



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

Nº de ordem: MET-UFAL-MS/017

**DISTRIBUIÇÃO DE GOTAS DE CHUVA E A RELAÇÃO Z-R PARA RADAR NA COSTA
LESTE DO NORDESTE DO BRASIL**

MARCIA CRISTINA DA SILVA MORAES

Dissertação apresentada à Coordenação de Pós-Graduação em Meteorologia – DMET/UFAL, para obtenção do título de **Mestre em Meteorologia** - Área de concentração **Processos de Superfície Terrestre**.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Nº de ordem: MET-UFAL-MS/017

**DISTRIBUIÇÃO DE GOTAS DE CHUVA E A RELAÇÃO Z-R PARA RADAR NA COSTA
LESTE DO NORDESTE DO BRASIL**

MARCIA CRISTINA DA SILVA MORAES

Dissertação apresentada à Coordenação de Pós-Graduação em Meteorologia – DMET/UFAL, para obtenção do título de **Mestre em Meteorologia** - Área de concentração **Processos de Superfície Terrestre**.

**Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico**

- M827d Moraes, Marcia Cristina da Silva.
Distribuição de gotas de chuva e a relação Z-R para radar na Costa leste do Nordeste do Brasil / Marcia Cristina da Silva Moraes. – Maceió, 2003.
ix, 112f. : il.
- Orientador: Ricardo Sarmiento Tenório.
Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) - Universidade Federal de Alagoas. Centro de Ciências Exatas e Naturais. Departamento de Meteorologia. Maceió, 2003.
- Bibliografia: f. 108-112.
1. Precipitação (Meteorologia). 2. Chuvas - Brasil, Nordeste. 3. Disdrômetro. I. Título.
- CDU: 551.508.7(812/813)

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**DISTRIBUIÇÃO DE GOTAS DE CHUVA E A RELAÇÃO $Z-R$ PARA RADAR NA COSTA
LESTE DO NORDESTE DO BRASIL**

por

MARCIA CRISTINA DA SILVA MORAES

ORIENTADOR: Prof. RICARDO SARMENTO TENORIO
DOCTOR EM TELEDETECÇÃO ATMOSFÉRICA

Maceió
2003



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS

CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS

DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA

COORDENAÇÃO DO MESTRADO EM METEOROLOGIA

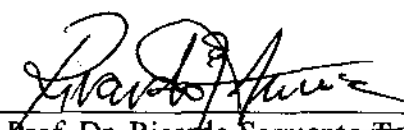
CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

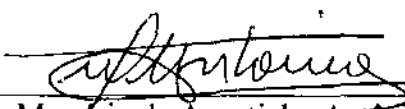
DISTRIBUIÇÃO DE GOTAS DE CHUVA E A RELAÇÃO Z-R PARA RADAR NA COSTA LESTE DO NORDESTE DO BRASIL

MARCIA CRISTINA DA SILVA MORAES

Dissertação submetida ao Colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do Grau de Mestre em Meteorologia, número de ordem: MET-UFAL-MS-017.

APROVADA pela Banca Examinadora composta por:


Prof. Dr. Ricardo Sarmiento Tenório
-Presidente


Prof. Dr. Maurício de Agostinho Antônio
Membro


Prof. Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion
Membro

Maceió – Alagoas
Abril – 2003

DEDICATÓRIA

À minha querida mãe, **Maria Amélia da Silva
Moraes** (*in memoriam*);

À minha irmã e meu sobrinho, quem eu muito amo,
**Mariza Cristiane da Silva Moraes e Matheus
Angrisane Moraes Bricio**;

Ao meu Orientador, Prof. Dr. **Ricardo Sarmento
Tenório**, pois sem sua ajuda não seria possível a
conclusão do trabalho.

DEDICO

AGRADECIMENTO

Agradeço primeiramente, a Deus.

Ao meu professor e orientador, Prof. Dr. Ricardo Sarmento Tenório, pela orientação e incentivo durante todo desenvolvimento desta pesquisa, os meus sinceros agradecimentos.

Sou grata, também, ao Dr. Frédéric Mesnard e ao Prof. Dr. Henri Sauvageot, pela contribuição significativa.

Aos Doutores Mauricio de Agostinho Antonio e Luiz Carlos Baldicero Molion, registro meus agradecimentos, pela paciência de leitura e expressivas contribuições nesse manuscrito.

Agradeço à Coordenação de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas e a CAPES, que possibilitaram a minha vinda à cidade de Maceió-Al para a execução desse trabalho.

Os meus agradecimentos aos professores do curso de Mestrado em Meteorologia - UFAL, pelos ensinamentos dentro de sala.

Aos colegas de curso – Turma 2001 – os quais foram companheiros, amigos solidários, dentro e fora de sala, meu reconhecido agradecimento

Sou muito grata aos colegas que fazem parte da equipe SIRMAL - Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas, pelo apoio, amizade e incentivo.

Ao meu “professor” de MATLAB, Danilo Purgem Serpa de Menezes, agradeço a grandiosa ajuda.

Aos colegas Adriana, Leila, Mauro e Solange, sou enormemente grata pelo companheirismo e amizade.

Enfim, agradeço a todos que, de forma direta ou indireta, contribuíram para realização deste trabalho

PENSAMENTO

Senhor,

Fazei-me instrumento de Vossa paz.

Onde houver ódio, que eu leve o amor;

Onde houver injúria, que eu leve o perdão;

Onde houver dúvida que eu leve a fé;

Onde houver desespero que eu leve a esperança;

Onde houver trevas que eu leve a luz;

Onde houver tristeza que eu leve a alegria.

