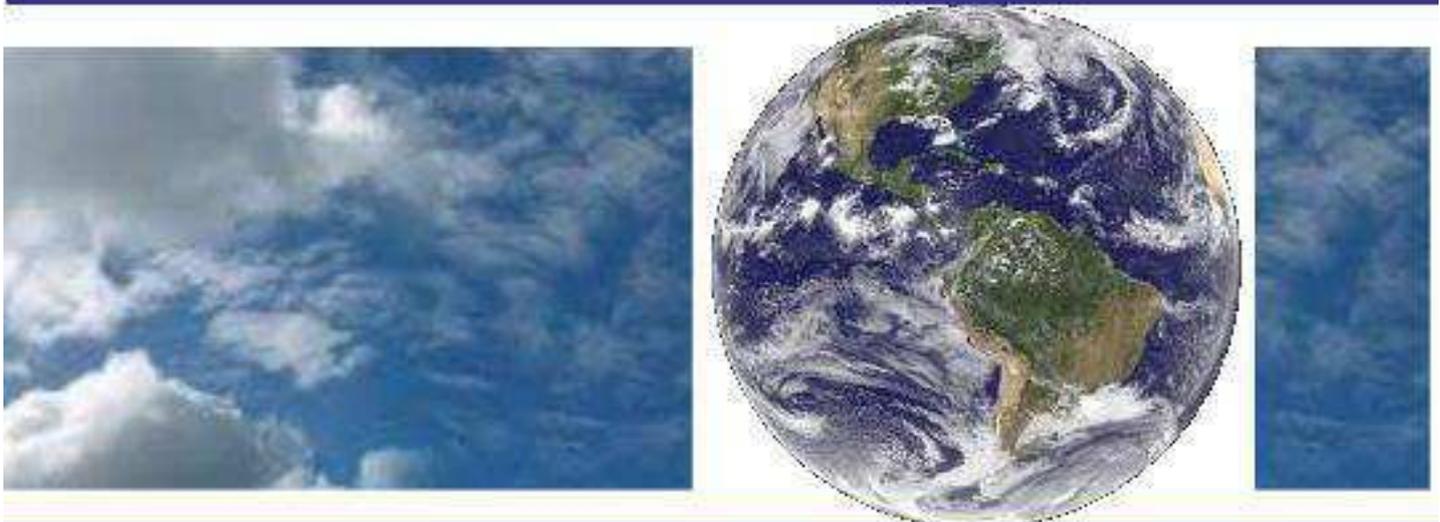


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



Tese de Doutorado

MARCIA CRISTINA DA SILVA MORAES

**PARÂMETROS DE RADAR E DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DE GOTAS
DE CHUVAS EM SISTEMA DE PRECIPITAÇÃO CONTINENTAL OU
MARINHA NO LESTE DO NORDESTE DO BRASIL: SUA INFLUÊNCIA
NA ESTIMATIVA DE VAZÃO NA BACIA DO RIO MUNDAÚ**

Campina Grande, Julho de 2011



**CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
METEOROLOGIA**



**PARÂMETROS DE RADAR E DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DE GOTAS
DE CHUVAS EM SISTEMA DE PRECIPITAÇÃO CONTINENTAL OU
MARINHA NO LESTE DO NORDESTE DO BRASIL: SUA INFLUÊNCIA NA
ESTIMATIVA DE VAZÃO NA BACIA DO RIO MUNDAÚ.**

MARCIA CRISTINA DA SILVA MORAES

Campina Grande - Paraíba

Julho/2011

MARCIA CRISTINA DA SILVA MORAES

**PARÂMETROS DE RADAR E DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DE GOTAS
DE CHUVAS EM SISTEMA DE PRECIPITAÇÃO CONTINENTAL OU
MARINHA NO LESTE DO NORDESTE DO BRASIL: SUA INFLUÊNCIA NA
ESTIMATIVA DE VAZÃO NA BACIA DO RIO MUNDAÚ.**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Área de Concentração: **Meteorologia de Mesoescala**

Subárea: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Orientadores: **Prof. Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO - UFCG**
Prof. Dr. RICARDO SARMENTO TENÓRIO - UFAL

Campina Grande - Paraíba

Julho/2011

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

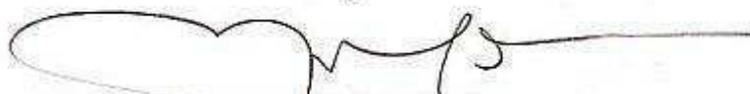
- M827p Moraes, Márcia Cristina da Silva.
Parâmetros de radar e distribuição do tamanho de gotas de chuva Continental ou marinha no leste do nordeste do Brasil : sua influência na estimativa da vazão na Bacia do Rio Mundaú/ Márcia Cristina da Silva Moraes. - Campina Grande, 2011.
125f.: il. col.
- Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.
Orientadores: Prof. Dr. Manoel Francisco Gomes Filho e Prof. Dr. Ricardo Sarmento Tenório.
Referências.
1. Precipitação – Meteorologia. 2. Distribuição de Tamanho de Gotas de Chuva – DTG. 3. Chuvas Tropicais Costeiras. 4. Relação Z-R. I. Título.

CDU 551.508.7 (043)

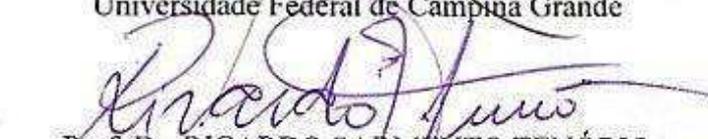
PARÂMETROS DE RADAR E DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DE GOTAS DE CHUVA
CONTINENTAL OU MARINHA NO LESTE DO NORDESTE DO BRASIL: SUA
INFLUÊNCIA NA ESTIMATIVA DA VAZÃO NA BACIA DO RIO MUNDAÚ

TESE APROVADA EM 29/07/2011

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. MANOEL FRANCISCO GOMES FILHO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. RICARDO SARMENTO TENÓRIO
Sistema de Radar Meteorológico do Estado de Alagoas
Universidade Federal de Alagoas



Prof. Dr. FRANCISCO DE ASSIS SALVIANO DE SOUSA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Profa. Dra. MAGALY DE FATIMA CORREIA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Dr. MAURÍCIO AGOSTINHO ANTONIO
Instituto de Pesquisas Meteorológicas
Universidade Estadual Paulista



Prof. Dr. HENRI SAUVAGEOT
Centre de Recherches Atmosphériques
Université Paul Sabatier

À minha querida mãe, **Maria Amélia da Silva Moraes** (*in memoriam*) pelos ensinamentos que me deu, pois definiu o caráter que tenho;

À minha irmã e meu sobrinho, quem eu muito amo, **Mariza Cristiane da Silva Moraes** e **Matheus Angrisane Moraes Bricio**, que estão todos os dias em meu pensamento;

Ao **Ricardo Sarmiento Tenório**, pela amizade, incentivo e paciência.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente, a Deus e a Nossa Senhora de Nazaré.

Considero que a elaboração dessa tese tenha sido um produto coletivo. Varias pessoas contribuíram de forma direta e indireta para que este trabalho chegasse ao fim. A todas elas registro minha gratidão e, em especial:

Ao coordenador do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas, Professor Doutor Ricardo Sarmiento Tenório, por ter permitido a realização do curso na Universidade Federal Campina Grande (UFCG), dando um afastamento “parcial” da função de meteorologista do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas (SIRMAL);

Ao Prof. Manoel Francisco Gomes Filho por ter aceitado ser meu orientador.

Agradecimento especial o Professor Doutor Henri Sauvageot (*Université Paul Sabatier* - França) pelas fundamentais sugestões e pela acolhida em seu Grupo de Estudos no *Centre de Recherches Atmosphériques* – Lannemezan – França.

Meus agradecimentos aos professores do curso de Doutorado em Meteorologia - UFCG, pelos ensinamentos dentro de sala;

Aos Doutores Mauricio de Agostinho Antonio (UNESP), Magaly de Fátima Correia (UFCG) e Francisco de Assis S. de Souza (UFCG), registro meus agradecimentos, pela paciência de leitura e expressivas contribuições como componente da banca examinadora;

Agradeço também a Divanete Faria (Secretaria do DCA), pela paciência orientações administrativas durante o curso;

Ao Prof. Adriano Aubert Silva Barros, por ter cedido para teste o Programa PREV_Va;

Agradeço pela disponibilidade de dados de chuva e vazão à Agência Nacional de Água - ANA e à Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos-SEMARH;

Aos colegas de curso os quais foram companheiros, amigos solidários, dentro e fora de sala, em especial Aldinete, Cícera, Taciana e também ao Heliofábio e Sandro, meus sinceros agradecimentos;

E a minha família que está sempre me apoiando em tudo que faço.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	iii
LISTA DE QUADROS	iv
LISTA DE SÍMBOLOS	v
LISTA SIGLAS	vii
RESUMO	ix
ABSTRACT.....	xi
CAPÍTULO I	01
1.1 - Introdução.....	01
1.2 - Objetivo.....	02
1.2.1 - Geral.....	02
1.2.2 - Específicos.....	02
1.3 - Justificativa da Pesquisa.....	02
CAPÍTULO II - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	05
2.1- Sistemas Produtores de chuva que atingem o Leste do Nordeste.....	05
2.1.1 - Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis - VCAN.....	06
2.1.2 - Sistemas Frontais.....	09
2.1.3 - Zona da Convergência do Leste do Nordeste - ZCEN.....	11
2.1.4 - Perturbações Ondulatórias nos Alísios-POA.....	11
2.1.5 - Brisas Marinhas e Terrestres	13
2.1.6 - Convecção Local.....	14
2.2 - Fatores Físicos que Influenciam a Distribuição do Tamanho de Gotas -DTG...	14
2.2.1 - Processos Físicos.....	15
2.2.1.1 – Convecção.....	15
2.2.1.2 - Movimentos Verticais.....	15
2.2.1.3 - Processos de Crescimento de Gota.....	16
2.2.2 - Parâmetros Físicos.....	17
2.2.2.1 - Taxa de Chuva (R).....	17
2.2.2.2 - Número de Gotas (N_0).....	18
2.2.2.3 - Diâmetro de Gotas (D).....	19
2.2.2.4 - Conteúdo de Água Líquida (W_g).....	20
2.2.2.5 - Fator de Refletividade do Radar (Z).....	21

2.2.3 - Tipos de Nuvens de Precipitação: Convectiva e Estratiforme.....	21
2.2.4 - Origens da Precipitação: Marinha e Continental.....	24
2.3 - Relação $Z-R$	26
2.4 - Utilização de Radar Meteorológico em Hidrologia.....	31
2.5 - Considerações Finais.....	33
CAPÍTULO III – METODOLOGIA.....	35
3.1- Disdrômetro RD-69	35
3.1.1 - Características.....	35
3.1.2 - Analisador ADA-90.....	36
3.1.3 - Descrição do Programa.....	37
3.1.4 - Dados Utilizados.....	37
3.2 - Radar Meteorológico de Alagoas.....	39
3.2.1 - Característica do Radar.....	39
3.2.2 - Dados de Radar “Imagens PPI”.....	41
3.3 - Técnicas de Análise.....	43
3.3.1 - Função de Densidade de Probabilidade – PDF.....	43
3.3.2 - Distribuição do Tamanho de Gota de chuva -DTG.....	43
3.3.3 - Distribuição Exponencial e Log-Normal.....	44
3.3.4 - Estratificação em Função da Taxa de Chuva (R).....	45
3.3.5 - Relação $Z-R$	45
3.4 - Área de Estudo e Localização dos Instrumentos.....	46
3.5 - Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú.....	47
3.5.1 - Características Físicas.....	48
3.5.2 - Pluviometria.....	49
3.5.3 - Temperatura do ar.....	50
3.5.4 - Evaporação Total.....	52
3.6 - Tempo Médio da Chuva.....	52
3.7 - Estação Hidrológica Fazenda Boa Fortuna-AL (Foz do Rio Mundaú).....	53
3.8 - Determinação da Lâmina d’água – H	54
3.9 - Descrições do Programa para Estimativa de Vazão – Verificação e Análise (Prev_Va).....	54
3.9.1 - 1º Algoritmo.....	55
3.9.1.1 - Identificação das Cores na Imagem do Radar.....	55
3.9.1.2 - Criação Máscara.....	56

3.9.2 - 2º Algoritmo.....	57
3.9.2.1-Converter a refletividade em cada pixel em taxa de precipitação	57
3.10 - Considerações Finais.....	58
CAPÍTULO IV - RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	60
4.1 - Série Disdrométrica.....	60
4.2 - Chuvas Continentais e Marinhas.....	61
4.2.1 - Chuva Continental.....	62
4.2.2 - Chuva Marinha.....	65
4.3 - Função Densidade de Probabilidade – FDP.....	69
4.4 - Parâmetros da Distribuição do Tamanho de Gotas de Chuva – DTG.....	71
4.5 - Relação Z-R.....	76
4.6 - Previsão de Vazão (PREV_va).....	78
4.6.1 - Janeiro/2004.....	78
4.6.2 - Fevereiro/2004.....	81
4.6.3 - Março/2004.....	84
4.6.4 - Abril/2004.....	86
4.6.5 - Julho/2004.....	89
4.6.6 - Agosto/2004.....	91
4.6.7 - Setembro/2004.....	94
4.6.8 - Outubro e Novembro/2004.....	96
4.7 - Considerações Finais.....	98
CAPÍTULO V - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	99
5.1 - Conclusões	99
5.2 - Recomendações	102
CAPÍTULO VII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	103
ANEXOS.....	112
Anexo 1 - Evolução da chuva de origem marinha ocorrida no dia 18/01/2004	112
Anexo 2 - Evolução da chuva de origem marinha ocorrida no dia 01/04/2006	119

<u>LISTA DE FIGURAS</u>		Pág.
Figura 2.1	PPI e RHI do radar de Petrolina-PE no dia 27 de março 1985. Fonte: Santos Silva et al. (2008).	09
Figura 2.2	Modelo conceitual de movimento vertical através de secções transversais (a) - (c) convecção jovem e forte precipitação (d) - (f) convecção antiga. Adaptado: Houze, 1997	22
Figura 2.3	Esquematisação do Espectro de gota típico de nuvens continental e marinha. Fonte: Massambani, 2008	25
Figura 2.4	Média mensal de chuva no leste de Alagoas. Fonte: Normal Climatológica (INMET) e dados de Disdrômetro (Moraes, 2003).	29
Figura 3.1	Ilustração do sistema de medição e avaliação de gotas de chuva.	35
Figura 3.2	Ilustração do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas (SIRMAL)	40
Figura 3.3	Imagens do radar de PPI que mostram (a) um sistema marinho (01/06/2004 às 05h13min), desenvolvido sobre o Oceano Atlântico e movendo-se em direção ao continente; (b) um sistema continental (18/01/2004 às 12h22min), desenvolvido sobre o continente e movendo- se em direção ao oceano. As setas indicam o sentido do movimento dos sistemas.	42
Figura 3.4	Área de estudo e localização dos instrumentos.	47
Figura 3.5	Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú.	48
Figura 3.6	Perfil longitudinal dos municípios que compõem a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú.	49
Figura 3.7	Precipitação acumulada mensal da região de Garanhuns-PE e Maceió- AL. Fonte: INMET (1961-1990).	50
Figura 3.8	Temperatura média, máxima e mínima mensal da região de Maceió-AL e Garanhuns-PE. Fonte: INMET (1961-1990).	51
Figura 3.9	Evaporação na região de Maceió-AL e Garanhuns-PE. Fonte: INMET (1961-1990).	52
Figura 3.10	Leitura dos pixels e identificação das corres. Fonte: Barros, 2011.	56
Figura 3.11	Sobreposição da máscara na imagem do radar. Fonte: Barros, 2011.	56
Figura 4.1	Série disdrométrica da representativa do litoral norte de Alagoas entre 2003 a 2006.	60
Figura 4.2	Série disdrométrica modificada representativa do litoral norte de Alagoas entre 2003 a 2006.	60
Figura 4.3	Números de eventos de chuva que atingiram o Disdrômetro entre 2003 a 2006.	61
Figura 4.4	Chuva de origem continental dia 18/01/2004. (a) início das primeiras células de chuva. (b) intensificação e deslocamento para o leste. (c) desintensificação da chuva. Fonte: PPI-SIRMAL.	64
Figura 4.5	Distribuição de gotas de chuva (a), taxa de chuva (b) e refletividade da chuva (c) de origem continental do dia 18/01/2004. Fonte: Disdrômetro (Janeiro/2004 em Passo do Camaragibe-AL).	65
Figura 4.6	Chuva de origem marinha no dia 01/04/2006. (a) início das primeiras células de chuva. (b) intensificação e deslocamento para região do Agreste. (c) desintensificação da chuva atingindo a região do Sertão.	67

	Fonte: SIRMAL.	
Figura 4.7	Distribuição de gotas de chuva (a), taxa de chuva (b) e refletividade da chuva (c) de origem marinha do dia 01/04/2006. Fonte: Disdrômetro (Abril/2006 em Passo do Camaragibe-AL).	68
Figura 4.8	Função Densidade de Probabilidade – FDP das chuvas de origem marinha e continental. Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).	70
Figura 4.9	Distribuição de tamanho de gotas de chuva de acordo com a origem (marinha ou continental) e classes de R . Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).	73
Figura 4.10	Nuvem de pontos e curvas ajustadas para o Nt , em função de R para os subconjuntos de dados continentais e marinhos (a) Subconjunto marítimo; (b) subconjunto continental (c) as duas curvas juntos. Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).	75
Figura 4.11	Relação $Z-R$ para chuva do tipo marinha (a) e continental (b). Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).	77
Figura 4.12	Distribuição espacial da Pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de janeiro/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.	79
Figura 4.13	Comparação do uso de diferentes relações $Z-R$, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{def.24h}(m^3/s)$ para janeiro de 2004.	81
Figura 4.14	Distribuição espacial da pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de fevereiro/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.	81
Figura 4.15	Comparação do uso de diferentes relações $Z-R$, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{def.24h}(m^3/s)$ para fevereiro de 2004.	83
Figura 4.16	Distribuição espacial da Pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de março/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.	84
Figura 4.17	Comparação do uso de diferentes relações $Z-R$, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{def.24h}(m^3/s)$ para março de 2004.	86
Figura 4.18	Distribuição espacial da pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de abril/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.	86
Figura 4.19	Comparação do uso de diferentes relações $Z-R$, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{def.24h}(m^3/s)$ para abril de 2004.	88
Figura 4.20	Distribuição espacial da pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de julho/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.	89
Figura 4.21	Comparação do uso de diferentes relações $Z-R$, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{def.24h}(m^3/s)$ para julho de 2004.	91
Figura 4.22	Distribuição espacial da pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de agosto/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.	91
Figura 4.23	Comparação do uso de diferentes relações $Z-R$, no ajuste entre a altura	93

	pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{\text{def.24h}}$ (m^3/s) para agosto de 2004.	
Figura 4.24	Distribuição espacial da pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de setembro/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.	94
Figura 4.25	Comparação do uso de diferentes relações Z - R , no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{\text{def.24h}}$ (m^3/s) para setembro de 2004.	96
Figura 4.26	Distribuição espacial da pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de outubro e novembro/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.	96
Figura 4.27	Comparação do uso de diferentes relações Z - R , no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{\text{def.24h}}$ (m^3/s) para os meses de outubro e novembro 2004.	97

LISTA DE TABELAS

		Pág.
Tabela 2.1	Velocidades verticais em regiões convectiva e estratiforme. Fonte: Houze (1993).	16
Tabela 2.2	Classificação dos tipos da chuva de acordo com intensidade. Fonte: <i>Glossary of Meteorology</i> .	17
Tabela 2.3	Classificação dos tipos da chuva de acordo com intensidade. Fonte: <i>National Meteorological Library and Archive</i> .	17
Tabela 2.4	Equações de ajustes dos parâmetros das duas distribuições e coeficiente de determinação. Fonte: Moraes (2003).	18
Tabela 2.5	Classificação dos tipos da chuva de acordo com intensidade. Fonte: Nzeukou (2002).	21
Tabela 2.6	Características de nuvens marinhas e continentais. Fonte: Belculfine (1977).	24
Tabela 2.7	Valores dos coeficientes (a e b) da relação $Z = aR^b$. Fonte: Smith et al. (1975).	26
Tabela 2.8	Valores dos coeficientes (a e b) da relação $Z = aR^b$ para Botucatu e Garça – Estado de São Paulo; c é o coeficiente de correlação. Fonte: Antonio (2000).	27
Tabela 2.9	Valores dos coeficientes a e b das chuvas convectiva e estratiforme. Fonte: Moraes (2003).	28
Tabela 2.10	Valores dos coeficientes a e b para chuvas convectivas e estratiformes na região da Bacia Hidrográfica do Rio Ammer na Alemanha. Fonte: Marx et al. (2006).	30
Tabela 3.1	Síntese das 127 categorias de gotas do Disdrômetro RD-69 em classe de gotas no programa do Disdrodata. Fonte: Manual Técnico do Disdrômetro.	36
Tabela 3.2	Dados mensais do disdrômetro utilizados na pesquisa.	38
Tabela 3.3	Classes de taxa de chuva. Fonte: Sauvageot e Lacaux (1995).	45
Tabela 3.4	Análise estatística do tempo estimado de duração das chuvas que atingiram o leste de Alagoas.	53

Tabela 3.5	Valores dos canais de cor e o fator de refletividade associado. Fonte: Barros (2011).	58
Tabela 4.1	Resumo estatístico das chuvas para os subconjuntos: chuvas de origem marinhas e continentais. Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).	69
Tabela 4.2	Valores médios dos parâmetros da DTG e da distribuição exponencial para diferentes tipos de chuva. Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).	74
Tabela 4.3	Valores médios dos parâmetros da DTGs e distribuição exponencial em diferentes classes de precipitação e categorias. Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).	72
Tabela 4.4	Parâmetros da distribuição log-normal para chuvas marinhas e continentais: N_t , D_g e σ são, respectivamente o número total de gotas, o diâmetro de gotas esférico geométrico médio, e o desvio geométrico padrão de D . Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).	72
Tabela 4.5	Relações $Z-R$ para o Leste do Nordeste do Brasil.	78

LISTA DE QUADROS

	Pág.	
Quadro 2.1	Características dos parâmetros da DTG em função dos processos físicos. As setas indicam aumento ou diminuição dos valores de cada parâmetro. Fonte: Rosenfeld e Ulbrich (2002).	16
Quadro 2.2	Valores típicos observados das propriedades das nuvens onde: r - raio das gotas da nuvem, N_0 - número das gotas, L - índice de água líquida. Fonte: Belculfine (1977).	20
Quadro 3.1	Características técnicas do disdrômetro RD-69.	35
Quadro 3.2	Especificações técnicas do ADA 90.	36
Quadro 3.3	Especificações técnicas do sistema WR100-5 / EEC.	40
Quadro 3.4	Características físicas da Bacia Hidrográfica Rio Mundaú. Fonte: Tenório (1995).	49
Quadro 3.5	Ficha técnica do posto da Fazenda Boa Fortuna-AL.	53
Quadro 3.6	Estimativas de vazão após 24 horas na Fazenda Boa Fortuna. A variável H indica a altura acumulada em 24 imagens processadas.	58
Quadro 4.1	Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes $Z-R$, em janeiro/2004.	80
Quadro 4.2	Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes $Z-R$, em fevereiro de 2004.	82
Quadro 4.3	Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes $Z-R$, em março de 2004.	85
Quadro 4.4	Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes $Z-R$, em Abril de 2004.	87
Quadro 4.5	Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes $Z-R$, em julho de 2004.	90
Quadro 4.6	Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes $Z-R$, em agosto de 2004.	92
Quadro 4.7	Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes $Z-R$, em setembro de 2004.	95

LISTA DE SÍMBOLOS

SÍMBOLOS	DESCRIÇÃO	UNIDADE
<i>H</i>	Altura da lâmina d'água	mm
\approx	Aproximadamente	-
F	Área de amostragem do Disdrômetro	m ⁻²
Apix	Área de cada pixel	km
↑ ou ↓	Aumentar ou diminuir	-
<i>Z₀</i>	Base do Derretimento (isoterma zero)	km ou hPa
cm	Centímetro - Medida de comprimento	cm
<i>i</i>	Classe <i>i</i>	-
<i>a</i>	Coefficiente angular	-
<i>b</i>	Coefficiente linear	-
<i>r</i> ² ou <i>r</i>	Coefficiente de determinação e de correlação	-
kc	Coefficiente de capacidade	-
Banda-S	Comprimento de onda (8-15 cm) e frequência (2-4 GHz)	-
Banda-C	Comprimento de onda (4-8 cm) e frequência (4-8 GHz)	-
<i>Wg</i>	Conteúdo de Água Líquida	gm ⁻³
σ	Desvio Padrão	-
dBZ	Decibel de Z (refletividade radar)	-
dBm	Decibel de m (miliwat - mW)	-
Dd	Densidade de drenagem	-
<i>D_c</i>	Diâmetro de Referência	mm
<i>D_g</i>	Diâmetro da Gota	mm
<i>D</i>	Diâmetro	mm
\bar{D} ou <i>D_m</i>	Diâmetro Médio	mm
<i>D_{max}</i>	Diâmetro Máximo	mm
<i>D_i</i>	Diâmetro na classe <i>i</i>	mm
RD-69	Disdrômetro Joss-Waldvogel modelo RD 69	-
.RD	Extensão do arquivo proprietário SASSANDRA	-
<i>Z</i>	Fator de refletividade	dBZ ou mm ⁶ m ⁻³
kf	Fator de forma	-
°C	Graus Celsius	-
°	Grau - Medida de Temperatura ou Unidade de Ângulo	-

<i>g</i>	Gramma	grama
HZ	Hertz- Unidade de Frequência	HZ
h	Hora - Medida de Tempo	h
λ	Inclinação da Distribuição	mm ⁻¹
<i>l</i>	Índice de água líquida	gm ⁻³
> ou ≥	Maior ou maior e igual	-
μ	Média	mm
< ou ≤	Menor ou menor e igual	-
- ou +	Menos ou mais	-
MHz	Megahertz - Unidade de Frequência (10 ⁶)	MHz
m	Metro	m
μ	Micro	micro
mm	Milímetro	mm
<i>w</i>	Movimento vertical	-
<i>N(D)</i>	Número de gotas em Função do Diâmetro	mm ⁻¹ m ⁻³
<i>N₀</i>	Número de gota	mm ⁻¹ m ⁻³
<i>N_m</i>	Número de modas	-
<i>N_t</i>	Número total de gotas	m ⁻³
<i>N_i</i>	Número de gotas medidas na classe de tamanho <i>i</i>	mm ⁻³
NPBHM	Número de pixels da imagem da BHM	17858
NW	Noroeste	-
W	Oeste	-
%	Porcentagem	%
km	Quilômetro	km
<i>r</i>	Raio	-
s	Segundo	s
<i>Svp</i>	Soma do volume de precipitação	mm
SE	Sudeste	-
S	Sul	-
t	Medida de tempo	t
<i>R</i>	Taxa de chuva (intensidade)	mmh ⁻¹
Tprec	Total de precipitação	mm
hPa	Unidade de pressão - hectopascal	hPa
Rz	Variável de armazenamento	-
σ^2	Variância	-

$\Delta(D_i)$	Variação do diâmetro na classe i	ms^{-1}
Q	Vazão	m^3/s
v	Velocidade	ms^{-1}
vt	Velocidade vertical	-
$V(D_i)$	Velocidade em função do diâmetro na classe i	ms^{-1}
Vp	Volume de Precipitação	mm
W	Watt	W

LISTA DE SIGLAS

SIGLAS	DESCRIÇÃO
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
ANA	Agência Nacional de Águas
AL	Alagoas
AB	Alta da Bolívia
ASCII	<i>American Standard Code for Information Interchange</i>
ADA	Analizador Digital e Analógico
BHM	Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú
CAN	Cavado de Altos Níveis
CISK	<i>Conditional Instability of Second Kind</i>
DAEE	Departamento de Água e Energia de São Paulo
DCA	Departamento de Ciências Atmosféricas
DNAEE	Departamento Nacional de Água e Energia Elétrica
DTG	Distribuição do Tamanho de Gotas
EUA	Estados Unidos da América
Exp.	Exponencial
FDP	Função Densidade de Probabilidade
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
JWD	Joss-Waldvogel-Disdrômetro
ENEB	Leste do Nordeste do Brasil
IPH II	Modelo Hidrológico de Precipitação e Vazão (versão 2)

NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NEXRAD	<i>Next-Generation Radar</i>
NEB	Nordeste do Brasil
PE	Pernambuco
POA	Perturbações Ondulatórias dos Alísios
PPI	<i>Plan Position Indicator</i>
PREV_va	Programa de Estimativa de Vazão – Verificação e Análise
RADAR	<i>Radio Detection and Ranging</i>
RHI	<i>Range Height Indicator</i>
SP	São Paulo
SEMARH-AL	Secretaria Estadual de Meio Ambiente e Recursos Hídricos de Alagoas
SAISP	Sistema de Alerta de Inundações de São Paulo
SIMEPAR	Sistema Meteorológico do Paraná
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
SIRMAL	Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas
SUDERHSA	Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UNESP	Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”
UFAL	Universidade Federal de Alagoas
UFCG	Universidade Federal de Campina Grande
USP	Universidade de São Paulo
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis.
WSR-57	<i>Weather Surveillance Radar - 1957</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCEN	Zona de Convergência do leste do Nordeste

MORAES, M. C. da S.: Parâmetros de Radar e Distribuição do Tamanho de Gotas de Chuvas em Sistema de Precipitação Continental ou Marinha no Leste do Nordeste do Brasil: Sua Influência na Estimativa de Vazão na Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú. pp.125. Ano: 2011. Orientadores: Prof. Dr. Manoel Francisco Gomes Filho (UFMG) e Prof. Dr. Ricardo Sarmento Tenório (UFAL). Campina Grande-PB. DCA/UFMG. Tese Doutorado em Meteorologia.

RESUMO

Os procedimentos metodológicos adotado nesta pesquisa permitiram atingir os objetivos principais, chegando a vários resultados sobre a Distribuição do Tamanho de Gotas de Chuva (DTG) com origem continental e marinha que atingem o leste de Alagoas. Foram determinadas relações $Z-R$ associadas aos diferentes tipos de origem de chuva, e aplicadas às novas informações no melhoramento da estimativa da chuva do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas – SIRMAL. Com isso foi utilizado um modelo de conversão chuva (refletividade radar) em vazão desenvolvida especificamente para esta pesquisa. Foram utilizadas medidas de Disdrômetro RD-69 – Joss Waldvogel, instalado no litoral norte de Alagoas e imagens PPI (*Plan Position Indicator*) do SIRMAL durante o período de 2003 a 2006 além de uma série histórica de vazão do Rio Mundaú em Pernambuco e Alagoas. A série de dados disdrométricos foi dividida em dois subconjuntos. Um é composto de sistemas de chuvas que vêm (origem) do continente e deslocam-se para leste, representando o subconjunto continental. O outro é composto de sistemas de chuva provenientes do mar, representando subconjunto marinho. A partir dos dados coletados foram aplicadas distribuições estatísticas do tipo, função densidade de probabilidade, distribuição exponencial e log-normal com intuito de analisar o grande volume de dados e determinar as características das chuvas de origem continental e marinha. Finalmente foram determinadas algumas relações $Z-R$ (continental e marinha) que representam diferentes origens. Esse dois tipos de chuva foram então separados em: chuvas convectivas ($R > 10 \text{ mm h}^{-1}$) e chuvas estratiformes ($R \leq 10 \text{ mm h}^{-1}$). Os resultados das distribuições de tamanho de gotas (continental e marinha) evidenciaram diferenças significativas com relação ao número de gotas. Foi mostrado um número mais elevado das gotas pequenas e um fator de refletividade radar (Z) mais baixo para chuvas marinhas quando comparadas com as chuvas continentais para uma mesma taxa da chuva (R). A taxa média da chuva (\bar{R}) convectiva, com respeito à chuva estratiforme, é mais elevada para as chuvas marinhas do que para as

continentais. A relação $Z-R$ para chuva continental foi $Z=284,74R^{1,27}$ e marinha $Z=188,3R^{1,25}$. Por fim as novas relações $Z-R$ foram utilizadas na estimativa da altura (H mm) da lâmina d'água acumulada. Um programa computacional, desenvolvido para este trabalho, foi utilizado e mostrou melhores resultados quando se utiliza diferentes $Z-Rs$, mesmo considerando um único ponto de comparação com a vazão.

Palavra chave: Distribuição de tamanho de gotas de chuva; Chuvas tropicais costeiras; Relação $Z-R$; Vazão; Nordeste do Brasil.

MORAES, M. C. da S.: Radar Parameters and Raindrops Size Distribution of Continental and Maritime Precipitation Systems in the Northeastern Brazil: Its Influence on the Estimation of Flow in the Mundaú River Basin. *pp.* 125. Ano: 2011. Advisors: Prof. Dr. Manoel Francisco Gomes Filho (UFCG) e Prof. Dr. Ricardo Sarmiento Tenório (UFAL). Campina Grande-PB. DCA/UFCG. PhD Thesis in Meteorology.

ABSTRACT

The methodological approach used in this research work was crucial to reach the main objectives concerning raindrop size distribution spectra originating from continental and maritime precipitation in the eastern part of Alagoas State. The Z - R relations associated with different origins of precipitation were calculated with potential use in improving the rain estimates made at the *Radar Meteorológico de Alagoas – SIRMAL*. RD-69 Joss-Waldvogel Disdrometer measurements in the northern coast of Alagoas and PPI (Plan Position Indicator) images generated at SIRMAL during the 2003 to 2006 period together with an historical discharge series for the Mundaú River were used in this work. The disdrometer dataset is divided into two subsets. One is composed of rainfall systems coming from the continent and moving eastwards, that is offshore, representing the continental subset. The other is composed of rainfall systems developed over the sea and moving westwards, which is inshore, representing the maritime subset. Statistical distributions (probability density function, exponential and lognormal distribution) were used in order to analyze the enormous amount of data and determine the characteristics of the continental and maritime precipitation. Finally, some Z - R relations (for continental and maritime precipitation) were classified into: convective rain ($R > 10 \text{ mmh}^{-1}$) and stratiform rain ($R \leq 10 \text{ mmh}^{-1}$). The raindrop size distribution of continental and maritime precipitation were quite different with regard to the drop amounts, showing an higher number of small droplets and a radar reflectivity (Z) lower for maritime precipitation when compared against those values of continental precipitation, for the same rain rate (R). The ratio of the average convective rain rate (\bar{R}) and the averaged stratiform rain rate is much higher for sea originated rain than that of continental rain events. The Z - R for continental precipitation was $Z=284.74R^{1.27}$ and $Z=188.3R^{1.25}$ for maritime precipitation. These new Z - R relations were used in

estimating the height H (in mm) of the accumulated water lamina. A $Z-R$ based software, specially developed for this work was used and showed better results when specific $Z-R$ s are used, even when there is only one data point of river discharge.

Key words: Raindrop size distribution; Coastal tropical rainfall; $Z-R$ relation; River discharges; Northeastern Brazil.

CAPÍTULO I

1.1 - Introdução

Os sistemas de RADAR (*Radio Detection And Ranging*) medem a intensidade de sinal retroespalhado por um alvo sobre o qual incidiu a energia eletromagnética transmitida pelo sistema. Os alvos podem ser quaisquer obstáculos encontrados na direção de propagação da energia eletromagnética transmitida. Em um radar meteorológico, onde os alvos visados são normalmente as precipitações (chuvas), e, o retroespalhamento, de um modo geral, é proporcional à sua intensidade, isto é, à quantidade e o tamanho das gotas presentes no volume de resolução do radar.

A instalação de um Radar Meteorológico no Estado de Alagoas, como parte de um convênio entre a Universidade Federal de Alagoas, o Instituto de Pesquisas Meteorológicas da Universidade Estadual Paulista e a *Université Paul Sabatier – Toulouse III*, veio trazer um grande avanço no que diz respeito ao desenvolvimento da pesquisa em meteorologia por radar, e, conseqüentemente à previsão de curto prazo, onde se tem a partir daí, informações sobre a localização das células de chuva, sua intensidade e seu deslocamento. Faz-se necessário agora, entender com maior detalhamento as características e o comportamento da precipitação sobre a região.

A problemática da quantificação da chuva com radar meteorológico tem sido o foco central de várias investigações desde os primeiros tempos da detecção ativa da precipitação com ondas eletromagnéticas. Mesmo com novas técnicas surgidas, ampliando o potencial de utilização do radar, não foi desviada a atenção deste enfoque. O estudo da distribuição de gotas de chuva através de dados disdrométricos em diversas regiões do planeta tem como um objetivo primário a melhoria da estimativa da chuva através de radar. Este trabalho visa analisar um dos aspectos mais importantes da quantificação de chuva, ou seja, a perda da acurácia em virtude do desconhecimento específico das características da precipitação, principalmente em regiões com influência marinha e continental, como é o caso da região Leste do Nordeste do Brasil-ENEB. O desenvolvimento desta pesquisa também tem como objetivo a utilização dos resultados obtidos na estimativa de vazão na Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú, em Alagoas, utilizando o programa PREV_va, criado por Barros (2011), com propósito de estimar a vazão da Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú em um ponto, a partir do sinal do radar e

converter os sinais (cores) das imagens de radar do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas (SIRMAL) em vazão, com uma acurácia melhorada devido o conhecimento das características da distribuição de gotas de chuva de acordo com a sua origem (continental ou marinha) que ocorrem na região.

1.2 – Objetivos

1.2.1 – Geral

- **ESTUDAR** as características da distribuição de gotas de chuva com relação à sua origem – continental e marinha - através de dados disdrométricos, aplicando os resultados nas estimativas de vazão do Rio Mundaú por meio de modelo de conversão refletividade (cores) radar-vazão.

1.2.2 – Específicos

- **PARAMETRIZAR** as características das gotas de chuva através de dados disdrométricos considerando a origem da precipitação;
- **MELHORAR** as informações pluviométricas obtidas com radar dentro da área de alcance do radar distinguindo a origem continental ou marinha;
- **GERAR e CONSTRUIR** um conjunto de coeficiente (a e b) da relação $Z-R$ em função da origem e tipo (estratiforme – convectiva) da precipitação;
- **TESTAR** um modelo de conversão chuva (radar) - vazão observando os resultados das características das gotas de chuva, sua origem e tipo;
- **ESTIMAR** as vazões da Bacia Hidrográfica utilizando as imagens de radar.

1.3 - Justificativa da Pesquisa

O Nordeste Brasileiro (NEB) está localizado nos trópicos, aproximadamente entre 1° S e 18° S e entre 35°W e 47° W. A região é caracterizada pela grande variabilidade espacial e interanual do seu regime de chuvas com secas severas em alguns anos.

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 radar meteorológico localizado em Maceió - AL (único na região) é possível monitorar em tempo real a precipitação que ocorre no Estado de Alagoas. O melhoramento da estimativa da chuva por radar calibrada com dados da distribuição do tamanho das gotas de chuva (DTG) coletadas por um equipamento chamado Disdrômetro-RD-69 (inédito no leste do Nordeste) trará além da melhoria na estimativa da chuva, também melhor entendimento da física da chuva que ocorre no Estado de Alagoas. Todo esse melhoramento e entendimento da chuva através do radar e do Disdrômetro irão ajudar na estimativa da vazão, quando a hidrologia utiliza o radar como ferramenta na previsão de curto período de tempo.

Na região NEB é notada uma grande irregularidade nas chuvas, provocadas pela atuação de diferentes sistemas meteorológicos. Possíveis erros na estimativa da chuva através de radar meteorológico podem ser ocasionados por não considerar a origem dos sistemas precipitantes, necessário para o melhoramento da estimativa de chuva por radar e conseqüentemente, a melhoria da estimativa da vazão. Isto permite que os mecanismos de gerenciamento dos recursos hídricos possam tomar as medidas corretivas ou paliativas necessárias para diminuir os impactos causados por eventos extremos de chuva.

A DTG e seus momentos estatísticos formam a base de uma definição e computação da maioria dos parâmetros interveniente nos problemas de propagação de micro-ondas dentro das nuvens e da chuva, principalmente na estimativa de chuva através de radar. O radar de Maceió, que é uma ferramenta na previsão de curtíssimo prazo, opera numa frequência (banda C), e atua num ambiente atmosférico que tornam seu desempenho notavelmente susceptível ao efeito da origem das precipitações, devido à sua localização.

A grande vantagem da previsão hidrológica, feita com dados do radar em tempo real e considerando a origem das chuvas, é o ganho de tempo adicional que se tem particularmente para as regiões ribeirinhas próximas à foz do rio. As Bacias Hidrográficas apresentam um tempo de concentração das chuvas, que é variável de acordo com as características da Bacia Hidrográfica do Mundaú. A água da chuva

atinge a superfície, e demora certo tempo para atingir os canais secundários, sendo conduzida para o canal principal e, por este, até as partes baixas da Bacia Hidrográfica. Esse ganho de tempo adicional pode ser muitas vezes, crítico para a segurança das populações ribeirinhas e para as estruturas hidráulicas.

O conhecimento do impacto das características da distribuição de gotas de chuva nas medidas de radar em condições de tempo (origem da chuva) como as predominantes numa considerável região de abrangência do radar – uma área de baixas latitudes situada no litoral – representa inédita contribuição para a área de meteorologia com radar, em escala mundial. Esse estudo é de grande valia, visto que seus resultados serão inéditos para região de estudo, um avanço para previsão de curto prazo e outras áreas afins que necessitam dessas informações para pesquisas futuras.

CAPÍTULO II

2.0 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O desenvolvimento de uma pesquisa necessita de base para melhor entendimento de assuntos que serão abordados dentro da metodologia, assim como nos resultados e discussões. Nesse capítulo são expostos temas, tais como, os sistemas produtores de chuva que atinge o leste do Nordeste do Brasil (mas especificamente entorno da área de estudo deste trabalho), informações referentes à distribuição do tamanho de gota de chuva (DTG) e também uma amostra sucinta de alguns parâmetros físicos que influenciam a DTG. Em seguida é ressaltada a relação entre o fator de refletividade do radar (Z) com a taxa de chuva (R), e por fim são apresentadas algumas literaturas referentes à utilização do radar meteorológico na estimativa da vazão em Bacia Hidrográfica.

2.1 - Sistemas Produtores de Chuva que atingem o Leste do Nordeste

Existem sistemas produtores de chuvas no Nordeste do Brasil (NEB) em diversas escalas espaciais. Os mecanismos de grande escala, que são responsáveis por cerca de 40% a 60% da precipitação total observada, são a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que atua no Norte do NEB, a Zona de Convergência do Leste Nordeste (ZCEN) e Vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN), estes dois últimos importantes para a Costa Leste e Sul do NEB, Molion e Bernardo (2002). Os mecanismos de mesoescala mais importantes são as brisas marinhas e terrestres, os sistemas convectivos e as perturbações ondulatórias no campo dos Alísios (POA). A circulação orográfica e as pequenas células convectivas também são classificadas como sistema de mesoescala.

A precipitação na região tropical é o elemento meteorológico de maior importância, pois é o que apresenta maior variação em termos de mudanças sazonais, e é o principal fator na utilização da divisão do clima numa região. É diferente de outros elementos que variam pouco como, por exemplo, temperatura e pressão. Para ENEB, a precipitação tem valor preponderante para o abastecimento de água para atender aos diversos setores, desde a utilização pela população, até as diversas atividades industriais e agrícolas. A quantidade e a distribuição da precipitação que incide anualmente sobre certa região são bastante importantes, determinando o tipo de vegetação e influência a

programação das atividades agrícolas. Assim, épocas de plantio e colheita, atividades mecanizadas e mesmo escolha de espécies e variedades de plantas estão intimamente relacionadas com o padrão de precipitação local.

O ENEB compreende a parte litorânea dos Estados do Rio Grande do Norte até o sul da Bahia, e apresenta um clima tropical úmido. É a região considerada mais úmida do NEB. Os maiores volumes de precipitação, segundo Bernardo (1999), ocorrem no quadrimestre de abril a julho, correspondendo cerca de 60% da chuva, e o período menos chuvoso corresponde os meses de setembro a dezembro com 10% somente da chuva anual. O objetivo deste capítulo é mostrar resumidamente a climatologia dessa região, enfatizando os mecanismos responsáveis pela produção de chuva.

