVA, F.D; CORREIA, M. F; SILVA ARAGÃO, M.R; SILVA; J.M.: Convecção linearmente organizada na área de Petrolina, semiárido do Nordeste do Brasil. Aspecto em Meso e Grande escala. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v23, p. 292-304. 2008.

SEKHON, R. S. AND SRIVASTAVA, R. C.: Snow size spectra and radar reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, 27, p.299-307. 1970.

SEPLAN – Secretaria de Planejamento do Estado de Alagoas. Estudo, Enquadramento e Classificação das Bacias Hidrográficas de Alagoas, p. 391. 1979.

SILVA, F. S.; PEREIRA FILHO, A. J.; HALLAK, R.: Classificação de sistemas meteorológicos e comparação da precipitação estimada pelo radar e medida pela rede telemétrica na Bacia Hidrográfica do alto Tietê. *Revista Brasileira de Meteorologia*. vol.24, p. 292-307. 2009.

SILVA ARAGÃO, M. R.; CORREIA, M.F.; ARAUJO, H.A.: Characteristics of C- Band meteorological radar echoes at Petrolina, Northeast Brazil. *International Journal of Climatology*. v 20, p.279–298.2000.

SILVA, L. A.: A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas. Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia – São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2005.

SILVESTRE, E.: Distúrbios nos ventos de leste no Atlântico tropical. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE. 1996.

TENÓRIO, R. S.: Estudo hidrometeorológico da Bacia do Rio Mundaú. Trabalho de Conclusão de Curso para grau de Bacharel em Meteorologia, p62. 1985.

TENÓRIO, R. S.; MORAES, M. C. DA S. MOLION, L. C. B. : Raindrop Size Distribution over Eastern Coast of Northeastern Brazil. In: *WWRP International Symposium on Nowcasting and Very Short range Forecasting*, Toulouse. *WWRP International Symposium on Nowcasting and Very Short range Forecasting*. Toulouse : METEOFRANCE, vol. 1. 2005.

TENÓRIO, R. S.; MORAES, M. C. da S.; KWON, B. H.: Distribuição do tamanho de gotas de chuva para a costa leste do nordeste do Brasil utilizando dados de disdrômetro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, p. 415-426, 2010.

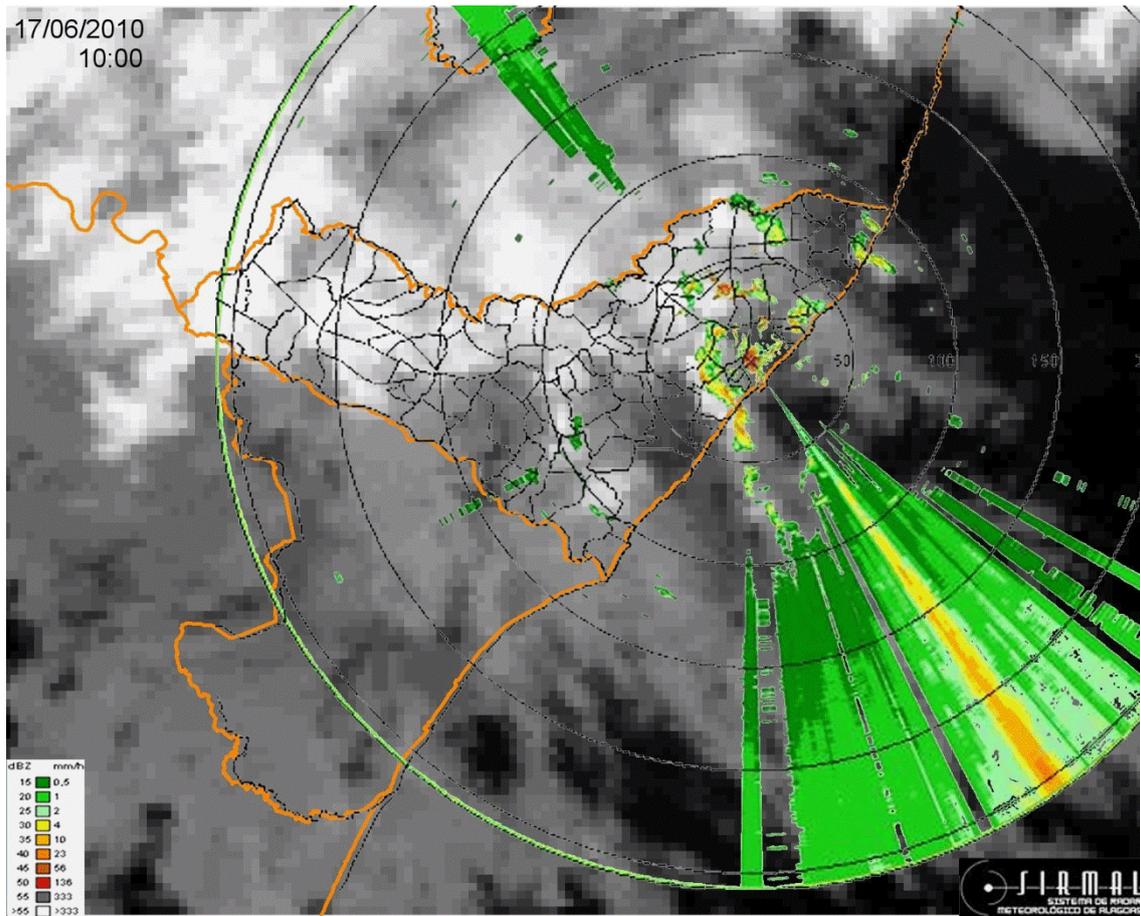
YAMAZAKI, Y e RAO, V.B,: Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, V55,p.205-207. 1977.