Oh! Senhor, Permita que eu procure mais consolar, que ser consolado;

Compreender, que ser compreendido;

Amar, que ser amado.

Porque é dando que se recebe; é perdoando que se é perdoado.

E é morrendo que se vive para a vida eterna.

Prece de São Francisco de Assis

RESUMO

Este trabalho visa estudar a estrutura da chuva na costa leste do Nordeste do Brasil através da distribuição do tamanho de gotas de chuva (DTG) que é considerado o principal método estatístico para descrever e discutir a física da chuva. As DTGs formam também a base de uma definição e computação da maioria dos parâmetros interveniente nos problemas de propagação microondas dentro das nuvens e da chuva, principalmente na estimativa de chuva através de radar. Este estudo original da forma da distribuição do tamanho de gotas de chuva (DTG) na região leste do Nordeste do Brasil, a partir de um conjunto de dados medidos através do Joss-Waldvogel-Disdrômetro RD-69, tem como objetivo estabelecer relações da refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R) para a região. Este estudo foi realizado em uma área do tabuleiro costeiro da região leste do nordeste do Brasil, possuindo as seguintes coordenadas geográficas: latitude $9^{\circ} 33' 17,24''$ Sul e longitude $35^{\circ} 46' 54,84''$ Oeste, com 80 metros de altitude. Os dados foram coletados no período de dezembro de 2001 a setembro de 2002 incluindo a estação menos chuvosa (dez a abr) e mais chuvosa (maio a ago) da região. A amostra total dos dados consiste em 10366 DTGs por minutos que corresponde 172,7 hora de observação de chuva.

Como resultado das observações do comportamento da DTG, apresenta que todos os parâmetros das distribuições utilizadas são dependentes de da taxa de chuva R , com exceção de σ e D_g . A forma da DTG apresentou boa semelhança, embora não houve uma concordância em termos de quantidades de gotas. Quanta equação $Z = a R^b$, o coeficiente a da chuva estratiforme apresenta valores maiores quando comparados aos valores encentrados para as chuvas convectivas Na equação geral, referente ao conjunto total de dados, obteve resultado que se assemelha ao valor encontrado para chuvas estratiformes. Esse resultado também foi observado quando foram utilizados os dados mensais. Com isso, pode-se concluir que, durante o período de estudo, houve uma predominância de sistemas responsáveis por

chuvas estratiformes. Nos eventos representativos, as células convectivas estavam sempre presentes, "encaixadas", nas áreas estratiformes. Concluindo que, nessa região para uma aproximação mais realista, uma relação $Z-R$ representativa de uma chuva "mista" deve ser considerada.

ABSTRACT

The large variability of precipitation intensity and structural characteristics is the one of the major difficulties for modeling rainfall field. In particular, the raindrop size distributions (DSD) are not yet well known in global manner. Precipitation measurement using passive or active microwaves from space or ground based radar and others scientific domains involves hypotheses about DSD. Then a universal knowledge of DSD characteristics is needed. A ten months dataset collected with a Joss-Waldvogel disdrometer RD69 at Maceió, on the Atlantic Coast of Northeast of Brazil ($9^{\circ} 33'17,24''$ S; $35^{\circ} 46'54,84''$ W, with 80 m of altitude), is used to analyze the DSD. First, the DSDs were stratified in eight rain rate classes and then fitted to analytical distributions. The shape of the DSDs is found similar from one class to another, despite that the quantities of raindrop did not settle so much. This result can be justified due to the short period of study or probable explanation caused by the inter-seasonal variability of the rain intensity. The correlation coefficients between the parameters of an exponential and log-normal distributions, as a function of the rain rate has presented a good results, mainly when they were compared with others results gotten in similar researches. The stratification of the DTGs in rainfall class shows clearly the dependence of the majority of the parameters of the analytical functions and it was also observed a strong monthly variation. One notices that all the parameters of the used distributions (exponential and log-normal) are dependents of the rain rate R , with exception of σ (geometric standard deviation), that practically remained constant in all the adjustments. With the purpose to calculate the Z - R relation, distinguishing convective and stratiform rainfall, it was considered only the rain rate ($R < 10 \text{ mm h}^{-1}$ - stratiform; $R \geq 10 \text{ mm h}^{-1}$ - convective).