2.1.1 - Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN)

O Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN) é um sistema em escala sinótica caracterizado por região de baixa pressão que se forma na alta troposfera, podendo estender-se até a média troposfera dependendo da instabilidade da atmosfera. Esse sistema possui circulação ciclônica fechada com centro mais frio que sua periferia.

As primeiras investigações sobre VCAN foram feitas por Palmén (1949) e Palmer (1951) e, a partir desses dois pesquisadores, o VCAN passou a ser classificado em dois tipos: o tipo Palmén é associado a bolsões de ar frio acoplado a extensos cavados na alta troposfera que se desprendem e são confinados no lado equatorial dos ventos de oeste. A sua origem é nas latitudes subtropicais, durante a época de inverno e primavera. O segundo tipo, Palmer, se origina nas latitudes tropicais, a uma altitude acima de 10 km, com maior frequência no verão, sendo raramente observado no inverno. Segundo Palmer (1951), em algumas situações, a circulação desses VCANs tropicais são similares aos VCANs de latitudes médias observados no Hemisfério Norte (HN), porém, o processo físico de formação é diferente, pois, os VCANs tropicais, não aparecem à incursão de ar polar. De acordo com Kousky e Gan (1981), a origem e manutenção dos VCANs, que se formam no Atlântico Tropical entre a faixa de 20°W - 45°W e 0° - 28°S, está associada à intensificação da vorticidade ciclônica, corrente abaixo da crista em 200 hPa.

A formação de VCAN coincide com a época do ano, onde o escoamento em altos níveis (200 hPa) apresenta-se meridionalmente, de sul a norte, sobre o Brasil a leste do meridiano de 50°W. A maioria dos vórtices ciclônicos da alta troposfera está confinada

nos altos níveis (acima de 5000m de altura) sendo que cerca de 60% não atingem o nível de 700 hPa e em torno de 10% atingem a superfície (Frank, 1966).

A circulação ciclônica (horária no Hemisfério Sul (HS)) surge inicialmente nas partes mais altas da troposfera (em torno de 12 km de altura), estendendo-se gradualmente para os níveis mais baixos (Gan e Kousky, 1982). Os ventos são fracos nos níveis baixos e médios, aumentando sua velocidade com a altura e atingindo velocidade máxima em torno de 200 hPa. Esses vórtices ciclônicos são caracterizados por movimento descendente de ar frio e seco no seu centro, e um movimento ascendente de ar quente e úmido na sua periferia, possuindo, portanto, uma circulação direta. Os vórtices ciclônicos podem também ser classificados como *úmidos* ou *secos*, dependendo da quantidade de nebulosidade associada. Os vórtices confinados na média e alta troposfera possuem pouca nebulosidade e são denominados *secos*. Os vórtices *secos* e úmidos, como descrito por Frank (1966), estão caracterizados por movimento descendente e seco no seu centro. Os vórtices que atingem os níveis mais baixos da troposfera possuem bastante nebulosidade, sendo chamados de vórtices *úmidos*. A nebulosidade muitas vezes é intensa e associada com precipitação, e outras vezes, pouca nebulosidade, inibindo na maioria das vezes a ocorrência de chuva.

Os vórtices ciclônicos do Nordeste do Brasil formam-se devido à intensificação simultânea da crista associada à Alta da Bolívia sobre o Oceano Atlântico (Kousky e Gan, 1981). Isto ocorre quando um sistema frontal proveniente do sul do Brasil, ao penetrar nos subtropicais, provoca forte advecção de ar quente no seu lado leste, amplificando a crista de nível superior e, por conservação de vorticidade absoluta, um cavado que está à jusante também é intensificado, formando-se o ciclone na alta troposfera.

Um radar meteorológico instalado na região de Petrolina-PE durante o ano de 1985 observou sistemas convectivos de mesoescala que se formaram sobre a região do semiárido nordestino. Padrões de ecos desses sistemas foram identificados por Silva Aragão, 2000 através de imagem de radar (PPI e RHI), produzidos por CAN (cavado de altos níveis) e VCAN entre o período de janeiro a junho de 1985. Os resultados mostraram que 98,78% do número total de ecos estudados foram ecos convectivos. As linhas de ecos (LE) foram caracterizadas como ecos isolados alinhados ou núcleos intensos alinhados de uma única célula e apresentaram extensão ($50 \text{ km} \leq E \leq 100 \text{ km}$), com largura máxima de 17 km, com maior frequência em março e abril. Outro padrão de eco identificado foi à faixa de ecos (FE) que apresentou extensão ($70 \text{ km} \leq E \leq 150$

km), com largura máxima de 30 km, caracterizando uma única célula. Ecos dispersos e zonas de ecos foram observados durante todo o período do estudo, sendo mais frequente em março e abril.

Alves (2001) que estudou a atuação de um VCAN durante alguns dias do mês de janeiro de 1999 sobre a Região Nordeste do Brasil. Esse sistema provocou chuvas fortes em várias áreas do semiárido nordestino e teve velocidade média de deslocamento na ordem de 250 km/dia. A Alta da Bolívia (AB) esteve sempre associada à atuação do VCAN e apresentou configuração zonalmente alongada. Houve uma predominância de movimento ascendente (ω) com maior intensidade na borda do VCAN sobre o continente. A intensidade máxima ascendente (ω) ocorreu na camada de 900 hPa a 500 hPa. Também foi observada uma tendência de aquecimento (resfriamento) na alta troposfera (baixa média troposfera), na região de atuação do VCAN, principalmente quando o VCAN esteve localizado sobre o continente.

A influência do VCAN sobre três regiões do Nordeste do Brasil (noroeste da Região Nordeste, região central da Bahia e no semiárido nordestino) durante o verão do hemisfério sul entre os anos de 1994 a 2001 foi estudada por Silva, 2005. Seus resultados foram de grande valia para entendimento da atuação do VCAN sobre a Região Nordeste. Segundo o autor, os VCANs estudados apresentam alta variabilidade interanual na frequência de ocorrência e intensidade. Estes sistemas têm intensidade média de $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e extensão horizontal de $2.000.000 \text{ km}^2$ vistos através das cartas de vorticidade ($\zeta < -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) em 200 hPa. As três sub-regiões consideradas foram influenciadas pelos VCAN, apresentando redução de precipitação diária quando estão diretamente sobre a sub-região em questão, a subsidência no centro dos VCAN posicionada sobre regiões dificultou a precipitação.

Santos Silva et al. (2008) estudaram através de imagens de radar, análise feita em grande e média escala, os sistemas convectivos formados no dia 29/03/1985, e mostram que esses sistemas convectivos são linearmente organizados atingindo grande áreas e núcleos convectivos intensos envolvidos por uma área de precipitação estratiforme. As imagens PPI (Figura 2.1(a e b)) representam corte plano horizontal e mostram linhas de ecos (LE) e faixa de ecos (FE) com grande extensão e núcleos intensos de precipitação, apresentam orientação (SW-NE) e raios variando entre 100 e 200 km. Nas imagens RHI (Figura 2.1(b e c)) representam um corte na seção vertical para um determinado azimuth nota-se grande extensão vertical dos sistemas convectivo, com núcleos intensos de chuva entorno dos 10 km de altura. Os autores concluíram que convergência do fluxo de

umidade em grande escala e aquecimento radiativo, são fatores determinantes na evolução dos ecos dos sistemas convectivos estudados.

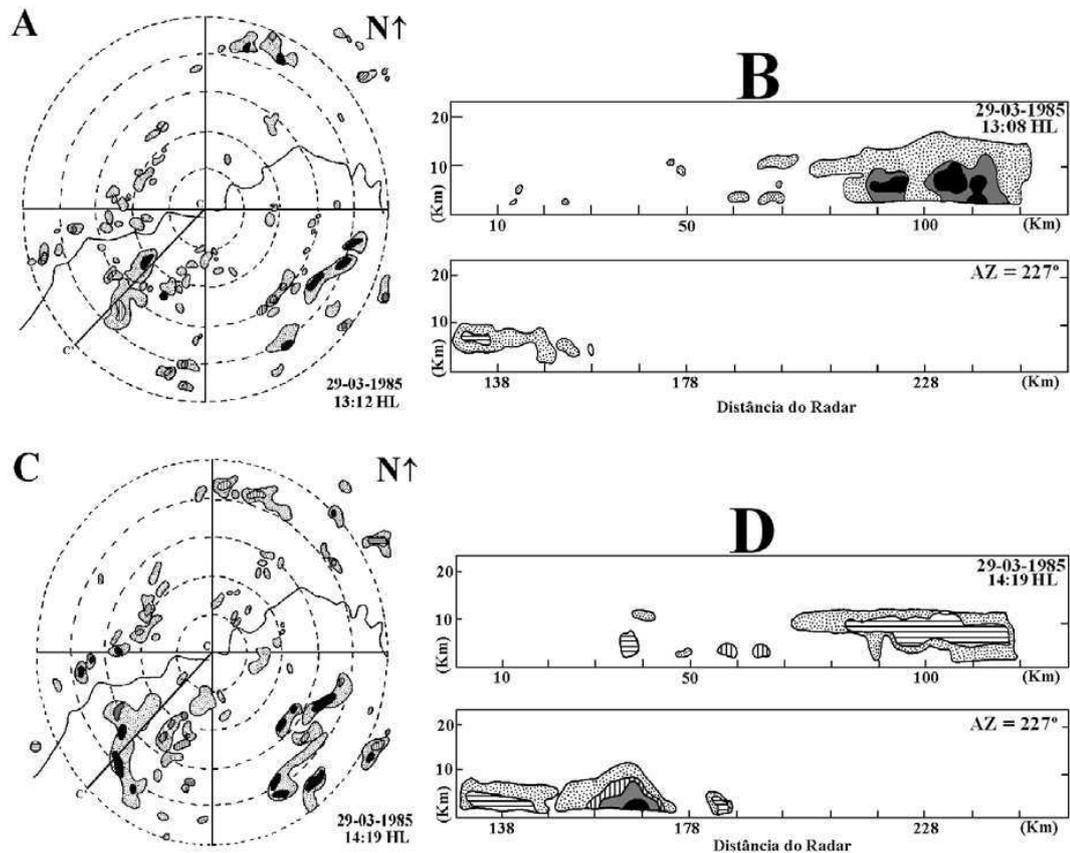


Figura 2.1- PPI e RHI do radar de Petrolina-PE no dia 27 de março 1985.
 Fonte: Santos Silva et al. (2008).

2.1.2 - Sistemas Frontais

Zonas frontais, sistemas frontais, ou simplesmente frentes são o encontro entre duas massas de ar, de diferentes características. Não há misturas entre as duas massas de ar, a massa mais quente (menos densa) sobrepõe-se à massa menos quente (mais densa). Entre as duas massas existe uma zona de transição, onde ocorrem variações bruscas no campo de temperatura e umidade do ar denominando-se zona frontal ou frente (Vianello e Alves, 1991).

Pesquisador como Kousky, 1979 estudou a influencia dos sistemas frontais na região Nordeste do Brasil, e afirma que as penetrações de sistemas frontais em latitudes baixas produzem efeito pronunciado na atividade convectiva da faixa tropical da América do Sul. E a atuação de frentes no NEB está reduzida a aproximadamente 20% das frentes que atuam no Brasil.

Kousky, 1979 afirmou ainda que a penetração de sistemas frontais em parte da região Nordeste do Brasil ocasiona prolongados períodos de chuvas, principalmente no centro-sul da Bahia e desempenham um importante papel no seu regime de precipitação, cujo máximo é atingido nos meses de dezembro e janeiro. Sabe-se ainda que, remanescentes desses sistemas podem também organizar alguma atividade convectiva ao longo da costa original do NEB, durante o outono e inverno, ocasionando um acréscimo de precipitação na região

Johnson e Snoop, 1983 explica que o deslocamento das frentes frias ativas e oriundas de latitudes médias seria a responsável pela advecção de ar quente que antecede a chegada da frente. Em seguida, a frente organiza a convecção sobre o continente que contribui através da liberação de calor latente, para a intensificação da crista em altos níveis a oeste da posição frontal em superfície.

Barbosa e Correia, 2005 estudaram sistemas convectivos intensos provocados pela atuação de um sistema frontal que atingiu a região do semiárido nordestino no início do mês de junho de 1985. As imagens de radar Banda C, instalado na região de Petrolina-PE mostrou que a frente fria desenvolveu convecção profunda e intensos sistemas convectivos sobre a região. A intensificação e desenvolvimento dos ecos observados no radar ocorreram basicamente devido ao processo de fusão entre duas ou mais células. O aquecimento radiativo foi um fator importante no processo de formação e intensificação dos sistemas. Segundo os autores valores de energia potencial disponível pouco acima de 1000 J/kg pode ser um forte indicativo na atividade convectiva intensa. O aumento do teor de umidade nos baixos níveis e o enfraquecimento dos alísios de leste-sudeste foram outras características marcantes durante o estudo.

Condições que merecem ser observada para o deslocamento de um sistema frontal em direção ao NEB são: posição do ciclone quando a frente começa a atuar na América do Sul ao sul de 60°S; interação do cavado frontal com o ciclone térmico do norte da Argentina; o aparecimento de duas frentes secundárias e a ocorrência de duas oclusões instantâneas; ocorrência de uma ciclogênese ao longo da frente principal no Atlântico, próximo a 30°S, que serviu para intensificar a frente principal; interação do cavado frontal com um cavado tropical; presença de duas Correntes de Jato, a subtropical com o eixo em torno de 25°S e polar com eixo em torno de 55°S e interação entre elas, que é vista pela sua união; deslocamento da Alta da Bolívia (AB) para leste, chegando até o oeste da região NEB; deslocamento do primeiro ciclone para nordeste até a ocorrência da ciclogênese, depois se

deslocando para sudeste; e deslocamento do ciclone que surgiu no Atlântico para sudeste Gemiacki, 2005.

Característica de deslocamento de um sistema zona frontal que se formou no sul da América do sul e atingiu o centro-sul da região Nordeste do Brasil (proposta por Gemiacki, 2005) merece ser observada, pois casos como esse ocorrido entre o final de outubro e início de novembro de 2003 provocou chuva forte no litoral sul da Bahia, em Sergipe e Alagoas, onde os valores foram acima da média histórica, Climanálise, 2003.

2.1.3 - Zona da Convergência do Leste do Nordeste (ZCEN)

A zona da convergência do leste do nordeste (ZCEN) é o mais importante mecanismo dinâmico responsável na produção de chuva no ENEB durante a quadra chuvosa (abril e julho). A umidade, que converge sobre o continente e alimenta a ZCEN, é originado no Atlântico Sul e, se as temperaturas da superfície do mar (TSM) apresentar anomalias positivas, como geralmente ocorrem nos anos chuvosos, o transporte de umidade é maior e a ZCEN mais intensa, Molion e Bernardo, 2002. Os mesmo autores também afirmam que existe hipótese da ZCEN ser nada mais que a ZCAS deslocada para o norte, visto que, nessa época, a ZCIT esta migrando para sua posição mais boreal (10°N a 14°N) juntamente com todas as outras configurações de grande escala como, por exemplo, as altas tropicais, as correntes de jato e a alta da Bolívia. Nesse caso, para que a ZCEN se forme, seria necessária a entrada de um sistema frontal, um cavado ou uma difluência do escoamento em altos níveis para organizar a convecção tropical.

A outra hipótese da origem da ZCEN seja resultante da interação da convecção tropical e convergência de umidade, transportada pelos Alísios, em baixos níveis que aconteceria preferencialmente nesse período.

A estrutura vertical da ZCEN é rasa (até 700 hPa), ocasionalmente apresentando um cavado fraco em níveis médios, que se posiciona na direção NW-SE, sobre a região costeira.

2.1.4 - Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POA)

Perturbação Ondulatória nos Alísios (POA) são ondas que se formam no campo de pressão atmosférica, ao longo dos ventos alísios, seu deslocamento é de leste para oeste. Na América do sul, as ondas de leste ocorrem na faixa tropical do Atlântico e

deslocam-se para oeste até atingir o Litoral e a Zona da Mata do Nordeste do Brasil, principalmente durante a estação de inverno, Vianello, 1991.

Segundo Yamazaki e Rao (1977), estas perturbações originam-se na costa da África e deslocam-se até a costa brasileira; em alguns casos aparecem até mesmo adentrar um pouco sobre o continente sul-americano.

A evolução de sistema convectivo de mesoescala proveniente da POA foi acompanhada por Gomes Filho et al, 1996. Esse sistema teve sua origem sobre o Oceano Atlântico, distante 150 km da costa paraibana, penetrou sobre o Continente onde causou precipitação intensa e alcançou o Sertão, aproximadamente 500 km da costa. Os autores também observaram a interação do sistema com a topografia do terreno, o que provocou alterações significativas na intensificação do sistema, causando precipitação intensa em várias regiões da Paraíba.

Característica de ondas de leste foi estudada para litoral norte do Nordeste por Silvestre (1996), que utilizou dados de vento meridional, para um período de 10 anos, e mostrou que esses distúrbios ondulatórios existem praticamente durante todo ano, com diferentes comprimentos de onda e que nas estações de verão (DJF), outono (MAM) e inverno (JJA) eles se deslocam atingindo a costa norte nordeste do Brasil. No verão o comprimento de onda é de 6000 km a 7000 km, e velocidade de fase oscila de 10 m/s a 14 m/s, no outono o comprimento de onda é de 5000 km a 6000 km e a velocidade de fase de 10 m/s a 13 m/s e no inverno os comprimentos de onda são mais curtos variando de 3500 km a 4000 km, velocidade de fase de 10 m/s e 13 m/s.

Outro estudo de ondas de leste que atingiu a costa norte do nordeste, mas especificamente em Alcântara - MA foi estudo por Coutinho e Fich (2007), durante o ano de 1988 a 1997. Esse estudo mostrou que ocorreram eventos de distúrbio de leste durante todo o ano com duração de tempo variando de 3 a 6 dias. O método utilizado (mudança do sinal da componente meridional do vento, aplicada em três camadas da atmosfera) mostrou que esse método é adequado para caracterizar os eventos de distúrbios de leste e que, durante a época chuvosa, as três camadas identificam a passagem do sistema atmosférico. No caso do período seco (jul-dez), as camadas com espessura maior (camadas entre 700 e 500 hPa e entre 850-500 hPa) conseguiram identificar os eventos, mas não na camada mais baixa (entre 850-500 hPa).

2.1.5 - Brisa Marinha e Terrestre

As brisas são um tipo de circulação de mesoescala causado aquecimento diferenciado entre a terra e mar. Durante os dias, 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 à superfície. Dessa maneira, se estabelece 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 chamada brisa marinha.

As brisas marinhas e terrestres são mecanismos produtores de chuva que estão sempre atuando no leste do NEB, produzindo chuvas leves e de curta duração. E os máximos de chuvas no leste do Nordeste ocorrem entre maio a julho, e está possivelmente associado à máxima convergência dos alísios com a brisa terrestre, a qual deve ser mais forte durante as estações de outono e inverno quando o contraste de temperatura entre a terra e o mar é maior, Kousky, 1980.

Quantificar e caracterizar os efeitos combinados do contraste terra-mar com a inclinação do terreno na intensidade das circulações de brisa foi feito por Alcântara e Souza, 2008. O contraste de temperatura entre as superfícies é determinante na formação das circulações locais, porém outros fatores podem interferir nessa relação, influenciando na intensidade das circulações. A eficiência termodinâmica parece ter um papel fundamental no ciclo diurno dessas circulações.

Os sistemas das brisas de terra e mar na faixa leste de Alagoas mostram ventos predominantes de sudeste (SE), o que caracteriza a brisa marinha. Os ventos predominantes de noroeste (NW) foram observados no período da madrugada, caracterizando brisa terrestre. A mudança das brisas terrestres/marinhas apresentou intervenção no sistema de precipitação, criando uma zona de convergência em superfície (movimentos ascendentes) confirmar com os horários em que ocorreram as precipitações, Ferreira, 2009.

2.1.6 - Convecção local

O conhecimento das características estruturais da convecção tropical é importante para a compreensão da organização individual das células convectivas e sua interação com a circulação em grande escala. Essa convecção é devida ao aquecimento da superfície e à convergência de umidade que é transportada pelos Alísios.

Segundo Molion e Bernardo (2002), a convecção máxima ocorre nos meses de fevereiro e março e esses meses são os mais chuvosos em grande parte do Nordeste. As células de chuva, e seus baixos totais pluviométricos, não devem ser desprezados por constituir um mecanismo muito importante para a vida do semiárido.

Estudo inédito sobre a estrutura dos sistemas produtores de chuvas desenvolvidas sobre a região do semiárido nordestino utilizando imagem de radar meteorológico (banda C) foi desenvolvido por Diniz et al em 2004, que estudaram as intensas atividades convectivas, mas especificamente sobre a região do aeroporto de Petrolina-PE durante a estação chuvosa de 1985. Foram analisados os aspectos termodinâmicos e dinâmicos da atmosfera permitindo avaliar o grau de estabilidade da atmosfera e relacionar com desenvolvimento dos sistemas convectivos. Dados de superfície e de ar superior, obtidas através de radio sondagem também foram utilizados. Os resultados mostram que o desenvolvimento de convecção profunda a atmosfera encontra-se relativamente seca próxima a superfície, entretanto apresenta um aumento considerável no teor de umidade acima da camada de mistura. Camadas de misturas profundas cujo topo atinge o nível de aproximadamente 800 hPa, evidencia forte aquecimento nos baixos níveis causado pela irradiação. Característica comum nos perfis termodinâmicos, como por exemplo: a queda da temperatura potencial equivalente com a altura, indicando instabilidade convectiva abaixo 600 hPa. A energia potencial convectiva disponível máxima variou entre 2000 a 3100 J/kg representando uma convecção moderada e forte, comprovando bons indicativos para previsão de tempestade, mas não suficiente para o desenvolvimento de sistemas convectivos intensos.

2.2 – Fatores Físicos que Influenciam a Distribuição do Tamanho de Gotas (DTG)

A DTG apresenta variação em vários aspectos tais como: a intensidade de processos físicos (colisão e coalescência), variação dos parâmetros físicos (taxa de chuva, diâmetro da gota e número de gota), dos tipos de precipitação (convectiva e estratiforme) e das origens de formação das chuvas (continental ou marinha). Esses

assuntos serão abordados de forma sucinta neste tópico, pois oferecerão melhor entendimento e referência quando comparado com resultados deste trabalho.

2.2.1 - Processos Físicos

2.2.1.1 - Convecção

Convecção é um processo de transporte de massa caracterizado pelo movimento que um fluido toma devido à sua diferença de densidade por influência de uma variação de temperatura. Os meteorologistas utilizam normalmente as áreas de convecção como termo para se referir ao transporte de calor pela componente vertical do fluxo associado com a instabilidade. Os processos de convecção são compostos por diferentes sistemas meteorológicos com diferentes escalas espaciais e temporais, apresentando uma estrutura vertical estratificada na qual ocorre à contribuição de diferentes escalas meteorológicas na geração e manutenção da convecção na baixa troposfera, Corrêa (2007). Por exemplo, a natureza meridional do escoamento de verão é resultado direto do forte aquecimento da superfície com liberação de calor sensível e de calor latente, este último devido à condensação de umidade através de toda coluna troposférica.

Segundo Diniz et al (2004) existe um aumento do número e na dimensão das células de precipitação no decorrer do dia, devido o aquecimento radiativo, que tem papel importante na intensificação e desenvolvimento das células de chuva. Outra característica importante causada pelo aquecimento radiativo está na organização dos núcleos intensos alinhados e envolvidos por precipitação estratiforme no período da tarde.

2.2.1.2 – Movimentos Verticais

Byers e Braham (1948) foram os pioneiros no estudo da influência dos movimentos verticais na formação de tempestades convectivas ocorrida na Flórida, através de dados do “Projeto Thunderstorm” que fez uso de radares meteorológicos e medidas obtidas por aviões instrumentados e à superfície. Esse estudo revelou que as tempestades eram constituídas por diversas células convectivas em diferentes estágios de desenvolvimento. Medidas da velocidade vertical, temperatura e conteúdo de água líquida são bem correlacionados, indicando a importância dos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos e dos processos microfísicos em nuvens convectivas.

Para Steiner e Smith (2004) a magnitude dos movimentos verticais é dependente da energia da convecção. Houze (1993) caracterizou os movimentos verticais do ar e da refletividade de radar de regiões convectivas e estratiformes conforme a Tabela 2.1.

Tabela 2.1-Velocidades verticais em regiões convectiva e estratiforme.
Fonte: Houze (1993).

Tipo	Velocidade vertical	Taxa de chuva (R)	Extensão horizontal	Eco do radar
Convectiva	$> 1 \text{ m s}^{-1}$	$>5 \text{ mm h}^{-1}$	$\sim 1\text{-}10 \text{ km}$	Intenso
Estratiforme	$<1 \text{ m s}^{-1}$	$<5 \text{ mm h}^{-1}$	$\sim 100 \text{ km}$	Homogêneo

2.2.1.3 – Processos de Crescimento de Gota

A forma da distribuição de gota de chuva sofre modificações de acordo com a atuação dos diferentes processos físicos. O processo de colisão-coalescência ocorre em algumas nuvens, quando elas possuem uma temperatura acima do ponto de congelamento da água (0°C). Nas nuvens predominam os efeitos gravitacionais, i.e., as gotas maiores caem mais rapidamente que as pequenas e alcançam (capturam) as outras gotas que se encontram em seu caminho. Tanto o campo elétrico como o campo de turbulência deveriam ser muito mais intensos para ter maiores influências e provocarem efeitos comparados ao gravitacional.

Uma discussão, analisando de forma isolada os parâmetros físicos, com os diferentes processos microfísicos de formação de crescimento da gota foi feita por Rosenfeld e Ulbrich (2002), tendo como principal objetivo compreender as modificações que aconteceram nas DTGs, cujos resultados são mostrados no Quadro 2.1.

Quadro 2.1- Características dos parâmetros da DTG em função dos processos físicos. As setas indicam aumento ou diminuição dos valores de cada parâmetro. Fonte: Rosenfeld e Ulbrich (2002).

Processos	Parâmetros						
	Diâmetro (D)		Diâmetro Médio (\bar{D})	N° de gota (N_0)	N° total de gota (N_t)	$Z = aR^b$	
	Grande	Pequeno				a	b
Coalescência	↑	↓	↑	↓	↓	↑	↓
Quebra de gota	↓	↑	↓	↑	↑	↓	↑, ou sem alteração
Coalescência e quebra	OS VALORES DOS PARÂMETROS DEPENDEM DE QUAL PROCESSO ESTA PREDOMINANDO. PARA GOTAS PEQUENAS PREDOMINA O PROCESSO DE COALESCÊNCIA E PARA GOTAS GRANDES O PROCESSO DE QUEBRA.						↓
Crescimento de gota	↑	↑	↑	↓	Constante	↑	Pouca variação
Evaporação	↑	↓	↑	↑	↓	↑	↓

2.2.2 - Parâmetros Físicos

2.2.2.1 – Taxa de Chuva (R)

A intensidade ou taxa de chuva (R) é a razão entre a quantidade de chuva e seu tempo de duração. Em geral é expressa em mm h^{-1} . Segundo o *Glossary of Meteorology* a taxa de chuva classifica-se segundo a Tabela 2.2.

Tabela 2.2 - Classificação dos tipos da chuva de acordo com intensidade.

Fonte: *Glossary of Meteorology*.

Tipo	Taxa de precipitação - R (mm h^{-1})
Chuva fraca	$R \leq 2,5$
Chuva moderada	$2,5 < R \leq 7,6 - 10$
Chuvas fortes	$7,6 - 10 < R \leq 50$
Chuva violenta	$R > 50$

Já para o *National Meteorological Library and Archive* a classificação da taxa de chuva é de acordo com a Tabela 2.3.

Tabela 2.3-Classificação dos tipos da chuva de acordo com intensidade.

Fonte: *National Meteorological Library and Archive*.

Tipo	Taxa de precipitação - R (mm h^{-1})
Chuva fraca	$0 < R \leq 2$
Chuva moderada	$2 < R \leq 10$
Chuvas fortes	$10 < R \leq 50$
Chuva violenta	>50

Uijlenhoet et al (2003b) estudando eventos extremo de chuva na região de Illinois, Florida, para taxas de chuvas (superiores a 100 mm h^{-1}) verificaram que esses eventos tendem a ser produzidos em ambientes onde a variabilidade da distribuição de tamanho de gota de chuva é fortemente controlada pela quantidade de gotas. Isto implica que as mudanças nas propriedades de distribuição de tamanho de gota de chuvas extremas são causadas principalmente pelas variações nas concentrações de número de gota (N_t). Concluíram ainda que os processos microfísicos concorrentes da formação e distribuição de gota de chuva em precipitação extrema (a coalescência, a ruptura espontânea da gota e ou colisões) são compensados entre elas, de tal maneira que um estado de equilíbrio da função da densidade de probabilidade (FDP) dos tamanhos de gotas é alcançado.

Tenório et al.(2010) estudaram as DTGs no leste do Nordeste do Brasil-ENEB, e verificaram que as DTG dependem claramente dos parâmetros da distribuição exponencial e log-normal ($N_0, \lambda, D_g, \sigma$ e N_t) e que existe uma acentuada variabilidade sazonal. Os parâmetros da frequência de distribuição são dependentes da taxa de chuva (R). As formas das DTGs são similares, mas a quantidade de gotas em cada uma varia consideravelmente ($D(\text{menor})=N_0(\text{maior})$ e $D(\text{maior})=N_0(\text{maior})$). Isto possivelmente pode ser devido ao curto período de coleta de dados ou devido à variabilidade intra-sazonal.

2.2.2.2 – Número de Gotas (N_0)

Moraes (2003) a partir de dados coletados com Disdrômetro Joss Vadvogel-RD69 estudou as DTGs de chuvas sobre a região de Maceió - AL. Seus resultados permitiram afirmar que a estratificação das DTGs em classes de taxa de chuva mostrou claramente a dependência da maioria dos parâmetros da distribuição exponencial e log-normal com a taxa de chuva e foi observada também uma marcante variação mensal. Todos os parâmetros (conteúdo de água líquida, fator de refletividade e os parâmetros da distribuição exponencial (N_0 e λ) e um único parâmetro da log-normal (N_t) mostram dependências com a taxa de chuva (R), as únicas exceções foram os dois outros parâmetro da log-normal (σ e D_g) que praticamente permaneceu constante em todos os ajustes. Quanto à forma da DTG o resultado foi satisfatório, embora não tenha havido uma concordância em termos de quantidades de gotas. Esse resultado pode ser justificado devido ao curto período de estudo (9 meses) ou ainda uma provável explicação seria a variabilidade intersazonal da intensidade de chuva. As correlações feitas entre os parâmetros das distribuições exponencial e log-normal com a taxa de chuva é apresentada na Tabela 2.4.

Tabela 2.4 – Equações de ajustes dos parâmetros das duas distribuições e coeficiente de determinação. Fonte: Moraes (2003).

Exponencial	Log-normal
$N_0 = 144,4 R^{-0.11}$ $r^2 = 0,71$	$N_t = 391,1 R^{0.27}$ $r^2 = 0,43$
$\lambda = 2,01 R^{-0.26}$ $r^2 = 0,96$	$\sigma = 1,47 R^{0.01}$ $r^2 = 0,82$
	$D_g = 1,58 R^{0.009}$ $r^2 = 0,95$

Tenório et al. (2005) usando Disdrômetro Joss-Waldvogel-RD69 estudaram a distribuição da concentração de gotas, na região de Maceió-AL, dentro da escala de classe do equipamento durante as chuvas ocorridas durante os meses de março, abril, junho e setembro/2002. Concluíram que as concentrações de gotas variaram em torno de 400m^{-3} a 500m^{-3} . Essas concentrações ficam localizadas nas classes 7 e 8 do equipamento que corresponde diâmetro médio de 1.1 mm e 1.3mm.

2.2.2.3 – Diâmetro de Gotas (D)

Estudo realizado na Malásia, List (1988) utilizou dados de chuvas de origem tropical e encontrou picos de diâmetro de gotas de 0.3mm, 0.9mm e 1.9 mm associados a diferente tipos de nuvens: quentes, convectiva e estratiforme respectivamente.

Sauvageot e Lacaux (1995), com objetivo de descrever as características da DTG utilizaram uma grande amostra de dados de Disdrômetro (892 h) em diferentes latitudes do continente africano sugeriram duas regiões distintas na DTG. Uma região com gotas pequenas ($D < D_c$), sendo D_c um limiar de referência, onde existe uma grande dependência com (R) e também da altura de queda da gota a partir da base de derretimento - isoterma 0° (Z_0). Isso sugere que nessa região a diminuição das gotas pequenas (com aumento de R) não é totalmente compensada pela introdução de gotas pequenas a partir da quebra de gotas grandes devido ao processo de colisão. A outra região, com gotas grandes ($D > D_c$), a inclinação da distribuição (λ) independe do diâmetro (D). Para valores de R ($< 20 \text{ mm h}^{-1}$) a inclinação da distribuição diminui quando R aumenta e não depende da altura de queda da gota (Z_0). No entanto quando $R > 20 \text{ mm h}^{-1}$ a inclinação da distribuição tende para um valor constante de $(2,2 \text{ mm}^{-1} - 2,3 \text{ mm}^{-1})$. Isso sugere certa estacionaridade entre os processos de coalescência e rompimento de colisão em chuvas intensas.

Sauvageot (2000) mostra a estrutura multimodal das DTGs, em casos de linhas de instabilidade tropical e em sistemas frontais (latitude média) a partir de dados coletados na República Centro-Africana e em Brest, França. Foi observado que a DTGs normalmente têm uma forma irregular, com vários máximos relativos e o número de modos (N_m) da DTGs não ultrapassa o diâmetro de 2 mm, estando associado à taxa média da chuva, mas depende das flutuações da taxa de chuva. A propagação da DTGs é descoberta para ser dependente da estrutura multimodal. Os grandes valores de (N_m) estão associados com baixos valores de inclinação da distribuição (λ) e do número de concentração de gota (N_0) parâmetros da distribuição exponencial.

A variabilidade da distribuição de tamanho de gota de chuva, segundo Steiner et al. (2004) é controlada pela variação no número de concentração de (N_t), pelo tamanho médio do tamanho de gota (D_m) ou combinação em que a relação $(D_m)^{(1+\mu)/N_t}$.

2.2.2.4 – Conteúdo de Água Líquida (Wg)

O conteúdo de água líquida (Wg) de uma nuvem, que normalmente é expresso em gm^{-3} ou gkg^{-1} é, evidentemente, uma das mais importantes propriedades para a concentração de água condensada em uma nuvem. Isso afeta diretamente a capacidade da nuvem de produção de chuva. Esse parâmetro difere de nuvem pra nuvem e dentro das próprias nuvens.

Segundo Belculfine (1977), os valores de Wg dentro das nuvens é sempre inferior a $1 gm^{-3}$, e provavelmente o valor médio típico para uma nuvem cúmulos é de $0,5 gm^{-3}$. As nuvens convectivas têm uma Wg mais elevada que as nuvens estratiformes. Para nuvens convectivas, a Wg aumenta com altura (até o nível do congelamento) e é mais elevado quando a temperatura da base de nuvem é mais elevada.

O Quadro 2.2, foi baseado em medidas de satélite sobre a Indonésia, Tailândia e Israel, e mostra que as nuvens marinhas têm poucas gotas quando comparadas com as nuvens continentais do mesmo tipo. No entanto, essas gotas são maiores para compensar a Wg que é mais ou menos idêntica em ambos os ambientes. As nuvens estratos e cúmulos, embora de origens diferentes, têm a Wg mais ou menos idêntica.

Quadro 2.2 - Valores típicos observados das propriedades das nuvens onde: r - raio das gotas da nuvem, N_0 - número das gotas, L - índice de água líquida. Fonte: Belculfine (1977).

Ambiente	Tipo de nuvem	r (μ)	N_0 (m^{-1})	L (gm^{-3})
Continental	Estratos	4,7	250	0,28
	<i>cumulus</i> (limpo)	4,8	400	0,26
	<i>cumulonimbus</i> (crescimento)	6-8	~500	1-3
	<i>cumulonimbus</i> (dissipação)	7-8	~300	1,0-1,5
	Névoa	8,1	15	0,06
Marinha	Estratos	6,7	80	0,30
	Estratocúmulos	10,4	65	0,44

Para Lohnert et al. (2001), as nuvens têm um papel muito importante dentro do ciclo hidrológico. A distribuição e a fase do tamanho dos hidrometeoros dentro de

nuvens são fatores importantes no desenvolvimento de precipitação. Assim, a previsão da precipitação em modelos de previsão numérica de tempo também depende da correta descrição do desenvolvimento do conteúdo de água líquida dentro das nuvens

2.2.2.5 – Fator de Refletividade do Radar (Z)

A quantidade de energia retornada pelas gotas de chuva é representada pelo fator de refletividade de radar Z . O fator de refletividade depende do número e tamanho das gotas de chuva por unidade de volume e tem unidade de mm^6m^{-3} . Esse parâmetro físico é visto com detalhes no tópico 2.3 a seguir.

2.2.3 – Tipos de Nuvens de Precipitação: Convectiva e Estratiforme

Segundo o glossário de Meteorologia (Huschke, 1959) descreve "estratiforme" como pertencente a nuvens de desenvolvimento horizontal extenso, em contraposição ao "cumuliforme". A classificação da precipitação como convectiva e estratiforme, baseia-se nos processos microfísicos de crescimento de partículas de chuva e na distribuição vertical de calor latente (Houze, 1997). Porém, vários são os métodos de separação da intensidade da precipitação convectiva e estratiforme. Autores como Atlas et al. (2000), Nzeukou et al. (2002) e Nzeukou (2004), entre outros classificam as chuvas como convectiva e estratiforme considerando os valores da Tabela 2.5.

Tabela 2.5. Classificação dos tipos da chuva de acordo com intensidade.

Fonte: Nzeukou (2002).

Tipo	Taxa de precipitação (R)
Chuva estratiforme	$R < 10 \text{ mm h}^{-1}$
Chuva convectiva	$R \geq 10 \text{ mm h}^{-1}$

As diferenças microfísicas entre precipitação estratiforme e convectiva estão presentes na magnitude dos movimentos verticais dentro das nuvens e na escala de tempo dos processos microfísicos da formação da precipitação, (Houghton, 1968). A precipitação estratiforme existe quando o movimento vertical no interior da nuvem satisfaz a condição $|w| \ll |vt|$, i.e. a velocidade vertical do vento (w) é muito menor que a velocidade vertical da partícula (vt), com aproximadamente 1 a 3 m s^{-1} . Nestas condições, partículas de gelo nas regiões mais altas da nuvem devem precipitar, pois não podem ser sustentadas ou carregadas para cima pelos movimentos verticais, enquanto crescem.

Houze (1997) esquematiza (Figura 2.1) a relação entre a convecção, movimentos verticais, processo de crescimento de gota e o eco do radar para dois tipos de precipitação, as convectiva e estratiforme. A Figura 2.1 (a, b e c) mostra que na região de forte convecção a velocidade do vento máximo é de aproximadamente 1 a 10 m s^{-1} , ocorrendo forte movimento do ar e transporte vertical de massa. O processo predominante de formação da precipitação é o processo de colisão-coalescência que ocorrem em nuvens quentes, isto é, nuvens com temperatura acima do ponto de congelamento da água (0°C).

Ainda na Figura 2.2 (d, e, f) a convecção fraca ou convecção antiga os movimentos verticais ascendentes e descendentes geram turbulência e são na ordem de $1\text{-}2 \text{ m s}^{-1}$. Durante a formação da precipitação as gotas crescem por difusão de vapor da água, em seguida elas podem crescer por agregação (captura das gotas durante os movimentos ascendente e descendente). Quando as gotas atravessarem zonas em que a temperatura do ar esteja acima de 0°C , elas passam a crescer através processo de fusão e chega a superfície a precipitação propriamente dita.

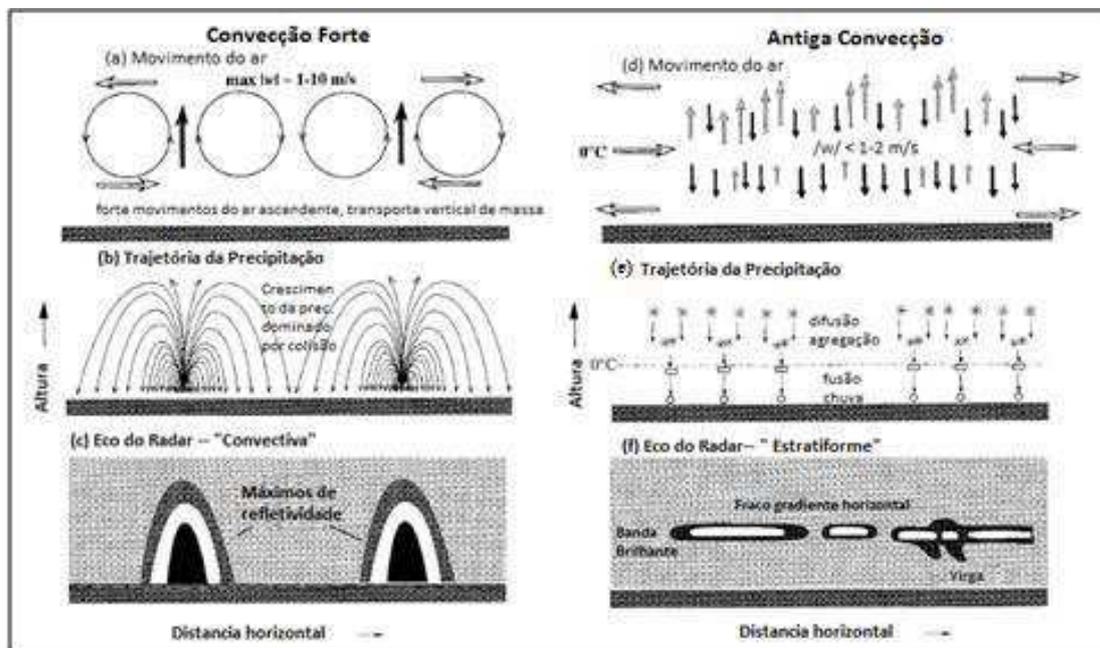


Figura 2.2- Modelo conceitual de movimento vertical através de seções transversais (a) - (c) convecção jovem e forte precipitação (d) - (f) convecção antiga. Adaptado: Houze (1997).

Uijlenhoet et al. (2003c) estudando a microfísica de uma linha de instabilidade notou que na região convectiva a concentração de gotas de chuva foi $N_t > 500 \text{ gotas m}^{-3}$, o tamanho médio de gota de chuva ficou $D > 1 \text{ mm}$ e a medida de dispersão da

distribuição de tamanho de gota foi de $\sigma > 0,5$ mm. As fases de transição e a parte estratiforme apresentaram concentrações de gotas de chuva semelhantes (200 a 500 gotas m^{-3}) e o diâmetro médio de gota de 0,6 mm a 0,9 mm. Sua principal diferença é que as distribuições são maiores na região estratiforme, sua medida de dispersão foi de (desvio-padrão) $> 0,5$ mm. Toda precipitação estratiforme está relacionada com processos de formação de gelo. O principal processo de crescimento de cristais de gelo em Sistema Convectivo de Mesoescala - SCM é a agregação, pois os cristais individuais não possuem peso suficiente para descender e sobreviver até a superfície, ou seja, necessitam colidir e se agregar. O processo de agregação é importante nas regiões de correntes ascendentes e geralmente ocorre antes que os cristais descendam a níveis mais quentes ($\sim -10^\circ C$).

As precipitações estratiformes podem produzir altos índices pluviométricos em tempo mais longo, enquanto as chuvas convectivas tendem a ser concentradas em curtos períodos, e essas características são muito importantes em estudos de Bacias Hidrográficas. Segundo Tucci et al. (2002) dependendo das características da Bacia Hidrográfica, pode-se ter uma resposta bastante diferente num caso ou no outro, sobretudo considerando as peculiaridades da permeabilidade do solo.

Os hidrometeoros da região estratiforme passam pela camada de degelo ($T \sim 0^\circ C$), derretem e eventualmente há a quebra em gotas menores, logo nessa região também ocorre muita agregação. Essa camada de degelo é vista por um radar como uma região horizontal de altas refletividades, chamada de banda brilhante, e também é identificada por médias intensidades de precipitação (Albrecht e Dias, 2004).