ZAWADZKI, I.; AGOSTINHO, A.M.: Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 45, p.3452-3459.1988.

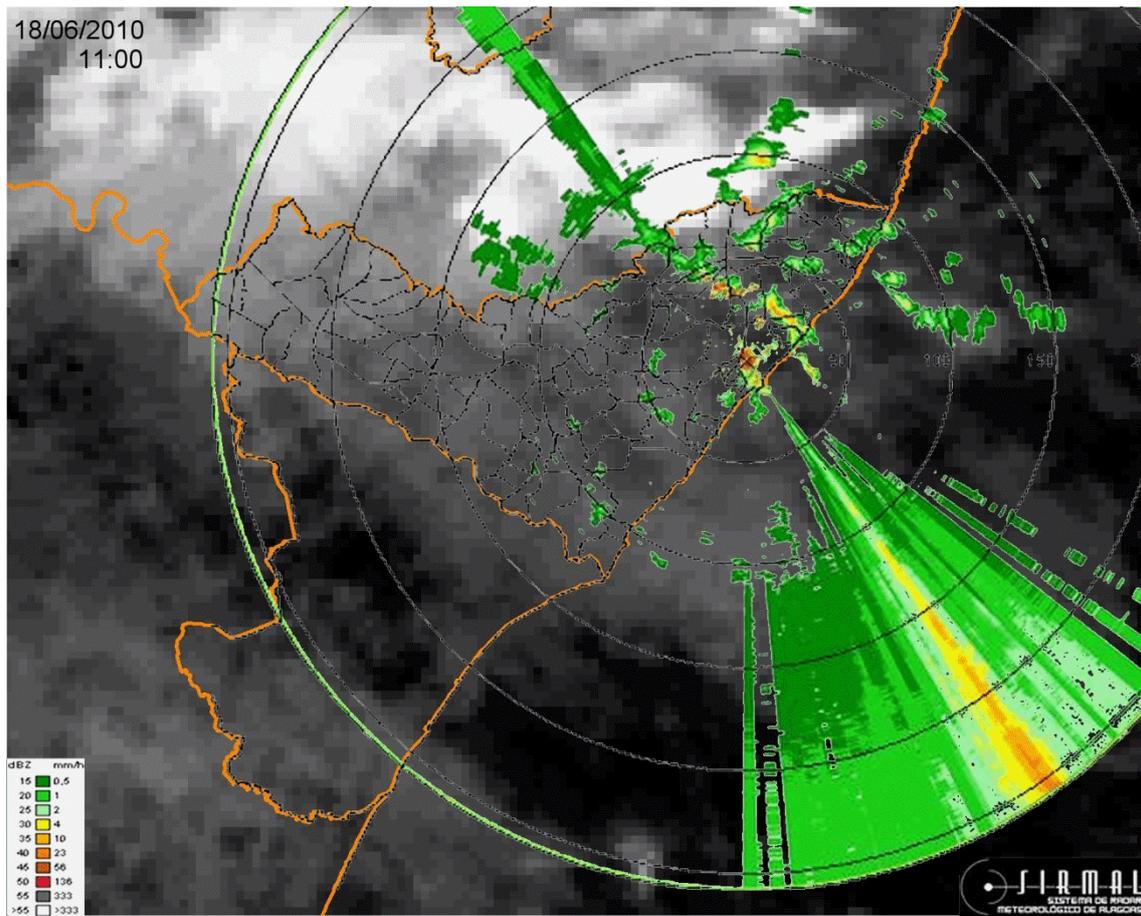
Anexo

Produto RASAT mostrando a evolução das nuvens precipitantes.