In this condition, the results show that the correlation coefficients of the stratiform rain present higher values, than the one for convective rains. The referring general equation to the summation of the ten months data, without considering the criterion of convective and stratiform rains, got results that is similar to the value found for stratiform rains. This result also was observed when the monthly data had been used. It can be concluded that during the period of study there was a large number of meteorological systems responsible for stratiform rains. However, analyzing the hyetograms, it was possible to verify that, in all the studied representative events, the convective areas (cells) were always "imbedded" in the stratiform areas. Therefore, in this region, a $Z-R$ relation that represents a mixing rainfall must be considered.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	III
LISTA DE QUADROS E TABELAS	VIII
Capítulo 1 – Introdução	10
Capítulo 2 – Estudos da Distribuição do Tamanho de Gota de Chuva (DTG): Trabalhos anteriores	12
2.1 – Estudos de DTGs no Brasil	12
2.2 – Estudos de DTGs em outras regiões do globo	13
2.3 – Outras análises da DTG	19
2.4 – Conclusão	20
Capítulo 3 – Fatores que Influenciam na Distribuição do Tamanho de Gota de Chuva (DTG)	21
3.1 – Quantidade de água líquida	21
3.2 – Processo de Colisão-coalescência	23
3.3 – Intensidade de chuva	26
3.4 – Conclusão	27
Capítulo 4 – Características dos Mecanismos Produtores de Chuva na Região Leste do Nordeste Brasileiro (ENE)	28
4.1 – Vórtices ciclônicos de altos níveis	29
4.2 – Sistemas Frontais	32
4.3 – Perturbações Ondulatória nos Alísios	33
4.4 – Brisas Marinha e Terrestre	34
4.5 – Convecção local	36
Capítulo 5 – Relevância da DTG nas Estimativas de Precipitação por Telede- tecção Terrestre	37
5.1 – Variação da precipitação no Globo Terrestre	37
5.2 – A DTG e os conceitos de base da relação chuva (R) com a refletividade radar (Z)	39
5.3 – Conclusão	42
Capítulo 6 – Sítio experimental, instrumentação e técnicas de análise	43
6.1 – Localização da área de estudo	43
6.2 – Instrumentação Utilizada	43

6.2.1 – Disdrômetro RD-69	45
6.2.2 – Analisador ADA-90	47
6.3 – Coleta e Processamento dos Dados	48
6.3.1 – Descrição do programa	49
6.3.2 – Equações usadas no cálculo dos dados pelo programa	49
6.3.3 – Correção dos dados	50
6.3.4 – Classes de gotas de chuva observada	51
6.4 – Técnicas de análise	52
6.4.1 – Determinação da Relação $Z - R$	52
6.4.2 – Estudo da forma da DTG	53
Capítulo 7 – Distribuição do tamanho das gotas de chuva (DTG)	56
7.1 – Distribuição do número de gotas de chuva em função do diâmetro	56
7.2 – Forma da distribuição do número de gotas de chuva	57
7.3 – Distribuições exponencial e log-normal	60
7.4 – Conclusão	79
Capítulo 8 – Relações $Z - R$	80
8.1 – Relação $Z-R$ para chuvas convectivas e estratiformes	80
8.2 – Equação Geral da Relação $Z-R$	84
8.3 – Relação $Z-R$ para eventos representativos de chuva	91
8.4 – Conclusão	104
Capítulo 9 – Conclusão geral	105
Capítulo 10 – Bibliografia	108

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Desenvolvimento da gota durante sua queda - processo de colisão – coalescência	25
Figura 4.1 – Ocorrência de VCAN durante o mês de janeiro de 2002. Fonte: CPTEC - CLIMANALISE vol. 17 – nº 01 - janeiro/2002	31
Figura 4.2 – Imagens do Satélite GOES-8 - 31/05/2002 às 18:00 Z Fonte: CPTEC	34
Figura 4.3 – Ilustração da formação da brisa marinha (A) durante o dia e da brisa terrestre (B) durante a noite	35
Figura 6.1 – Mapa de localização da área de estudo	44
Figura 6.2 – Detalhe do suporte do Disdrômetro RD-69 para fixação da parte externa.	45
Figura 6.3 – Ilustração do sistema de medição e avaliação de gotas de chuva	46
Figura 7.1 – Distribuição do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) por classes para todo o período	57
Figura 7.2 – Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R1	58
Figura 7.3 – Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R2	58
Figura 7.4 – Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R3	58
Figura 7.5 – Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R4	59
Figura 7.6 – Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R5	59
Figura 7.7 – Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R6	59

Figura 7.8 – Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R7	60
Figura 7.9 – Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R8	60
Figura 7.10 – Variação dos parâmetros da distribuição exponencial e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de dezembro de 2001. Os parâmetros foram definidos pelas equações 6.10 e 6.11	67
Figura 7.11 – Variação dos parâmetros das distribuições exponencial e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de janeiro de 2002. Os parâmetros foram definidos pelas equações 6.10 e 6.11	68
Figura 7.12 – Variação dos parâmetros das distribuições exponencial e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de fevereiro de 2002. Os parâmetros foram definidos pelas equações 6.10 e 6.11	69
Figura 7.13 – Variação dos parâmetros das distribuições exponencial e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de março de 2002. Os parâmetros foram definidos pelas equações 6.10 e 6.11	70
Figura 7.14 – Variação dos parâmetros das distribuições exponencial e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de abril de 2002. Os parâmetros foram definidos pelas equações 6.10 e 6.11.	71
Figura 7.15 – Variação dos parâmetros das distribuições exponencial e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de maio de 2002. Os parâmetros foram definidos pelas equações 6.10 e 6.11	72
Figura 7.16 – Variação dos parâmetros das distribuições exponencial e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de junho de 2002. Os parâmetros foram definidos pelas equações 6.10 e 6.11	73
Figura 7.17 – Variação dos parâmetros das distribuições exponencial e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de julho de 2002. Os parâmetros foram definidos pelas equações 6.10 e 6.11	74