Morrison et al, (2009) investigando a formação e evolução de precipitação estratiforme produzida por uma linha de instabilidade verificou duas regiões claramente diferentes dentro do sistema. A primeira encontra-se numa região de precipitação estratiforme durante algumas horas da formação da tempestade. E outra região onde a precipitação estratiforme é desprezível. Essa diferença da concentração da chuva estratiforme dentro da linha de instabilidade está associada à redução da taxa de evaporação da chuva entre as duas áreas. Por outro lado se aumentar a taxa de evaporação na primeira região haverá convecção em região estratiforme. A redução da taxa de evaporação da chuva em região estratiforme e convectiva está associada a parâmetros da DTG entre ambas as regiões, ou seja, existe uma diminuição da chuva durante a transição da chuva estratiforme e convectiva.

2.2.4 - Origens da Precipitação: Marinha e Continental

Os primeiros a quantificar a diferença no espectro do tamanho das gotas para nuvens marinhas e continentais, evidenciando que as últimas têm espectro mais estreito foram Battan e Raitan em 1957. Squires (1958a) mostrou que para mesma massa de ar, nuvens de tipos diferentes apresentam espectros distintos. Ele verificou que, apesar de haver pouca variação no conteúdo de água líquida, as gotas se tornam menores, mais numerosas e mais homogêneas em tamanho ao passar do tipo *stratus* para o tipo *cumulus*.

Existem similaridades e diferenças entre nuvens formadas em massa de ar marinha e continental. A Tabela 2.7 mostra os parâmetros físicos de nuvens cúmulos tipicamente marinho e continental. As similaridades são observadas nas correntes ascendentes e no conteúdo de água líquida são ambas para mesmas nuvens, mas as marinhas têm gotas maiores que as continentais nessas condições. Gotas com 30 μ e 40 μ localizadas na base das nuvens ascendem com ar, crescendo por condensação e coalescência e serão suficientemente grandes para cair contra a corrente ascendente após subir até a altura indicada na Tabela 2.6. Produzem então gotas de chuva em ambas os tipos de nuvens, com diferente tempo, mas o tempo da continental é duas vezes maior que a da marinha, (Belculfine, 1977).

Tabela 2.6 - Características de nuvens marinhas e continentais.

Fonte: Belculfine (1977).

Parâmetro		Marinha	Continental
Correntes ascendentes		100 cm/s	100 cm/s
Conteúdo de água líquida		1 g/m ³	1 g/m ³
Raio médio da gota		17 μ	11 μ
Gota de 30 μ	Tempo	40 min.	85 min.
	Altura	1000 m	2400 m
Gota de 40 μ	Tempo	30 min.	65 min.
	Altura	600 m	1400 m

A microfísica da chuva continental caracteriza-se por nuvem com gotas pequena, processo de coalescência suprimido e fortes correntes ascendentes de ar. A microfísica da chuva marinha caracteriza-se por gotas grandes, processo de coalescência ativo e fraca corrente ascendente de ar, Rosenfeld e Ulbrich (2002).

Thurai e Bring (2008) estudaram a microestrutura da chuva em dois diferentes ambientes, continental e marinho, utilizando Disdrômetro e radar banda C e S. Concluíram que as nuvens do tipo marinha apresentaram número de gotas (N_0) variando entre 10.000 m⁻³ e 30.000 m⁻³ e diâmetro médio $D_m \approx 1,5$ mm e 1,75 mm. As nuvens do

tipo continental apresentaram valores de N_0 de 1.000 m^{-3} a 3.000 m^{-3} e $D_m \approx 2 \text{ mm}$ a $2,75 \text{ mm}$.

Radhakrishna et al. (2009) estudaram chuvas marinhas (Cuddalore) e continental (Gadanki) localizado no sudeste da Índia utilizando Disdrômetro Joss Waldvogel-RD69. Os sistemas de monções de nordeste e sudeste foram analisados. Sua pesquisa buscou responder a seguinte pergunta: será que as diferenças sazonais observadas na DTG são decorrentes do nível da formação de nuvens ou relacionadas com os processos microfísicos que ocorrem na evolução da DTG? Os resultados mostram uma variação sazonal significativa em ambos os locais. A concentração de gota é maior na monção de nordeste do que de sudeste para mesma intensidade de chuva. A falta de gotas menores na monção de sudeste aumenta consideravelmente seu diâmetro médio ponderado. Os processos microfísicos, dinâmicos e também a evaporação e a convecção parecem desempenhar um papel importante na modificação da DTG. Estes processos são encontrados predominantemente em monções de sudeste e são responsáveis pelas mudanças na DTG, durante sua evolução.

Esquematisação da DTG em nuvens continental e marinha foi feita por Massambani (2008). A Figura 2.3 mostra que em nuvens marinha existem gotas com tamanho maior, quando comparadas com as de origem continental. O processo de quebra (ruptura) faz com que durante a queda da gota (maior) vá encontrando outras gotas até atingir tamanho que a gota quebre assim as gotas que chegam superfície são de tamanho menor. O tamanho da gota continental é menor, porém durante sua queda o processo de coalescência predomina, as gotas que atingem a superfície são de tamanho maior.

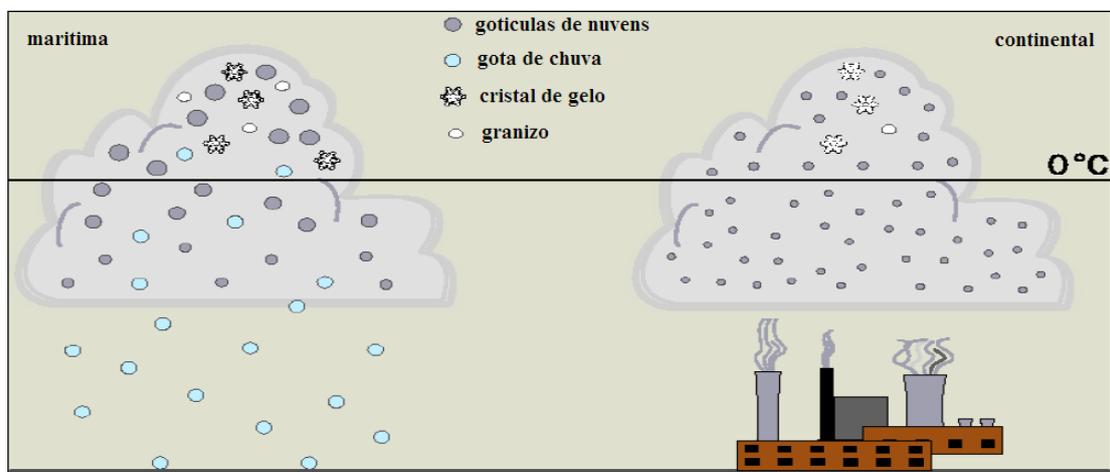


Figura 2.3 - Esquematisação do Espectro de gota típico de nuvens continental e marinha. Fonte: Massambani (2008).

2.3 – Relação Z-R

Radares meteorológicos não medem diretamente a intensidade de chuva, assim se faz necessário a utilização de uma relação entre a refletividade (Z) e a taxa de precipitação (R). A primeira relação Z - R foi determinada por J. S. Marshall e W. M. Palmer em 1948, a partir de um estudo empírico da distribuição de tamanhos de gotas de chuva. Nesse estudo foi evidenciado que a distribuição poderia ser ajustada e representada por uma função exponencial do tipo:

$$Z = aR^b \quad (01)$$

Onde: a e b são os coeficiente de ajuste.

Desde então muitos pesquisadores têm demonstrado interesse na determinação da relação Z - R em varias regiões do mundo. Os valores de a e b variam significativamente, pois dependem da origem e tipo das precipitações, da distribuição do tamanho das gotas de chuva, da localização geográfica e condições meteorológicas. A Tabela 2.7 apresenta algumas relações Z - R propostas para diferentes sistemas de precipitação.

Tabela 2.7- Valores dos coeficientes (a e b) da relação $Z = aR^b$.

Fonte: Adaptado de Smith et al (1975).

$Z=aR^b$	a	b	Tipo de precipitação
Marshall e Palmer (1948)	200	1,6	Precipitação homogênea e estratiforme
Jones (1956)	486	1,37	Precipitação convectiva
Joss e Waldvogel (1967)	400	1,3	Sistema convectivo intenso
Joss e Waldvogel (1967)	100	1,4	Sistemas frontais – gotas muito pequena
Sekhon et Srivastava (1970)	1780	2,21	Neve
Smith et al. (1975)	155	1,88	Sistema convectivo – presença de granizo.
Chamsi et Sauvageot (1989)	411	1,33	Linhas de Instabilidade Tropical
Moraes (2003)	176	1,29	Leste do Nordeste do Brasil

Fujiwara (1965) usando uma câmera fotográfica analisou 34 tempestades ocorridas na região de Miami, Flórida, e investigou a relação entre os parâmetros a e b . Para as chuvas associadas com tempestade o valor de a variou entre 300 e 1000 e b de 1,25 a 1,65. Para chuvas contínuas o valor de a não ultrapassou 600 e b variou entre 1,0 e 2,0.

Para Bauru-SP, Antônio (1995) calibrou os valores de a e b para um radar banda C utilizando dados de chuva de uma rede de postos pluviométricos. Investigou o comportamento das divergências entre as informações obtidas por radar e por pluviômetros em função da distância, para três áreas de integração (16,44 km² e 120

km²) e para intervalos de tempo variando de 10 min. a 24h. As informações do radar foram convertidas para intensidade através da equação de Marshall-Palmer e das equações proposta por Calheiros (1982). Os resultados mostraram que para grandes distâncias (>100 km), as correções proposta por Calheiro são significativas, na faixa intermediária as equações são muito semelhantes.

Doelling et al. (1998) propôs que *b* pode corresponder a 1,5 para chuvas em latitudes médias com base em dados disdrométricos de um período de sete anos e que *a* é variável de evento para evento. A grande variedade de eventos meteorológicos sugere varias relações *Z-R* do que uma relação geral evitando erros na estimativa de chuva por radar. Na determinação de relações *Z-R* para diferentes locais e em diferentes condições climáticas é necessário ter uma boa amostra de dados, evitando as oscilações estatísticas que levam a conclusões errôneas e calcular as regressões dados para diferentes sistemas meteorológicos.

Desenvolvendo um experimento no qual comparou dados de refletividade obtidos com radar e com dados de Disdrômetro Joss-Waldvogel, em duas localidades do Estado de São Paulo - Botucatu e Garça, Antônio (2000) obteve varias relações *Z-R*, mostrados na Tabela 2.8. Concluiu que as medidas providas pelos dois instrumentos mostraram uma compatibilidade muito boa, significando que a conversão dos dados de radar em chuva, através das equações *Z-R* derivadas das medidas dos Disdrômetro, podem ser utilizadas.

Tabela 2.8- Valores dos coeficientes (*a* e *b*) da relação $Z = aR^b$ para Botucatu e Garça – Estado de São Paulo; *c* é o coeficiente de correlação. Fonte: Antonio (2000).

Botucatu	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	Garça	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
15/10/1997	394,9	1,41	0,99	20/9/1997	402,4	1,34	0,96
16/10/1997	212,7	1,24	0,98	25/9/1997	260,7	1,39	0,98
25/10/1997	206,1	1,31	0,98	29/9/1997	437,7	1,38	0,97
26/10/1997	224,9	1,22	0,98	6/10/1997	239,7	1,38	0,98
30/10/1997	273,3	1,21	0,95	16/10/1997	290,1	1,38	0,98
Geral	236	1,26	0,97	Geral	316	1,34	0,97

Contrariamente, Jameson et al. (2002) questionou as relações *Z-R* encontradas através de regressões estatísticas. Afirmaram que essa forma não é a mais adequada para se estudar a distribuição de gotas, justificando que a “chuva não é apenas estatisticamente homogênea, mas puramente aleatória” e isso ocorre devido ao número insuficiente de gotas em cada amostra. O baixo número de amostras tipicamente observado, são muitas vezes extremamente pequeno para representar a distribuição do

tamanho ou os seus momentos estatísticos. O avanço na tecnologia radar significa que as limitadas e duvidosas relações Z - R podem ser substituídas por outra mais direta e fisicamente fundamentada as medições de chuva, não dependem de regressões estatísticas. Muitas técnicas de polarização de radar, e.g. Jameson (1994), oferecem favoráveis alternativas. As relações Z - R utilizadas devem basear-se em tamanhos de grande amostra (pelo menos várias dezenas a centenas de milhares de gotas).

Moraes (2003), com propósito de determinar uma relação Z - R geral para região de Alagoas, utilizou 9 (nove) meses de dados da DTG coletados com um JWD-RD69 localizado em Maceió e concluiu que a equação representativa foi $Z=176,5R^{1.29}$, equação essa utilizada até os dias atuais no Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas- SIRMAL/Universidade Federal de Alagoas. Também determinou as relações Z - R para chuvas do tipo estratiforme e convectiva usando o critério de taxa de chuva ($R < 10 \text{ mm h}^{-1}$ – estratiforme e $R \geq 10 \text{ mm h}^{-1}$ – convectiva), mostradas na Tabela 2.9.

Tabela 2.9- Valores dos coeficientes a e b das chuvas convectiva e estratiforme.
Fonte: Moraes (2003).

Meses	DTGs	Estratiforme <10 mmh ⁻¹		Convectiva ≥10 mmh ⁻¹	
		Z	r	Z	r
JAN/2002	1149	$251.8 R^{1.34}$	0.69	$119.3R^{1.5}$	0.92
FEV/2002	831	$269.0 R^{1.38}$	0.76	$87.2R^{1.6}$	0.93
MAR/2002	1185	$169.3 R^{1.25}$	0.80	$84.9R^{1.6}$	0.87
APR/2002	631	$161.4 R^{1.26}$	0.85	$54.8R^{1.7}$	0.79
MAI/2002	2423	$143.4 R^{1.26}$	0.73	$50.4R^{1.6}$	0.80
JUN/2002	1311	$150.9 R^{1.28}$	0.70	$136.3R^{1.4}$	0.92
JUL/2002	884	$152.0 R^{1.22}$	0.84	$48.4R^{1.7}$	0.88
AGO/2002	993	$145.0 R^{1.24}$	0.76	$31.3R^{1.9}$	0.75
SET/2002	709	$134.7R^{1.24}$	0.82	$54.3R^{1.8}$	0.73

Fazendo uma análise dos resultados encontrados por Moraes, 2003 utilizando os dados de disdrômetro do período de dez/2001 a set/2002 e comparando com a normal climatologia (1961-1990), Figura (2.4). As chuvas que atingiram o leste de Alagoas sofreram influência de vários sistemas meteorológicos. Nos primeiro dois meses de 2002 (janeiro e fevereiro/2002), os vórtices ciclônicos estiveram posicionados preferencialmente sobre o Atlântico, favorecendo alto índice de precipitação em várias áreas da Região Nordeste, ultrapassaram à média histórica, Climanálise, 2002.

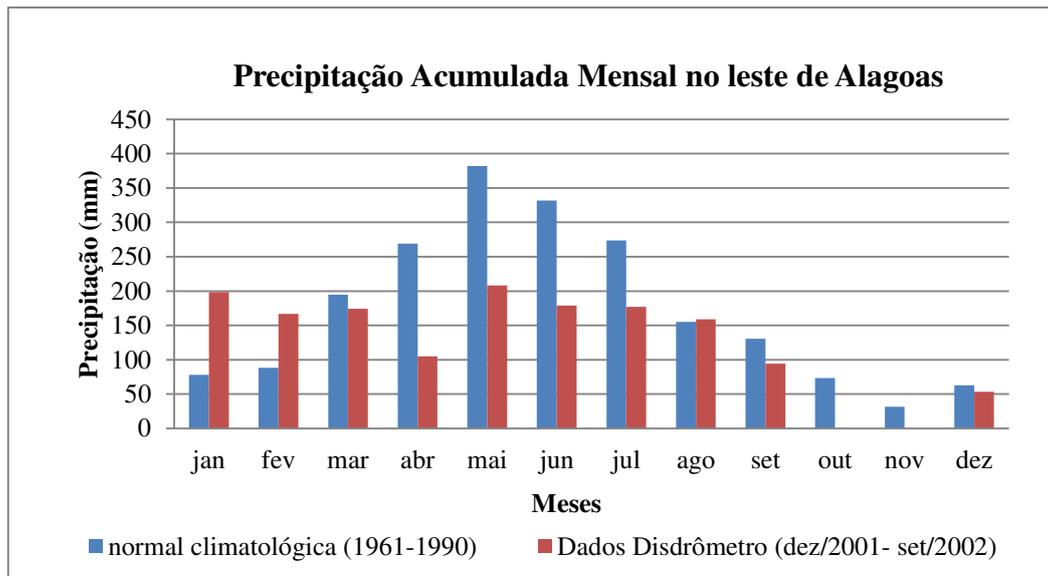


Figura 2.4 - Média mensal de chuva no leste de Alagoas.
 Fonte: Normal climatológica (INMET) e dados Disdrômetro (Moraes, 2003).

A Figura (2.4) mostra que as chuvas que atingiram o leste de Alagoas também ultrapassaram a média história da região, sofreram influencia dos VCANs que atingiram varias áreas do Nordeste. A diminuição da nebulosidade e a redução das chuvas sobre grande parte da Região Nordeste durante o mês de março e abril/2002 tiveram influencia de sistema meteorológico como: Cavados em altos níveis, vórtices ciclônicos em altos níveis e a intensificação do escoamento anticiclônico em baixos níveis, sobre o Brasil. Na Figura (2.4) mostra que as chuvas ficaram abaixo da média histórica, principalmente no mês de abril. A partir do mês de maio/2002 começou a caracterizar anomalias de TSM entre 0,5°C e 1,0°C em grande extensão do Pacífico Equatorial. As anomalias positivas na região do El-Niño foram consistentes com a configuração de um fenômeno El Niño relativamente fraco, Climanálise, 2002. Esse sistema perpetuou até o final do ano de 2002 (CPC, 2011) e foi considerado um El-Niño de moderada intensidade, CPTEC, 2011.

Uijlenhoet et al. (2003b) discutem relações $Z-R$ em dois eventos extremos de chuva observados próximo a Miami, Florida-EUA, obtiveram $Z = 540R^{1.06}$ para a tempestade com taxas de chuva máxima da ordem de 500 mmh^{-1} e $Z = 853R^{1.13}$ para a tempestade com taxa máxima de chuva de aproximadamente 300 mmh^{-1} . Em outro artigo, Uijlenhoet et al. (2003c) mostram um estudo sobre uma linha de instabilidade utilizando dados de Disdrômetro Joss-Waldvogel-JWD que consistiu de uma série de 2,5 h de distribuições de gotas de chuva. Com o JWD localizado na região da Bacia

Creek Goodwin no nordeste de Mississipi-EUA encontram valores crescentes dos coeficientes a da $Z-R$: na região de transição (≈ 200), convecção (≈ 300), estratiformes (≈ 450). Para o coeficiente b os valores são basicamente os mesmos da região convectiva e na região fina da parte estratiforme apresentou valor de 1,4, e na região de transição ficaram ligeiramente maiores 1,5 comparando com as duas outras áreas.

Com propósito de estimar a precipitação e o escoamento superficial na Bacia Hidrográfica do Rio Ammer na Alemanha, Marx et al em 2006 utilizaram dados coletados em 15 estações pluviométricas, dados de refletividade de radar que abrangem a área de estudo e o modelo hidrológico Wasin. Primeiramente foi encontrada a relação $Z=256R^{1.42}$, onde com primeiro resultado mostrou subestimação da precipitação e consequentemente subestimação do escoamento superficial. Os melhores resultados foram encontrados a partir das relações $Z-R$ da Tabela 2.10, onde foram levadas em consideração as fortes chuvas convectivas e as estratiformes.

Tabela 2.10—Valores dos coeficientes a e b para chuvas convectivas e estratiformes na região da Bacia Hidrográfica do Rio Ammer na Alemanha. Fonte: Marx et al (2006).

$Z = 125R^{1.4}$	< 36,5 dBZ
$Z = 200R^{1.6}$	36,5 – 44 dBZ
$Z = 77R^{1.9}$	> 44 dBZ

Silva et al (2009) analisaram 145.194 campos de refletividade do radar de Ponte Nova-SP de cinco sistemas precipitantes e compararam com uma rede telemétrica localizada no Alto Tietê. O resultado da análise, precipitação observada versus estimada pelo radar, para sistemas precipitantes que atuam na região, mostraram que as frentes frias apresentaram os melhores resultados. Afirmam também que a relação $Z-R$ de Marshall e Palmer (1948) que é empregada, é a mais indicada onde existe a atuação predominante de sistemas que causam precipitações homogêneas e estratiformes, geralmente em latitudes médias, porém, as precipitações de verão são as que dominam a Região de São Paulo, com forte convecção associada.

Tenório et al. (2010) afirmam que a relação $Z-R$ geral para a Costa Leste do NEB $Z=176,5 R^{1.29}$ determinada por Moraes (2003) com coeficiente de um correlação de 0,83, está em conformidade com as equações encontradas para chuvas estratiformes descritas na literatura. Constataram que as chuvas convectivas observadas na região são produzidas por células convectivas normalmente embutidas em camadas de nuvens

estratiformes. No entanto, quando se separa chuvas estratiformes das convectivas, verifica-se que o coeficiente linear da relação $Z-R$ é significativamente menor para chuvas convectivas que para as estratiformes (65 e 176 respectivamente), mas, o coeficiente de ajuste exponencial é maior para as chuvas convectivas do que para as chuvas estratiformes (1,69 e 1,29 respectivamente).

2.4 - Utilização de Radar Meteorológico em Hidrologia

O uso de radares meteorológicos em hidrologia vem se intensificando em escala mundial, sendo especialmente importante em países como o Brasil privilegiado por uma das maiores redes fluviais do mundo.

Foi na década de 70 que James W. Wilson e Edward A. Brandes pesquisadores americanos, efetivamente compararam pela primeira vez, os dados estimados pelo radar e os coletados por pluviômetro na região de Oklahoma. Wilson (1970) constatou uma considerável melhora na estimativa de chuva por radar quando usou juntamente dados de chuva estimada por um radar (WSR-57) e dados pontuais de uma rede de pluviômetros localizados em Oklahoma. Para uma área de 3400 km² o erro do radar foi reduzido de 39% depois de calibrar o radar com os pluviômetros. Nesse estudo gerava-se um único fator de calibração para a chuva do radar em toda a área. Brandes (1975), mostrou que a estimativa de chuva com radar poderia ser aperfeiçoada gerando uma matriz de fator de calibração, ou seja, um fator de correção para cada pixel, que melhor representaria a variação espacial da chuva.

No Brasil, Calheiros e Antonio (1979) foram os primeiros a quantificar a chuva por radar e compará-la com uma rede de postos pluviométricos. No final da década de 80 o Departamento de Água e Energia Elétrica (DAEE) de São Paulo instalou um radar Banda-S na Barragem de Ponte Nova-SP, tendo com principal propósito os monitoramentos das Bacias Hidrográficas que pertence à região metropolitana de São Paulo. Nos dias atuais esse radar transformou-se no Sistema de Alerta a Inundações de São Paulo (SAISP).

Lisboa (1986) fez um estudo dentro da área da Bacia Hidrográfica Tamanduatei-SP com área de 310 km², utilizou dados de radar meteorológico, modelo hidrológico e dados pluviométricos e constatou a importância da representação espacial do campo de precipitação visando à previsão hidrológica em bacias urbanizadas. Concluiu que uma avaliação mais precisa do campo de precipitação através do uso dos dados do radar meteorológico permitiria o aprimoramento de modelos hidrológicos evidenciando o

processo de escoamento em Bacias Hidrográficas e otimização das técnicas de previsão hidrometeorológica.

Dados do radar meteorológico de São Paulo foram utilizados por Pereira Filho (1989) com propósito de simular vazões na Bacia Hidrográfica do Rio Tamanduateí-SP e para a previsão de vazão com previsão de chuva obtida por extrapolação. Os resultados demonstraram uma melhora sensível do desempenho do modelo hidrológico auto-regressivo em ambientes urbanos.

Técnicos do Instituto de Meteorologia juntamente com os pesquisadores do Núcleo de Hidrologia, ambos de Portugal, desenvolveram experimentalmente um Sistema de alerta para inundação em tempo real na Bacia Hidrográfica do Rio Alenquer- Lisboa. Os testes feitos utilizaram dados observados e previstos através radar meteorológico calibrados pela rede telemétrica, acoplado a um modelo hidrológico de transformação chuva-vazão. O modelo é baseado em uma técnica de extrapolação linear que compara duas imagens e estima o vetor deslocamento da chuva. Concluíram que apesar da necessidade de melhorias no algoritmo de previsão, os resultados obtidos foram bastante satisfatórios. Salientam ainda que para Bacias Hidrográficas de maiores dimensões, será ainda necessário considerar modelos hidrológicos semi-distribuídos que tenham em conta afluições significativas de sub-bacias internas e que permitam distribuir espacialmente a precipitação.

Um modelo conceitual de previsão de curto prazo aplicado em bacias urbanas foi utilizado por Thielen et al, 2000, foram utilizado dados de radar simulados por um modelo meteorológico de mesoescala e os resultados foram comparados com os resultados obtidos pelo modelo de advecção simples. Foram utilizadas três bacias para teste apresentando diferentes características, sendo, duas com 400 km² e a terceira com 700 km². Os intervalos de previsão foram de 36, 48 e 60 min. Os resultados mostraram que modelo conceitual é capaz de efetuar satisfatoriamente a previsão em termos quantitativos e qualitativos. O desempenho do modelo também foi testaram em 2125 bacias urbanas (áreas entre 3,24 km² e 207,36 km²) e avaliaram que o mesmo consegue prever o desenvolvimento espacial e temporal da precipitação e apresenta uma melhora na precipitação quando ocorre chuva do tipo convectiva.

Calvetti et al. (2003) apresentaram um estudo de caso, para a região metropolitana de Curitiba, utilizando um modelo de calibração da chuva do radar com uma rede de 25 postos pluviométricos. Eles aplicaram o método de análise objetiva estatística, que considera estatisticamente a influência da distância dos pluviômetros para cada pixel do

radar. Concluíram que o campo de precipitação analisado e a precipitação medida pelos pluviômetros da rede de estações telemétricas da região estudada são coerentes. Relatam também que as correções são restritas às áreas ao redor dos pluviômetros, por isso, para melhorar as estimativas do campo de precipitação deve se ampliar as medições com a rede de pluviômetros.

Gonçalves (2009) visando aperfeiçoar as previsões de precipitação na sub-bacia do Córrego do Gregória no Município de São Carlos-SP, com uma área total de 18,9 km² sujeita a inundações frequentes, utilizou o modelo conceitual de previsão hidrometeorológica, baseada em formulações simples da física de nuvens. Utilizou as informações de radar Doppler banda S localizada em Bauru-SP e dados de superfície (pluviômetro). Os resultados mostraram que na conversão da refletividade com a intensidade da chuva, as intensidades obtidas eram subestimadas em relação a observada. Apesar dos resultados não serem satisfatório em relação a *Z-R* utilizada, a metodologia aplicada constatou que o modelo hidrometeorológico adaptado conseguiu identificar o início da chuva e acompanhou as oscilações ao longo do tempo, indicando a aplicabilidade na previsão de chuva em áreas sujeita a inundações.

2.5 – Considerações Finais

Compreender as características dos diversos sistemas meteorológicos que ocorrem no ENEB é de fundamental importância para entendimento deste trabalho. Analisar as condições atmosféricas que beneficiam a formação e propagação dos sistemas precipitantes como frentes frias, VCANs, POAs, ZCEN, Brisas e a Convecção local é de fundamental importância para o entendimento das chuvas que ocorrem principalmente sobre a região de Alagoas. Dessa forma, conhecer características como: períodos de ocorrência, posicionamento e frequência, ajudam a entender as chuvas que ocorrem nas diferentes épocas do ano. Auxiliam também a determinar as diferentes distribuições do tamanho de gotas - DTG associadas a esses sistemas e identificar os responsáveis pelas chuvas que se formam sobre o continente e as provenientes do Oceano Atlântico. Dessa forma, todo esse conhecimento permitirá um melhor entendimento das futuras relações *Z-R* utilizadas pelo sistema de Radar de Alagoas, assim como na estimativa da vazão do Rio Mundaú.

A DTG é a melhor maneira de descrever e discutir a física da chuva. O desenvolvimento e aplicação de técnicas, que permitam estudar e compreender as características das precipitações a partir de dados disdrométricos tem sido objeto de um

importante número de pesquisas. Porém, é necessário ressaltar que existem vários fatores microfísicos associados à DTG, como por exemplo: a base das nuvens, tipos de nuvens associadas, processo de formação de gotas, altura vertical da nuvem, altura da base das nuvens, entre outros fatores. Dessa forma, os trabalhos citados no tópico 2.2 trarão melhor embasamento no entendimento dos resultados encontrados sobre as chuvas que ocorreram no leste do Nordeste, ao final dessa pesquisa.

Existem várias relações $Z-R$ experimentais na literatura, com grande variabilidade nos valores dos coeficientes a e b . Pode-se afirmar que essa variabilidade é decorrente da diferença na distribuição do tamanho das gotas de acordo com o tipo e localidade da precipitação, observando que para processos convectivos ou estratiformes os valores de a e b divergem significativamente. No entanto, as origens das chuvas não foram devidamente verificadas, principalmente em regiões onde existe grande influência da medida direta da distância de cada lugar ao mar: a continentalidade, chuvas com origem continental ou marinha.

Os avanços na modelagem do escoamento das águas pluviais associados à utilização de radar meteorológico no monitoramento das precipitações em bacias Hidrográficas sujeitas a inundações fortificam a disseminação de alertas de cheias para as populações ribeirinhas ou para atividades sujeitas a problemas sob chuva intensa em uma Bacia Hidrográfica, em escala regional e local. Após o modelo hidrológico ter sido calibrado, isto é, estabelecida a relação $Z-Q$ da Bacia Hidrográfica usando-se uma relação $Z-R$ específica, torna-se possível um monitoramento contínuo e a otimização do tempo de antecedência da previsão. Parece muito mais coerente admitir a similaridade entre a amostragem do campo de precipitação com radar e o volume precipitado numa Bacia Hidrográfica, do que com uma rede pluviométrica. Portanto, a partir do reconhecimento de áreas com chuvas fortes identificadas por radar meteorológico, caracterização da Bacia Hidrográfica, e a identificação da margem de risco de possíveis alagamentos, permitem enviar alerta a Defesa Civil em tempo hábil, para que medidas mitigatórias aos danos possam ser tomadas.

CAPÍTULO III

3 – METODOLOGIA

Para realização da pesquisa foram utilizados diferentes equipamentos, dados, imagens e aplicação de técnicas que serão descritos a seguir.

3.1 - Disdrômetro-RD69

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. Ele 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 3.1a e 3.2b), de um analisador ADA-90 (Figura 3.3c) conectados diretamente a um computador pessoal (Figura 3.4d).



Figura 3.1 – Ilustração do sistema de medição e avaliação de gotas de chuva.

O Disdrômetro possui duas partes principais: o transdutor (Figura 3.1a) 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 3.1b), 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.

Quadro 3.1 - Características técnicas do disdrômetro RD-69.

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

O Quadro 3.1 mostra as características do Disdrômetro RD-69, utilizado, nesta pesquisa.

3.1.2 - Analizador 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.

Quadro 3.2 – 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

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 3.1.

Tabela 3.1- Síntese das 127 categorias de gotas do Disdrômetro RD-69 em classe de gotas no programa do Disdrodata. Fone: Manual Técnico do Disdrômetro.

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

3.1.3 - Descrição do Programa

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

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

2ª 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:

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

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

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

3.1.4 - Dados Utilizados

A seleção dos dados (Tabela 3.2) foi feita através de uma análise nas planilhas criada pelo disdrômetro. Primeiramente foram separados os dados por anos, em

seguidas por mês e depois por evento de chuva. Os dados foram coletados no período de 2003 a 2006. A terceira coluna desta Tabela mostra a quantidade de episódios de chuva que ocorreram durante os respectivos meses. As células de chuva de origem marinha atingem a faixa litorânea em forma de pancadas de chuva, podendo ser de curta ou longa duração, logo vários episódios de chuva ocorrem durante o dia. A célula de chuva de origem continental se forma, intensifica, atinge grandes áreas, podendo ter curta ou longa duração, sendo praticamente um evento por dia. Para os eventos de chuva foi considerada duração contínua do tempo (t), onde $t \geq 15$ min. As colunas 5 e 6 mostram o conjunto de dados distribuição do tamanho de gotas - DTG dividido em dois subgrupos: um composto de sistema de chuvas provenientes do continente e que se deslocam para o leste, que representa o subconjunto continental, e outro, composto de sistemas chuvas desenvolvidos sobre o oceano e que se deslocam para o oeste, que representa o subconjunto marinha.

Tabela 3.2 - Dados mensais do disdrômetro utilizados na pesquisa.

Ano	Meses	Eventos de Chuva	DTGs (min.)	Origem	
				Continental	Marinha
2003	Julho	11	361	0	11
	Agosto	12	1265	0	12
	Setembro	10	1576	0	10
	Outubro	05	507	0	5
	Novembro	04	229	0	4
	Dezembro	05	349	0	5
Total (2003)		47	4287	0	47
2004	Janeiro	55	3755	7	48
	Fevereiro	22	1658	1	22
	Março	25	781	0	25
	Abril	29	2007	0	29
	Junho	35	2706	0	35
	Julho	30	2947	0	30
	Agosto	17	1242	0	17
	Setembro	16	1012	0	16
Total (2004)		229	16108	08	222
2005	Agosto	20	1464	0	20
	Setembro	10	470	0	10
	Outubro	5	144	0	5
	Novembro	7	79	0	7
	Dezembro	14	840	1	12
Total (2005)		56	2997	01	54
2006	Janeiro	13	326	0	13
	Fevereiro	4	186	0	4
	Março	11	632	0	11
	Abril	29	2449	0	29
	Maió	8	1923	0	8
Total (2006)		65	5516	0	65
Total	24	389	28908	09	388

A separação dos eventos (continental e marinho) foi feita usando em conjunto as informações do Disdrômetro e as imagens PPI do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas, descritas mais adiante. É importante ressaltar que apenas 09 (nove) eventos de chuva de origem continental atingiram o Disdrômetro, mas foram 63 eventos de chuva que se formaram sobre o continente entre os meses de dezembro a março atingindo principalmente as regiões do Sertão, Agreste e Zona da Mata alagoana (região central da Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú).

3.2 - Radar Meteorológico de Alagoas

O princípio de funcionamento do radar meteorológico consiste basicamente na emissão de radiação eletromagnética por uma fonte e na detecção da mesma radiação retroespalhado pelos alvos atingidos (chuvas). A potência da radiação retroespalhado medida define a grandeza refletividade (Z) que depende diretamente das características físicas da chuva. As ondas eletromagnéticas ao passarem por uma chuva causam em cada gota uma ressonância na frequência da onda incidente, de modo que cada gota produz um retorno de ondas eletromagnéticas, irradiando em todas as direções. Parte desta energia gerada pelo volume total de gotas atingido pelo feixe de onda do radar volta em direção do radar e, sabendo-se o momento em que o feixe de onda foi emitido pelo radar e quanto tempo depois o sinal retornou, determina-se a distância do alvo ao radar. O radar utilizado neste trabalho foi um Banda C (WR-110-5/EEC).

3.2.1 - Característica do Radar

Basicamente um radar meteorológico é composto de:

Alimentador: responsável pela interface entre a linha de transmissão (guias de onda) com a superfície parabólica refletora, Figura 3.2(a).

Receptor: detecta o sinal de retorno de um alvo, fica localizado junto ao transmissor e está conectado na linha de transmissão, Figura 3.2(b).

Transmissor: gera o sinal de micro-ondas; para o radar utilizado, o comprimento de onda do sinal é de aproximadamente 5 centímetros, Figura 3.2(c).

Radome: visa proteger o mecanismo de movimentação da antena, principalmente contra o vento forte, e é confeccionado em fibra de vidro, praticamente transparente à energia eletromagnética, Figura 3.2(d).

Antena: a antena usada é do tipo parabólica, fixada a um pedestal onde existe um sistema mecânico responsável por sua movimentação. A posição da antena, dada por

sensores localizados no pedestal, determina a direção de propagação do sinal transmitido e recebido pelo sistema. A referência de posicionamento da antena no plano horizontal é o norte geográfico e no vertical, a referência é o plano tangente à normal da superfície terrestre (0°) até ao zênite (90°), Figura 3.2(e).

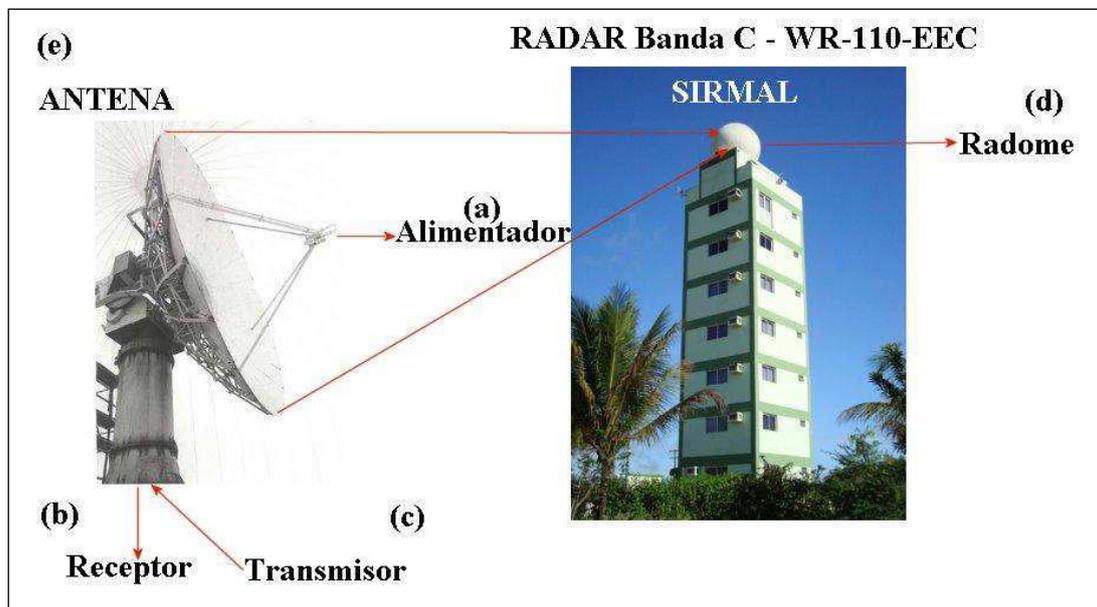


Figura 3.2 – Ilustração do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas (SIRMAL).

O radar banda C WR 100-5/EEC, fabricado pela EEC – USA em 1973, primeiramente foi instalado no Instituto de Pesquisas Meteorológicas da UNESP, Bauru – SP, e foi, posteriormente, transferido para Maceió-Alagoas em janeiro de 2003. O Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas-SIRMAL, que utiliza o WR 100-5/EEC, se tornou operacional em junho de 2003, funcionando 24 horas por dia, O Quadro 3.3 apresenta as especificações técnica deste radar meteorológico.

Quadro 3.3 - Especificações técnicas do sistema WR100-5 / EEC.

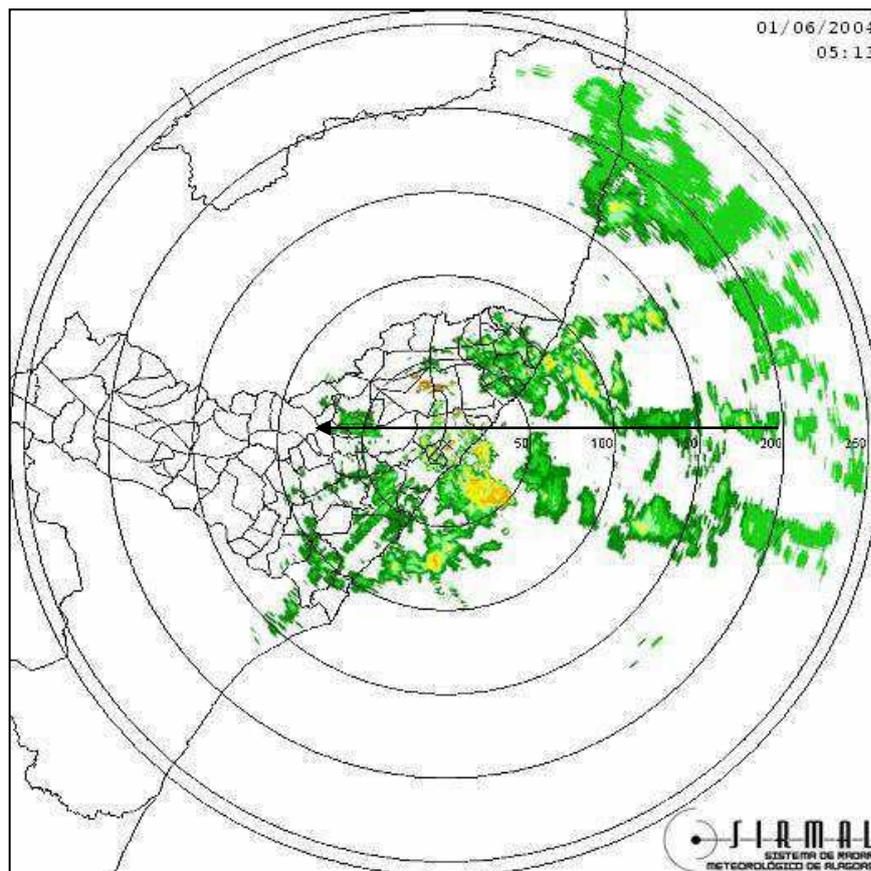
Energia de alimentação	120V ~18%, monofásica
Consumo de energia	2500W (máximo)
Frequência de Operação	5600 – 5650 MHz (banda C)
Potência do pulso radiado	250kW (83,8dBm)
Freq. de Repetição de Pulso / Largura do Pulso	250 Hz / 2µs
Sinal Mínimo Detectável	-105 dBm
Abertura da Antena / Ganho	1,5° / 40dB
Alimentador da Antena	Frontal, polarização horizontal
Z-R utilizada (Moraes, 2003)	$Z=176,5R^{1,29}$

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

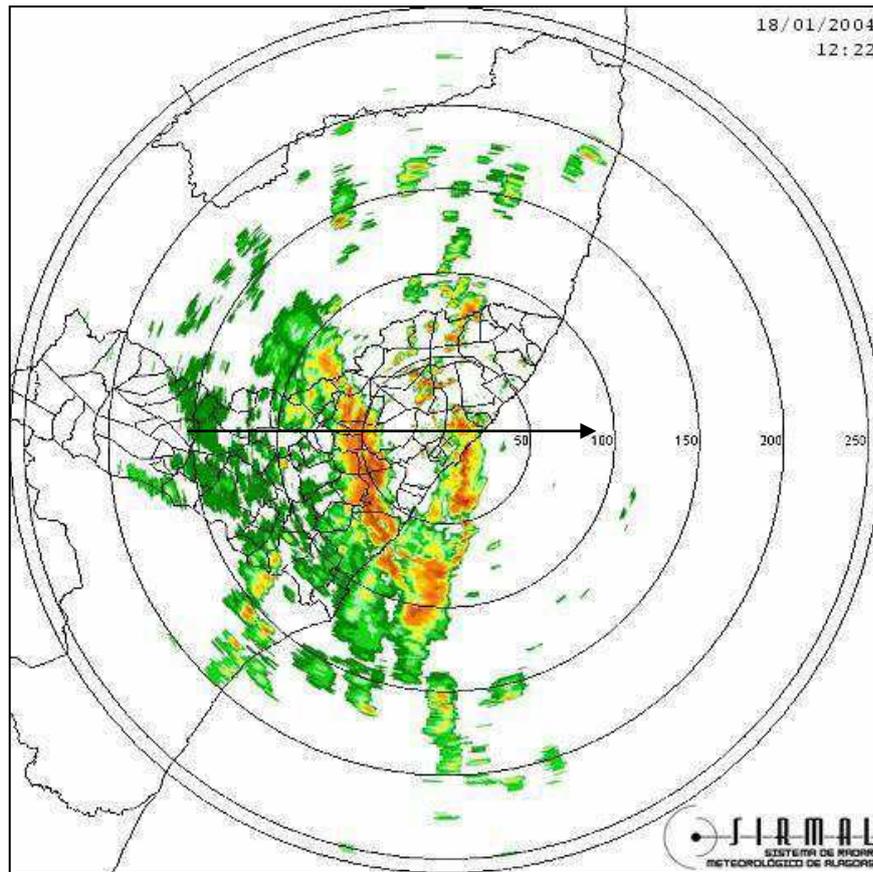
permitiu, através do programa RADAR, visualizar a varredura que estava sendo efetuada em tempo real, no monitor do computador, com uma escala de cores referentes aos diversos níveis de refletividade fornecidos pelo receptor, com uma faixa dinâmica de 80dB. Outra funcionalidade do sistema é possibilitar a seleção da escala de alcance (30km, 130km, 250km ou 350km), 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.