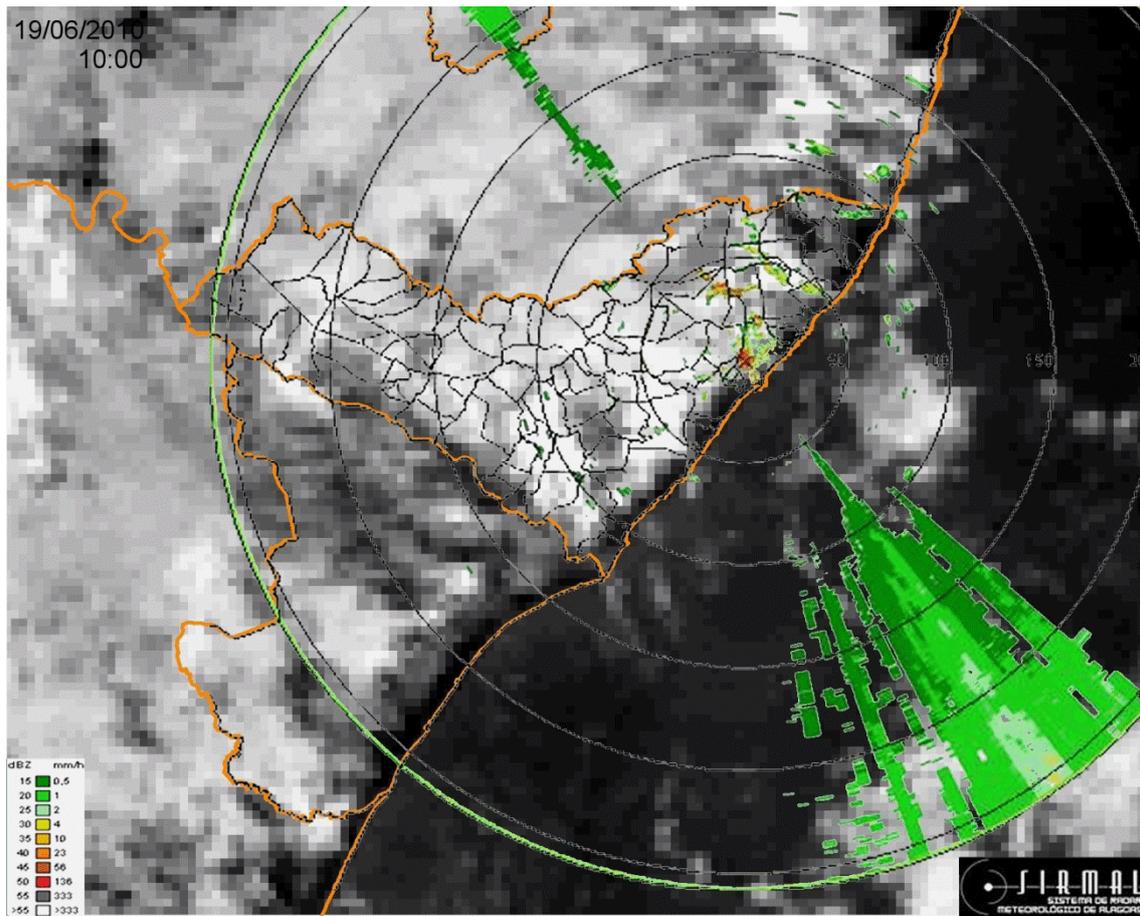
Anexo - Evolução das chuvas ocorridas no período de 17 à 19 de junho de 2010



RASAT-HRV-IR 17/06/2010 10:00 às 16:00 HL. Fonte: SIRMAL/EMPARN.



RASAT-HRV-IR 18/06/2010 11:00 às 15:00 HL. Fonte: SIRMAL/EMPARN.



RASAT-HRV-IR 19/06/2010 10:00 às 16:00 HL. Fonte: SIRMAL/EMPARN.