Figura 7.18 – Variação dos parâmetros das distribuições exponencial e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de agosto de 2002. Os parâmetros foram definidos pelas equações 6.10 e 6.11	75
Figura 7.19 – Variação dos parâmetros das distribuições exponencial e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de setembro de 2002. Os parâmetros foram definidos pelas equações 6.10 e 6.11	76
Figura 7.20 – Variação dos parâmetros das distribuições exponencial e log-normal em função da taxa de chuva R para todos os meses. Os parâmetros foram definidos pelas equações 6.10 e 6.11	77
Figura 8.1 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R) com $R < 10 \text{ mm h}^{-1}$ - chuva estratiforme - tempo de observação 8.718 minutos (145,3 horas)	82
Figura 8.2 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R) com $R \geq 10 \text{ mm h}^{-1}$ - chuva convectiva - tempo de observação 1.648 minutos (27,46 horas)	83
Figura 8.3 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R) para todo o período de estudo - tempo total de observação 10.366 min (172,76 horas)	85
Figura 8.4 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R) para o mês de dezembro de 2001 - tempo total de observação 250 min (4,16 horas)	86
Figura 8.5 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R) para o mês de janeiro de 2002 - tempo total de observação 1.149 min (19,15 horas)	87
Figura 8.6 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R) para o mês de fevereiro de 2002 - tempo total de observação 831 min, (18,85 horas)	87
Figura 8.7 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de Março de 2002 - tempo total de observação 1185 min (19,75 horas)	88

Figura 8.8 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de abril de 2002 - tempo total de observação de 631 min. (10,51 horas)	88
Figura 8.9 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de Maio de 2002 - tempo total de observação 2.423 min. (40,38 horas)	89
Figura 8.10 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de Junho de 2002 - tempo total de observação 1.311 min. (21,85 horas)	89
Figura 8.11 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de Julho de 2002 - tempo total de observação 884 min. (14,73 horas)	90
Figura 8.12 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de Agosto de 2002 - tempo total de observação 993 min. (16,55 horas)	90
Figura 8.13 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de setembro de 2002 - tempo total de observação 709 min. (11,81 horas)	91
Figura 8.14 – Evento representativo referente ao dia 4/01/2002; (A) Relação Z-R; (B) Hietograma	93
Figura 8.15 – Evento representativo referente ao dia 10/01/2002; (A) Relação Z-R; (B) Hietograma	94
Figura 8.16 – Evento representativo referente ao dia 22/01/2002; (A) Relação Z-R; (B) Hietograma	95
Figura 8.17 – Evento representativo referente ao dia 14/02/2002; (A) Relação Z-R; (B) Hietograma	96
Figura 8.18 – Evento representativo referente ao dia 18/03/2002; (A) Relação Z-R; (B) Hietograma	97
Figura 8.19 – Evento representativo referente ao dia 15 e 16/05/2002; Relação Z-R; (B) Hietograma	98

Figura 8.20 – Evento representativo referente ao dia 26/05/2002; (A) Relação Z-R;	
(B) Hietograma	99
Figura 8.21 – Evento representativo referente ao dia 09/06/2002; (A) Relação Z-R;	
(B) Hietograma	100
Figura 8.22 – Evento representativo referente ao dia 10/07/2002; (A) Relação Z-R;	
(B) Hietograma	101
Figura 8.23 – Evento representativo referente ao dia 26/07/2002; (A) Relação Z-R;	
(B) Hietograma.....	103

LISTA DE QUADROS E TABELAS

Tabela 2.1 – Valores dos coeficientes (a e b) da relação $Z-R$ disdrométrica – acumulações de 1 minuto para Botucatu e Garça – Estado de São Paulo; c é o coeficiente de correlação	13
Quadro 3.1 – Valores típicos observados das propriedades das nuvens. Os valores são médias-modais: r é o raio das gotas da nuvem em microns, r' é o raio ótico eficaz, N é o número das gotas por o centímetro cúbico, L é o índice de água líquida da nuvem (gm^{-3}). Adaptado de Rosenfeld e Lensky (1998) e Hess et al. (1998)	23
Tabela 3.1 – Intensidade da chuva em relação diâmetro e velocidade terminal (Fonte: Soares,2003)	26
Quadro 5.1 – Recordes de precipitação na Terra - (*) quando disponível (fonte: http://atelier.uarte.mct.pt)	38
Quadro 6.1 – Característica do Disdrômetro RD-69	46
Quadro 6.2 – Especificações técnicas do ADA 90	47
Tabela 6.1 – Distribuição dos números de dados utilizados durante a pesquisa	48
Tabela 6.2 – Subdivisão das 27 medidas de classe de gotas no Disdrômetro RD-69 em 20 classes de gotas no programa do Disdrodata	52
Tabela 6.3 – Classes de estratificação de acordo com a taxa de chuva	54
Tabela 7.1 – Parâmetros das DTGs mensais e para todo o período de estudo; R , W , Z são respectivamente taxa de chuva, conteúdo de água líquida e fator de refletividade equivalente do radar; N_0 , λ , são os parâmetros da distribuição exponencial obtidos por regressão linear; N_t , σ , Dg são os parâmetros da distribuição log-normal.	62
Tabela 7.2 – Distribuição dos Coeficientes das Distribuições exponenciais e log-normal durante o período de estudo	78
Tabela 7.3 – Equação Geral da curva de ajuste dos parâmetros das duas distribuições, conforme a tabela 7.2	78

Tabela 8.1 – Resultados das relações $Z-R$ mensais para chuvas convectiva e estratiformes	83
Tabela 8.2 – Valores dos coeficientes (a e b) da relação $Z-R$ durante cada meses; c é o coeficiente de correlação	86
Tabela 8.3 – Coeficientes a e b , e coeficientes de correlação dos eventos representativos ocorridos durante o período de estudo com $T \geq 20$ minutos	91

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A água é a substância fluida mais abundante na superfície terrestre. Ela é o componente principal de todas as coisas vivas no nosso planeta. A quantidade total de água dentro do ciclo hidrológico é essencialmente constante, mas a sua distribuição, entre os diversos segmentos, flutua continuamente.