3.2.2 - Dados de Radar “imagem PPI”

Na seleção dos eventos que representam chuvas continentais e marinhas (Figura 3.3) foram usadas imagens PPI entre o período de 2003 a 2006 nas escalas de 130 e 250 km (contabilizando 70.080 imagens PPI nas duas escalas) para separar os eventos de origem marinha e continental. A origem de formação da precipitação foi à principal característica considerada para separação do evento.



(a)



(b)

Figura 3.3 – Imagens do radar de PPI que mostram (a) um sistema marinho (01/06/2004 às 05h13min), desenvolvido sobre o Oceano Atlântico e movendo-se em direção ao continente; (b) um sistema continental (18/01/2004 às 12h22min), desenvolvido sobre o continente e movendo-se em direção ao oceano. As setas indicam o sentido do movimento dos sistemas.

No cálculo da altura da precipitação (altura da lamina d'água) com o Programa de Estimativa de Vazão – Verificação e Análise (PREV_va) utilizando as diferentes relações $Z-R$ para comparar com as vazões da Bacia Hidrográfica do Mundaú, foram selecionadas as imagens dos meses de janeiro, fevereiro, março, abril, julho, agosto, setembro, outubro e novembro de 2004, por apresentarem intervalos de tempo de varredura em torno de 15 min. Foram selecionadas somente imagens na escala de 130 km, pois é a que melhor abrange a área de interesse. Cada pixel da imagem compreende uma área de $0,2462 \text{ km}^2$.

3.3 - Técnicas de Análise

3.3.1 - Função Densidade de Probabilidade (FDP)

A FDP é uma função utilizada para representar a distribuição de probabilidade caso a variável aleatória seja contínua, como a taxa de chuva (R). A taxa de chuva estimada pelo disdrômetro foi usada para analisar as variações dos parâmetros da FDP da taxa de chuva $P(R)$, representado pela equação (6) definida por Atlas et al (1990) e Sauvageot (1994).

$$\langle R \rangle = \int_0^{\infty} RP(R)dR \quad (6)$$

Onde:

R = taxa de chuva estimada pelo disdrômetro;

0 e ∞ = limites da variável contínua;

$P(R)$ = FDP que é representada pela equação (7).

A FDP da distribuição normal com média μ e variância σ^2 (de forma equivalente, desvio padrão σ) é assim definida:

$$P(R) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{\left(-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right)} \quad (7)$$

3.3.2 - Distribuição do Tamanho de Gotas de Chuva-DTG

A DTG é o principal método estatístico utilizado para descrever e discutir a física da chuva. Inúmeros esforços foram feitos para medir, compreender e modelar as DTGs. As primeiras pesquisas foram feitas por Mashall e Palmer, 1948; que representou através de equação linear uma função $N(D)$, sendo N é o número de gotas de chuva em função do diâmetro D em um dado volume de ar. Devido aos complicados processos envolvidos na formação da precipitação, a função $N(D)$ é muito variável e não é representada de forma simples.

A partir desta pesquisa inúmeros pesquisadores vêm desenvolvendo técnicas para analisar a DTG, como: Joss e Gori, 1978; Feingold e Levin, 1986; Zawadzki e Agostinho Antonio, 1988; Willis e Tattelman, 1989; Sauvageot e Lacaux, 1995; entre outros).

A distribuição exponencial (Marshall e Palmer, 1948) é um tipo de distribuição contínua de probabilidade, representada por dois parâmetros N_0 e λ é representada pela seguinte equação:

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (8)$$

Onde:

$N(D)$ é a distribuição do número de gotas em função do diâmetro (D) da gota, N_0 é o número de gotas e λ a inclinação da distribuição.

Para o cálculo do N_0 e λ são usadas as equações:

$$N_0 = \frac{1}{2} \left(\frac{6!}{\pi} \right) * \left(\frac{wg}{z} \right)^{\frac{4}{3}} * wg \quad (\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}) \quad (9)$$

$$\lambda = \left(\frac{6!}{\pi} \frac{wg}{z} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (\text{mm}^{-1}) \quad (10)$$

Onde:

Wg = é o conteúdo de água líquida (gm^{-3});

Z = fator de refletividade do radar (dB).

3.3.3 - Distribuição Exponencial e Log-normal

Para entender melhor o comportamento da distribuição de gotas de chuvas continentais e marinhas que atingiram o disdrômetro foram aplicados 2 tipos de distribuição de probabilidade: Marshall e Palmer, 1948 (explicada anteriormente) e outra, distribuição log-normal (Sauvageot e Lacaux, 1995).

A distribuição de Sauvageot e Lacaux, 1995 é representada por 3 parâmetros, o Nt , Dg e σ .

$$N(D) = \frac{Nt}{(2\pi)^{0.5} * (Ln\sigma)D} \exp \left[-\frac{Ln^2 \left(\frac{D}{D_g} \right)}{2Ln^2\sigma} \right] \quad (11)$$

Onde:

Nt → número total de gotas (m^{-3});

Dg → diâmetro geométrico da gota (mm);

$\sigma \rightarrow$ desvio padrão.

E são calculados a partir das seguintes equações:

$$Nt = \int_0^{\infty} N(D)dD \quad (12)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(D - \bar{D})^2}{19}} \quad (13)$$

$$Dg = e^{\ln \bar{D}} \quad (14)$$

3.3.4 - Estratificação em Função da Taxa de Chuva (R)

Para analisar os parâmetros N_o e λ da distribuição exponencial foi feita uma estratificação da chuva de acordo com classes de intensidade (Tabela 3.3) para as chuvas com origem continental e marinha. Segundo Sauvageot e Lacaux (1995) a estratificação é necessária, pois todos os parâmetros que compõem a DTG dependem da taxa de chuva, A Tabela 3.4 mostra as cinco categorias utilizadas de taxa de chuva dividida em classes.

Tabela 3.3 – Classes de taxa de chuva. Fonte: Sauvageot e Lacaux (1995).

Categoria	Classe de Taxa de Chuva (mm h ⁻¹)
Leve	$R \leq 10$
Moderada	$10 < R \leq 20$
Forte	$20 < R \leq 30$
Muito forte	$30 < R \leq 40$
Extrema	$R > 40$

3.3.5 – Relação Z-R

O inter-relacionamento entre o fator de refletividade do radar (Z) e taxa de chuva (R) é determinado através da equação (01). A partir dessa equação, com uma aproximação logarítmica (abaixo descrito), foi possível determinar os coeficientes a e b dessa relação. Aplicando o conceito de logaritmo à equação (01), tem-se:

$$\ln Z = \ln aR^b, \quad (15)$$

então,

$$\ln Z = \ln a + \ln R^b, \quad (16)$$

logo,

$$\ln Z = \ln a + b \ln R, \quad (17)$$

Fazendo, $Y = \ln Z$; $\alpha = \ln a$; $\beta = b$; $X = \ln R$, e substituindo na equação (15), obtém-se: $Y = \alpha + \beta X$. E para encontrar os parâmetros α e β dessa equação, basta considerar que α represente o valor do ponto de interseção com o eixo das ordenadas e β a inclinação da reta. Os valores dos coeficientes a e b da relação $Z = a R^b$ foram obtidos através de regressão linear dos dados de Z ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) em função de R (mm h^{-1}).

3.4 - Área de Estudo e Localização dos Instrumentos

O estado de Alagoas encontra-se localizada na região Nordeste do Brasil, vizinha aos Estados de Pernambuco, Sergipe e Bahia. Seu território tem uma área em torno de $27.767,661 \text{ km}^2$ (IBGE). Segundo a Secretaria de Planejamento de Alagoas (1994), o estado de Alagoas possui uma larga faixa costeira com aproximadamente 220 km de extensão de extensão, no seu extremo oriental. Ao Sudeste tem o Rio São Francisco banhando 300 km de seu território.

O Estado pode ser dividido em 6 (seis) regiões ambientais. No extremo oriental encontra-se a Zona da Mata e o Litoral. Na parte ocidental, o Sertão e o Sertão do São Francisco. Ao sul, o Baixo São Francisco e na região central do Estado a região do Agreste, Figura 3.4.

Em termos de disponibilidade hídrica, Alagoas faz parte do grupo de estados atingidos pelas secas que caracteriza a região Nordeste. Parte de seu território encontra-se inserido dentro do “polígono das secas”. O Sertão alagoano é a região do Estado onde a estiagem é mais severa. Por outro lado, as regiões ao leste são mais úmidas. E também foi a região em que foram instalados os equipamentos (radar meteorológico e Disdrômetro) utilizados nesta pesquisa.

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: $09^{\circ}33'04,8''$ Sul, Longitude: $35^{\circ}46'14,8''$ Oeste e Altitude: 100 m (Figura 3.4). 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.

O Disdrômetro RD-69 foi instalado na Fazenda Leocádio Nogueira Neto, localizada no município de Passo do Camaragibe-AL, distante 43,6 km do radar, com as seguintes coordenadas geográficas: Latitude: 09° 13' 15,6" Sul, Longitude: 35° 28' 59,3" Oeste, Altitude: 40 m. A altura e largura do feixe do radar sobre o local do disdrômetro era: Altura: 1,9 km e Largura: 1,3 km, Figura 3.4.

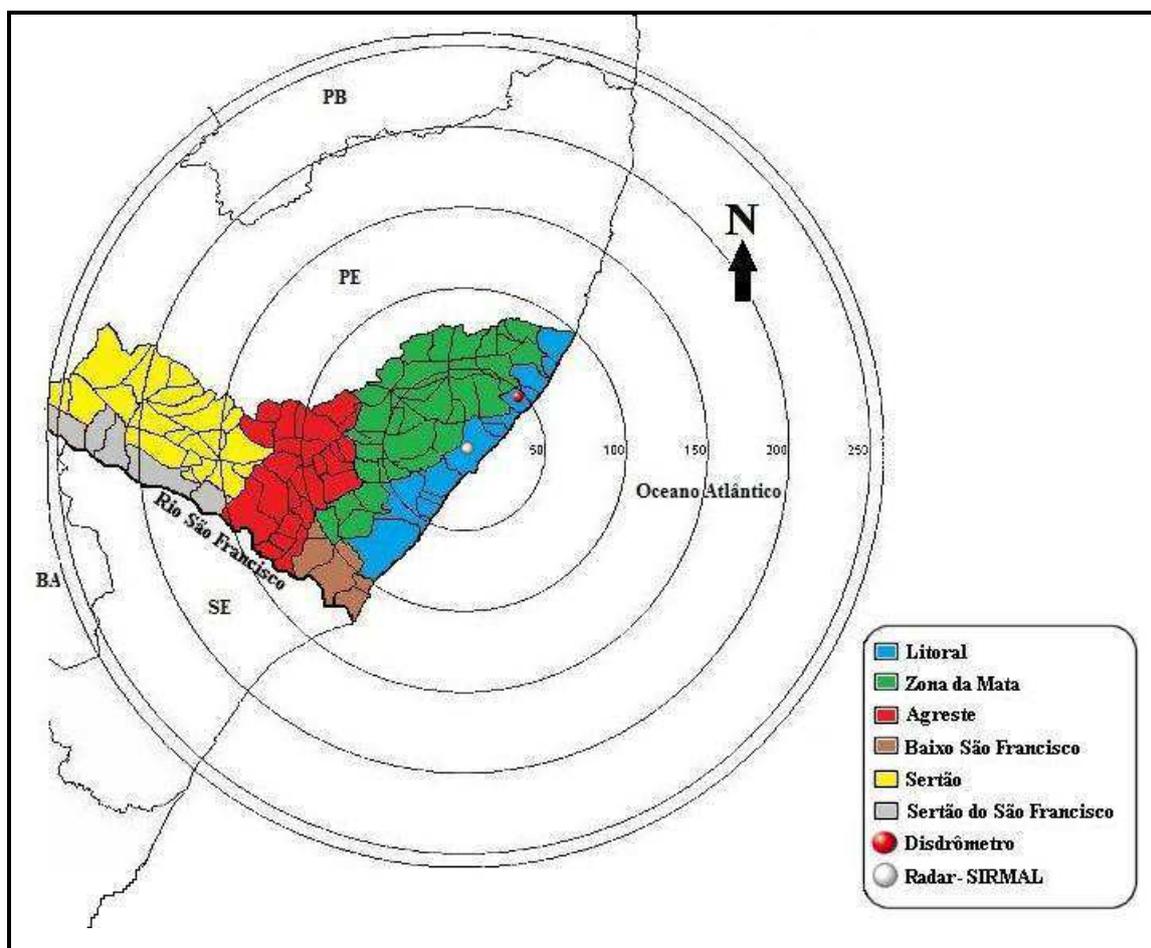


Figura 3.4 - Área de estudo e localização dos instrumentos.

3.5 – Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú

A Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú abrange uma área total de 4.126 km², sendo 52,2% no Estado de Pernambuco e 47,8 % em Alagoas, conforme apresentado na Figura 3.5. O Rio Mundaú tem nascente (na região de Garanhuns), em Pernambuco, e foz (na Lagoa Mundaú), em Alagoas, caracterizando-o como um rio federal, abrange área de trinta municípios, sendo quinze em Pernambuco e quinze em Alagoas.

Dentre os municípios pernambucanos, quatro estão integralmente inseridos na Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú e, além destes, mais quatro têm a sede do município

na Bacia Hidrográfica. Em Alagoas não há municípios com área integral na Bacia Hidrográfica e dez possuem sede na Bacia Hidrográfica. Esta Bacia Hidrográfica limita-se mais ao norte com a Bacia Hidrográfica do Rio Una-PE e em sua parte inferior e a oeste com a Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Meio (PE e AL). Em sua parte superior, no lado alagoano, limita-se com as Bacias dos Rios Prataji, Meirim, e Reginaldo, todos em Alagoas. A leste com o Oceano Atlântico, em sua faixa litorânea.

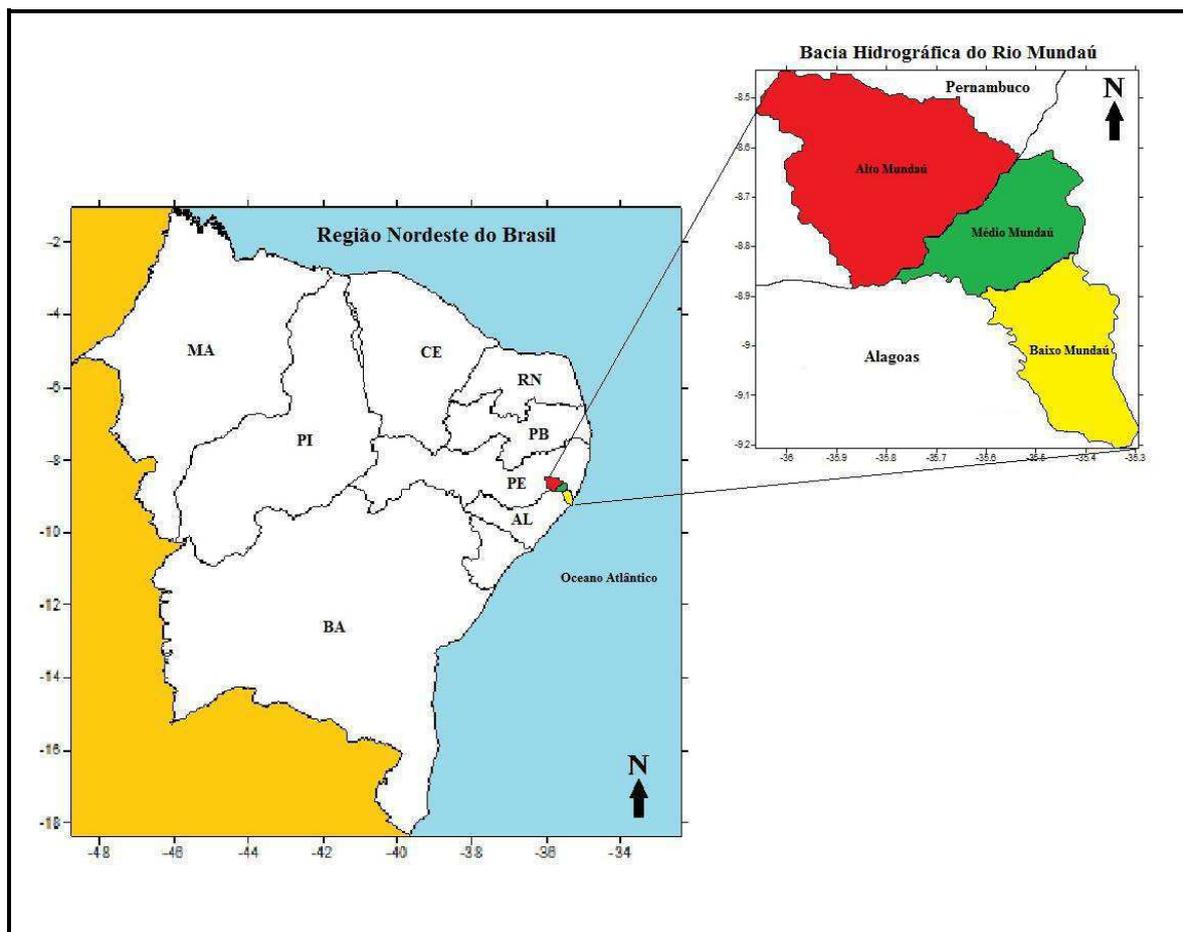


Figura 3.5 - Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú.

3.5.1 – Características Físicas

A Bacia Hidrográfica do Mundaú está situada na porção centro-meio-norte-oriental do Estado de Alagoas, ocupando uma faixa das microrregiões homogêneas de Maceió e Zona da Mata Alagoana (SEPLAN, 1979). Segundo Tenório (1995) a Bacia Hidrográfica do Mundaú apresenta as seguintes características físicas:

Quadro 3.4 - Características físicas da Bacia Hidrográfica Rio Mundaú
 Fonte: Tenório (1995).

Característica	Valores
Perímetro	350 km
Coefficiente de capacidade (kc)	1,51
Fator de forma (Kf)	0,14
Extensão média do escoamento superficial (l)	6,08 km
Densidade de drenagem (Dd)	0,26 km/km ²
Área	4.126 km ²
Extensão do rio principal	195 km

O Rio Mundaú com suas nascentes principais localizadas nas proximidades da cidade de Garanhuns, em Pernambuco, a uma altitude de aproximadamente 930 m, têm aproximadamente 195 km de extensão.

Seu escoamento se dá no sentido sudeste, até sua confluência com o Oceano Atlântico, antes formando a Lagoa Mundaú ou Lagoa do Norte, em Maceió. As declividades mais acentuadas ocorrem no trecho inicial com um desnível de 447 m em 20 km de extensão, ilustrado na Figura 3.6.

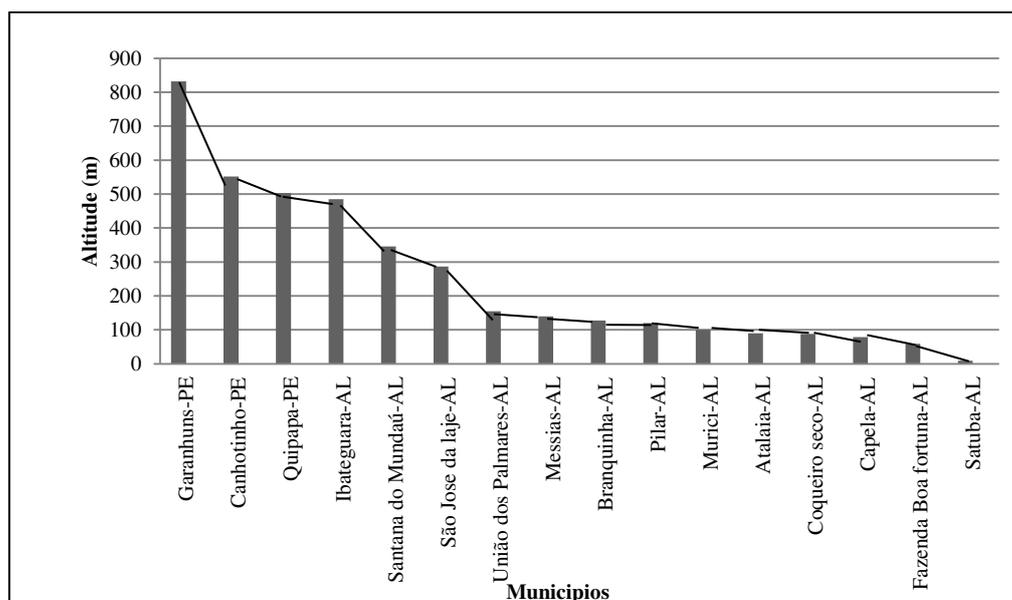


Figura 3.6 – Perfil longitudinal dos municípios que compõem a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú.

3.5.2 - Pluviometria

A pluviometria da região é caracterizada por uma acentuada periodicidade de eventos chuvosos nos meses de maio a agosto, podendo-se prolongar até setembro. A região de Maceió-AL e Garanhuns-PE apresenta índices pluviométricos anuais de 2070,5 mm e 874,3 mm respectivamente. Apesar de estes valores serem considerados elevados para os padrões da região, constata-se que aproximadamente 68% desta pluviometria acontecem em apenas 4 a 5 meses do ano, provocando sérios problemas de

alagamento, desabamento e deslizamento, principalmente na faixa litorânea de Alagoas. As variações inter-anuais das precipitações, também são marcantes.

De acordo com as normais climatológicas (1961 a 1990) disponibilizado pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) destaca o comportamento da precipitação, temperatura (média, máxima e mínima) e a evaporação total (evaporímetro de Piché) em dois pontos de informações (Garanhuns-PE e Maceió-AL) representando o Alto Mundaú (região da cabeceira) e Baixo Mundaú (região da foz).

A Figura 3.7 mostra precipitação nas duas localidades destacando uma grande variação intra-sazonal. Na cabeceira da Bacia Hidrográfica (Garanhuns-Pe) os acumulados são superiores a 100 mm, e ocorrem entre os meses de abril a julho, marcando seu período chuvoso. Na região do Baixo Mundaú os maiores volumes de chuva ocorrem entre os meses de abril a julho. Nesse período os acumulados mensais são superiores a 250 mm. Nota-se que os volumes mensais de chuva são sempre superiores na região da foz, devido à influência da zona de convergência do leste do nordeste, chegada de frente fria e as perturbações ondulatória do alísio, explicada com detalhe no capítulo 2.1 deste trabalho.

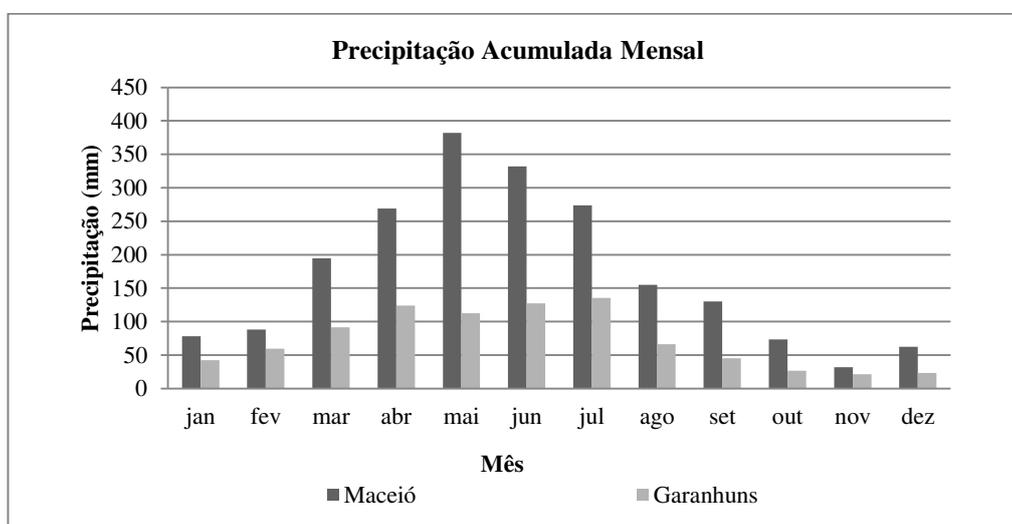


Figura 3.7 - Precipitação acumulada mensal da região de Garanhuns-PE e Maceió-AL. Fonte: INMET (1961-1990).

3.5.3 - Temperatura do ar

A Figura 3.8 ilustra a variação da temperatura em duas regiões distintas. A temperatura média, máxima e mínima, registrada na região de Maceió apresenta pouca oscilação durante o ano, registrando-se apenas amplitude 2,9°C em torno da média anual de 25,3°C.

A região de Garanhuns registra em janeiro e julho a maior e menor temperatura (22°C e 18,4°C) respectivamente, com amplitude de 3,6°C. É evidente que as médias mensais de montante da Bacia Hidrográfica recebe influência dos níveis de altitude, predominando a estação de Garanhuns-PE com 822 m.

Os valores máximos de temperatura ocorrem em fevereiro (Maceió-AL) com 34,4°C e novembro (Garanhuns-PE) com 28,9°C. As temperaturas mínimas ocorrem em julho e setembro na região de Maceió-AL, com 20,2°C a 20,7°C, enquanto que em Garanhuns ocorrem em julho e setembro, com 15,6°C e 16°C.

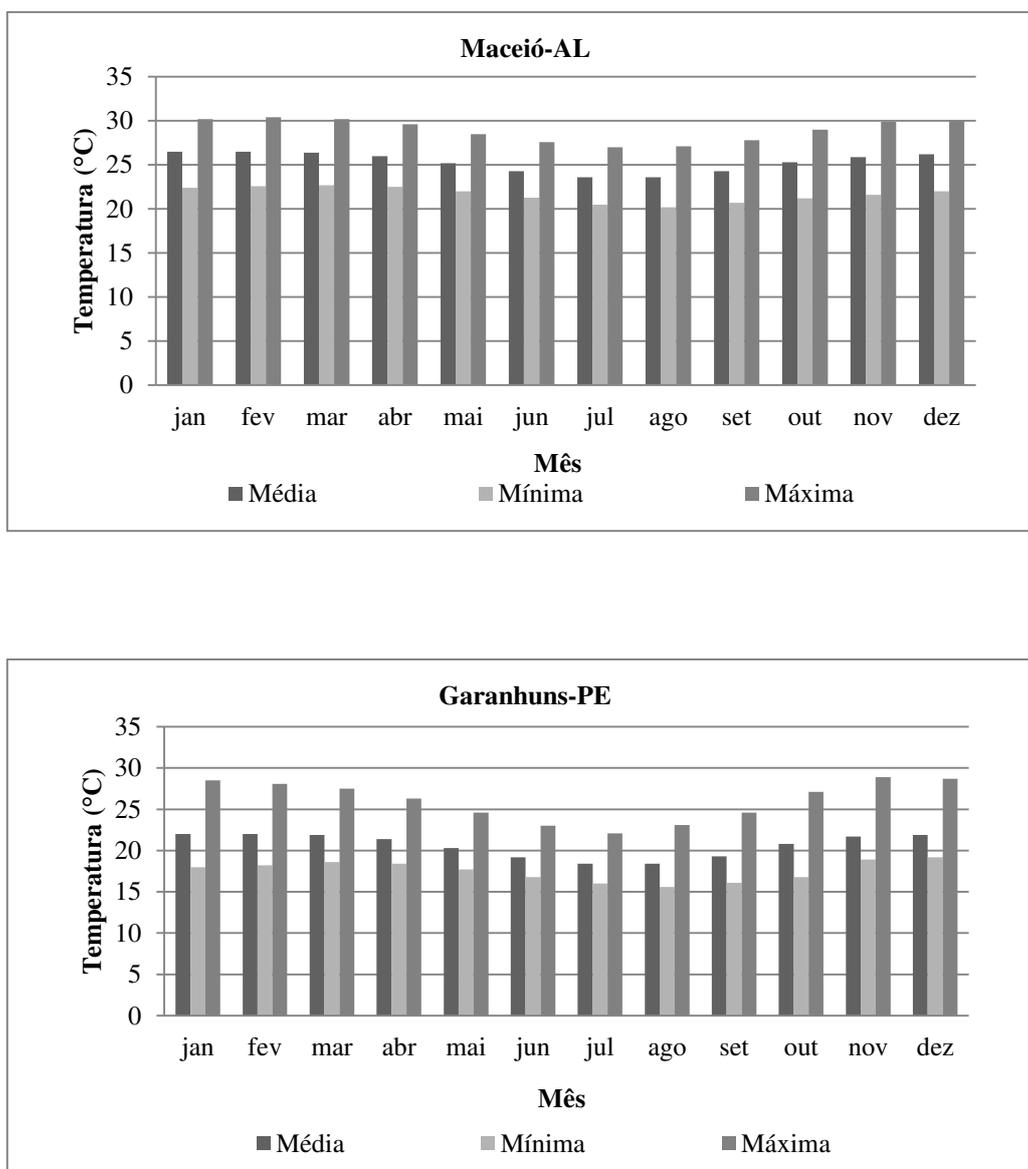


Figura 3.8 - Temperatura média, máxima e mínima mensal da região de Maceió-AL e Garanhuns-PE. Fonte: INMET (1961-1990).

3.5.4 –Evaporação Total

Segundo Carvalho (2002) em estudos anteriores sobre evaporação é evidenciado que de toda a precipitação que cai sobre a região Nordeste, cerca de 90% evapora, Contribuem para isso, a elevada temperatura do ar e da água, a velocidade do vento, altitude, umidade do ar, entre outras.

Nota-se na Figura 3.9 os meses de janeiro, fevereiro, outubro, novembro e dezembro os maiores valores de evaporação são registrada na região de Garanhuns quando comparadas com a região de Maceió. O maior e menor valor de evaporação na região de Garanhuns são 118,3 mm e 72,6mm. No período de abril a setembro a evaporação é superior na região de Maceió. Seus máximos e mínimos de evaporação são de 140,4 mm e 40,7mm.

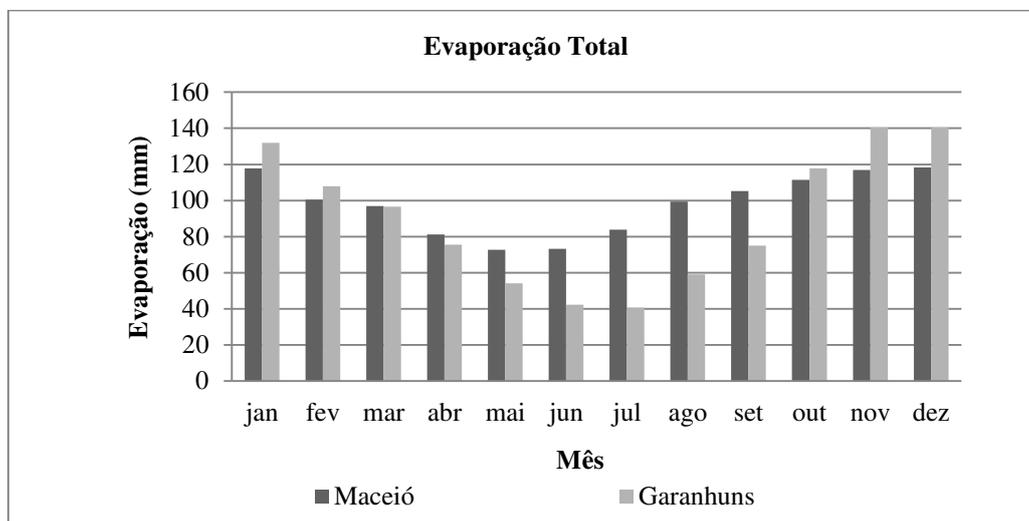


Figura 3.9 - Evaporação na região de Maceió-AL e Garanhuns-PE.
Fonte: INMET (1961-1990).

3.6 – Tempo Médio da Chuva

Com a necessidade de atribuir um valor fixo para cálculo da altura da precipitação dentro do Programa de Estimativa de Vazão – Verificação e Análise (PREV_va) e também devido ao grande intervalo de tempo entre uma imagem e outra (1 hora) foi necessário determinar o tempo médio de duração das chuvas que atingiram o leste de Alagoas.

Para determinar do tempo médio foram utilizados dados de Disdrômetro Joss-Waldvogel de 2003 a 2006. O critério de escolha dos eventos foi à duração continua e superior a 5 min. de chuva. A Tabela 3.4 mostra análise estatística da duração de 1.458 eventos de chuva e o tempo médio de duração da chuva de 15,52 min. Este intervalo de

tempo (15 minutos) foi então considerado para o cálculo da altura da precipitação em cada pixel.

Tabela 3.4 – Análise estatística do tempo estimado de duração das chuvas que atingiram o leste de Alagoas.

Análise estatística do tempo em min.	
Média	15,52
Mediana	12
Moda	07
Desvio padrão	9,78
Variância da amostra	95,77
Curtose	0,91
Assimetria	1,23
Mínimo	05
Máximo	49
Contagem (eventos de chuva)	1458
Nível de confiança (95,0%)	0,50

3.7 - Estação hidrológica da Fazenda Boa Fortuna-AL (Foz do Rio Mundaú)

O posto fluviométrico da fazenda Boa Fortuna em Rio Largo, Alagoas em operação desde outubro de 1965 está sob a responsabilidade da Agência Nacional de Águas-ANA. Essa estação foi escolhida pelo fato do posto dispor de uma estação telemétrica e situar-se na foz do Rio Mundaú, por conseguinte, a influência de uma área de drenagem de 3.850 km² (Quadro 3.6), correspondente a 93,4% da área total da Bacia Hidrográfica. O Quadro 3.5 apresenta as características técnica do posto da fazenda Boa Fortuna.

Quadro 3.5 - Ficha técnica do posto da Fazenda Boa Fortuna-AL.

Bacia	Atlântico – Norte Nordeste
Latitude	9° 29'1,99" S
Longitude	35° 31'34,99" O
Rio	Mundaú
Município	Rio Largo
Tipo de transmissão	Telemétrica
Tipo de dado coletado	Hidrológico
Nome	Fazenda Boa Fortuna
Algoritmo Fluviométrico	39770000
Algoritmo Pluviométrico	935056
Bacia	Atlântico – Norte Nordeste
Sub-Bacias	39 – Mundaú
Área de drenagem	3850 km ²
Responsável	ANA / DNAEE - ANEEL

O posto possui uma série histórica de cota diária desde 1974. Para este trabalho foram utilizados acumulados diários de vazão para o mês de janeiro, fevereiro, março, abril, julho, agosto, setembro, outubro e novembro de 2004 disponibilizado pela ANA. É importante salientar que o posto da Fazenda Boa Fortuna foi totalmente destruído com a enchente de junho de 2010.

3.8 - Determinação da Lâmina d'água – H

O cálculo do volume de precipitação (V_p) em cada pixel é representado pela equação (18). Essa variável, portanto, indica o volume precipitado em metros cúbicos. O acumulado do volume de precipitação em uma linha da imagem é representado pela função Spv .

$$V_p = (RZ / 1000) \cdot (T_{prec} / 60) \cdot Apix \quad (18)$$

Onde:

V_p = Volume de precipitação em cada pixel;

RZ = Variável de armazenamento (armazena a intensidade da precipitação a partir do valor de refletividade em dBZ em cada pixel);

T_{prec} = Total de precipitação;

60 = Lapso de tempo padrão em min.;

$Apix$ = Área de cada pixel = 234964 m².

A altura pluviométrica, i.e., o volume precipitado acumulado sobre a área da BHM, é dada pela equação (19).

$$H = 1000 * (Spv / NPBHM) / Apix \quad (19)$$

Onde:

H = Altura da lâmina d'água;

Spv = Soma do volume de precipitação em cada linha;

$NPBHM$ = Número de Pixels da imagem da BHM= 17858;

*1000 (conversão de mm para m).

3.9 – Descrições do Programa para Estimativa de Vazão – Verificação e Análise (Prev_Va)

O programa PREV_va foi criado por Barros (2011) com propósito de estimar a vazão da Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú em um ponto a partir do sinal do radar

(Sirmal). Devido à grande complexidade de usar dados brutos de radar, fez-se necessário a utilização das imagens PPI geradas pelo programa RADARAUTO que faz a leitura, processamento, geração e arquivamento das imagens em formato gif. Posteriormente, “converte a imagem em formato.jpg, assim reduzindo o tamanho da imagem, a partir dos arquivos “.RD”, arquivo esse que contém os dados das radias (arquivo proprietário - SIRMAL).

O programa de computacional de Barros (2011) foi desenvolvido na linguagem *Object Pascal*, que obtém, a partir do volume precipitado acumulado em um dia na BHM, a altura da precipitação, considera toda a extensão da Bacia Hidrográfica. A partir dos dados diários procurou-se fazer correlação entre a medida da vazão, obtida pela ANA, com déficit de 24h e a altura encontrada a partir do sinal do radar na imagem (jpg) de 130 km de raio.

O programa PREV_va foi construído a partir do desenvolvimento de dois algoritmos: um para identificação das cores na imagem do radar e outro para transformar a refletividade de cada pixel em taxa de chuva.

3.9.1 - 1º Algoritmo:

3.9.1.1 - *Identificação das Cores na Imagem do Radar*

Inicialmente construiu-se um algoritmo para identificação da cor de um pixel da imagem, a partir dos canais **R (vermelho)**, **G (verde)** e **B (azul)**. Foi criada uma escala de 11 cores variando do vermelho ao azul, e cada cor com seu respectivo algoritmo, com propósito de fazer a leitura da imagem do sinal do radar em formato jpg. O algoritmo lê os valores destes canais, localizando cada elemento de imagem a partir de coordenadas x,y com uma função específica e em seguida, através de uma estrutura condicional construída a partir de uma Tabela de cor, identifica a cor do pixel associando-o, através da mesma aos valores do fator de refletividade Z, em decibéis (dBZ) da escala padrão indicada nas imagens do radar, Figura 3.10.

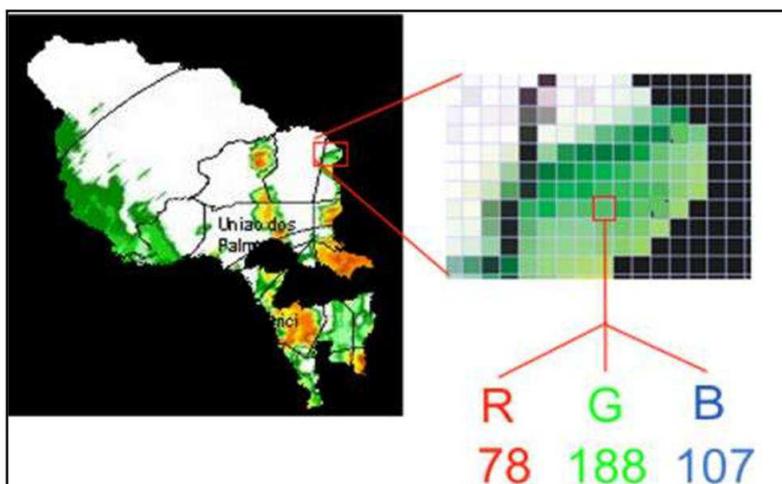


Figura 3.10 - Leitura dos pixels e identificação das cores. Fonte: Barros (2011).

3.9.1.2 - Criação Máscara

Foi estabelecida uma máscara em fundo preto onde está definida com transparência a área da Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú e excluído os sinais de ruído (*ground clutters*) do radar.



Figura 3.11 - Sobreposição da máscara na imagem do radar. Fonte: Barros (2011).

A Figura 3.11 mostra a máscara da BHM sobreposta à imagem do radar. O algoritmo atribui o valor 0 (zero) quando identifica as cores, branco, cinza e preto no pixel. Foram mascaradas duas regiões que apresentam grande fator de refletividade devido ao relevo e lóbulos secundários da emissão do pulso do radar (ruídos). Estas

regiões se localizam nos municípios de Murici-AL, União dos Palmares-AL e em Maceió-AL.

3.9.2 - 2º Algoritmo:

3.9.2.1 - Converter a Refletividade em cada Pixel em Taxa de Precipitação

Foi construído um algoritmo com entradas para os parâmetros a e b da relação $Z-R$ a partir da Equação (01). Com a refletividade identificada em um dado pixel, o algoritmo converte a partir da Equação (20) o valor da refletividade em taxa de precipitação. Nesse algoritmo os valores de a e b da relação $Z-R$ podem ser alterados, para se testar outras relações $Z-R$, como as que são encontradas para chuva de origem marinha e continental.

$$R = \left(\frac{Z}{a} \right)^{\frac{1}{b}} \quad (20)$$

Com a intensidade da chuva determinada o algoritmo calcula a altura (H) da precipitação na área do pixel foi utilizada a equação (19), considerando um intervalo de tempo fixo 15 min. para a duração da precipitação (ver Tópico 3.6). Este intervalo de tempo foi considerado para o cálculo da altura da precipitação no pixel. Em seguida, acumula o volume precipitado (Vp) utilizando a equação (18) em uma variável que representará o volume total de água precipitada na Bacia.

O Programa processa todos os pixels em um retângulo predefinido de 201 por 180 pixels totalizando 36.180 pixels, onde está contida a Bacia Hidrográfica do Mundaú.

Cada elemento de cor do pixel está associado a um valor de refletividade do sinal do radar em dBZ. A Tabela 3.5 apresenta a relação entre os valores dos canais RGB e a refletividade do radar. Com o fator de refletividade do pixel conhecido utiliza-se a equação 01 e 20 para determinar as refletividade e intensidade da precipitação. Em seguida o algoritmo calcula o volume precipitado no pixel. Com o cálculo do volume precipitado, acumula-se somando esse à variável SVp . Esta variável, portanto, indica o volume precipitado em metros cúbicos acumulado em uma linha da imagem.

Tabela 3.5 - Valores dos canais de cor e o fator de refletividade associado.
Fonte: Barros (2011).

Refletividade dBZ	Cor	R		G		B	
		Min	Max	Min	Max	Min	Max
15	Verde escuro	0	54	80	154	0	65
20	Verde	10	86	144	229	0	89
25	Verde claro	140	210	231	255	142	209
30	Amarelo	215	255	222	255	0	141
35	Laranja	190	255	151	208	0	117
40	Laranja escuro	192	255	100	155	0	98
45	Marrom	126	219	66	123	0	65
50	Vermelho	137	255	0	51	0	52

O volume precipitado acumulado sobre toda a Bacia, com exceção dessas duas regiões citada anteriormente, é, então, dividido pela área representada para que assim se determine a altura da precipitação, como se ocorresse sobre toda a extensão considerada da Bacia. Então, este valor encontrado para altura da precipitação de cada imagem do radar, é o acumulado diário. O valor encontrado corresponde logicamente, à altura da precipitação acumulada em um dia sobre a Bacia.

A variável soma irá representar a altura pluviométrica acumulada em um dia antes da medida efetuada a partir da refletividade do radar. Considerando o tempo de concentração na BHM até a Fazenda Boa Fortuna em aproximadamente 24 horas, pode-se estimar a intensidade da vazão um dia após a medida.

Uma estrutura condicional simples compara o valor da variável soma com valores encontrados na etapa de análise e associa à variável a estimativa da vazão em três classes: vazão baixa, vazão média, vazão alta (ver Quadro 3.6).

Quadro 3.6 - Estimativas de vazão após 24 horas na Fazenda Boa Fortuna. A variável H indica a altura acumulada em 24 imagens processadas.

Estimativa	Q (m^3/s)	H (mm)
Vazão baixa	< 30	$< 0,47$
Vazão média	$30 \leq Q \leq 90$	$0,47 \leq H \leq 1,45$
Vazão alta	> 90	$> 1,45$

3.10 - Considerações Finais

Este capítulo se propôs descrever os procedimentos adotados para análise de dados de disdrômetro e imagem de radar. Os métodos estatísticos de análise dos dados, comprovadamente testados por vários pesquisadores, também fizeram parte dos vários procedimentos aplicados na pesquisa. A localização dos equipamentos, a área de estudo

e a abrangência da Bacia do Rio Mundaú foram descritas com detalhes. Alguns critérios (descritos em detalhes neste capítulo) como classificação de intensidade de chuva e origem de formação da chuva foram determinados pela autora do trabalho. A descrição dos programas computacionais que permitem a utilização das relações *Z-R* específica (continental e marinha) finaliza os métodos aplicados na pesquisa.

CAPÍTULO IV

4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 – Série Disdrométrica

A evolução sazonal da quantidade de gotas de chuva que atingiu o litoral norte de Alagoas entre 2003 a 2006 caracterizou-se por uma acentuada irregularidade, estando associado aos eventos de chuva que atingiram a região de Passo de Camaragibe-AL, local de instalação do disdrômetro.

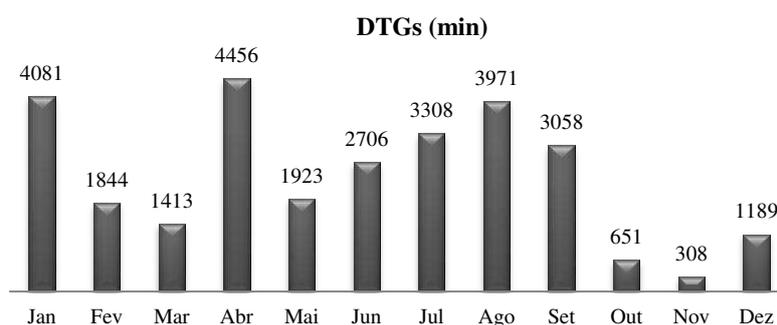


Figura 4.1- Série disdrométrica da representativa do litoral norte de Alagoas entre 2003 a 2006.

Analisando a Figura 4.1 observa-se que o período entre maio a setembro é caracterizado como o período chuvoso da região do disdrômetro, e os meses de outubro e novembro o período seco. O grande volume de dados durante os meses de janeiro e abril está associado aos eventos de chuva que ocorreram em 2004 (janeiro e abril) e 2006 (abril), meses esses considerados anômalos, segundo a climatologia da região. Quando se remove o janeiro (2004) e abril (2006) temos um volume de DTGs por mês, bem mais próximos da climatologia (Figura 4.2). Caracterizando o período mais chuvoso (junho, julho e agosto) e seco (outubro e novembro).

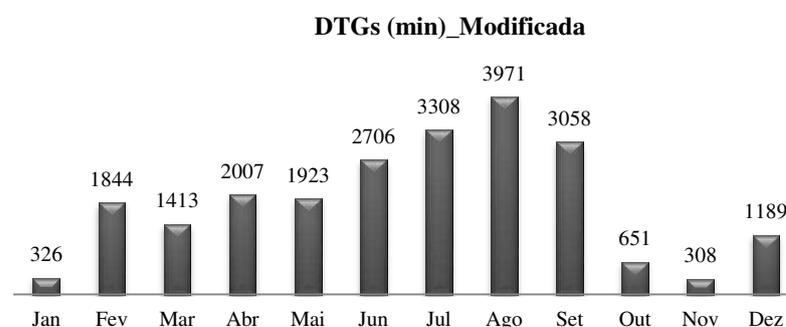


Figura 4.2 - Série disdrométrica modificada representativa do litoral norte de Alagoas entre 2003 a 2006.

Analisando o volume de precipitação observado sobre a região do NEB durante o mês de janeiro de 2004 Alves et al. (2006), consideraram esse mês como o mais chuvoso comparado com o registro histórico dos últimos 40 anos. O total de precipitação registrado em janeiro de 2004 representou um percentual de precipitação entre 60% a 80%, quando comparado à climatologia de janeiro a maio, sendo que em algumas áreas isoladas do semiárido os valores foram superiores a 100%.

4.2 - Chuvas Continentais e Marinhas

As chuvas que se formaram sobre o continente ou vindo do mar, e atingiram as regiões de Alagoas são provenientes de sistemas meteorológicos descrito em detalhe no Capítulo II desse trabalho. A sazonalidade está associada à ocorrências de determinados sistemas meteorológicos, logo, o número de DTGs estão diretamente relacionado à atuação desses sistemas na região de estudo. A Figura 4.3 mostra números de casos de chuva que atingiram o disdrômetro, separados em eventos continentais e marinhos. Nota-se que foram apenas 9 (nove) eventos de chuva de origem continental e 382 de origem marinha. No entanto, a ocorrência de chuva durante o período entre 2003 e 2006 não se resume apenas nos eventos utilizado na pesquisa. Através das imagens PPI-Sirmal pode-se verificar ocorrência de chuva tanto continental com marinha com um número bem maior do que o mostrado na Figura 4.3. Como exemplificação, foram 20 eventos de chuva de origem continental formados durante o mês de janeiro de 2004, mas somente 06 atingiram o disdrômetro, o restante ficou fora da área de medição do equipamento, estando confinadas entre as regiões do Sertão e Zona da Mata de Alagoas. Isso também se observou para as chuvas de origem marinha que também não atingiram o equipamento, provocaram chuva em outras regiões de Alagoas.

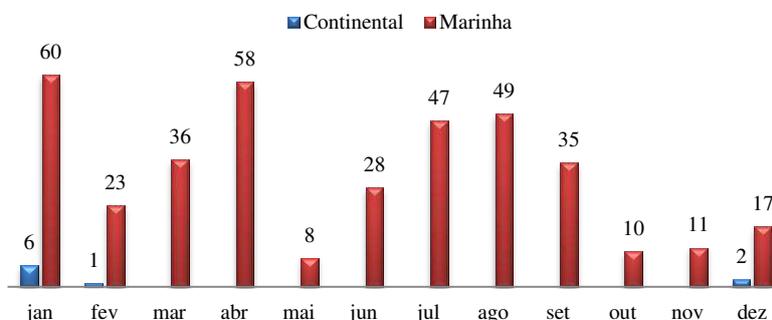


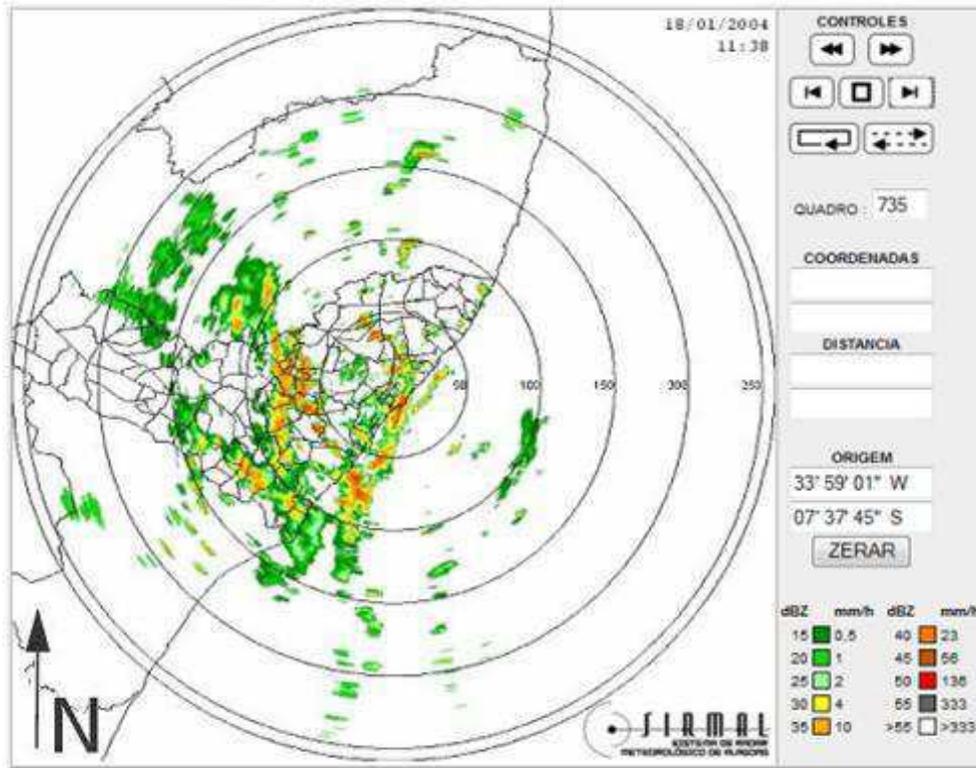
Figura 4.3 - Números de eventos de chuva que atingiram o Disdrômetro entre 2003 a 2006.

4.2.1- Chuva Continental

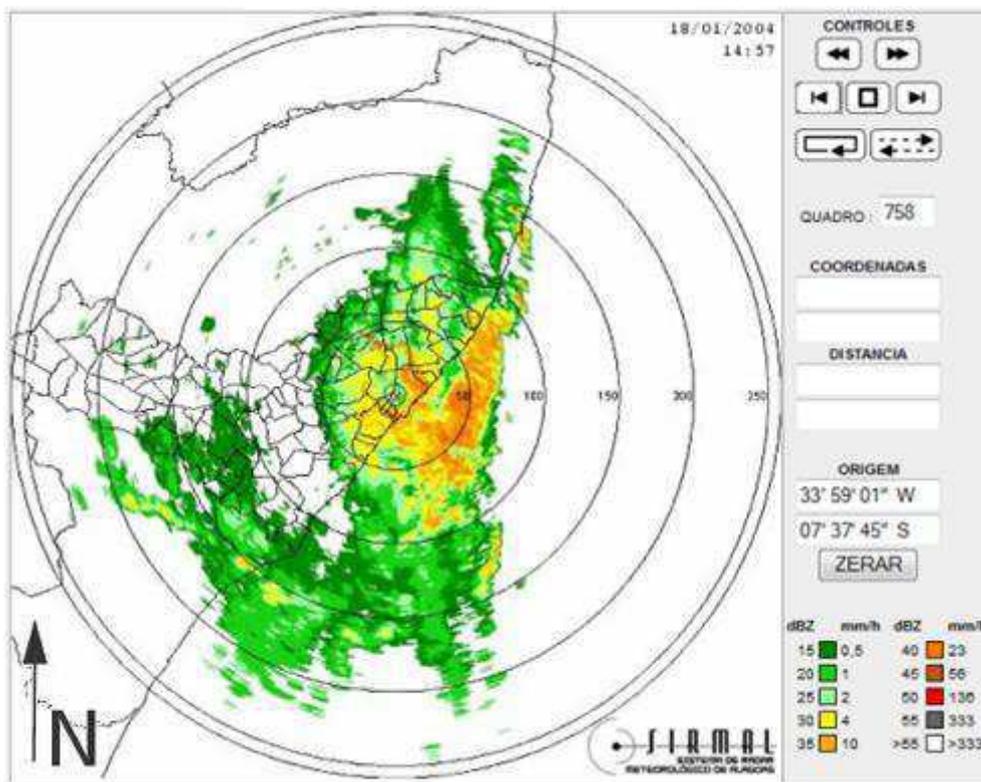
A atuação de VCAN (com o centro localizado sobre o Oceano Atlântico e borda oeste sobre o interior do Nordeste) em conjunto com a alta da Bolívia - AB (com o setor mais convectivamente ativo sobre a Região Nordeste), a própria convecção local e a chegada de perturbações provocada por frente fria na altura de Alagoas, são os sistemas meteorológicos responsáveis pela formação de chuva de origem continental. Baseadas em imagens de PPI do radar, as chuvas de origem continental apresentam as seguintes características: as primeiras células de chuvas começam a surgir em torno das 12h (hora local) nas regiões entre o Sertão e Zona da Mata, intensificando no decorrer da tarde e perdem força nas primeiras horas da noite. Existem casos com surgimento e intensificação das células de chuva durante a noite e madrugada. Em geral ocorre durante o verão austral (dezembro, janeiro, fevereiro e março).

A Figura 4.4 mostra um exemplo de chuva de origem continental que ocorreu no dia 18 de janeiro de 2004, quando o radar detectou intensas células de chuva sobre as regiões centrais do Estado de Alagoas, apresentando áreas de alto fator de refletividade, associado às fortes chuvas. A Figura 4.4(a) mostra as primeiras células isoladas surgindo em torno das 11h (hora local), distribuídas nas regiões do Sertão, Agreste e Zona da Mata, apresentando intensidades moderadas e fortes, as quais se agruparam e organizaram uma grande área de precipitação. A Figura 4.4 (b) mostra a fase mais intensa do desenvolvimento do sistema convectivo, chegando atingir aproximadamente 190 km de extensão. A Figura 4.4 (c) mostra a fase de desintensificação da chuva. É importante ressaltar que a formação das chuvas de origem continental é responsável pelo volume de água, principalmente nas cabeceiras do Rio Mundaú na pré-estação chuvosa. O anexo 1 mostra a evolução completa através de imagens PPI-Sirmal da chuva de origem continental ocorrida no dia 18/01/2004

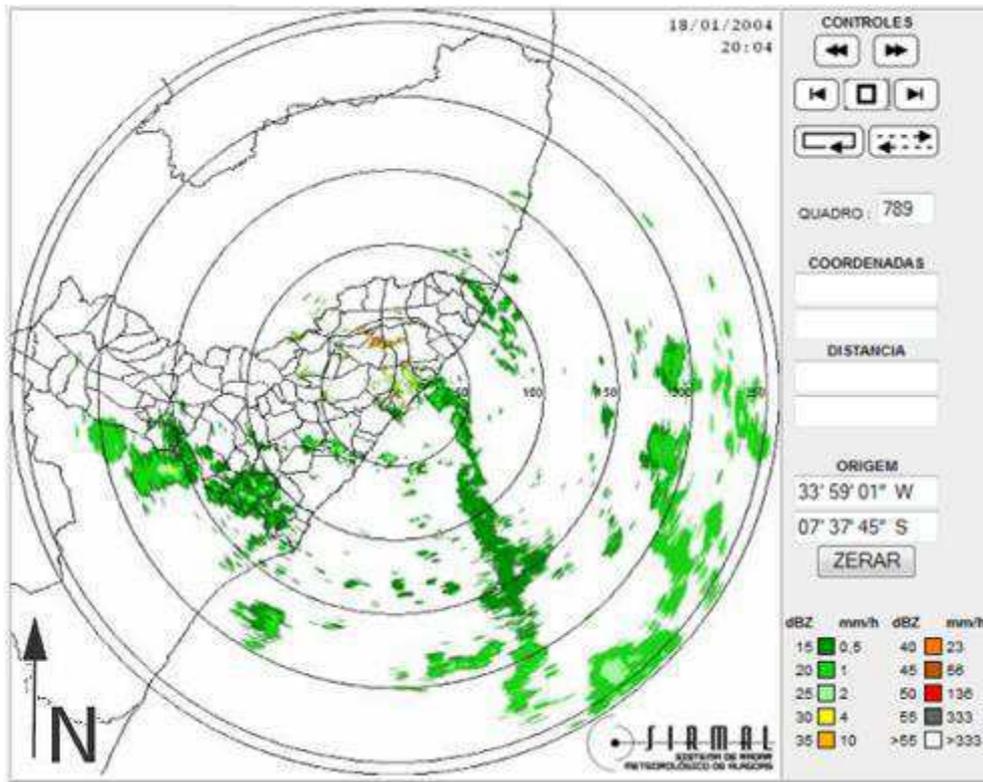
A Figura 4.5(a) exibe a distribuição de gotas de chuva do dia 18/01/2004 apresentou a seguinte característica: as máximas quantidades de gotas ficaram concentradas entre as classes 5 e 14, correspondendo ao diâmetro de 0,715 a 2,727 mm respectivamente, (ver Tabela 3.1). Sendo o número máximo de gotas 600 m^{-3} corresponde ao diâmetro de 1,748 mm. Nota que somente após os 50 min. iniciais da chuva verificou-se essa grande quantidade de gotas, estado associada máxima intensidade da célula de chuva quando se desloca sobre o disdrômetro. Observa-se que o restante da chuva teve quantidade de gotas em torno dos 100 m^{-3} , com diâmetro variando do 1° ao 12° canal que corresponde 0,313 a 2,077 mm.



(a)

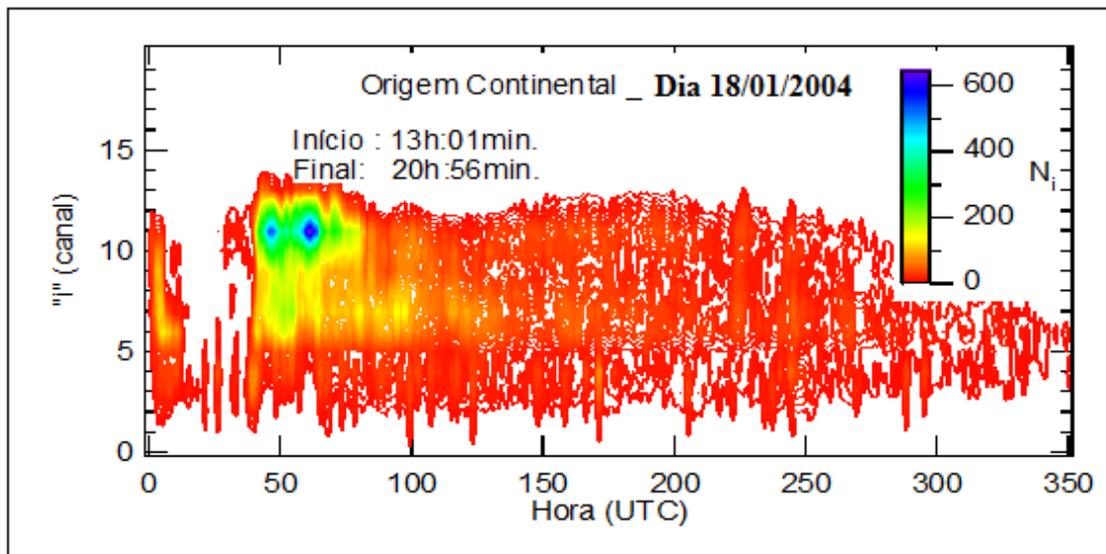


(b)



(c)

Figura 4.4 - Chuva de origem continental dia 18/01/2004. (a) início das primeiras células de chuva. (b) intensificação e deslocamento para o leste. (c) desintensificação da chuva. Fonte: PPI-SIRMAL.



(a)

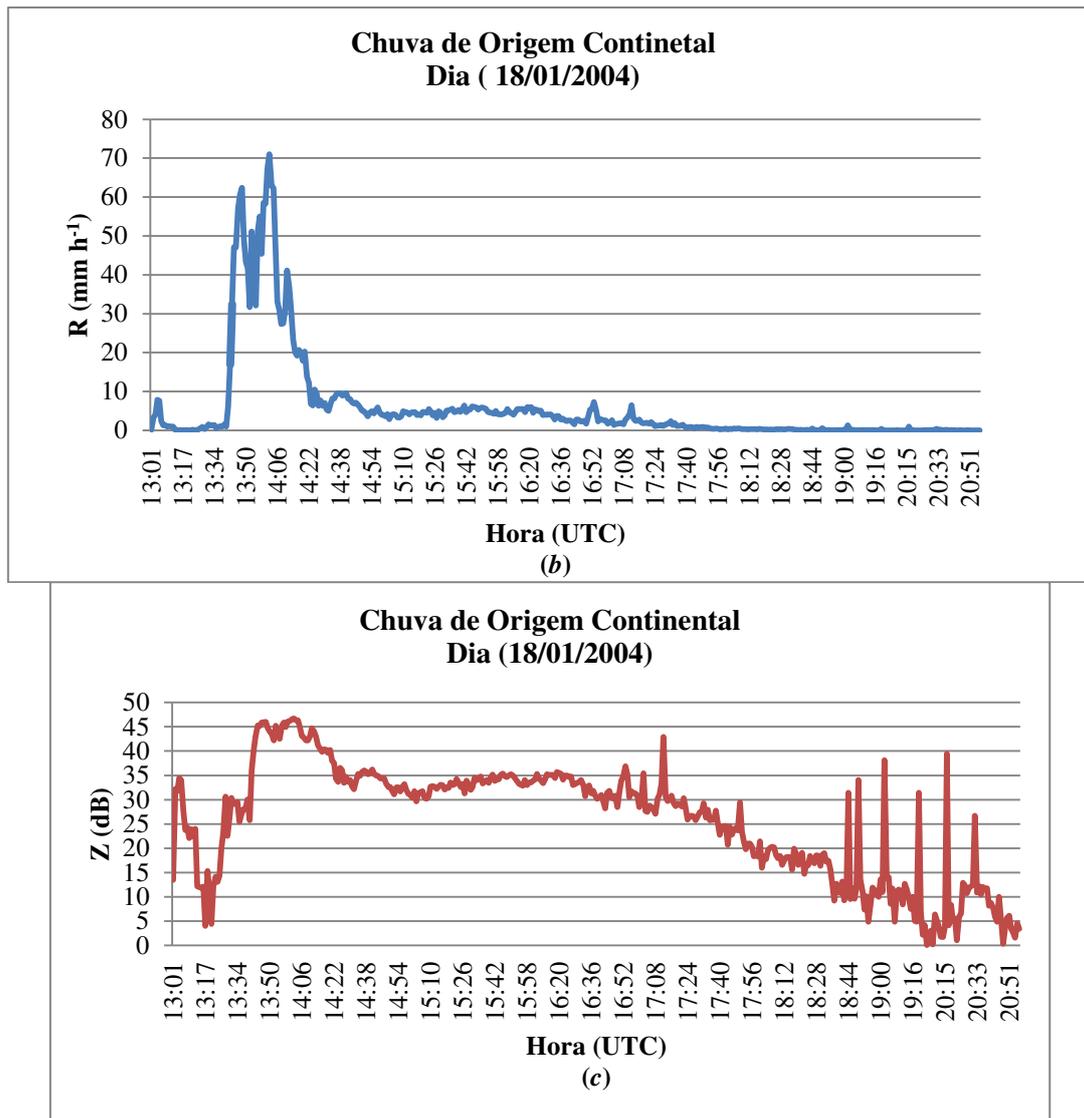


Figura 4.5 - Distribuição de gotas de chuva (a), taxa de chuva (b) e refletividade da chuva (c) de origem continental do dia 18/01/2004.

Fonte: Disdrômetro (Janeiro/2004 em Passo do Camaragibe-AL).

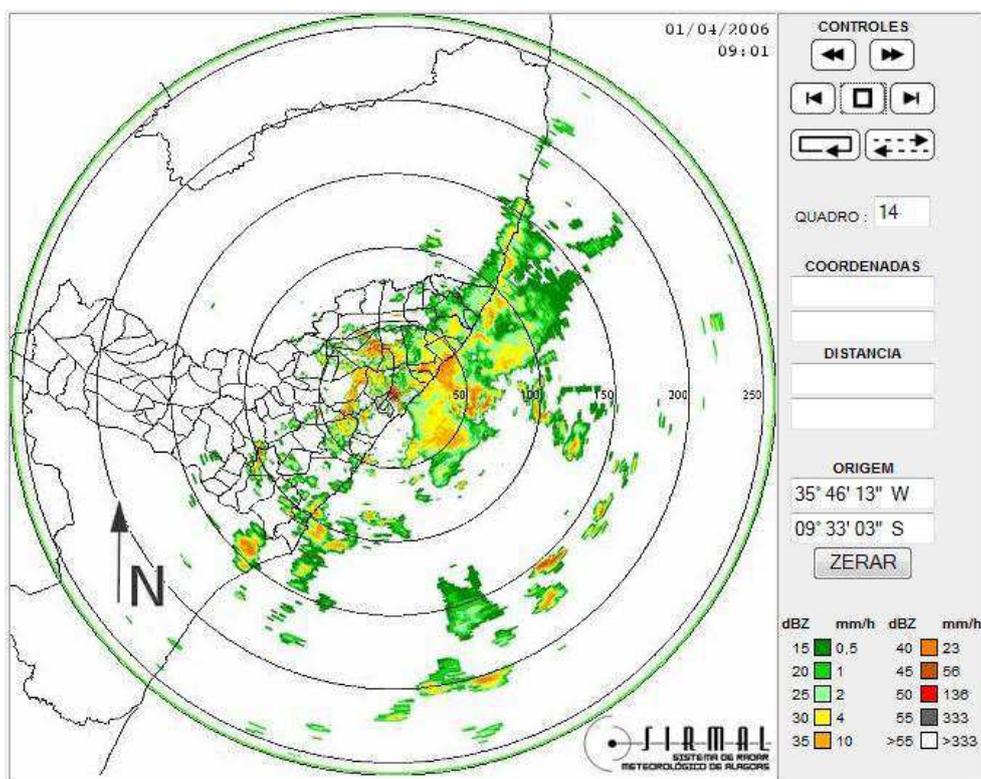
Foram 38 minutos consecutivos de chuva $> 20 \text{ mm h}^{-1}$ de intensidade e 4 h consecutivas de chuva $< 3 \text{ mm h}^{-1}$ (Figura 4.5(b)). Os maiores valores de refletividades da chuva aconteceram durante o período de máxima intensidade e também de maior concentração de gotas com 39,8 a 46,7 dB. As chuvas $< 10 \text{ mm}$ apresentaram refletividade $< 35 \text{ dB}$, Figura 4.5 (c)

4.2.2 - Chuva Marinha

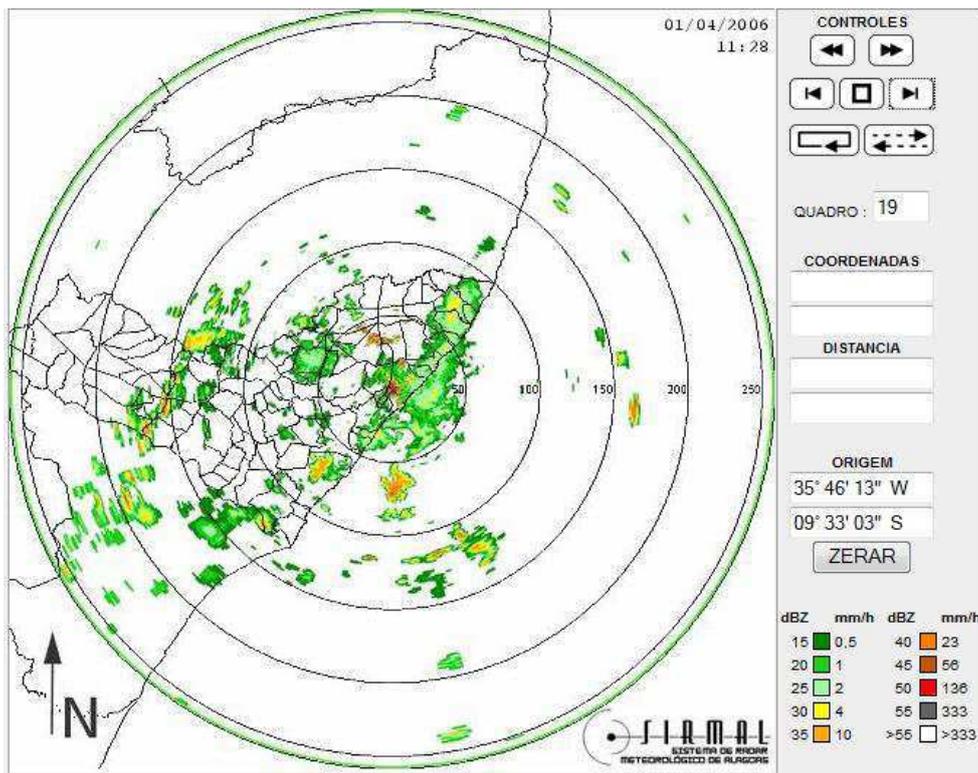
As frentes frias, brisas, perturbações ondulatórias dos alísios - POA e a Zona da Convergência do Este do Nordeste - ZCEN, são os sistemas meteorológicos causadores de precipitação durante todo o ano, principalmente na quadra chuvosa (maio, junho, julho, agosto) quando predomina chuvas de origem marinha em Alagoas.

As chuvas de origem marinha podem ocorrer em qualquer época do ano, qualquer hora do dia, apresentar curta ou longa duração, com intensidade variando entre fraca, moderada e forte, e pode atingir qualquer região de Alagoas, principalmente a faixa litorânea. A Figura 4.6(a) mostra as primeiras células de chuvas provenientes do Oceano Atlântico que atingiram o leste de Alagoas no dia 01/04/2006, apresentando fator de refletividade variando entre 15 e 45 dBZ (0,5 e 56 mm/h). As Figuras 4.6 (b e c) mostram células de chuva atingindo a região do Agreste e Sertão alagoanos. O anexo 2 mostra a evolução completa através de imagens PPI-Sirmal da chuva de origem continental ocorrida no dia 01/04/2006.

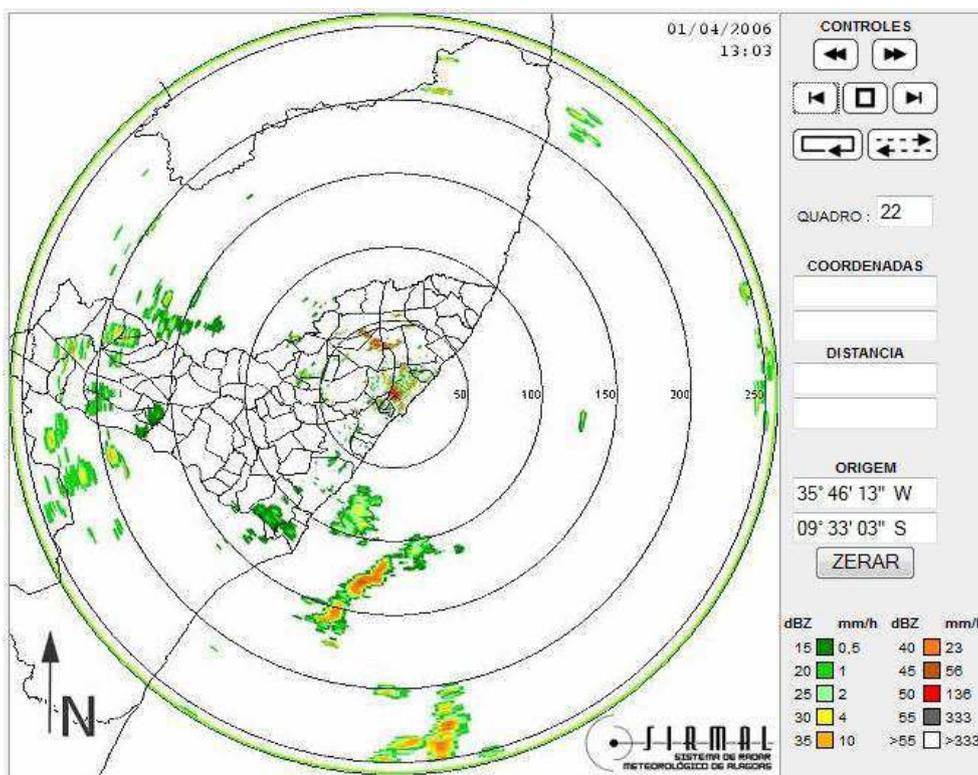
A distribuição de gotas de chuva de origem marinha representada pelo dia 01/04/2006 apresentou a seguinte característica: as máximas quantidades de gotas ficaram concentradas entre as classes 5° e 11°, correspondendo ao diâmetro de 0,715 a 1,748 mm respectivamente. Sendo seu número máximo de gotas 250 m^{-3} corresponde aos diâmetros de 0,827 e 0,999 mm. Observam-se ainda na Figura 4.7 (a) que durante os primeiros 100 min. houve vários núcleos de grandes quantidades de gotas, podendo está associada às áreas (células) convectivas sempre presentes, “encaixadas”, nas áreas estratiformes analisado por Moraes, 2003. O restante da chuva teve quantidade de gotas abaixo dos 50 m^{-3} .



(a)

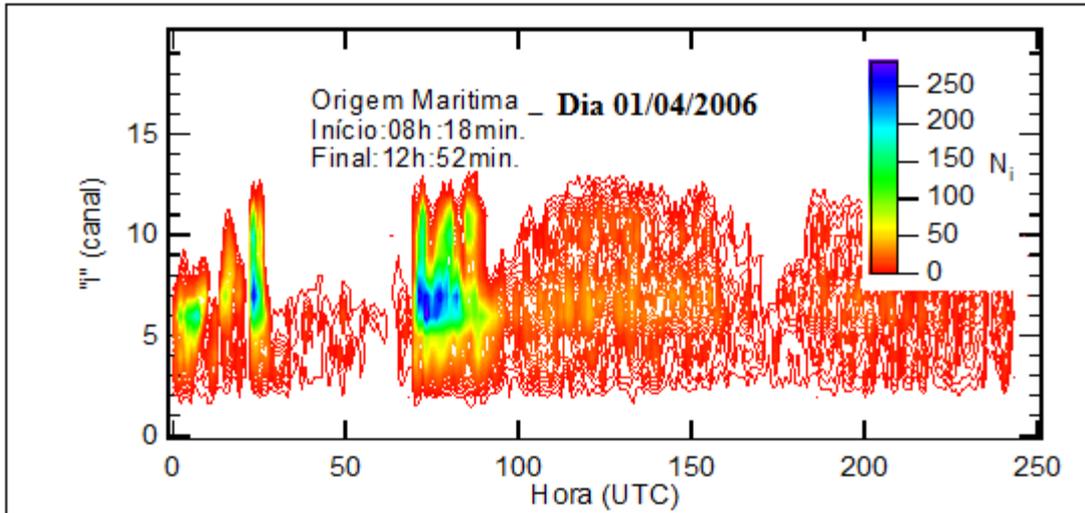


(b)

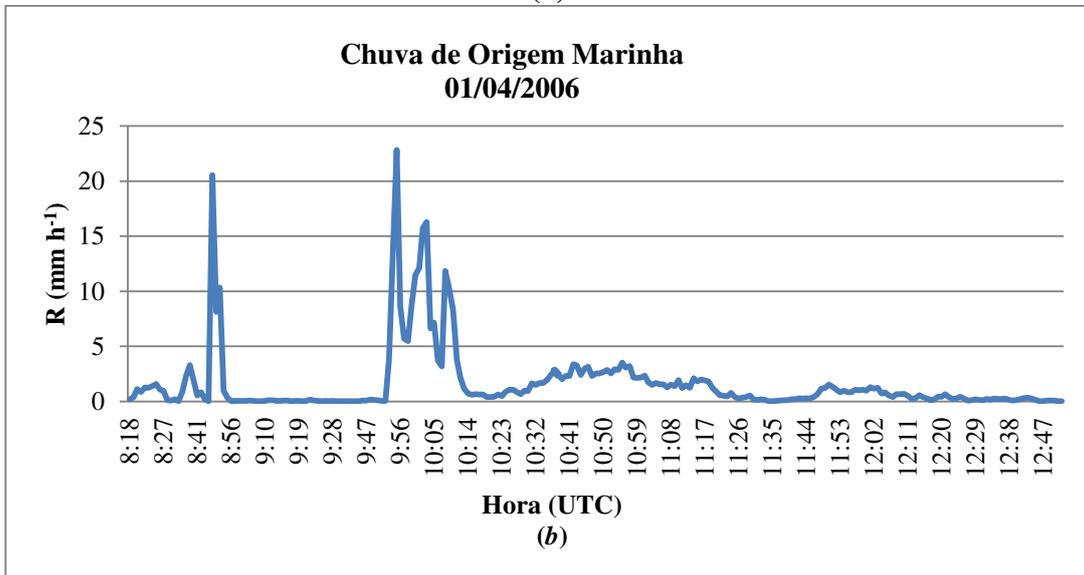


(c)

Figura 4.6 - Chuva de origem marinha no dia 01/04/2006. (a) início das primeiras células de chuva. (b) intensificação e deslocamento para região do Agreste. (c) desintensificação da chuva atingindo a região do Sertão. Fonte: SIRMAL.



(a)



(b)



(c)

Figura 4.7 - Distribuição de gotas de chuva (a), taxa de chuva (b) e refletividade da chuva (c) de origem marinha do dia 01/04/2006. Fonte: Disdrômetro (Abril/2006 em Passo do Camaragibe-AL).

Esses núcleos de gotas estão associados às maiores intensidades com 22,8, 20,08 e 16,7 mm h⁻¹, Figura 4.7 (b). A refletividade de máxima da chuva foram 39,9, 38,9 e 38,2 dBZ, Figura 4.7 (c).

4.3 - Função Densidade de Probabilidade - FDP

A Tabela 4.1 mostra um resumo estatístico evidenciado que as medidas de tendência central para chuvas de origem marinha são maiores do que os de origem continental. Os valores médios da taxa de chuva de origem continental e marinha durante o período de 2003 a 2006 foram 4,6mm e 3,2mm, respectivamente. Isso mostra, a priori, que essa média representa o valor provável de ocorrer chuva com essa intensidade para cada diferente tipo de chuva. No entanto, devido às elevadas dispersões, mostradas através dos desvios-padrões e das variâncias indicam o quanto os seus valores se encontram distante da média esperada. Com a média oscilando para mais ou para menos, esses resultados indicam desvios no valor esperado da chuva média.

Tabela 4.1 - Resumo estatístico das chuvas para os subconjuntos: chuvas de origem marinhas e continentais. Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).

Parâmetro Estatístico	Continental	Marinha
Média (m_R) mmh ⁻¹	4,6	3,2
Mediana (\tilde{R}) mm h ⁻¹	0,673	1,663
Moda (M_o) mm h ⁻¹	0,14	0,03
Desvio padrão (σ) mm h ⁻¹	7,163	8,053
Variância (σ^2) mm h ⁻¹	64,8	51,3
Curtose	-0,77	-0,98
Assimetria (Fischer)	0,61	0,47
Amostra	1465	4166

Como a série disdrométrica contém um grande volume de dados de chuva por minuto, faz-se necessário a aplicação da função densidade de probabilidade tendo como propósito fornecer um resumo desses dados. Cada distribuição de frequência apresenta uma forma, que pode ser aproximada através da utilização de uma equação densidade de probabilidade com parâmetros obtidos da amostra em questão, nesse caso a taxa de chuva (R).

A Figura 4.8 mostra a função densidade de probabilidade (FDP) da taxa da chuva (R) para os dois subconjuntos de dados (marinho e continental). Os parâmetros estatísticos das curvas são mostrados na Tabela 4.1. Como observado em outras regiões para as distribuições de R (por exemplo, Atlas et al. (1990) e Sauvageot (1994)), a forma da FDP é perto de uma distribuição log-normal como mostrada pelos coeficientes de assimetria de Fisher e da curtose os quais são próximos de zero. A forma da curva marinha é mais regular do que a continental porque foi calculada com uma amostra maior. As duas curvas são ligeiramente platicúrticas e enviesadas, para a direita curva marinha e para esquerda curva continental. Entretanto, a diferença importante é que a taxa média da chuva do subconjunto marítimo ($4,6 \text{ mmh}^{-1}$) é 45% mais elevado do que o obtido para chuvas continentais ($3,2 \text{ mmh}^{-1}$).

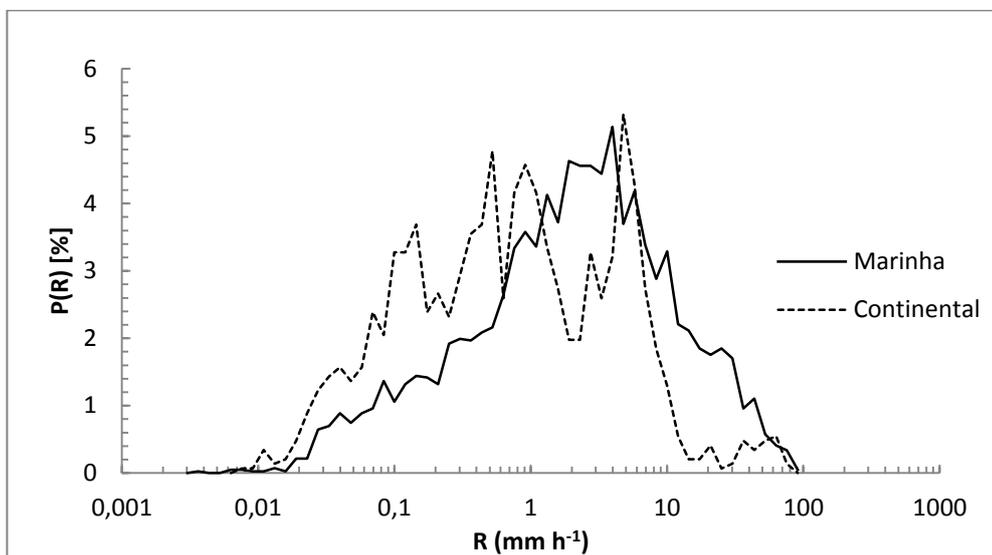


Figura 4.8 - Função Densidade de Probabilidade – FDP das chuvas de origem marinha e continental. Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).

Sauvageot (1994) encontrou que, na maioria de áreas continentais, o coeficiente da variação da distribuição da taxa da chuva, $C_R = \frac{\sigma_R}{m_R}$ onde σ_R e m_R são respectivamente o desvio padrão e a média de R , está perto de $\sqrt{5} (= 2,24)$, (ver também Nzeukou e Sauvageot, 2002). Em um trabalho similar, Short et al. (1993) encontraram, para chuvas de monções observadas em áreas costeiras (Darwin, Austrália) com pluviômetros e no Atlântico tropical (Flórida), com radar, um $CV_R = 5/3 (= 1,67)$. Os valores encontrados para a área estudada neste trabalho, para os subconjuntos continentais e marinhos são 2,24 e 1,75, respectivamente, que são próximo desses encontrados para áreas litorâneas continentais e marinhas nas duas referências citadas.

4.4 – Parâmetros da Distribuição do Tamanho de Gotas de Chuva - DTG

A Tabela 4.2 apresenta, na sua primeira coluna, os parâmetros que caracterizam a distribuição de gotas de chuva, incluindo os parâmetros da distribuição exponencial (N_0 e λ). Nas duas primeiras linhas da Tabela encontram-se os tipos de origem de formação da chuva, estando subdivididos em duas classes: convectiva $>10 \text{ mm h}^{-1}$ e estratiforme $\leq 10 \text{ mm h}^{-1}$. De forma geral, fazendo uma análise de todos os parâmetros verifica-se que: os diâmetros máximos das gotas (D_{max}) são encontrados nas chuvas do tipo continental ou chuvas $>10 \text{ mm}$. As chuvas de origem marinha apresentam intensidade média (R) maior com $4,62 \text{ mm h}^{-1}$. Porém quando se analisa por classe verifica-se que as continentais-convectivas são as que apresentam maior taxa de chuva com ($33,58 \text{ mm h}^{-1}$). Entre as estratiformes, as do tipo marinhas são as que têm maior taxa de chuva com ($2,11 \text{ mm h}^{-1}$).

O conteúdo de água líquida (W_g) apresenta maior valor para chuva marinha, mas quando se analisa esse parâmetro em classes verifica-se que as chuvas convectivas apresentam maiores valores. Esses resultados estão diretamente vinculados ao número de gotas (N_0), i.e., para maiores números de gotas, maiores quantidades de água líquida. Os valores do W_g assim como dos outros parâmetros das DTGs estão diretamente justificados através da física de formação de nuvens, tais como temperatura da base da nuvem, quantidade de núcleos de condensação, tipo das nuvens, etc. Os valores da inclinação da distribuição da gota (λ) são maiores para chuva do tipo marinha, assim para chuvas $<10 \text{ mm h}^{-1}$.

Tabela 4.2 - Valores médios dos parâmetros da DTG e da distribuição exponencial para diferentes tipos de chuva. Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).