A grande variabilidade de intensidade e, de uma forma geral, as características estruturais das precipitações são algumas das maiores dificuldades encontradas na parametrização dos campos de chuva. Esses problemas são particularmente sentidos dentro dos modelos de circulação geral e previsão do tempo. A parametrização dos campos de chuva exerce um papel essencial nos estudos de propagação eletromagnética, notadamente nos cálculos de atenuação de ondas, como também nos algoritmos de estimativa de precipitação a partir de instrumentos de medição que utilizam microondas, na superfície terrestre ou a bordo de plataformas espaciais.

A chuva foi uma das primeiras variáveis meteorológicas medidas pelo homem para definir o seu meio ambiente. Se bem que a observação da chuva tenha uma longa história, somente uma pequena fração das precipitações do planeta é acessível a partir de métodos de medição convencionais. Para realizar uma cobertura de todo o globo, incluindo as superfícies oceânicas e as áreas terrestres desabitadas, as observações de satélite e informações de radar devem ser utilizadas. O desenvolvimento de técnicas que permitam estudar e compreender as características das precipitações desde o espaço ou na superfície, através de radar, tem sido objetivo de vários pesquisadores.

O objetivo principal deste trabalho é um estudo original da forma da distribuição do tamanho de gotas de chuva (DTG) na região de tabuleiros costeiros do Nordeste do Brasil, a partir de um conjunto de dados medidos através de espectrogranulometria, visando estabelecer relações da refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R) para a região. Como resultado das observações do comportamento da DTG, foram apresentadas várias relações entre a refletividade equivalente do radar em função de taxas de chuva, considerando diferentes definições.

A estrutura deste trabalho foi a seguinte.

Primeiramente, foram descrito sucintamente os trabalhos anteriores sobre estudos da DTG, no Brasil e em outras regiões do planeta, salientando-se os vários métodos utilizados e também as análises das DTGs obtidas com diferentes equipamentos (Capítulo 2). Em seguida, foram abordados brevemente alguns fatores microfísicos que influenciam na DTG (Capítulo 3). No Capítulo 4, foi discutida resumidamente a climatologia da região de estudo, enfatizando os mecanismos responsáveis pela produção de chuva. A variabilidade geográfica de precipitação e a importância do principal método estatístico utilizado para descrever as características da chuva nas aplicações de medidas de chuva através de radar, a DTG foram discutidas no Capítulo 5. Em seguida, no capítulo 6, foram apresentadas as características da instrumentação utilizada, a descrição do local do experimento, bem como a técnica de análise aplicada. As discussões dos resultados foram mostradas nos capítulos 7 e 8. No capítulo 7, foram mostrados os resultados da DTG, através de duas distribuições analíticas (exponencial e lognormal) e de uma estratificação das taxa de chuva (R), em 8 classes. No Oitavo Capítulo, se propôs-se a mostrar, adotando critérios e objetivos diferentes, os resultados da determinação de relações Z - R , obtidas através da aplicação de uma DTG de forma exponencial discutida no Capítulo 7. Finalmente, no Capítulo 9 foi feita a conclusão geral e, no décimo Capítulo relacionou a bibliografia consultada.

CAPÍTULO 2

ESTUDOS DA DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DE GOTA DE CHUVA (DTG):

TRABALHOS ANTERIORES

Neste Capítulo abordou-se sucintamente os principais estudos das Distribuições do Tamanho de Gotas de Chuva (DTGs) no Brasil e em outras regiões, salientando-se os vários métodos utilizados, tais como: a parametrização, experimento em laboratório, forma analítica modelos. Foram apresentadas, também, comparações entre análises das DTGs obtidas com diferentes equipamentos.

2.1 – Estudos de DTGs no Brasil

Para realizar uma cobertura da precipitação em todo o globo, incluindo as superfícies oceânicas e as superfícies terrestres desabitadas, observações a partir de satélites e dados de radar devem ser empregadas. O desenvolvimento e aplicação de técnicas, que permitam estudar e compreender as características das precipitações a partir de observações de satélite e/ou de dados de radar, tem sido objeto de um importante número de pesquisas. Como ver-se-á com mais profundamente no Capítulo 5, nas aplicações de radar, uma relação fundamental entre a refletividade do radar (Z) e a taxa de chuva (R) deve ser definida para a região a ser estudada.

No Brasil, o estudo das DTGs é bastante recente e pouco explorado. Seu início foi no final da década de 80, quando Zawadzki e Antonio (1988), estudando as DGTs na região de Bauru - São Paulo, durante o período de janeiro a abril de 1985, através de espectrogranulometria, caracterizaram as distribuições das gotas de chuvas continentais tropicais brasileiras. Para esse estudo, foram selecionados eventos com curta duração e chuva intermitente com intensidade de R

$< 3 \text{ mm h}^{-1}$. Se esses critérios não fossem adotados, isto é, eliminação de outros tipos de eventos, poderia haver um mascaramento do equilíbrio das DTGs. Os resultados indicaram que o equilíbrio entre a coalescência e o processo de quebra da gota, conduziram a um forma genérica das DTGs e a uma proporcionalidade para taxas de chuvas diferentes dentro das DTGs.