Parâmetros	Todos		Continental		Marinha	
	Continental	Marinha	Convectiva	Estratiforme	Convectiva	Estratiforme
$\overline{D_{max}}$ (mm)	1.81	1.62	2.6	1.78	2.28	1.52
\overline{R} (mm h ⁻¹)	2.72	4.62	33.58	1.59	21.9	2.11
$\overline{W_g}$ (gm ⁻³)	0.13	0.26	1.51	0.087	0.365	0.138
\overline{Z} (dB)	21.96	23.58	42.03	21.22	38.78	21.37
$\overline{N_0}$ (mm ⁻¹ m ⁻³)	5.49x10 ³	2.34x10 ⁴	2.19x10 ⁴	4.89x10 ³	3.34x10 ⁴	2.19x10 ⁴
$\overline{\lambda}$ (mm ⁻¹)	4.03	4.85	2.67	4.08	3.16	5.1

Com a finalidade de analisar com mais detalhe os parâmetros da distribuição de gotas das chuvas continentais e marinhas faz-se necessário dividir a taxa de chuva em 5 diferentes categorias de intensidade. A Tabela 4.3 mostra que a variação dos parâmetros da DTG para chuvas de origem continental ou marinha estão diretamente

relacionada com taxa de chuva, ou seja, quanto maior a intensidade da chuva maiores são os valores médios de (D_{max} , R , Wg , Z e N_0). No entanto λ (a inclinação da reta) tem um comportamento inverso.

Tabela 4.3 - Valores médios dos parâmetros da DTGs e distribuição exponencial em diferentes classes de precipitação e categorias. Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).

Categoria	Classe de R (mm h ⁻¹)	Continental						Marinha					
		\bar{D}_{max} mm	\bar{R} mm h ⁻¹	\overline{Wg} g/m ³	\bar{Z} dB	\bar{N}_0 mm ⁻¹ m ⁻³	$\bar{\lambda}$ mm ⁻¹	\bar{D}_{max} mm	\bar{R} mm h	\overline{Wg} g/m ³	\bar{Z} dB	\bar{N}_0 mm ⁻¹ m ⁻³	$\bar{\lambda}$ mm ⁻¹
Leve	R < 10	1,78	1,59	0,08	21,2	4,89 x10 ³	4,08	1,54	1,70	1,10	20,4	1,37 x10 ⁴	4,90
Moderada	10 < R ≤ 20	2,40	14,0	0,69	37,9	1,65 x10 ⁴	2,93	2,33	14,0	0,72	37,4	2,57 x10 ⁴	3,13
Forte	20 < R ≤ 30	2,48	23,7	1,10	41,1	1,80 x10 ⁴	2,67	2,47	24,2	1,15	40,9	2,41 x10 ⁴	2,78
Muito forte	30 < R ≤ 40	2,74	32,8	1,49	43,0	2,11 x10 ⁴	2,57	2,58	34,3	1,56	43,1	2,34 x10 ⁴	2,59
Extrema	R > 40	2,61	45,2	2,01	44,6	2,57 x10 ⁴	2,50	2,77	44,1	1,93	44,6	2,40 x10 ⁴	2,44

Para entender melhor ainda as diferenças do número de gotas e a forma das DTGs marinha e continental, DTGs individuais (intervalo de um minuto) foram ajustados outra forma analítica com três (3) parâmetros. DTGs tropicais são geralmente ajustadas usando-se a distribuição Gama Modificada (e.g. Ulbrich, 1983) ou lognormal (e.g. Sauvageot e Lacaux, 1995). As duas formas ajustam-se muito bem a DTG. Como descrita anteriormente na metodologia à forma log-normal foi escolhida para este trabalho, por que os parâmetros de ajuste são independentes, essa condição não se aplica com o Gama Modificada. Essa distribuição assume que os logaritmos neperiano das variáveis aleatórias são normalmente distribuídos. Segundo Sauvageot e Lacaux (1995), a distribuição log-normal apresenta três parâmetros σ , N_t e D_g (Tabela 4.4).

Tabela 4.4 - Parâmetros da distribuição log-normal para chuvas marinhas e continentais: N_t , D_g e σ . são, respectivamente o número total de gotas, o diâmetro de gotas esférico geométrico médio, e o desvio geométrico padrão de D . Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).

Categoria	Classe de R (mm h ⁻¹)	Marinha			Continental		
		N_t (m ⁻³)	D_g (mm)	σ	N_t (m ⁻³)	D_g (m)	σ
Leve	R < 10	578,93	1,02	1,27	358,19	1,13	1,37
Moderada	10 < R ≤ 20	892,22	1,39	1,48	783,60	1,26	1,46
Forte	20 < R ≤ 30	951,05	1,40	1,60	896,80	1,41	1,56
Muito forte	30 < R ≤ 40	1008,10	1,57	1,69	1018,17	1,45	1,60
Extrema	R > 40	889,37	1,92	1,33	1156,34	1,68	1,45

A Figura 4.9 mostra que, como esperado, para todo o conjunto de chuvas marinha ou continental a população de gotas diminui à medida que o diâmetro aumenta. As

chuvas de origem marinha são as que apresentam a maior quantidade de gotas com diâmetros pequenos sem comparação com as continentais.

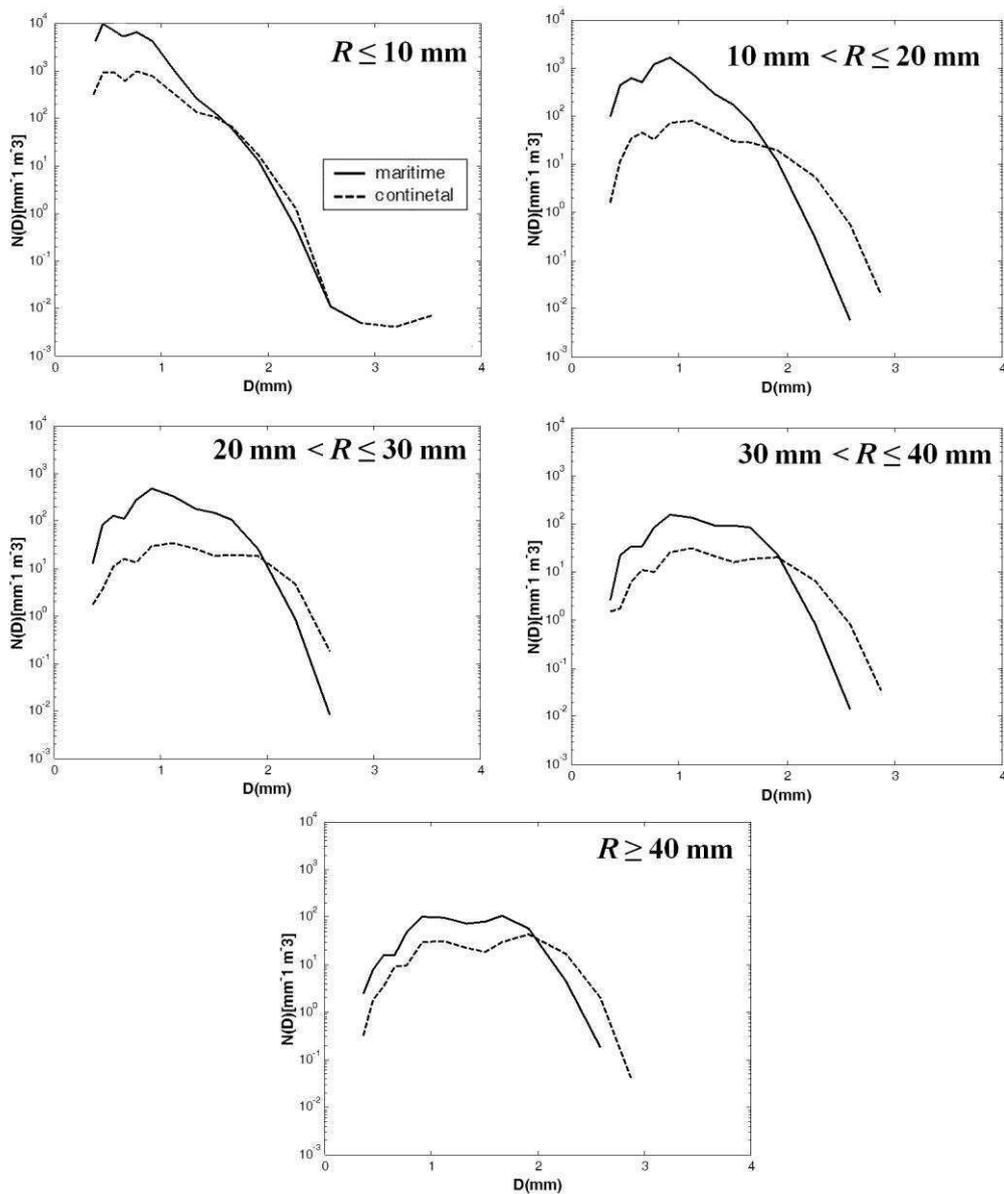


Figura 4.9 - Distribuição de tamanho de gotas de chuva de acordo com a origem (marinha ou continental) e classes de R . Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).

Os resultados dos ajustes mostrados na Tabela 4.4 confirmam e ampliam o que aparece na Figura 4.9. Para as taxas de chuva abaixo de 10 mm h^{-1} , que é a maioria dos valores de R observados na área estudada, o número de gotas de chuvas de origem marinha é duas vezes maior do que o obtido para as chuvas com origem no continente. O tamanho médio da gota (D_g) e o desvio padrão σ das DTGs é menor para o conjunto

de chuvas marinhas do que para o conjunto das chuvas continentais (aproximadamente 11% para o D_g e por 8% para o σ). Entretanto, é observado que as diferenças entre os parâmetros das DTGs se reduzem à medida que a taxa de chuva (R) aumenta acima de aproximadamente 10 mm h^{-1} (Figura 4.9 e Tabela 4.4).

Para enfatizar a diferença do número de gotas a Figura 4.10 mostra a relação de N_t (número total de gotas) e taxa de precipitação R de acordo com sua origem. Pode facilmente ser visto que a precipitação do tipo marinha apresenta valores mais elevados de N_t , quando comparado com a precipitação continental para intensidades menores que 40 mm h^{-1} . Para enfatizar a diferença a Figura 4.10 mostra N_t para continental ou marinha em função da taxa de chuva R .

As Figuras 4.10 (a) e 4.10 (b) mostram que os pontos de dados para o DTGs individuais e curvas ajustadas (separada para os dois subconjuntos para melhor visualização dos pontos). As duas curvas ajustadas são mostradas na Figura 4.10 (c) para a comparação. Para o subconjunto continental, a curva ajusta os pontos para todos os valores observados de R entre 10 e 100 mm h^{-1} . Para o subconjunto marinho, nota-se que a nuvem de pontos para valores altos de R dobra-se para baixo, justificando o número maior de N_t para o subconjunto continental com valores altos de R .

As equações das curvas ajustadas para o conjunto de dados na Figura 4.10 são:

$$N_t(R) = 13 \times 10^3 R^{0.35} \quad (21)$$

Com $r = 0,90$ para chuvas marinhas, e

$$N_t(R) = 3.40 \times 10^3 R^{0.43} \quad (22)$$

Com $r = 0.93$ para chuvas continentais. r é o coeficiente de correlação, N_t em m^{-3} e R em mm h^{-1} .

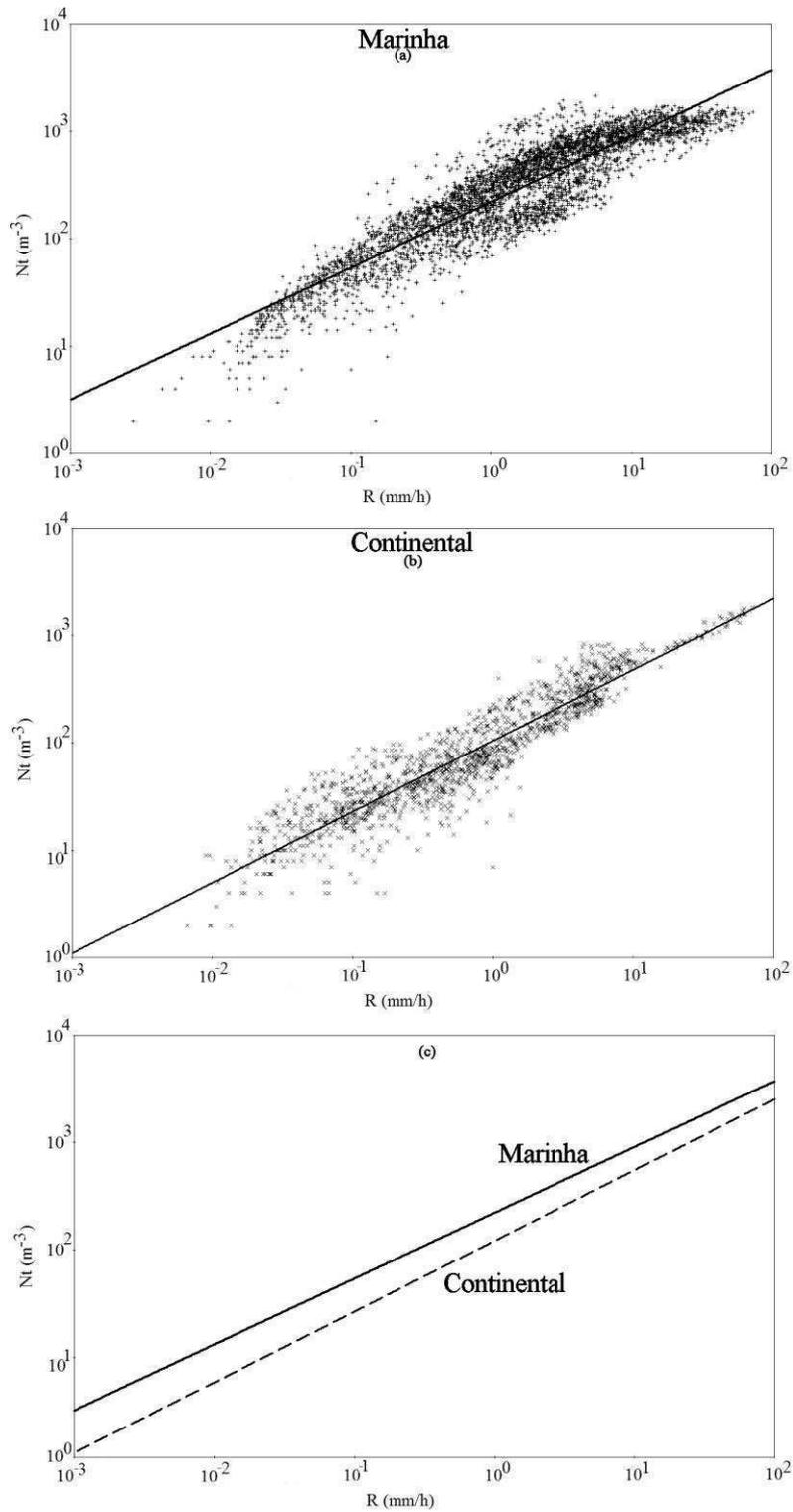
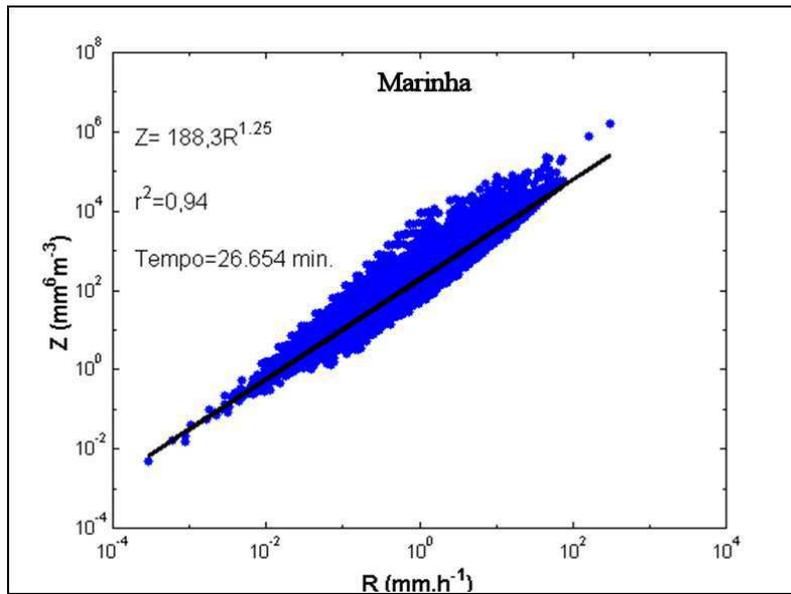


Figura 4.10 - Nuvem de pontos e curvas ajustadas para o Nt , em função de R para os subconjuntos de dados continentais e marinhos (a) Subconjunto marítimo; (b) subconjunto continental (c) as duas curvas juntos. Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).

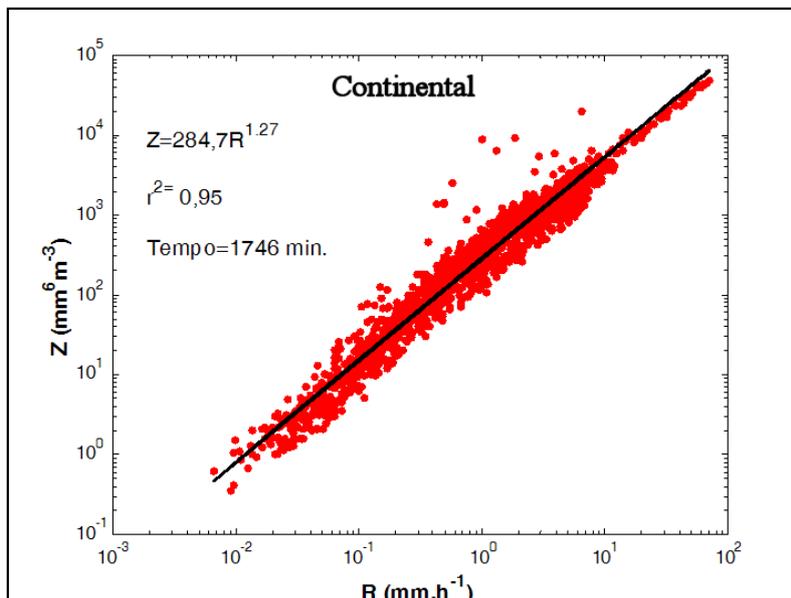
É evidente uma correspondência quantitativa, “paralelismo”, entre os dois universos, que leva a ter a mesma resposta em termos de taxa de precipitação para o número de gotas diferentes, isto é, para obter um mesmo valor de R marinha, é necessária uma maior quantidade de gotas em comparação com uma chuva continentais. Na estimativa de chuva por radar, isso implica no sinal de retorno da chuva continental ou marinha. O sinal de retorno do radar depende do número de concentração de gotas, logo se o número de gotas é diferente para os dois tipos de chuva, então teremos sinais diferentes para uma mesma taxa de chuva. Então, se uma mesma quantidade de gotas pode produzir chuvas com R menores ou maiores em função de sua origem, fatalmente isso deve ser considerado quando utilizar a relação $Z-R$, como veremos a seguir.

4.5 – Relação $Z-R$

Como vimos a DTG tem diferentes características nos diversos sistemas de precipitação sobre uma mesma região. O entendimento das DTGs não se resume somente em ajudar a entender os processos de microfísica dos diferentes sistemas de precipitação, mas tem influência nos parâmetros das observações com radar principalmente na relação $Z-R$ usada na conversão da refletividade do radar em taxa de chuva. Com o propósito de estabelecer uma equação geral para a relação $Z-R$ com chuvas que se formam sobre o continente e às vindas do Oceano no NEB, sem distinguir a classe de taxa de chuva ($R > 0$), todo o período de estudo foi considerado (Moraes, 2003). Foram calculados os coeficientes a e b da relação $Z = a R^b$ para os dois tipos de chuva foram obtidos através de regressão linear (ver Capítulo III). Os resultados foram os seguintes: a Figura 4.11(a) apresenta as relações $Z-R$ para chuva do tipo marinha, com 26.654 minutos de DTGs e 4.11(b) continental, com 1.746 minutos de DTGs.



(a)



(b)

Figura 4.11 - Relação Z-R para chuva do tipo marinha (a) e continental (b).
 Fonte: Dados Disdrômetro (2003 a 2006).

Considerando não somente as origens de formação da chuva, como também subdividido em dois tipos: chuva convectiva ($R > 10 \text{ mmh}^{-1}$) e chuva estratiforme ($R \leq 10 \text{ mmh}^{-1}$) foram calculadas relações Z-R específicas. A Tabela 4.5 mostra todas as relações obtidas e uma relação geral em uso no SIRMAL determinada por Moraes (2003).

Tabela 4.5 – Relações Z - R para o Leste do Nordeste do Brasil.

Tipo de chuva R (mmh⁻¹)	Relação Z-R	Coefficiente de correlação (r)
ZR Geral (Moraes, 2003)	$Z=176,5R^{1,29}$	0,98
Marinha ($R > 0$)	$Z=188,3R^{1,25}$	0,97
Continental ($R > 0$)	$Z=284,7R^{1,27}$	0,97
Estratiforme marinha ($R \leq 10$)	$Z=181,7R^{1,23}$	0,96
Convectiva marinha ($R > 10$)	$Z=119,0R^{1,45}$	0,90
Estratiforme continental ($R \leq 10$)	$Z=281,5R^{1,27}$	0,97
Convectiva continental ($R > 10$)	$Z=212,2R^{1,29}$	0,98

4.6 - Previsão de Vazão (PREV_va)

O programa de previsão de vazão PREV_va, como descrito no Capítulo III item 3.9, determina a altura (H) da lâmina d'água acumulada em milímetros considerando toda a área da Bacia Hidrográfica. Este programa permite o uso de diferentes relações Z - R , portanto, ele foi utilizado aplicando a relação ZR geral ($Z=176,5 R^{1,29}$ por Moraes, 2003) e as relações Z - R para chuva de origem continental e marinha ($Z= 284,7R^{1,27}$) e ($Z = 188,3 R^{1,25}$) respectivamente. Foram avaliadas as correlações entre a vazão $Q_{\text{def.24h}}[Q$ (m³/s) com defasagem de 24h] e H (mm), e efetuados testes indicativos qualitativos de vazão em diferentes meses, considerando um intervalo de tempo entre imagens de 15 min. para alguns meses de 2004 (devido a alta disponibilidade de imagens), e imagens horárias para outros meses, com tempo de influência de 15 min. no cálculo de H para cada imagem, conforme o algoritmo do programa.

4.6.1 - Janeiro/2004

As chuvas intensas que ocorreram em toda a região de Alagoas e Pernambuco foram principalmente devido ao posicionamento do Vórtice Ciclônico em Altos Níveis - VCAN. Em localidades como Santana do Mundaú - AL, município incluso na região do Médio Mundaú, o total mensal de precipitação atingiu 361,8mm (Agência Nacional de Águas - ANA). Na fazenda Boa Fortuna, foz da Bacia Hidrográfica, o acumulado mensal de precipitação chegou a 161,7 mm (ANA). Já em Engenho Alegre-PE, na região do Alto Mundaú, o acumulado mensal foi abaixo de 130 mm, Figura 4.12.

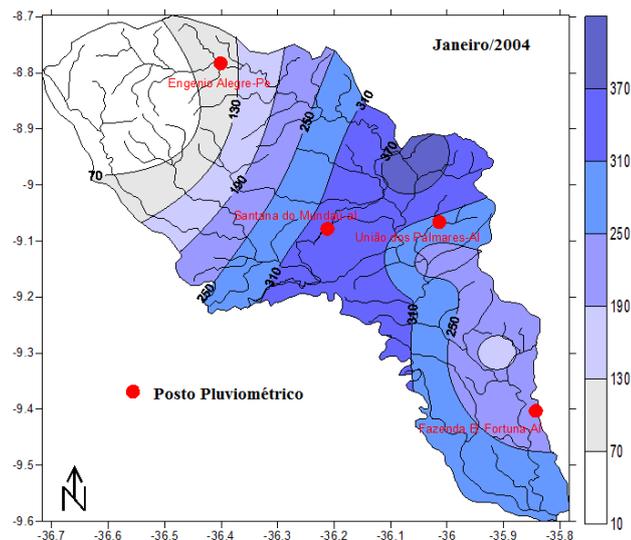


Figura 4.12 – Distribuição espacial da Pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de janeiro/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.

Esse mês, marcado por elevados índices pluviométricos, foi também caracterizado por uma vazão média de $49,4\text{m}^3/\text{s}$, apresentando vazão máxima, no dia 15/01/2004, de $245,7\text{ m}^3/\text{s}$ (Posto Fluviométrico da Fazenda Boa Fortuna - ANA).

As chuvas que atingiram a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú nesse mês tiveram suas origens no continente e no oceano. Foram 13 dias consecutivos de chuva de origem continental, nos demais dias as chuvas foram de origem marinha. Analisando de forma geral o Quadro 4.1 conclui-se que os indicativos na variação das condições de vazão baseada nas variações de H acompanham a vazão. Exceto nos dias 6, 7 e 12 onde foram observados aumento em H , mas pouca ou nenhuma variação em $Q_{\text{def.24h}}$.

As imagens de radar (PPI) mostraram que fortes chuvas atingiram a bacia durante esses dias. No dia 6/01, o posto pluviométrico da usina Uruba em Atalaia - AL registrou acumulado diário de 37,8 mm (SEMARH); no dia 07/01, na área da usina Serra Grande em São José da Laje - AL, os acumulado diário foi de 17,2 mm (SEMARH) e no dia 12/01, em União dos Palmares - AL foi registrado 38,6 mm (SEMARH), confirmando as informações verificadas nas imagens de radar-PPI.

O dia 16/01 também não mostrou bons resultados. O valor de H não variou conforme $Q_{\text{def.24h}}$. Nesse caso as imagens de radar (PPI) mostram chuvas isoladas na área da Bacia, não justificando o valor alto da vazão. Nesse dia, em Murici – AL chuva acumulada foi de 2,7 mm (SEMARH) e em São José da Laje - AL não houve chuva (SEMARH). Como indicativo qualitativo, o programa indicou condições de baixa, média e alta na variação da vazão, conforme mostra o Quadro 4.1.

Quadro 4.1- Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes Z-R, em janeiro/2004.

Dia	ORIGEM	$Q_{\text{def.24h}}$ (m ³ /s)	H (mm) (Z-R marinha ou continental)	Condições de Vazão	H (mm) Z-R (geral)	Condições de Vazão
1	Marinha	5,48	0,36	Baixa	0,29	Baixa
2	Marinha	5,68	0,26	Baixa	0,29	Baixa
3	Marinha	4,89	0,27	Baixa	0,31	Baixa
4	Marinha	4,89	0,27	Baixa	0,31	Baixa
5	Marinha	4,32	0,28	Baixa	0,31	Baixa
6	Marinha	4,32	1,68	Alta	0,83	Alta
7	Marinha	4,89	1,52	Alta	0,76	Alta
8	Marinha	5,68	0,42	Baixa	0,31	Baixa
9	Marinha	5,68	0,45	Baixa	0,34	Baixa
10	Marinha	5,68	0,26	Baixa	0,30	Baixa
11	Continental	5,28	0,87	Baixa	0,39	Baixa
12	Continental	5,28	6,01	Alta	2,42	Alta
13	Continental	20,75	3,07	Alta	1,04	Média
14	Continental	245,7	9,51	Alta	2,55	Alta
15	Continental	167,14	5,99	Alta	1,50	Alta
16	Continental	72,16	0,52	Média	0,39	Baixa
17	Continental	36,54	1,42	Média	0,54	Média
18	Continental	49,04	5,29	Alta	1,69	Alta
19	Continental	37,69	4,92	Alta	3,30	Alta
20	Continental	162,29	5,51	Alta	3,90	Alta
21	Continental	123,39	3,15	Alta	1,71	Alta
22	Continental	84,55	1,48	Média	0,69	Média
23	Continental	43,65	1,41	Média	0,68	Média
24	Marinha	42,03	1,79	Alta	0,95	Média
25	Marinha	35,39	1,40	Média	0,76	Média
26	Marinha	30,22	1,77	Alta	0,90	Média
27	Marinha/continental	69,29	3,39	Alta	1,27	Média
28	Marinha/continental	74,1	3,46	Alta	1,80	Alta
29	Marinha/continental	68,34	2,34	Alta	1,14	Média
30	Marinha/continental	102,97	2,80	Alta	1,28	Média
31	Marinha/continental	-----	2,58	Alta	1,43	Média

Usando o programa PREV_va para determinação da altura da lâmina d'água aplicado as 3 diferentes relações Z-R (Figura 4.13), nota-se que quando se utiliza as Z-Rs específicas (em função da origem de chuva) o coeficiente correlação linear r melhora em 23,3% quando comparado com o resultado obtido com a ZR geral, passando de 0,60 para 0,74. Isso indica que a correlação entre $Q_{\text{def.24h}}$ versus H passa de uma correlação moderada para uma forte correlação.

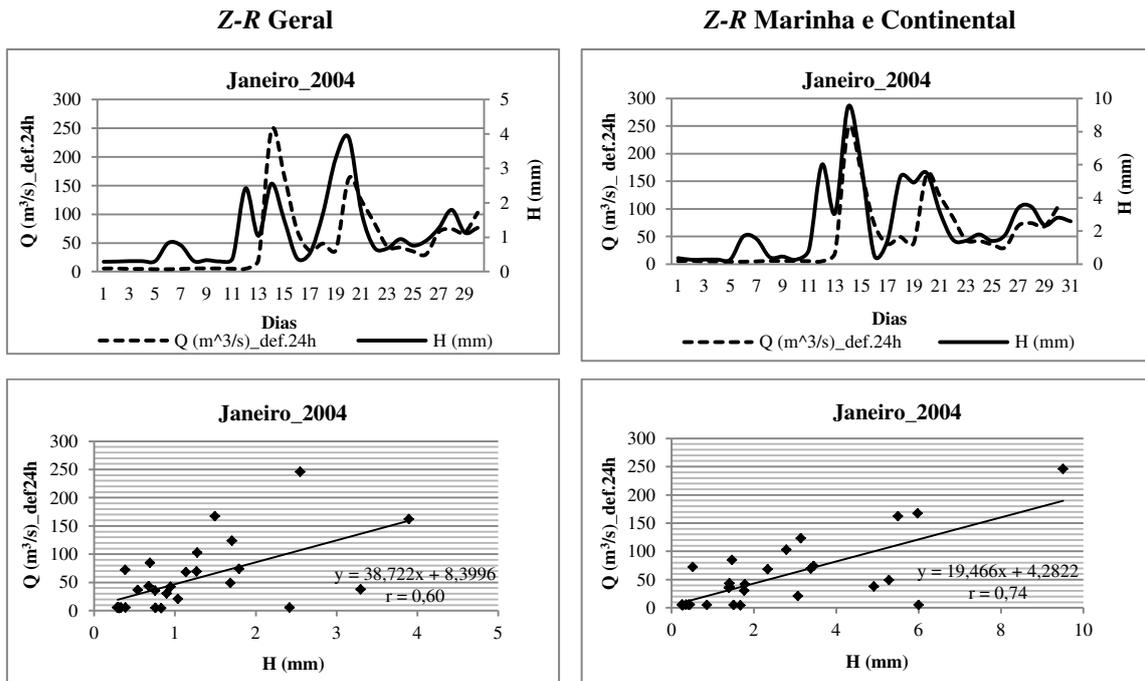


Figura 4.13 – Comparação do uso de diferentes relações $Z-R$, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{def.24h}(m^3/s)$ para janeiro de 2004.

4.6.2 - Fevereiro/2004

Os VCANs ainda permaneceram próximos do leste do Nordeste em fevereiro de 2004. Esse sistema, associado ao forte calor e a umidade vinda do Oceano Atlântico, foram os fatores responsáveis pelas fortes chuvas que ocorrerem em Alagoas.

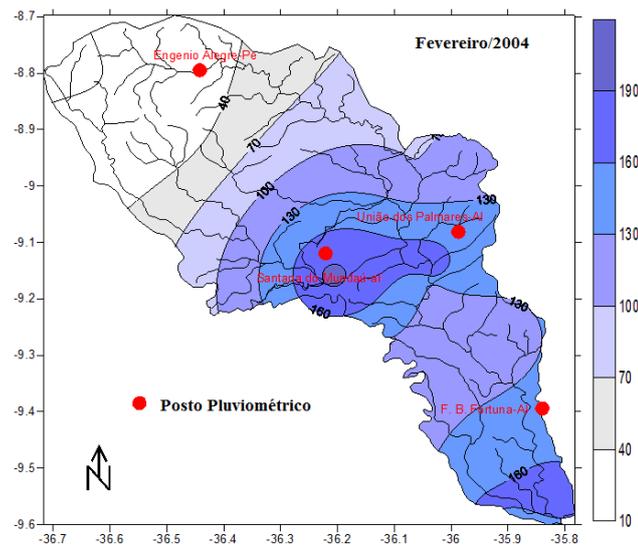


Figura 4.14 – Distribuição espacial da pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de fevereiro/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.

A Figura 4.14 mostra a distribuição de chuva na BHM e pode-se observar que os maiores volumes de chuva ficaram concentrados no Baixo e Médio Mundaú. Na Fazenda Boa Fortuna o registrado foi de mensal foi de 213,4 mm (ANA), sendo que em um único dia (02/02) o acumulado diário chegou a 63,4 mm (ANA).

Quadro 4.2- Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes Z-R, em fevereiro de 2004.

Dia	Origem da chuva	$Q_{def,24h}$ (m^3/s)	$H(mm)$ Z-R (marinha ou continental)	Condições de Vazão	$H(mm)$ Z-R (geral)	Condições de Vazão
1	Convectiva	306,34	2,39	Alta	3,40	Alta
2	Convectiva	251,43	1,51	Alta	2,24	Alta
3	Convectiva	119,14	1,58	Alta	2,27	Alta
4	Convectiva	284,86	1,93	Alta	2,02	Alta
5	Convectiva	249,51	1,79	Alta	2,59	Alta
6	Convectiva	186,28	0,82	Média	1,21	Média
7	Convectiva	87,10	0,66	Média	0,97	Média
8	Marinha	73,61	0,33	Baixa	0,37	Baixa
9	Marinha	45,70	0,39	Baixa	0,43	Baixa
10	Continental	35,77	0,22	Baixa	0,33	Baixa
11	Marinha	29,51	0,41	Baixa	0,45	Baixa
12	Marinha	26,02	0,61	Média	0,67	Média
13	Marinha	24,33	0,41	Baixa	0,45	Baixa
14	Marinha	23,00	0,69	Média	0,73	Média
15	Continental	22,35	0,75	Média	1,10	Média
16	Continental	22,03	0,48	Média	1,71	Alta
17	Continental	20,43	0,20	Baixa	0,30	Baixa
18	Marinha	18,27	0,28	Baixa	0,31	Baixa
19	Marinha	16,78	0,29	Baixa	0,32	Baixa
20	Continental	15,90	0,52	Média	0,77	Média
21	Continental	15,90	0,39	Baixa	0,58	Média
22	Continental	14,20	0,32	Baixa	0,47	Média
23	Continental	13,92	0,29	Baixa	0,44	Baixa
24	Continental	12,83	0,61	Média	0,89	Média
25	Marinha	12,83	0,54	Média	0,59	Média
26	Marinha	12,03	0,42	Baixa	0,47	Baixa
27	Continental	12,83	0,49	Média	0,71	Média
28	Continental	12,56	0,56	Média	0,83	Média
29	Continental	-----	0,35	Baixa	0,52	Média

Os valores de vazões continuam refletindo a ocorrência de chuva forte sobre a Bacia Hidrográfica do Mundaú. Na Fazenda Boa Fortuna a vazão mensal foi de 2167,27 m³/s (ANA), e, em um único dia (02/02) a vazão atingiu 306,34 m³/s (ANA).

As chuvas que atingiram a Bacia do Mundaú tiveram origem marinha e continental. Nota-se no Quadro 4.2 que nos primeiro sete dias as chuvas foram predominantemente de origem continental, e no decorrer do mês a origem se alternava com a marinha. Nos oitos primeiros dias a vazão passou de alta para média, acompanhado a oscilação da precipitação. Porém tiveram alguns dias em que a variação de H não acompanhou a variação de $Q_{\text{def.24h}}$. Isso pode ser justificado pelos valores altos de vazão que permaneceram até o meio do mês ainda como influência das fortes chuvas de janeiro.

A Figura 4.15 mostra a forte correlação entre $Q_{\text{def.24h}}$ versus H . Como no mês anterior, a correlação melhora quando se utiliza as relações $Z-R$ específicas para as chuvas marinhas e continentais, com r passando de 0,85 para 0,90.

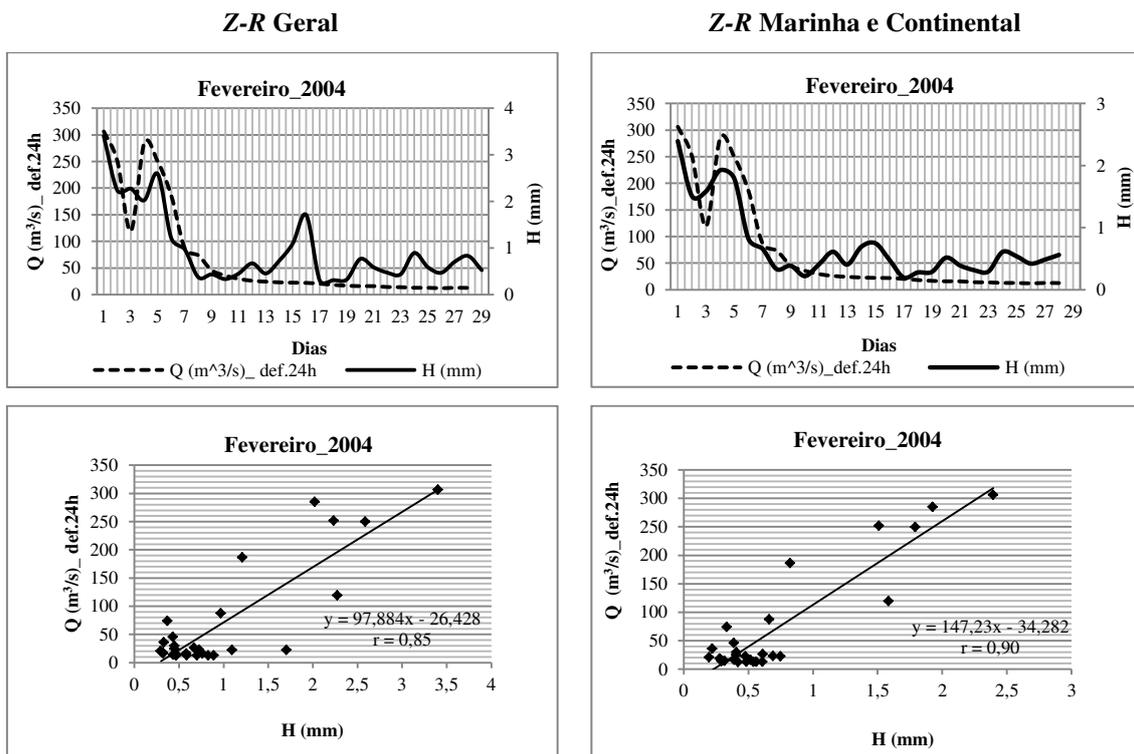


Figura 4.15—Comparação do uso de diferentes relações $Z-R$, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{\text{def.24h}}$ (m³/s) para fevereiro de 2004.

4.6.3 – Março/2004

As chuvas que ocorreram sobre a região de Alagoas e Pernambuco em março/2004 estavam associadas aos ventos úmidos vindo de Sudeste, ao posicionamento do VCANs e também ao Cavado de Altos Níveis-CAN posicionados no leste do Nordeste.

O mês de março/2004 não apresentou valores de precipitação tão expressivos como os meses anteriores. Entretanto, os dias 11 e 12/03 tiveram registros de chuva com intensidade significativa em algumas localidades como: em Santana do Mundaú - AL, que apresentou acumulado diário de até 86,80 mm (ANA) e na Fazenda Bom Fortuna - AL, com até 89,09 mm (ANA). Engenho Alegre-PE permanece com a região de menor valor pluviométrico, Figura 4.16.

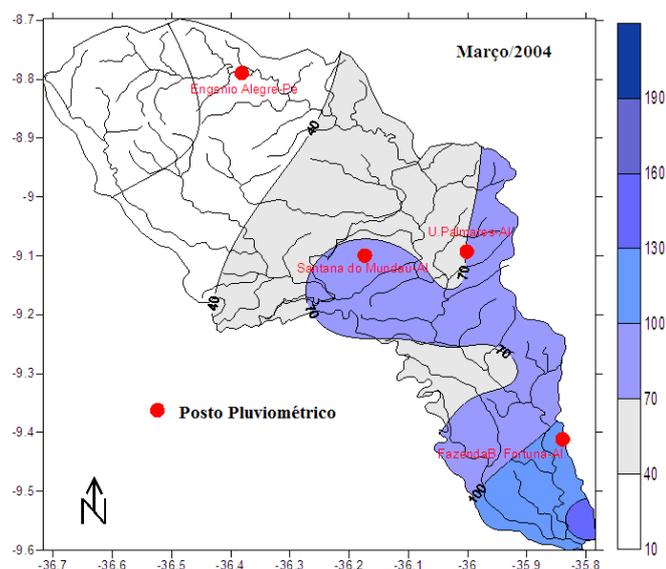


Figura 4.16 – Distribuição espacial da Pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de março/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.

As vazões foram de 131,62 m³/s(ANA) em Murici - AL, na fazenda Boa Fortuna-AL 75,07 m³/s(ANA) e em Santana do Mundaú- AL, 45,36 m³/s(ANA).

O Quadro 4.3 mostra que a vazão durante os cinco primeiros dias não apresentou variação, podendo sugerir erro de informação da ANA, porém os valores de H apresentam variação. As imagens de radar (PPI) para os mesmos dias confirmam a ocorrência de chuva em alguns pontos da Bacia. Mas, analisando de uma maneira geral os indicativos da variação da vazão acompanharam as variações de H versus $Q_{\text{def.24h}}$.

Quadro 4.3- Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes Z-R, em março de 2004.

Dia	Origem da chuva	$Q_{def.24h}$ (m ³ /s)	H (mm) Z-R (marinha ou continental)	Condições de Vazão	H (mm) Z-R (geral)	Condições de Vazão
1	Marinha	11,25	0,55	Média	0,61	Média
2	Marinha	11,25	0,39	Baixa	0,44	Média
3	Marinha	11,25	1,23	Média	1,25	Média
4	Marinha	11,25	0,46	Baixa	0,54	Média
5	Marinha	11,25	1,74	Alta	1,78	Alta
6	Marinha	12,03	1,22	Média	1,26	Média
7	Marinha	15,90	1,55	Alta	1,66	Alta
8	Marinha	21,07	1,47	Alta	1,51	Alta
9	Marinha	16,78	0,52	Média	0,56	Média
10	Marinha	24,66	1,65	Alta	1,76	Alta
11	Continental	33,14	3,23	Alta	3,17	Alta
12	Continental	52,90	3,05	Alta	4,33	Alta
13	Marinha	63,66	3,46	Alta	0,51	Média
14	Marinha	29,86	0,33	Baixa	0,37	Baixa
15	Marinha	21,71	0,33	Baixa	0,38	Baixa
16	Marinha	17,97	1,60	Alta	1,63	Alta
17	Marinha	16,78	0,32	Baixa	0,36	Baixa
18	Marinha	14,48	0,34	Baixa	0,38	Baixa
19	Marinha	13,10	0,26	Baixa	0,30	Baixa
20	Marinha	11,51	0,33	Baixa	0,37	Baixa
21	Marinha	10,99	0,31	Baixa	0,34	Baixa
22	Marinha	10,49	0,47	Baixa	0,52	Média
23	Marinha	10,49	0,35	Baixa	0,39	Baixa
24	Marinha	10,24	0,46	Baixa	0,51	Média
25	Marinha	10,24	0,54	Média	0,57	Média
26	Marinha	9,74	0,56	Média	0,61	Média
27	Marinha	9,25	0,36	Baixa	0,40	Baixa
28	Marinha	9,02	0,26	Baixa	0,28	Baixa
29	Marinha	8,78	0,45	Baixa	0,50	Média
30	Marinha	-----	0,30	Baixa	0,34	Baixa

Analisando a correlação entre H versus $Q_{def.24h}$, Figura 4.17 constatou-se novamente que quando se aplica as relações Z-R em função da origem da chuva a correlação melhora consideravelmente. Os valores r melhoram em 57%, passando de 0,51 para 0,80, isto é, a relação entre as variáveis passam de moderada para forte.