Desenvolvendo um experimento no qual comparou dados de refletividade obtidas com radar, com dados de Disdrômetro Joss-Waldvogel, (de agora em diante JWD) em duas localidades do Estado de São Paulo - Botucatu e Garça, Antônio (2000) obteve varias relações entre a refletividade do radar (Z) e a taxa de chuva (R) como mostra a Tabela 2.1. Concluiu que as comparações das medidas providas pelos dois instrumentos mostrara 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. 1- 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	a	b	c	Garça	a	b	c
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

2.2 - Estudos de DTGs em outras regiões do globo.

As características da DTG dependem dos processos microfísicos, dinâmicos e cinéticos que, interativamente, influenciam na precipitação da chuva, ver-se-á detalhes no Capítulo 3. As DTGs formam a base de uma definição e computação da maioria dos parâmetros interveniente

nos problemas de propagação microondas dentro das nuvens e da chuva, principalmente na estimativa de chuva através de radar. Isto justifica o porquê dos inúmeros esforços que já foram feitos para medir, compreender e modelar as DTGs (Mashall e Palmer, 1948; Joss e Gori, 1976, 1978; Feingold e Levin, 1986; Zawadzki e Antonio, 1988; Willis e Tattelman, 1989; Sauvageot e Lacaux, 1995; Sauvageot et al., 1999; entre outros).

Foi através de relações empíricas e dados obtidos através de disdrômetro que Seliga et al. (1986) estimaram a velocidade de queda da chuva, quantidade de água líquida e fator de refletividade de radar, para a região de Illinois central, nos Estados Unidos, no dia 6 de outubro de 1982. As comparações com os parâmetros que compõem a distribuição foram feitas através de modelos exponenciais e gama. As simulações da estimativa da relação $Z-R$ e a velocidade de queda da chuva foram comparadas com valores estatísticos obtidos pelo disdrômetro. O resultado mostrou um ajuste excelente entre os parâmetros derivados do disdrômetro e das relações empíricas.

Sheppard (1989) realizou medidas de refletividade equivalente do radar. As medidas feitas com o JWD foram usadas para avaliar as condições dos modelos baseados em processos de colisão-coalescência. Os modelos mostraram que a DTG evolui com distância da queda e apresentou uma distribuição de equilíbrio com máximos secundários. Isso também foi observado recentemente por Sauvageot e Koffi (1999) estudando picos em DTGs com diferentes taxas de chuvas. Sheppard (1989) ao realizar a calibração em laboratório da função de transferência da eletrônica (modelo JWD RD-69) indicou que os limites desse canal diferem de seus valores especificados de diâmetro. O efeito dessa discrepância foi demonstrado aplicando os limites medidos do canal a uma distribuição de Marshall-Palmer. Os resultados mostraram que os máximos secundários ocorrem nos intervalos de diâmetro de 0,6-0,7; 1,0-1,2; 1,8-2,1 mm.

Nzeukou e Sauvageot (2002), analisando, através de disdrômetro, as chuvas provocadas por linhas de instabilidade (*squall lines*) na região de Dakar, no Senegal (14° 34'N, 17°29'W, leste do Oceano Atlântico), utilizaram um conjunto de dados coletados durante quatro anos totalizando 148 eventos de chuva. O objetivo desse estudo foi caracterizar a DTG numa transição entre a terra e mar. As DTGs foram estratificadas em oito classe de taxa de chuva. Essa estratificação fez com que legitime as DTGs, pois a maioria dos seu parâmetros dependem da taxa de chuva. Essa estratificação foi aplicada a 3 tipos de distribuições: exponencial, gama modificada e lognormal. Os resultado mostraram que a forma das DTGs média se apresentou bem semelhante entre os anos; a inclinação das DTGs para valores de $R > 20$ mm tende a permanecer constante. A pesquisa também determinou os coeficiente da relação $Z-R$ para chuvas convectiva e estratiforme e foram obtidas as relações: $Z=162 R^{1.48}$ para chuva convectiva e $Z= 371R^{1.24}$ para chuva estratiforme.

Outro estudo da DTG numa linha de instabilidade tropical foi feito por Sauvageot e Koffi (1999), na parte norte do Congo, África Ocidental em Boyélé,. As DTGs normalmente foram observadas em um curto período de tempo, apresentando máximos e mínimos relativos. Os resultados mostraram uma estrutura multimodal, seguindo as classes do tamanho de gota. E, para explicar a dependência da forma da DTG, foi proposto um modelo conceitual, no qual as modas são interpretadas como sendo um acúmulo de células de chuva. Esses acúmulos geram uma sucessão de células de intensidade crescente e foi observado na extremidade principal da linha de instabilidade, resultando em uma sub-inclinação (*undersloping*). No final do sistema convectivo, foi notada uma sucessão de células com intensidade decrescente, resultando uma sobre-inclinação (*oversloping*).

Sauvageot e Lacaux (1995), utilizando uma amostra grande de dados coletados em quatro locais, Brest (48° 25' N, 4° 25' W), Niamey (13° 30' N, 2° 10' E), Abidjan (5° 25' N, 4° W),

Boyélé (2° 50' N, 18° 04' E), através de JWD, apresentaram resultados que mostraram que nem a hipótese de uma distribuição exponencial, usada para representar uma alta taxa de chuva, nem o conceito de equilíbrio da distribuição, sugerido por vários modelos usando parametrização, foram compatíveis com as suas observações. Para descrever a DTG, foram usados dois critérios: um com diâmetro $D < D_c$ (limiar variável), para gotas pequenas e outra para gotas grande $D > D_c$. Foi observado para $D < D_c$ que a DTG depende de R e da altura da base de queda da chuva (Z_0). Observou-se, também, uma diminuição de gotas pequenas com aumento de R , sugerindo que a depleção das gotas pequenas não seja totalmente compensada pela contribuição do processo de colisão. Para $D > D_c$, concluíram que a inclinação da distribuição é quase independente e a DTG não depende de Z_0 . A relação do fator de refletividade de radar Z e R foi obtida a partir das médias de D e os coeficientes da relação Z - R , para diferentes tipos de chuva, sofreram influência das diferenças de concentração das gotas pequenas.

Steiner e Smith (2000) mostraram a relação entre o fator da refletividade do radar (Z), taxa de chuva (R) e o fluxo de energia cinética (E). Os dados foram obtidos com um JWD em uma pesquisa realizada na região norte do Mississipi, EUA. Foi dada uma atenção especial à variabilidade climática e às incertezas das estimativas de um parâmetro em relação a outro. Os resultados evidenciaram uma grande variabilidade dos coeficientes da relação de potência $Y = A_b X^b$, onde Y e X representam a combinação de Z , de R e de E . A variabilidade do expoente b foi pequena o bastante para se ter, como uma aproximação climatológica, expoentes fixos, visando uma simplificação dos procedimentos da estimativa de R . Todavia, o fator multiplicativo A_b teve que ser ajustado para eventos de tempestade. A incerteza de estimativa dos parâmetros de chuva, através da relação de um parâmetro com outro, assumindo ponderações baseadas no tamanho de gotas e na variabilidade do espectro de gotas de chuva, foi de aproximadamente 50% para a relação do Z - R , 40% para relação E - R e de 25% para a relação Z - E . Concluíram, também, que,

para as intensidades iguais ou superiores a 100 mm h^{-1} , a incerteza foi reduzida em aproximadamente 20% nas três relações. Esses resultados mostraram uma sensibilidade significativa para a escolha do método a ser aplicado na determinação da relação entre os parâmetros de chuva.

Jones (1992), com uma amostra de 26.865 m^3 obtida em dez locais distintos, desde a região tropical até a região das Ilhas Aleutas, analisou o espectro de gotas de chuvas e verificou uma moda dominante apresentando valores de 0,8 a 1,6 mm. Esse conjunto de dados foi obtido de 1953 a 1968, usando um sistema de câmera automática desenvolvido pelo *Illinois State Water Survey* (ISWS) para gravar as imagens das gotas de chuva. O estudo teve como objetivo verificar picos dentro da distribuição. Foram encontrados picos com diâmetro de 0,9 mm, mas não foram significativamente frequentes quando comparados com outros de valores próximos. Picos secundários também foram detectados, mas não em todas as amostras. Concluiu que há expectativa de que picos localizados possam ser vistos também em um conjunto de dados obtidos com um JWD. Todavia, a confirmação com os dados obtidos com a técnica fotográfica não foi decisiva, o que não significa uma negativa dos resultados indicados.

Steiner e Waldvogel (1987), analisando 1.747 DTGs em vários tipos de chuva com instrumentos diferentes e em locais distintos, verificaram que as DTGs apresentaram uma característica do tipo “picos múltiplos”. Esse fato foi observado em períodos curtos e com grande taxa de chuva. O resultado mostrou a existência de gotas com diâmetros distintos dentro de uma chuva do tipo convectiva, da entre 0,7 a 3,2 mm, e uma probabilidade de 65% de ocorrência dos picos múltiplos. Tais picos podem representar indícios importantes para investigações no crescimento da precipitação e em mecanismos binários da interação das gotas de chuva. Concluíram que encontrar observação dos picos em espectro do pinga de chuva é consistente com diversos modelos teóricos e, do ponto de vista quantitativo, é importante mencionar que o

pico não tem freqüentemente grande influência com a relação $Z-R$ ou qualquer relação com o uso do radar em aplicações meteorológicas.

Campo (1999) apresentou uma revisão sobre a medida do espectro de gotas de chuva, enfatizando os métodos para medir as DTGs, assim como um sumário das técnicas mais usadas para a análise de dados em diversas regiões geográficas. Esses métodos vão desde o papel-absorvente, farinha, câmara de gotas de chuva até os mais modernos como disdrômetro e dispositivos óticos e radar Doppler. Concluiu que todos os métodos usados na determinação da DTG estão longe da perfeição. Os métodos do papel-absorvente e da farinha, por exemplo, não são apropriados para gotas pequenas nem para as gotas maiores. Os sensores electro-acústico e os dispositivos óticos têm volume de amostra muito pequeno e, nas estimativas com radar Doppler, as DTGs são afetadas por movimentos de ventos verticais e horizontais. Finaliza incentivando intercomparações entre instrumentos e métodos, a fim de identificar as ferramentas mais adequadas a serem usadas para superar.

Estudos da DTG através de comparação de resultados com diferentes equipamentos, também foi feito por Donnadieu (1980). Durante uma campanha de medidas que ocorreu em torno de Paris em outubro e novembro de 1977, foi coletada uma série de dados de eventos de chuva (tempestade) que totalizou 14 medições de 1 min de duração. Essas medidas foram feitas por dois equipamentos: um espectro-pluviômetro, que mede o diâmetro e velocidade da queda da gota, e um JWD. O estudo consistiu em fazer comparações dos valores médios do número de gotas em função do diâmetro $N(D)$ da DTG, da taxa de chuva (R), conteúdo de água líquido (W) e fator de refletividade do radar (Z). Os resultados obtidos foram comparados aos resultados obtidos por Gunn e Kinzer (1949). Donnadieu (1980) mostrou que a velocidade de queda da chuva foi aproximadamente de 1 – 13% acima dos valores de Gunn e Kinzer (1949) para um

diâmetro de (0,8 – 2,8 mm), e produziu um desvio na correção de 12% na taxa de chuva (R) e de 17% no conteúdo de água líquida (W) e fator de refletividade do radar (Z).