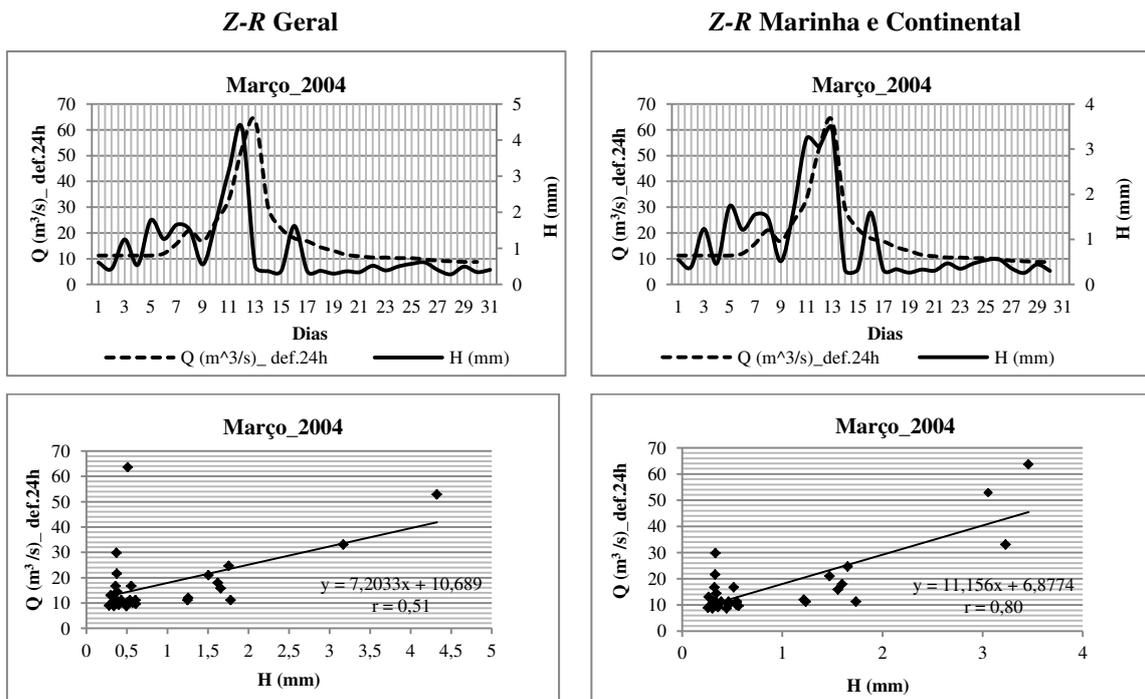


Figura 4.17 – Comparação do uso de diferentes relações Z-R, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{def.24h}$ (m³/s) para março de 2004.

4.6.4 – Abril/2004

Climatologicamente, a partir de abril, inicia-se a formação de aglomerados de nuvens atingindo à costa leste do Nordeste do Brasil. Estes aglomerados se formam sobre Oceano Atlântico e se deslocam de leste para oeste.

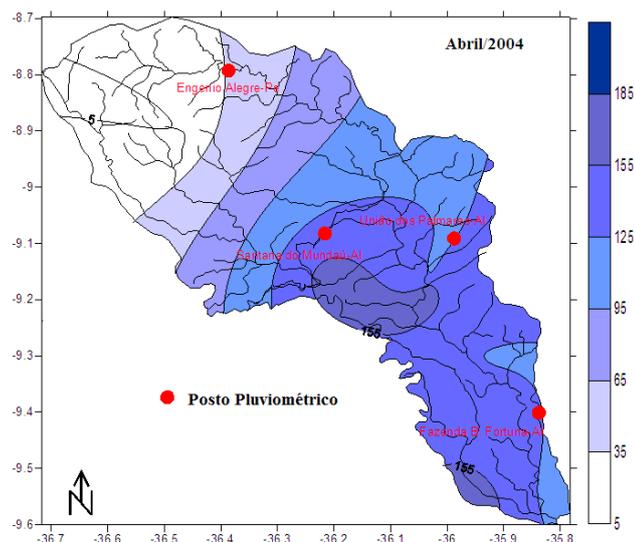


Figura 4.18 – Distribuição espacial da pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de abril/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.

A Figura 4.18 exibe a distribuição de chuva no mês de abril na área da Bacia Hidrográfica do Mundaú, em Santana do Mundaú – AL, o acumulado mensal foi de 168 mm(SEMARH) e na Fazenda Boa Fortuna com 175,8 mm. Já no Alto Mundaú, as chuvas ficaram abaixo dos 30 mm. A chegada de um sistema bem configurado atingindo os Estados de Alagoas e Pernambuco, no dia 13 e 14/04 registro em Santana do Mundaú – AL, o acumulado do dia 14/04 foi de 47,3 mm (SEMARH) e União dos Palmares - AL, com 80,5 mm (ANA).

Quadro 4.4- Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes Z-R, em Abril de 2004.

Dia	Origem da Chuva	$Q_{def.24h}$ (m ³ /s)	H(mm) Z-R (marinha ou continental)	Condições de Vazão	H(mm) Z-R (geral)	Condições de Vazão
1	Marinha	9,74	0,87	Média	0,91	Média
2	Marinha	9,99	0,55	Média	0,59	Média
3	Marinha	9,74	1,08	Média	1,14	Média
4	Marinha	10,24	0,74	Média	0,79	Média
5	Marinha	10,24	0,37	Baixa	0,41	Baixa
6	Marinha	10,24	0,52	Média	0,57	Média
7	Marinha	11,25	0,49	Média	0,54	Média
8	Marinha	12,29	0,70	Média	1,09	Média
9	Marinha	11,77	0,38	Baixa	0,42	Baixa
10	Marinha	10,99	0,72	Média	0,78	Média
11	Marinha	10,24	0,27	Baixa	0,30	Baixa
12	Marinha	10,74	0,12	Baixa	1,18	Média
13	Marinha	37,69	1,54	Alta	1,70	Alta
14	Marinha	65,05	1,98	Alta	1,99	Alta
15	Marinha	37,31	1,50	Alta	0,54	Média
16	Marinha	27,74	0,86	Média	0,95	Média
17	Marinha	28,44	0,53	Média	0,59	Média
18	Marinha	24,33	0,70	Média	0,76	Média
19	Marinha	19,19	0,36	Baixa	0,41	Baixa
20	Marinha	15,61	0,35	Baixa	0,38	Baixa
21	Marinha	13,10	0,56	Média	0,61	Média
22	Marinha	12,03	0,71	Média	0,76	Média
23	Marinha	12,03	0,74	Média	1,01	Média
24	Marinha	13,64	0,50	Média	0,53	Média
25	Marinha	13,92	0,66	Média	0,50	Média
26	Marinha	13,92	0,69	Média	0,74	Média
27	Marinha	14,20	0,37	Baixa	0,41	Baixa
28	Marinha	11,51	0,49	Média	0,52	Média
29	Marinha	11,25	0,47	Baixa	0,42	Baixa
30	Marinha	-----	0,86	Média	0,92	Média

Em Santana do Mundaú – AL, o acumulado do dia 14/04 foi de 47,3 mm (SEMARH) e União dos Palmares - AL, com 80,5 mm (ANA). As chuvas foram escassas em grande parte da Bacia Hidrográfica Mundaú, em Santana do Mundaú - AL, a média e a máxima da vazão no mês de abril foi de 2,22 m³/s (ANA) e 6,27 m³/s (ANA) respectivamente. Na foz (Fazenda Boa Fortuna – AL), a vazão média e máxima atingiu 16,91 m³/s (ANA) e 65,05 m³/s (ANA- dia15/04) respectivamente.

De modo geral a variação nas condições da vazão acompanhou a variação de H , Quadro 4.4, principalmente nos picos de vazão (dias 13,14 e 15/04) quando as condições pluviométricas estiveram altas.

A análise de H com $Q_{\text{def.24h}}$ apresentaram resultados satisfatórios (Figura 4.19) com coeficiente de correlação na ordem de 0,74, indicando forte correlação. Os mesmos efeitos dos meses anteriores foram observados, isto é, uma melhoria significativa do índice de correlação quando se compara os resultados do uso das relações $Z-R$ específicas com a $Z-R$ geral.

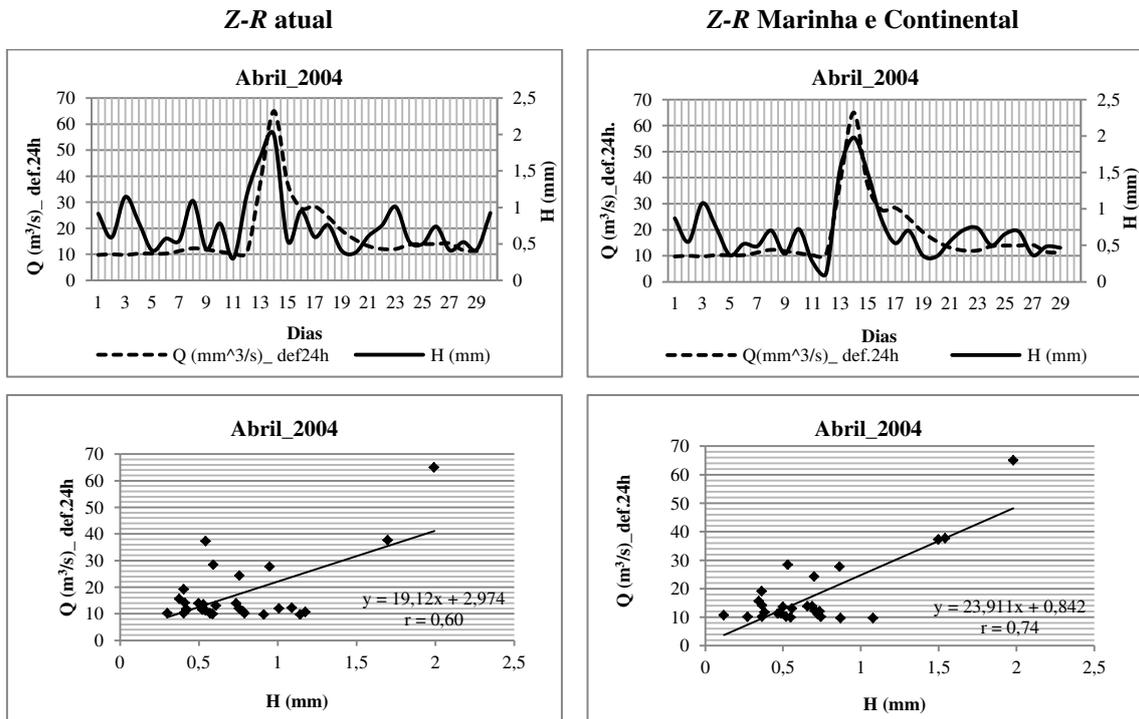


Figura 4.19 – Comparação do uso de diferentes relações $Z-R$, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{\text{def.24h}}$ (m³/s) para abril de 2004.

4.6.5 – Julho/2004

O mês de julho está inserido na quadra chuvosa da região leste do Nordeste do Brasil. Neste período as chuvas são exclusivamente de origem marinha e atingem principalmente a região litorânea e Zona da Mata da região. A formação de aglomerados convectivos vindos do Atlântico e o aumento da convergência de umidade através dos alísios de Sudeste são fatores responsáveis pela chuva que ocorreram nesta época, e em julho/2004 que não foi diferenciado, tanto em Alagoas quanto em Pernambuco.

A Figura 4.20 mostra que o maior volume de chuva ficou concentrado no Baixo Mundaú, na Fazenda B. Fortuna-AL(ANA), o acumulado mensal foi de 239,6 mm e em União dos Palmares-AL(ANA), com 305,1 mm. A vazão média mensal na Fazenda B. Fortuna-AL foi de 91,32 m³/s e em Engenho Alegre-PE 10,83 m³/s.

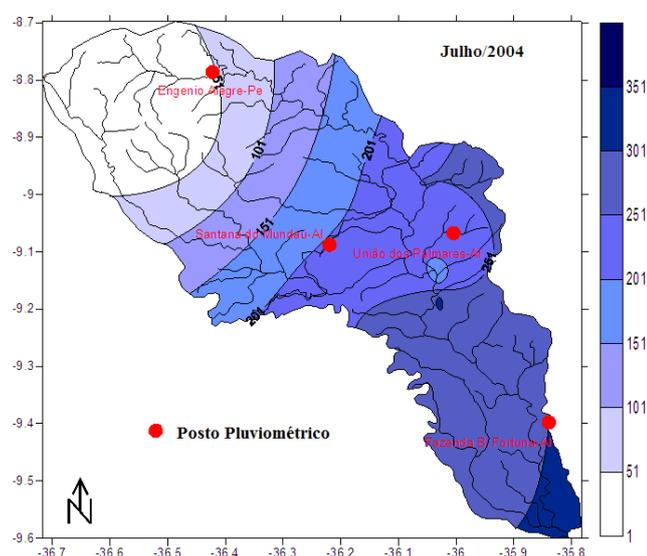


Figura 4.20 – Distribuição espacial da pluviosidade sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de julho/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.

A correlação entre a $Q_{def.24h}$ versus H , utilizando a relação ZR geral e marinha pouco apresentou diferença como veremos mais adiante. O que se conclui, através do Quadro 4.5 é que o programa PREV_va não respondeu bem aos valores de H . É importante salientar que o alto volume de $Q_{def.24h}$ reflete a vazão dos meses anteriores e a maiores volumes de chuva que ficaram concentrados na faixa litorânea. Para o programa, não houve chuva em grande parte da Bacia. Valores de vazão média e máxima em Santana do Mundaú - AL (Médio Mundaú) foram 16,31m³/s e 54,71 m³/s(ANA). Na foz do Mundaú a vazão média do mês foi de 91,32 m³/s(ANA) e máxima 313,63m³/s (ANA), indicando o baixo volume de vazão no Médio Mundaú e altos valores na foz da Bacia.

Quadro 4.5 - Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes Z-R, em julho de 2004.

Dia	Origem da chuva	$Q_{\text{def.24h}}$ (m ³ /s)	H (mm) Z-R (marinha ou continental)	Condições de Vazão	H (mm) Z-R (geral)	Condições de Vazão
1	Marinha	60,91	0,34	Baixa	0,38	Baixa
2	Marinha	58,20	0,32	Baixa	0,35	Baixa
3	Marinha	69,76	0,22	Baixa	0,24	Baixa
4	Marinha	77,53	0,26	Baixa	0,28	Baixa
5	Marinha	76,05	0,49	Média	0,53	Média
6	Marinha	91,77	0,66	Média	0,70	Média
7	Marinha	135,13	0,45	Baixa	0,50	Média
8	Marinha	163,10	1,48	Alta	1,58	Alta
9	Marinha	82,02	0,26	Baixa	0,30	Baixa
10	Marinha	63,66	0,28	Baixa	0,31	Baixa
11	Marinha	42,84	0,35	Baixa	0,39	Baixa
12	Marinha	44,87	0,30	Baixa	0,34	Baixa
13	Marinha	52,04	0,45	Baixa	0,50	Média
14	Marinha	60,45	0,59	Média	0,64	Média
15	Marinha	205,35	0,67	Média	0,73	Média
16	Marinha	263,04	0,58	Média	0,63	Média
17	Marinha	101,34	0,44	Baixa	0,48	Média
18	Marinha	82,02	0,46	Baixa	0,51	Média
19	Marinha	72,16	0,29	Baixa	0,32	Baixa
20	Marinha	48,62	0,27	Baixa	0,30	Baixa
21	Marinha	42,03	0,27	Baixa	0,31	Baixa
22	Marinha	41,23	0,50	Média	0,56	Média
23	Marinha	42,84	0,29	Baixa	0,33	Baixa
24	Marinha	60,45	0,74	Média	0,81	Média
25	Marinha	78,02	0,35	Baixa	0,39	Baixa
26	Marinha	119,71	0,42	Baixa	0,46	Média
27	Marinha	111,23	0,56	Média	0,63	Média
28	Marinha	84,04	0,35	Baixa	0,39	Baixa
29	Marinha	158,29	0,62	Média	0,69	Média
30	Marinha	166,33	0,85	Média	0,92	Média

Analisando a correlação entre H e $Q_{\text{def.24h}}$ (Figura 4.21) verificou-se que quando se aplica as relações Z-R geral e de origem marinha, os valores de r são 0,54 e 0,66 respectivamente, indicando uma correlação moderada quando usa a Z-R específica para chuva do tipo marinha.

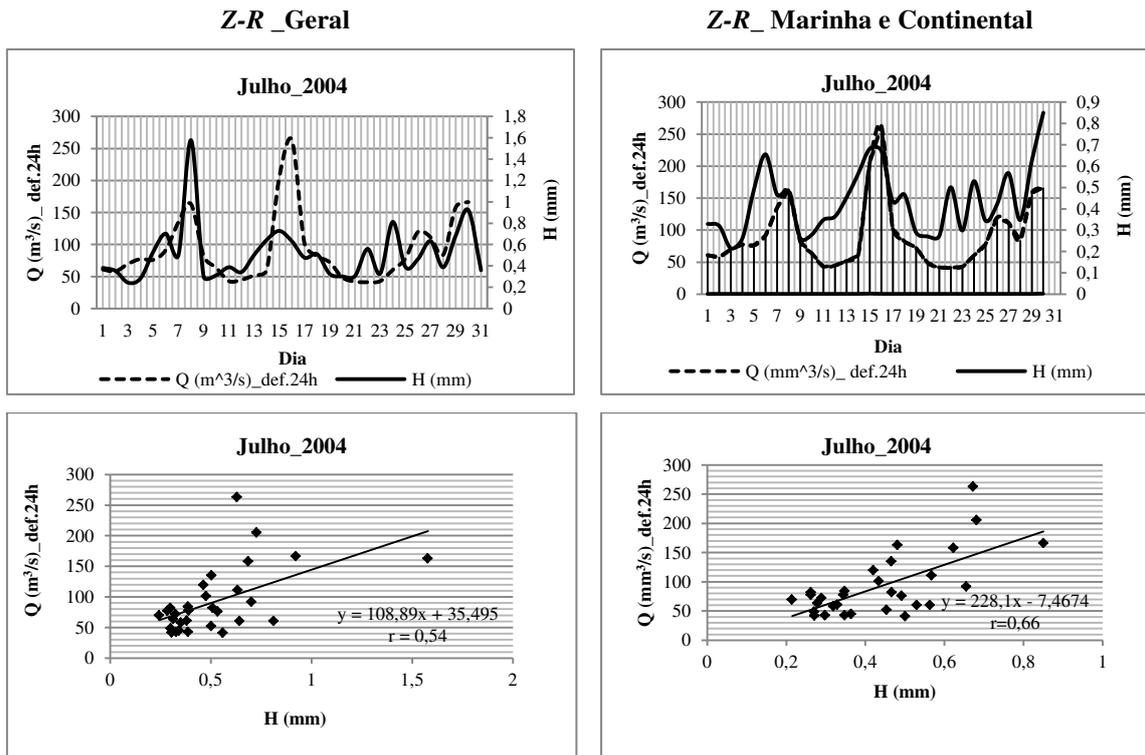


Figura 4.21 – Comparação do uso de diferentes relações *Z-R*, no ajuste entre a altura pluviométrica *H* (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{\text{def.24h}}$ (m^3/s) para julho de 2004.

4.6.6 – Agosto/2004

Os ventos alísios de sudeste e o efeito de brisa contribuíram para a formação de nebulosidade estratiforme no leste da Região Nordeste. Em Alagoas e Pernambuco, o mês de agosto ainda pertence à quadra chuvosa da região e as chuvas são de origem marinha ficando concentrada na faixa litorânea e na Zona da Mata.

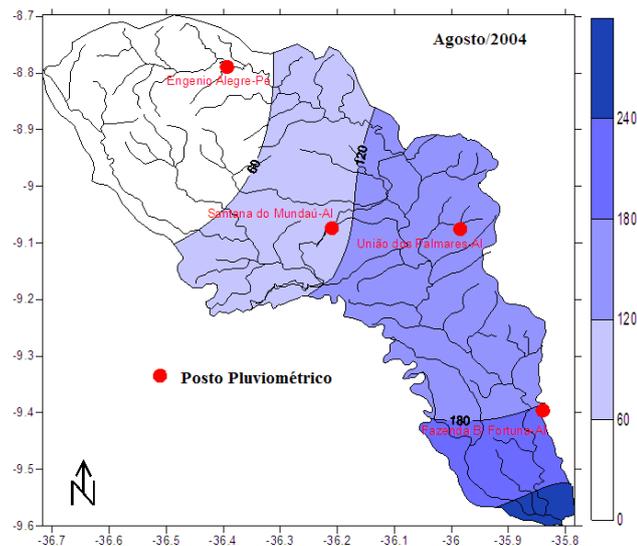


Figura 4.22 – Distribuição espacial da pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de agosto/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.

A Figura 4.22 mostra a distribuição mensal da chuva no mês de agosto, onde em localidades como Santana do Mundaú-AL o acumulado mensal foi 119,4 mm (ANA), em União dos Palmares-AL com 165,7 mm(ANA) e na Fazenda Boa fortuna 210,5 mm(ANA). Segunda a ANA não houve registro de chuva na região de Engenho Alegre-PE durante o mês de agosto.

Quadro 4.6 - Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes Z-R, em agosto de 2004.

Dia	Origem da chuva	Q _{def.24h} (m ³ /s)	H(mm) Z-R (marinha ou continental)	Condições de Vazão	H(mm) Z-R (geral)	Condições de Vazão
1	Marinha	159,88	0,54	Média	0,60	Média
2	Marinha	162,29	0,57	Média	0,62	Média
3	Marinha	113,47	0,26	Baixa	0,30	Baixa
4	Marinha	71,68	0,43	Baixa	0,48	Média
5	Marinha	59,55	0,44	Baixa	0,49	Média
6	Marinha	66,45	0,46	Baixa	0,94	Média
7	Marinha	101,88	0,45	Baixa	0,74	Média
8	Marinha	107,35	0,35	Baixa	0,40	Baixa
9	Marinha	72,16	0,40	Baixa	0,44	Baixa
10	Marinha	71,20	0,70	Média	0,76	Média
11	Marinha	112,35	0,68	Média	0,75	Média
12	Marinha	185,43	0,33	Baixa	0,37	Baixa
13	Marinha	91,25	0,39	Baixa	0,54	Média
14	Marinha	74,10	0,27	Baixa	0,30	Baixa
15	Marinha	65,99	0,48	Média	0,53	Média
16	Marinha	82,02	0,50	Média	0,56	Média
17	Marinha	116,29	0,59	Média	0,65	Média
18	Marinha	163,90	0,37	Baixa	0,41	Baixa
19	Marinha	104,60	0,28	Baixa	0,31	Baixa
20	Marinha	78,52	0,33	Baixa	0,36	Baixa
21	Marinha	65,05	0,38	Baixa	0,43	Baixa
22	Marinha	57,30	0,47	Baixa	0,51	Média
23	Marinha	69,29	0,31	Baixa	0,35	Baixa
24	Marinha	53,77	0,25	Baixa	0,28	Baixa
25	Marinha	47,78	0,24	Baixa	0,27	Baixa
26	Marinha	40,83	0,26	Baixa	0,29	Baixa
27	Marinha	37,31	0,31	Baixa	0,36	Baixa
28	Marinha	36,15	0,25	Baixa	0,28	Baixa
29	Marinha	34,64	0,28	Baixa	0,32	Baixa
30	Marinha	32,77	0,26	Baixa	0,29	Baixa
31	Marinha	31,67	0,27	Baixa	0,30	Baixa

A variação das condições da vazão durante o mês de agosto (Quadro 4.6) mostra que a situação apresentou comportamento semelhante ao mês anterior. A concentração de chuva na faixa litorânea e a pouca distribuição de chuva no Médio e Alto mundaú indicou volumes altos de vazão, porém o programa PREV_va indica condição média e baixa. É importante lembrar que o alto volume de $Q_{\text{def.24h}}$ reflete a vazão dos meses anteriores e os maiores volumes de chuva que ficaram concentrados na faixa litorânea. Para o programa, não houve chuva em grande parte da Bacia. Valores de vazão média e máxima em Santana do Mundaú - AL (Médio Mundaú) foram $14,53\text{m}^3/\text{s}$ e $48,24\text{m}^3/\text{s}$ (ANA). Na foz do Mundaú (Fazenda Boa Fortuna) a vazão média do mês foi de $82,80\text{m}^3/\text{s}$ (ANA) e máxima $203,58\text{m}^3/\text{s}$.

A altura H quando se aplica a Z-R geral apresentou valores bem próximos aos obtidos quando aplica a Z-R marinha, não alterando as condições de vazão (Quadro 4.6).

Os resultados foram satisfatórios indicando forte correlação para as duas Z-R. Forte correlação de 0,82 e 0,73 para Z-R marinha e geral respectivamente indicam que existe pouca dispersão entre a $Q_{\text{def.24h}}$ versus H para as chuvas de origem marinha nesta época do ano, Figura 4.23.

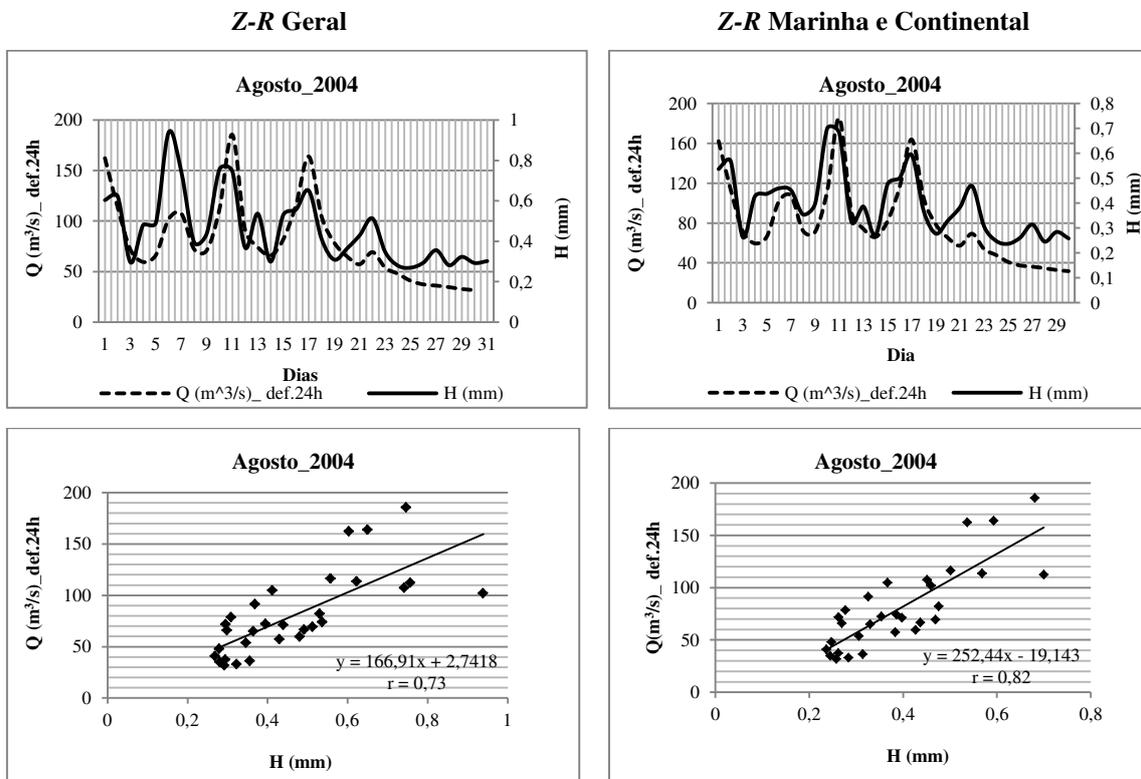


Figura 4.23 – Comparação do uso de diferentes relações Z-R, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{\text{def.24h}}$ (m^3/s) para agosto de 2004.

4.6.7 – Setembro/2004

No mês de setembro inicia o período seco do Estado de Alagoas e Pernambuco. A atuação do efeito de brisa, em alguns dias, proporcionou a ocorrência de chuvas no Litoral. A Figura 4.24 mostra a distribuição de chuva no mês de setembro na BHM. Em Santana do Mundaú - AL (Médio Mundaú) o volume de chuva atingiu a 120,8 mm (ANA), tendo valor máximo de 35,5 mm (dia 22/09-ANA). Na foz do Mundaú (Fazenda Boa Fortuna) o volume de chuva foi de 178,5 mm(ANA) e máxima de 70,2 mm (dia 22/09-ANA). Segundo a ANA, a região representada pelo posto de Engenho Alegre-PE não apresentou registro de chuva.

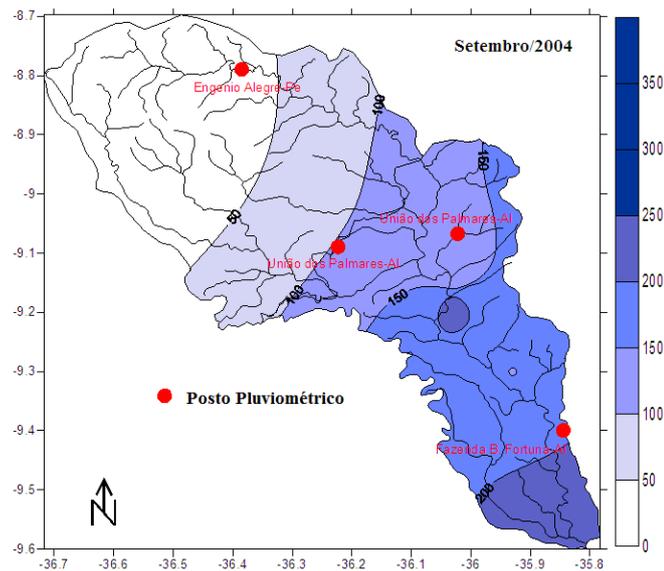


Figura 4.24 – Distribuição espacial da pluvimetria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de setembro/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.

As vazões caracterizaram-se pela conservação da situação de estiagem, consistente com os baixos índices pluviométricos. Em Engenho Alegre-PE, a vazão média mensal foi de $5,91\text{m}^3/\text{s}$, tendo o máximo registro no dia 11/09 com $9,18\text{ m}^3/\text{s}$, em União dos Palmares-AL, a vazão media mensal foi de $36,3\text{m}^3/\text{s}$, com máximo registro no dia 11/09 com m^3/se na Fazenda B. Fortuna-AL, a vazão media foi de $49,55\text{ m}^3/\text{s}$.

As condições de vazão (Quadro 4.7) baseada nas variações de H e $Q_{\text{def.24h}}$ e das relações $Z-R$, indicam de uma maneira geral uma aceitável comportamento. A altura da lâmina d'água quando se aplica a ZR geral apresenta valores pouco maiores que quando aplica a $Z-R$ marinha.

Quadro 4.7 - Condições da vazão na Fazenda Boa Fortuna – AL em função do uso de diferentes Z-R, em setembro de 2004.

Dia	Origem da chuva	$Q_{\text{def},24\text{h}}$ (m ³ /s)	$H(\text{mm})$ Z-R (marinha ou continental)	Condições de Vazão	$H(\text{mm})$ Z-R (geral)	Condições de Vazão
1	Marinha	37,31	0,18	Baixa	0,21	Baixa
2	Marinha	67,87	0,16	Baixa	0,18	Baixa
3	Marinha	74,58	0,54	Média	0,57	Média
4	Marinha	70,24	0,50	Média	0,55	Média
5	Marinha	46,53	0,27	Baixa	0,32	Baixa
6	Marinha	38,47	0,26	Baixa	0,29	Baixa
7	Marinha	34,26	0,27	Baixa	0,30	Baixa
8	Marinha	36,15	0,62	Média	0,69	Média
9	Marinha	58,65	0,55	Média	0,59	Média
10	Marinha	84,04	0,64	Média	0,70	Média
11	Marinha	69,29	0,59	Média	0,63	Média
12	Marinha	51,17	0,33	Baixa	0,36	Baixa
13	Marinha	44,46	0,38	Baixa	0,41	Baixa
14	Marinha	40,43	0,28	Baixa	0,66	Média
15	Marinha	35,39	0,28	Baixa	0,32	Baixa
16	Marinha	33,52	0,32	Baixa	0,36	Baixa
17	Marinha	29,86	0,32	Baixa	0,36	Baixa
18	Marinha	30,58	0,29	Baixa	0,32	Baixa
19	Marinha	31,31	0,31	Baixa	0,35	Baixa
20	Marinha	34,26	0,27	Baixa	0,30	Baixa
21	Marinha	95,45	0,91	Média	0,98	Média
22	Marinha	100,80	0,51	Média	0,55	Média
23	Marinha	61,82	0,42	Baixa	0,47	Média
24	Marinha	48,62	0,32	Baixa	0,37	Baixa
25	Marinha	44,46	0,37	Baixa	0,40	Baixa
26	Marinha	43,24	0,44	Baixa	0,50	Média
27	Marinha	40,83	0,25	Baixa	0,28	Baixa
28	Marinha	37,31	0,28	Baixa	0,32	Baixa
29	Marinha	35,77	0,26	Baixa	0,29	Baixa
30	Marinha	-----	0,21	Baixa	0,24	Baixa

A aplicação a Z-R marinha indica correlação moderada a forte entre as variáveis $Q_{\text{def},24\text{h}}$ versus H . Esse resultado foi repetido nos meses anteriores, com diferentes variações e distribuição de precipitação na Bacia. A Figura 4.25 mostra que 0,69 para Z-R marinha e 0,63 para ZR geral.

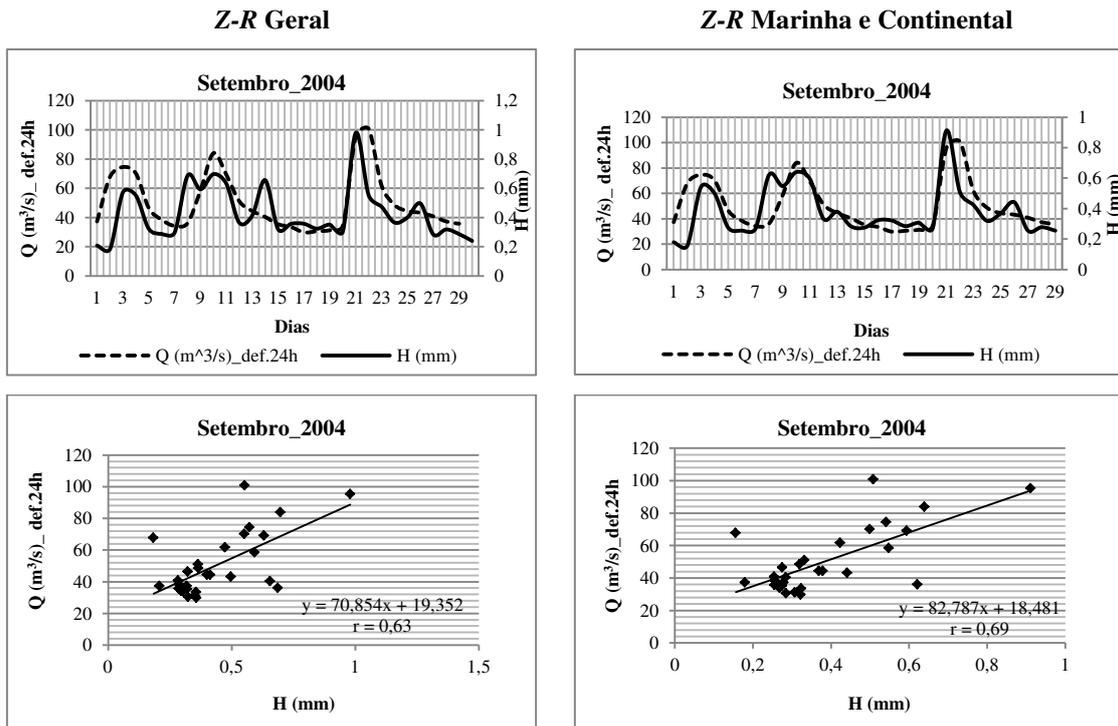


Figura 4.25 – Comparação do uso de diferentes relações Z-R, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{def.24h}$ (m^3/s) para setembro de 2004.

4.6.8 – Outubro e Novembro/2004

Climatologicamente, os meses de outubro e novembro são considerados os mais secos da região de Alagoas. O enfraquecimento dos ventos próximo a costa do Nordeste são uns dos fatores responsáveis diminuição da chuva nessa região.

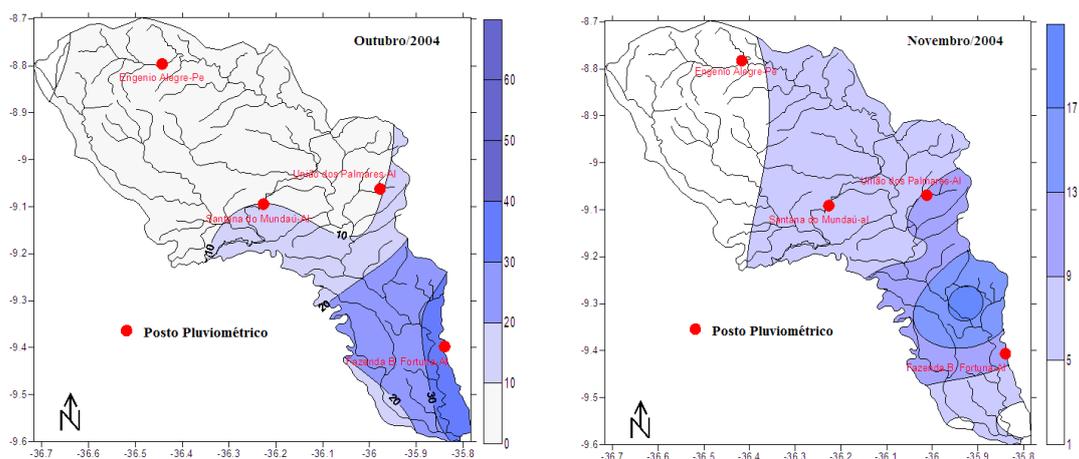


Figura 4.26 – Distribuição espacial da pluviometria sobre a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú no mês de outubro e novembro/2004. Fonte: Dados de precipitação cedidos pela ANA.

Z-R Geral

Z-R Marinha e Continental

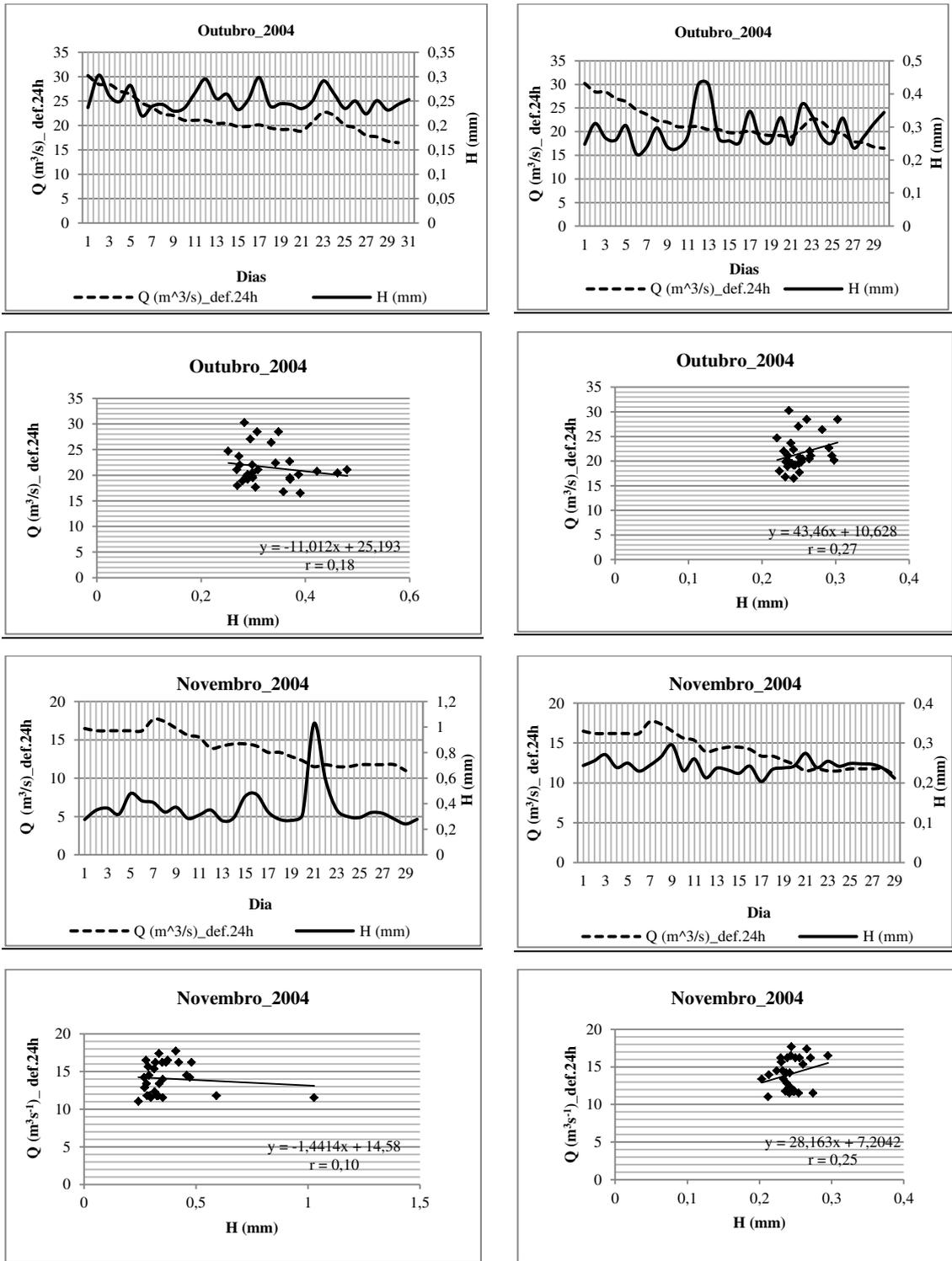


Figura 4.27 – Comparação do uso de diferentes relações Z-R, no ajuste entre a altura pluviométrica H (mm) obtida a partir do processamento de imagens do radar e a vazão $Q_{\text{def.24h}}$ (m³/s) para os meses de outubro e novembro 2004.

Os valores médios de precipitação registrados pela ANA durante os meses de outubro e novembro de 2004 na Fazenda Boa Fortuna - AL foram 17,9mm e 9,5 mm

respectivamente. A Figura 4.26 mostra que as maiores concentração de chuva ficam na região do Baixo Mundaú. As vazões médias nessa mesma localidade foram $21,92\text{m}^3/\text{s}$ e $14,11\text{ m}^3/\text{s}$ confirmando uma fraca vazão.

Usando o programa PREV_va para determinação da altura da lâmina d'água para meses de outubro e novembro/2004 (Figura 4.27), nota-se uma fraca correlação entre $Q_{\text{def.24h}}$ versus H , dessa forma o programa apresenta dificultando na estimativa.

A falta de chuva na área da Bacia dificulta a estimativa de H , limitando o uso do programa no período seco e sugere melhoria no desenvolvimento do algoritmo.

4.7 – Considerações Finais

Os procedimentos metodológicos adotado nesta pesquisa permitiram chegar a vários resultados sobre a DTG de chuvas com origem continental ou marinha que atingiram o leste de Alagoas. Foram determinadas relações $Z-R$ associadas aos diferentes tipos de origem de chuva, e a partir desses novos resultados pode-se estimar a vazão da Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú através do programa de computação, desenvolvido para esse fim, considerando as diferentes características de chuvas que atingem a Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú, tanto em Pernambuco como em Alagoas. A amostra de dados disdrométricos foi satisfatória para o estudo, mas necessita de uma série maior, pois permite eliminar resultados estranhos capazes de mascarar a situação real, como foram os casos de chuva de janeiro e abril de 2004 e 2006. As características das chuvas de origem marinha ou continentais apresentaram varias diferenças como: época do ano de ocorrência, região do Estado que mais sofre influência e também nos valores dos parâmetros (R , D , Wg , Nt e Dg) que influenciam a DTG. As análises da Função Densidade de Probabilidade – FDP mostram que as chances são maiores quantidades de ocorrer chuvas com $R < 1\text{ mmh}^{-1}$ se a origem for continental e com $R > 10\text{ mm h}^{-1}$ nas de origem marinha. A aplicação das distribuições exponencial e log-normal proposta por (Marshall e Palmer, 1948) e (Sauvageot e Lacaux, 1995) respectivamente para o estudo da DTG apresentaram resultados satisfatórios. Por fim, com a determinação de novas relações $Z-R$ para chuvas marinha e continental elas foram utilizadas na estimativa da altura (H) da lâmina d'água acumulada. O programa mostrou bons resultados quando utiliza as diferentes $Z-R$, mesmo considerando um único ponto de comparação com a vazão, pois o ideal seria fazer comparações em sub-bacia. Todos esses novos resultados trarão melhor entendimentos sobre as chuvas do leste do Nordeste e sua influência na Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú.

CAPÍTULO V

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

5.1 - Conclusões

O objetivo desse trabalho foi estudar a distribuição de gotas de chuvas tropicais de origem marinha ou continental, medidas com um JWD instalado na costa de Alagoas. A partir dessas informações foram determinadas relações $Z-R$ para diferentes origens de formação de chuva além de se estabelecer um método prático de uso de imagens de radar meteorológico para estimativa da vazão do Rio Mundaú. A série de dados de DTG coletada no litoral norte do Estado de Alagoas, região Leste do Nordeste do Brasil foi dividida em dois subconjuntos. Um composto de sistemas de chuvas de origem continental e movendo-se para leste, representando o subconjunto continental, e outro composto de sistemas de chuva desenvolvidos sobre o Oceano Atlântico movendo-se com uma componente na direção oeste, representando o subconjunto marinho.

Os resultados mais importantes encontrados na pesquisa são pontuados seguir:

- A chuva de origem continental ocorre predominantemente na época do verão Austral (dez, jan, fev e mar) e atinge principalmente as regiões do Sertão, Agreste e Zona da Mata. Intensifica-se no decorrer da tarde e perdendo força nas primeiras horas da noite. Esse tipo de chuva chega atingir grandes áreas da Bacia Hidrográfica do Rio Mundaú. O diâmetro médio representativo da gota para esse tipo de chuva foi de 1,7 mm e o número máximo de gotas foi 600 m^{-3} corresponde a diâmetros entre 0,55 a 2,72 mm;
- A chuva de origem marinha pode ocorrer em qualquer época do ano, qualquer hora do dia e pode atingir qualquer região de Alagoas. O diâmetro médio representativo de gotas foi de 1,5 mm e o número máximo de gotas 250 m^{-3} com diâmetros variando de 0,827 e 0,999 mm;
- Os valores médios das taxas de chuvas de origem continental e marinha durante todo período foram 2,73 e 4,63 mm, respectivamente. Mas é importante lembrar que elevados valores de medidas de dispersão, mostrados através dos desvios padrões e da variância, indicam valores distante da média esperada;

- A análise da função de densidade de probabilidade mostra que para os dois subconjuntos de dados (marinha e continental), como observado em outras regiões, a forma da FDP é perto de uma distribuição log-normal como mostrada pelos coeficientes de assimetria de Fisher e da curtose os quais são próximos de zero. A forma da curva marinha é mais regular do que a continental porque foi calculada com uma amostra maior. As duas curvas são ligeiramente platicúrticas e enviesadas, para a direita curva marinha e para esquerda curva continental. Entretanto, a diferença importante é que a taxa média da chuva do subconjunto marítimo ($4,6 \text{ mmh}^{-1}$) é 45% mais elevado do que o obtido para chuvas continentais ($3,2 \text{ mmh}^{-1}$).
- Os valores médios dos parâmetros (R , Wg , Z , N_0 e λ) foram maiores para chuva de origem marinha. No entanto, o diâmetro médio da gota (D) foi maior nas chuvas do origem continental. Quando se analisa as chuvas do tipo convectivas ($>10 \text{ mm}$) e estratiforme ($\leq 10 \text{ mm}$) de ambas as origens de formação notou-se que os maiores valores dos parâmetros da DTG estão nas chuvas convectivas. Exceto (λ) que foi sempre superior para chuva de origem marinha e estratiforme. Com estratificação da taxa de chuva verificou-se que os parâmetros da DTG são diretamente relacionados com a taxa de chuva (R);
- Os modelos exponenciais e log-normal fornecem um bom ajuste para todos os tipos de chuva tropicais.
- A forma da DTG mostra que os maiores número de gotas estão relacionados com os menores diâmetros. Essa quantidade de gota diminui à medida que o diâmetro aumenta;
- Quando se analisa o parâmetro da distribuição log-normal (N_t) das chuvas continentais e marinhas em função da taxa de chuva (R) observa-se maiores quantidades de gotas nas chuvas de origem marinha, quando comparadas com chuvas de origem continental. É evidenciada uma correspondência quantitativa “paralelismo” entre os dois universos, que leva a ter a mesma resposta em termos de taxa de precipitação para o número de gotas diferentes, isto é, para obter um mesmo valor de R continental, é necessária uma menor quantidade de gotas em comparação com uma chuva marinha.

Esse resultado implica no sinal de retorno da chuva continental e marinha estimada pelo radar meteorológico;

- Essa afirmação também é corroborada quando se analisa a relação $Z-R$ para cada universo;

- A equação $Z-R$ para chuva de origem marinha é $Z = 188,3 R^{1,25}$;
- A equação $Z-R$ para chuva de origem continental é $Z = 284,7 R^{1,27}$;

Nota-se que o parâmetro b nas duas relações calculadas é praticamente o mesmo, mas o parâmetro a apresentou uma diferença da ordem 100 entre elas, influenciando diretamente a refletividade Z ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) a ser mensurada. Logo, para utilização de dados/imagens de radar em estimativas de vazão, diferentes relações $Z-R$ devem ser levadas em consideração, como foi feito neste trabalho;

- De maneira geral, a determinação da altura da lâmina d'água (H) utilizando o programa PREV-va, aplicando a relação $Z-R$ marinha e continental e comparando com os valores de vazão (Q) do posto da Fazenda Boa Fortuna - AL apresentou bons resultados, levando em consideração seus coeficientes de correlação que variaram entre 0,74 a 0,90, principalmente durante o verão. Uma possível justificativa seria o fato das chuvas de verão atingir grandes áreas da Bacia, especialmente no Médio e Alto Mundaú. O mesmo não foi observado no período seco, quando se tem pouca ocorrência de chuva na área da Bacia, os coeficientes de correlação apresentaram valores fracos para os meses de outubro e novembro com 0,25 e 0,27.
- A diminuição da diferença entre os parâmetros das DTGs marinhas e continentais para $R > 10 \text{ mmh}^{-1}$ sugere que, na medida em que a convecção se intensifica, as nuvens convectivas sobre o continente e sobre Oceano se tornam progressivamente semelhantes. Nos processos microfísicos que governam as DTGs observadas na superfície as limitações dinâmicas da convecção se tornam mais importantes em comparação com as condições atmosféricas na superfície e em baixos níveis.

5.2 - Recomendações

Esta pesquisa inédita na região serve como ponto de partida para outras pesquisas relacionadas ao estudo da distribuição do tamanho de gota de chuva - DTG no leste do Nordeste, pois a mesma varia de local para local, entre os diferentes sistemas meteorológicos e com a sazonalidade. Serão enumeradas a seguir recomendações consideradas mais relevantes, a fim de complementar esse trabalho. Entretanto, não deve ficar limitada ao sugerido abaixo.

1. Aumentar a série disdrométrica para que seja possível fazer novas comparações e avaliar os resultados aqui encontrados;
2. Instalar disdrômetros na região do Sertão e Agreste, pois são regiões que mais sofrem influencia das chuvas continentais, sem desconsiderar as outras regiões que também são atingidas;
3. Determinar relações $Z-R$ específicas para cada sistema meteorológico que atinge a região de Alagoas;
4. A convecção noturna e/ou convecção induzida pela topografia foram observadas, mas não foram considerados nessa pesquisa; isso sugere que seja levando em considerações nos estudos de chuvas continentais;
5. Quanto ao modelo Prev-va seria necessário considerar sub-Bacias, comparando com outros pontos existentes de medição de Q ;
6. Diminuição do intervalo de tempo entre as imagens de radar;
7. Considerar a saturação do solo durante a quadra chuvosa, pois o valor real de Q fica muito mascarado, devido o reflexo de longo período chuvoso;

E para finalizar as recomendações, aconselho paciência e dedicação nas futuras pesquisas.

CAPÍTULO VI

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, R. I. E DIAS, M. S. DA S.: Características Microfísicas da Precipitação Convectiva e Estratiforme associada à oscilação intrasazonal no sudoeste da Amazônia. Universidade de São Paulo. 2004.

ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P.: Uma teoria termodinâmica para brisas: teste utilizando simulações numéricas. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.23, p. 1-11. 2008.

ALVES, J. M. B. : Um vórtice ciclônico de Altos níveis sobre o Nordeste do Brasil e Atlântico Adjacente no verão de 1999. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.16, n.1, 115-122. 2001

ALVES, J. M. B. ET AL.: Mecanismos atmosféricos associados à ocorrência de precipitação intensa sobre o nordeste do Brasil durante janeiro/2004. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.1, p. 56-76. 2006.

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: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro. *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, v. CD. p. 2003-2011. 2000.

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.

BARBOSA, TATIANE FELINTO e CORREIA, M. F.: Sistemas Convectivos Intensos no Semiárido Brasileiro: O Controle da Grande Escala. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 20, p. 395-410.2005.

BARRO, A. A. S.: Correlação entre o fator de refletividade do radar e a vazão do Rio Mundaú. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas. Maceió, AL. p. 111. 2011.

BATTAN, L.J. AND RAITAN, C. H.: Artificial Stimulation of Rain. *Pergaman*, p. 184. 1957.

BELCULFINE, U.: *Física das nuvens*. 2º Edição. CTA. IAE. São José dos Campos-SP. 1977.

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

BOLETIM CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática.V.18 - n.10. Outubro/2003. <http://climanalise.cptec.inpe.br> (acesso: agosto 2011).

BOLETIM CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. 2002. <http://climanalise.cptec.inpe.br> . . 17 - N.02 –Janeiro e Fevereiro/2002. (acesso: agosto 2011).

BRANDES, E.A.: Optimizing Rainfall Estimates with the Aid of Radar. *J. of Applied Meteorology*, 14(7), p.1339 – 1345. 1975.

BYERS, H.R. E BRAHAM, R.R.: Thunderstorm Structure and Circulation. *J. Meteor.*,v5, p.71-86. 1948.

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

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.

CALVETTI, L.; BENETI, C. A. A.; PEREIRA FILHO, A. J. : Características das estimativas de precipitação por radar, satélite e pluviômetros no Paraná: uma comparação entre chuva de verão e chuva provocada por frente fria. IN: *XV Simp. Bras. de Recursos Hídricos*, Curitiba, PR, 2003.

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-temporelle des paramètres de la relation Z-R dans les lignes de grains tropicales. *Veille Clim. Satel.* 27, 16-18. 1989.

CORRÊA, C. S.: A Ocorrência de Fluxos no Perfil Vertical do Vento na Baixa Atmosfera e seu Efeito na Intensidade do Índice “K”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.22, p.129-133. 2007.

COUTINHO, E. C; FISCH, G.: Distúrbios Ondulatórios de leste (DOLS) na Região do Centro de Lançamento de Alcântara-MA. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.22, n.2, 193-203.2007.

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

CPC: Climate Prediction Center. 2011. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml Acesso: setembro/2011.

DINIZ, MARYFRANCE C. S; CORREIA, M. F.; ARAGÃO, M. R. DA SILVA. Convecção Profunda no Submédio do Rio São Francisco: Uma Avaliação das Condições Atmosféricas na Área do Aeroporto de Petrolina-PE. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19, n3, p. 273-286. 2004.

DOELLING, I. G.; JOSS, J.; RIEDL, J.: Systematic Variations of Z-R relationships from drop size distributions measured in northern Germany during 7 years. *Atmos. Res.*, 47-48, p. 635-649. 1998.

FEINGOLD, G.; Z. LEVIN.: The lognormal fit to raindrop spectra from frontal convective clouds in Israel. *J. Climate Appl. Meteor.*, v25, p.1346-1363. 1986.

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.

FRANK, N.L.: The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the tropics. *U.S Weather Bureau, Southern Region, Technical Memorandum* no 28. 1966.

FUJIWARA, M.: Raindrop-size distribution from individual storms. *J. Atmos. Sci.*, v. 22, p.585-59. 1965.

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.

HOUGHTON, H. G.: On precipitation mechanisms and their artificial modification. *J. Applied. Meteor.*,v7, p.851-859. 1968.

HOUZE, R. A. JR.: Cloud Dynamics. Academic Press. San Diego. p.573.1993.

HOUZE, R. A. JR.: Stratiform Precipitation in Regions of Convection. A Meteorological paradox. *Amer. Meteor. Soc.*, 78.p. 2179-2196.1997.

HUSCHKE, R. E.: Glossary of Meteorology. *American Meteorological Society*.p.636.1959.

INMET: Normais Climatológicas do Brasil 1961-1990. Instituto Nacional de Meteorologia - INMET. Brasília - DF, 2009.

JAMESON, A. R.; KOSTINSKI, A. B.: Spurious Power-law Relations among Rainfall and radar parameters. *J. R. Meteorol. Soc.*, v128, p. 2045–2058. 2002.

JAMESON, A. R.: An alternative approach to estimating rainfall rate by radar using propagation differential phase shift. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v11,p. 122–131. 1994.

JOHNSON, D.R.e SNOOK, J.S.: A quase-langragian analysis of the mass and angular momentum balance of an upper troposphere vortex over eastern Brazil. In: *First International Conference on Southern Hemisphere Meteorology*, São José dos Campos, Brazil, p.2 10-141.1983.

JONES, D. M. A.: Rainfall drop-size distribution and radar reflectivity. Urban Meteorology laboratory: State Water Survey, Illinois, nº 6.p.20.1956.

JOSS, J. AND WALDVOGEL, A.: Ein Spektrograph 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.

LISBOA, H. M.: Avaliação de estimativa da precipitação por radar meteorológico na previsão de vazões em tempo-real para uma Bacia urbana. Dissertação (mestrado em ciências Atmosféricas) – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, SP. p.209. 1986.

LIST, R. :Rain rate relationship for steady tropical rain. *J. Atmos. Sci*, 45, p.3564–3572. 1988.

LOHNERT, U., S. CREWELL, C. SIMMER, MACKE, A.: Profiling Cloud Liquid Water by Combining Active and Passive Microwave Measurements with Cloud Model Statistics. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v18, p.1354–1366. 2001.

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

MARX A.; KUNSTMANN, H.; B´ARDOSSY A.; SELTMANN J.: Radar rainfall estimates in an alpine environment using inverse hydrological modeling. *Adv. Geosci.*, v9, p. 25–29. 2006.

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-R do radar na costa leste do Nordeste do Brasil. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas. Maceió, AL. P.112. 2003.

MORRISON, H.; THOMPSON, G.; TATARSKII, V.: Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Mon. Wea. Rev.* 137: v3, p.991-1007. 2009.

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. *Transactionsof Americam Geophysics 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 Radar meteorológico 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.

RADHAKRISHNA, B.; NARAYANA, R.T.; NARAYANA R., D.; PRABHAKARA, R. N.; NAKAMURA, K.AND ASHOK, K. S.: Spatial and seasonal variability of raindrop size distributions in southeast India. *Journal of geophysical research*,p114. 2009.

ROSENFELD AND ULBRICH: Cloud Microphysical Properties, Processes, and Rainfall Estimation Opportunities. *Meteorological Monographs*, Vol. 30, p. 237 – 258. 2002.

SAUVAGEOT, H.: Un système d'acquisition numérique et de visualisation des données radar pour validation des estimations satellitaires de précipitations. *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, semi árido 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.

SHORT, D. A., D.B. WOLFF, D. ROSENFELD AND D. ATLAS, A.: Study of the threshold method utilizing raingage data. *J. Appl. Meteorol.* **32**, p. 1379–1387. 1993.

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.

SMITH, P. L. JR.; CAIN, D. E.; DENNIS; A. S.; MILLER, J. R.: Determination of R-Z relationships for weather radar using computer optimization techniques. Part II of final report under Bureau of Reclamation Contrat., *Institute of Atmos. Sci., South Dakota School of Mines and technology*, Rapid Citu, SD, p. 89. 1975.

SQUIRES, P.:The Microstructure and Colloidal Stability of Warm Clouds. *Tellus*, v10: p.256-261. 1958.

STEINER, M. E SMITH, J. A.:Scale Dependence of Radar - Rainfall rates- An Assessment Based on Raindrop Spectra. *Journal of Hydrometeorology*. p. 1171-1180. 2004.

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 : METEOFRACTANCE, 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.

THIELEN, J.; BOUDEVILLAIN, B.; ANDRIEU,H.: A radar data based short-term rainfall prediction model for urban areas – A simulation using meso-scale meteorological modeling. *Journal of hydrology*. P 97-114.2000.

THURAI, M., AND BRINGI, V. N.:Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction. *Springer*, vol.10, p.279/530. 2008.

TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T.; DIAS, P. L. DA S.; COLLISCHONN, W.: Previsão de médio prazo da afluência de reservatórios com base na previsão climática. Instituto de Pesquisas Hidráulicas Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Projeto: BRA/00/029 Relatório Final. p.134. 2002.

ULBRICH, C. W.: Natural Variations in the Analytical form of the raindrop size distribution. *J. of climate and Applied meteorology*,v22,p.1764-1775. 1983.

UIJLENHOET, R.; SMITH, J. A.; STEINER,M.:The microphysical structure of extreme precipitation as inferred from ground-based raindrop spectra. *J. Atmos. Sci*, v60, p1220–1238. 2003b.

UIJLENHOET, R., STEINER, M.; SMITH, J. A.:Variability of raindrop size distributions in a squall line and implications for radar rainfall estimation. *J. Hydrometeor*, p.43–61. 2003c.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. Meteorologia básica e aplicações. Viçosa: Imprensa Universitária/UFV. 449p. 1991.

WILLIS, P. T.; TATTELMAN, P.: Drop-size distribution associated with intense rainfall, *J. Appl. Meteor.*,v 28, p.3-15. 1989.

WILSON, J. W.:Integration of Radar and Raingage Data for Improved Rainfall Measurement. *J. Appl. Meteor.*,v 9, p.489–497. 1970.

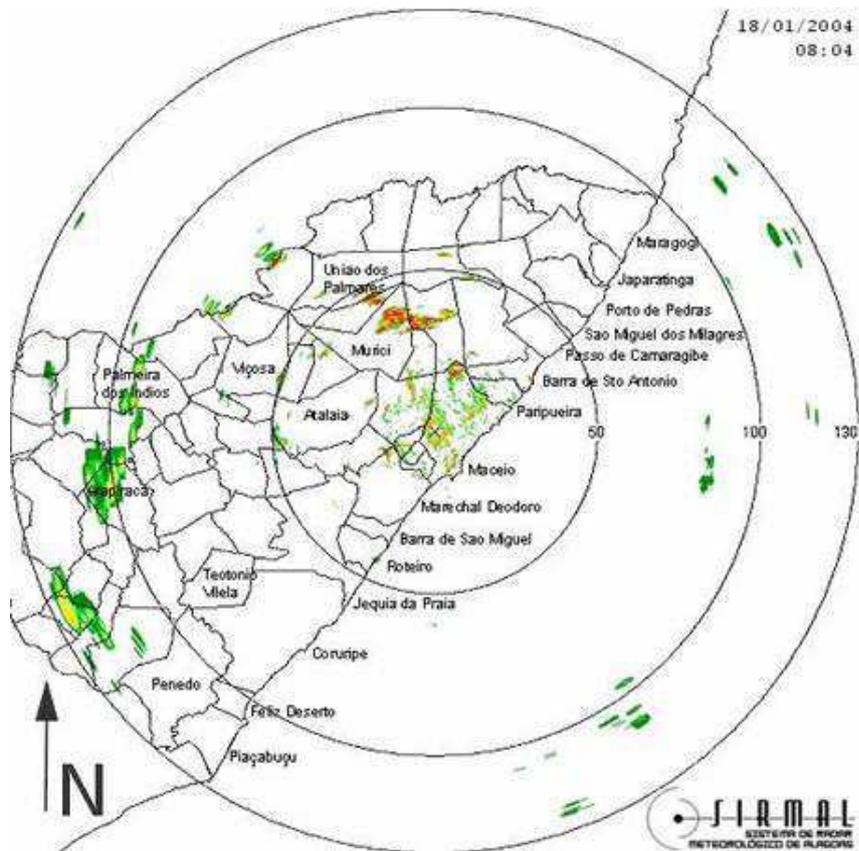
YAMAZAKI, Y e RAO, V.B.: Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, V55,p.205-207. 1977.

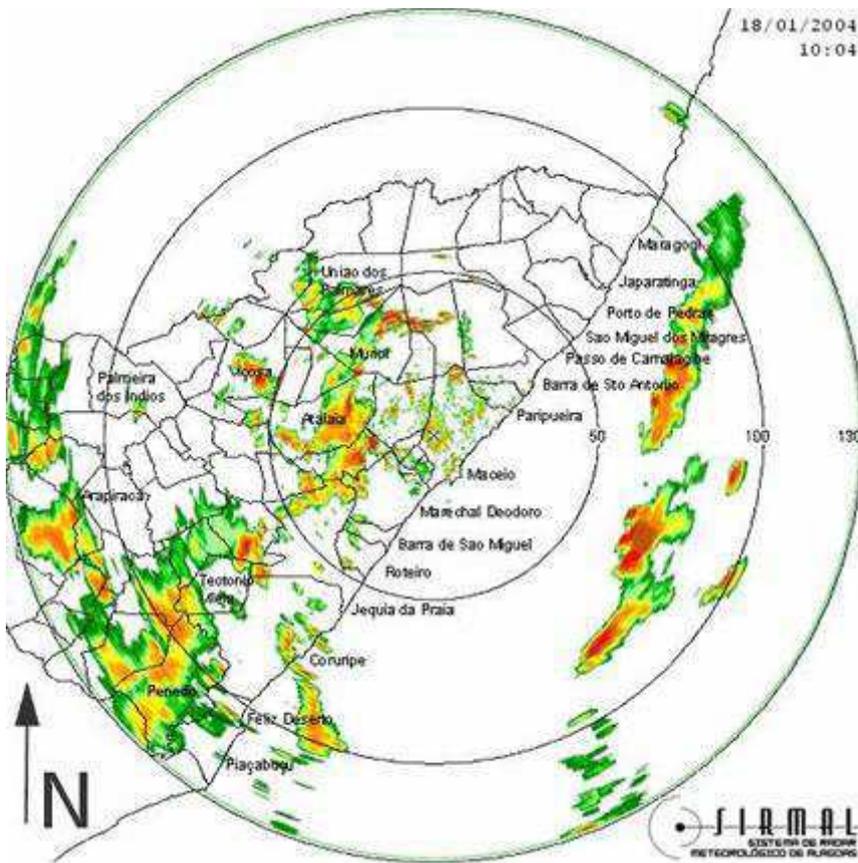
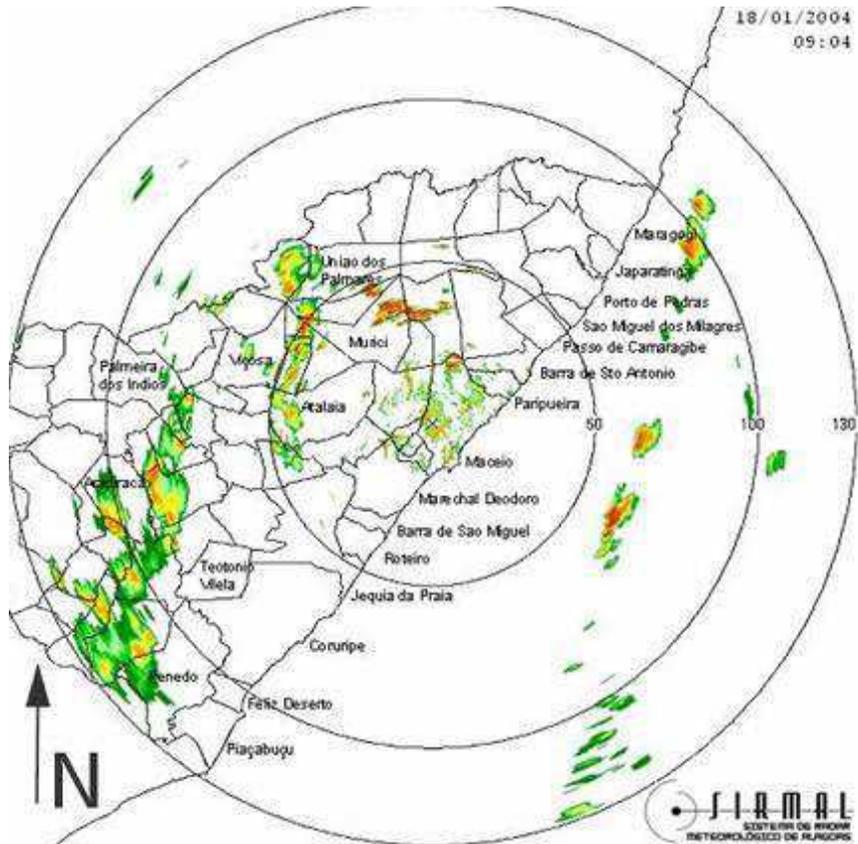
ZAWADZKI, I.; AGOSTINHO, A.M.: Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 45, p.3452-3459. 1988.

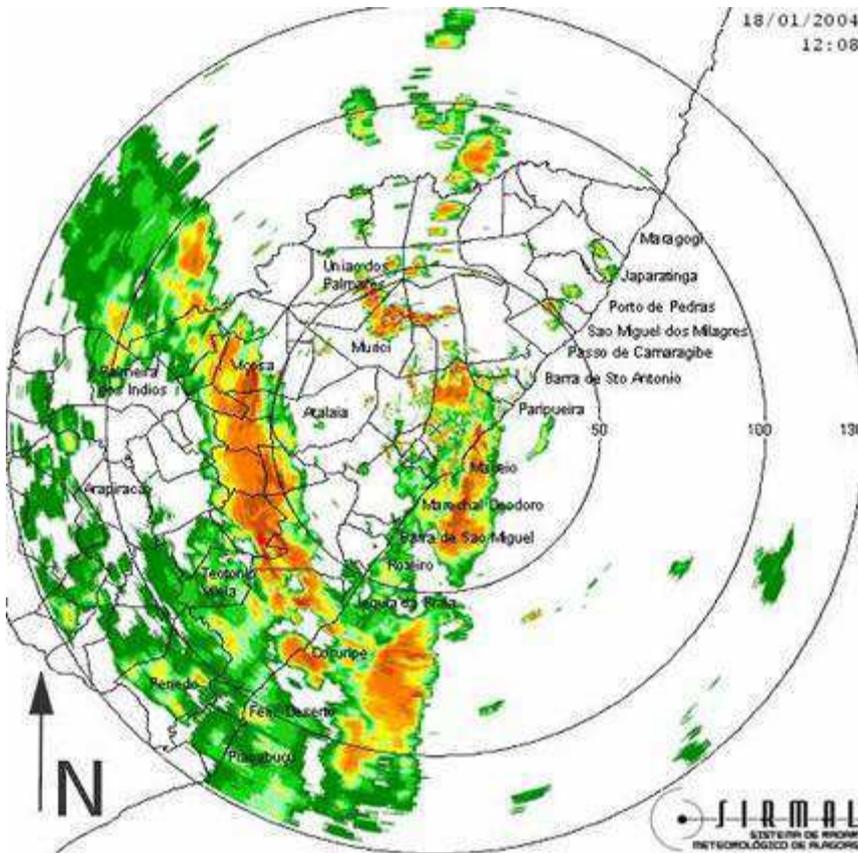
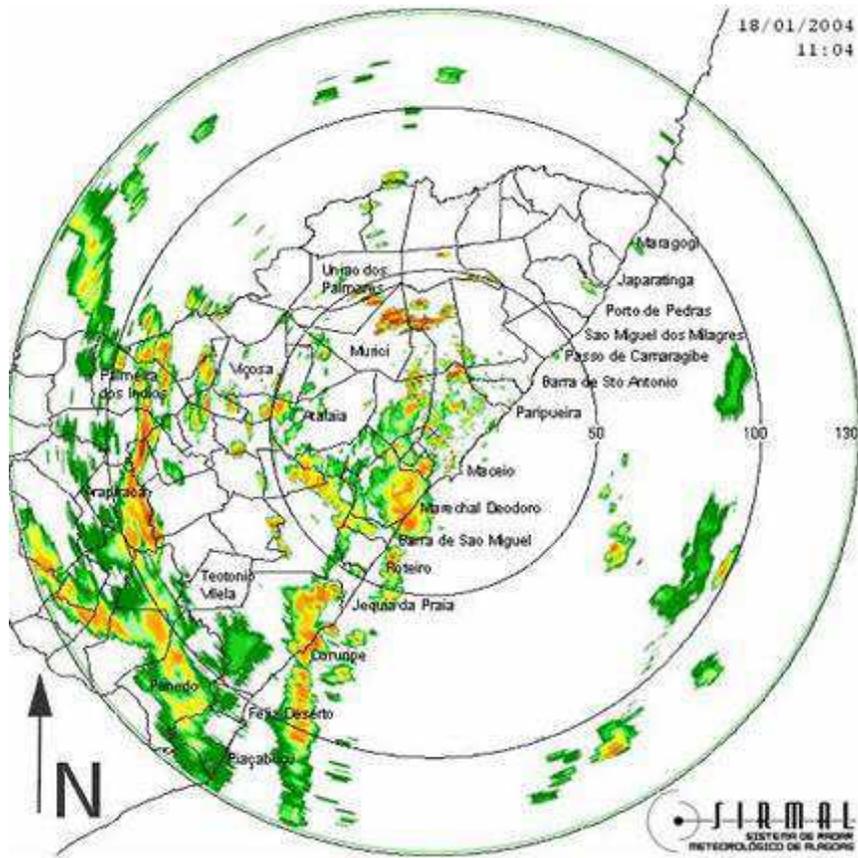
Anexos

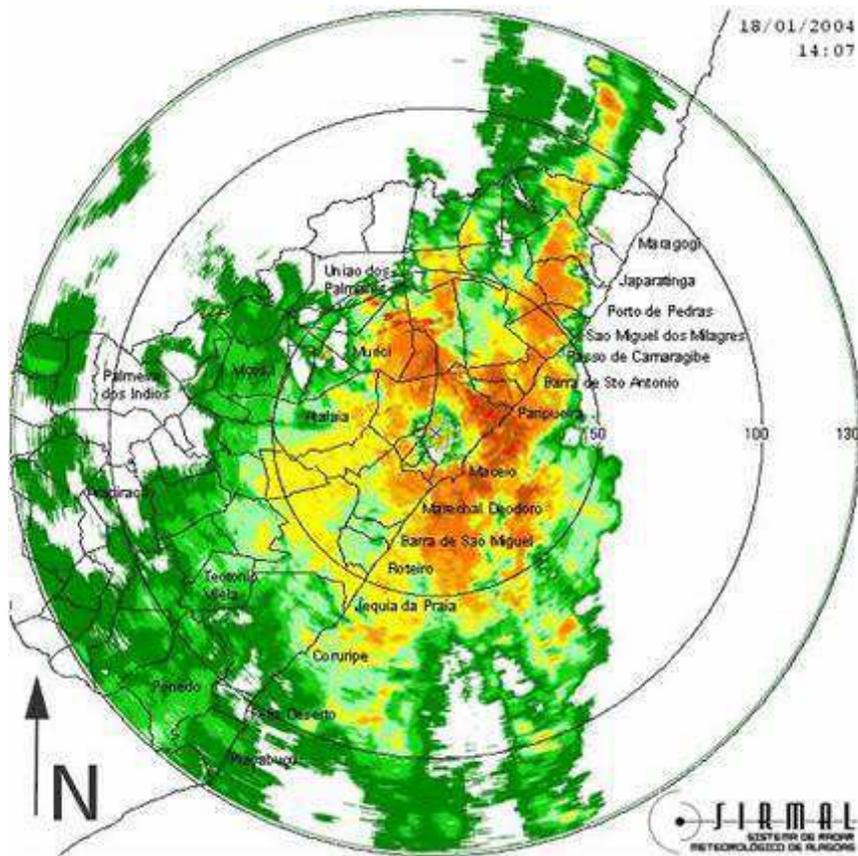
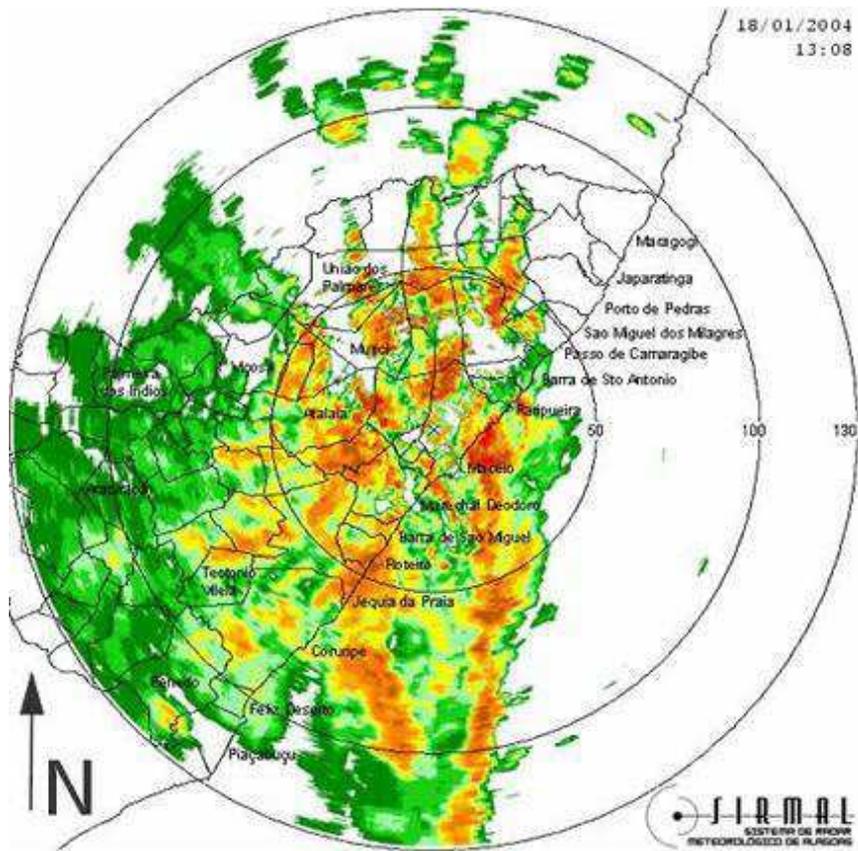
Imagens PPI do Radar (SIRMAL)

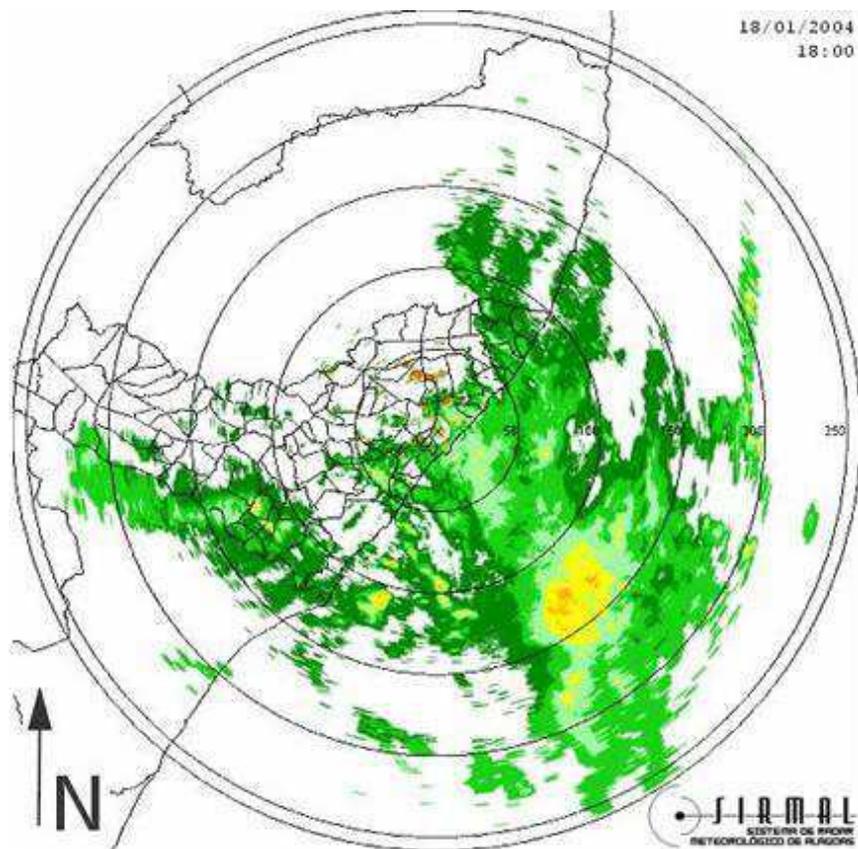
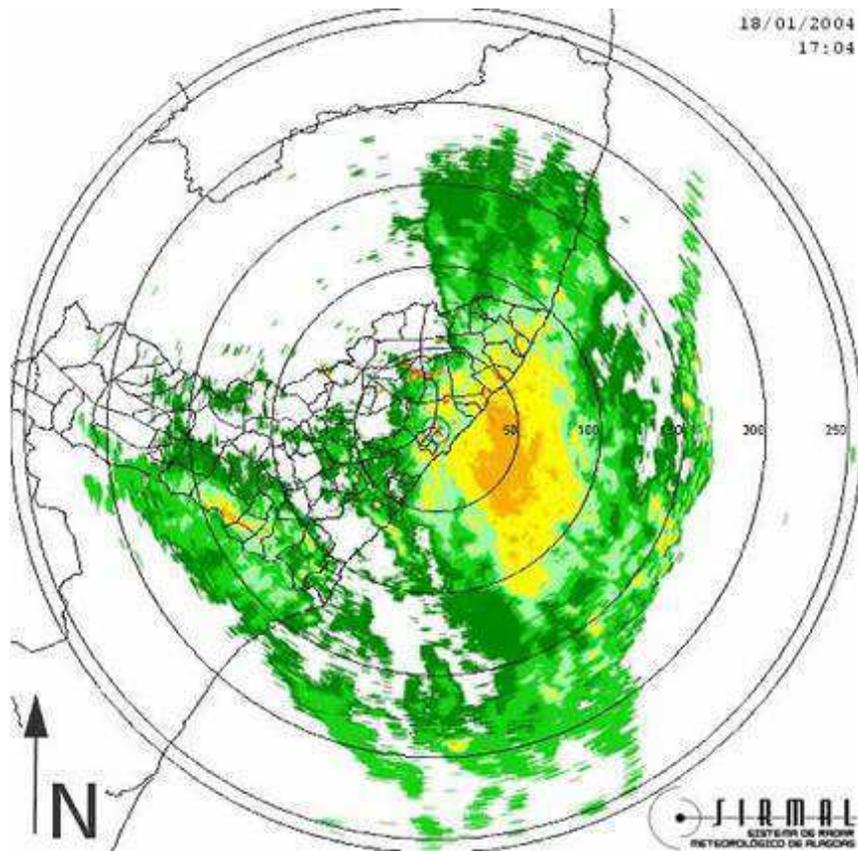
Anexo 1 - Evolução da chuva de origem continental ocorrida no dia 18/01/2004

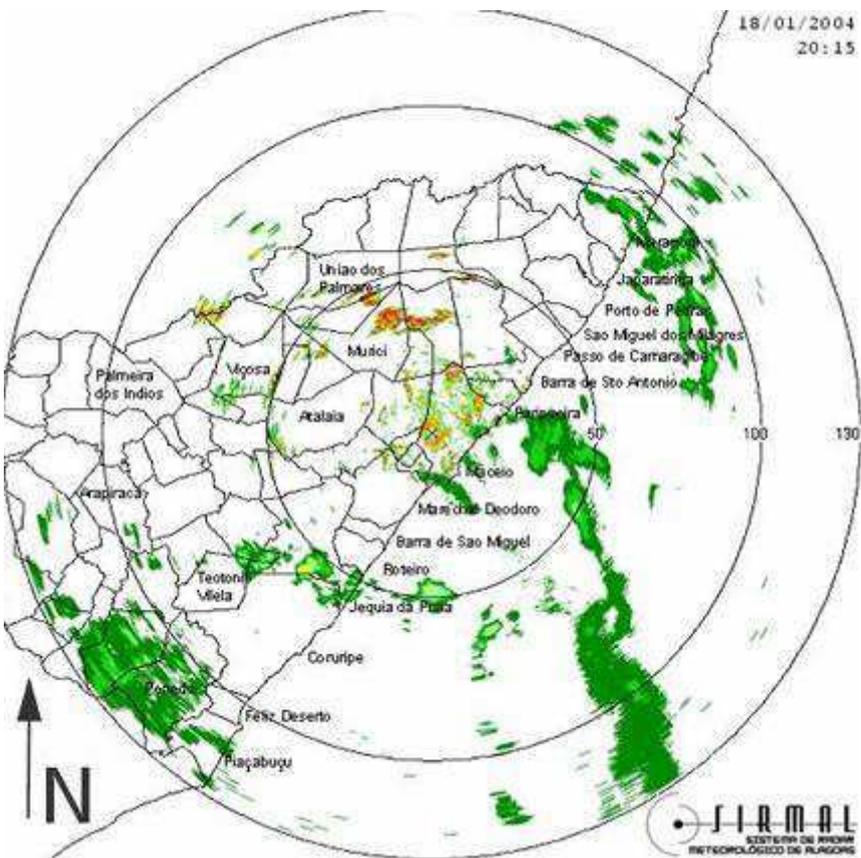
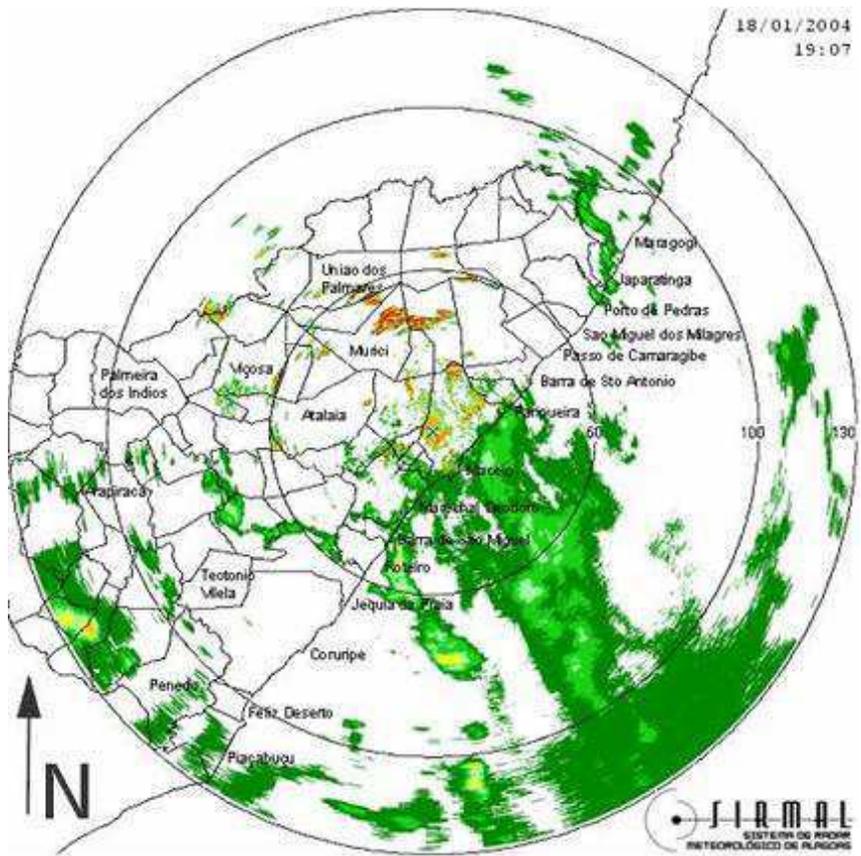












Anexo 2 - Evolução da chuva de origem marinha ocorrida no dia 01/04/2006