2.3 - Outras análises da DTG

A energia cinética do impacto das gotas de água na superfície do solo tem grande influência na erosão e a infiltração da água no solo. Assim, com a crescente utilização de sistemas de irrigação por aspersão em áreas irrigáveis torna-se necessário quantificar e modelar a erosividade provocada pela utilização destes sistemas.

Fernandez et al. (2002), com auxílio de um JWD, estudaram a caracterização de gotas através da energia cinética das gotas em uma área de irrigação rotativa e de uma outra área irrigada por canhão de irrigação. A energia cinética da precipitação na área de irrigação rotativa variou de 6 a $59 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1} \text{ h}^{-1}$ e, na do canhão de irrigação variou de 2 e $17 \text{ J m}^{-2} \text{ mm}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Concluíram que a energia cinética média da precipitação da área de irrigação rotativa foi 3 vezes superior à medida na do canhão de irrigação.

Nystuen (2001) mostrou que uma gota de chuva, ao cair sobre uma superfície líquida, provoca um som (subaquático) que pode ser detectado e usado para medir o tamanho dessa gota. Usando cinco tamanhos acústicos significativos de gota de chuva, apresentou resultados que foram usados para medir a DTG. Concluiu que algumas limitações foram associadas com o “alto volume” relativo provocado pelas gotas maiores (diâmetro superior a 3,5 mm) e com o “baixo volume” relativo das gotas médias (diâmetro 1,2 - 2,0 milímetro), e da influência do vento que suprimiu o sinal das gotas pequenas (diâmetro 0,8 – 1,2 mm). Mesmo assumindo essas limitações, várias medidas de chuva foram efetuadas, incluindo a taxa de chuva, o fator de refletividade equivalente do radar, o tamanho mediano da gota e de outros momentos estatísticos integrados à DTG. Uma relação $Z-R$ foi determinada, mostrando que as partes dessa relação são

influenciadas pela chuva que contem populações específicas de gotas. Finalmente, afirmaram que essa técnica tem a aplicação inerente nas regiões oceânicas remotas, onde as medidas de chuva são necessárias para ajudar a estabelecer o conhecimento da distribuição e da intensidade globais de chuva.

2.4 - Conclusão

Essa abordagem permitiu observar que a DTG tem sido usada largamente para descrever a física da chuva e, por isso, as distribuições têm sido medidas por uma diversidade de método, e em diferentes regiões climáticas na Terra, variando no tempo e no espaço. Diversos observadores têm determinado equações empíricas, parametrização e comparação entre equipamentos. É importante salientar que o estudo da DTG não se resume apenas em aplicar o conhecimento dentro da parte física da chuva, mas também aplicar esse estudo para outras linhas de pesquisa, como por exemplo, a erosão do solo, ou para compreender melhor a infiltração das chuvas se infiltrarem na superfície terrestre. De tudo que viu-se sobre os estudos de DTG, pode-se concluir que a distribuição das gotas sobre a superfície da Terra é a forma mais apropriada para descrever os campos de precipitação.

CAPÍTULO 3

FATORES QUE INFLUENCIAM NA DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DE GOTA DE CHUVA (DTG).

Para que ocorra precipitação atmosférica, é necessário que as gotas de água ou os cristais de gelo das nuvens se tornem suficientemente grandes para que a força gravitacional predomine e os atraiam para a superfície. Esse crescimento é influenciado particularmente pelos movimentos verticais - para cima e para baixo - do vento, como também pela carga elétrica das nuvens. Uma gota da chuva de um diâmetro de alguns milímetros foi composta por milhares de outras gotas menores. Logo, o conhecimento de determinados fatores, que determinam a formação das nuvens e chuvas, contribui para um melhor entendimento da distribuição do tamanho da gota de chuva (DTG) em diferente classe de taxa de chuva. O propósito deste Capítulo é rever brevemente alguns desses fatores tais como quantidade de água líquida (QAL), processo de colisão e coalescência, velocidade de queda e intensidade da chuva.

3.1 - Quantidade de água líquida

O vapor d'água é um gás invisível, mas os produtos da condensação e deposição de vapor d'água são visíveis. As nuvens são manifestações visíveis da condensação e deposição de vapor d'água na atmosfera. Podem ser definidas como conjuntos visíveis de minúsculas gotas de água ou cristais de gelo, ou uma mistura de ambos. Há duas propriedades em comum nos vários processos de condensação. Primeiro, o ar deve estar saturado, o que ocorre quando o ar é resfriado até seu ponto de orvalho, o que é mais comum, ou quando o vapor d'água é adicionado ao ar. Segundo deve haver geralmente uma superfície sobre a qual o vapor d'água possa se condensar. Quando o orvalho se forma, objetos próximos ou sobre o solo servem a esse

propósito. Quando a condensação ocorre no ar acima do solo, minúsculas partículas, conhecidas como núcleos de condensação servem como superfície sobre a qual o vapor d'água condensa.

As gotículas de nuvem são minúsculas, com diâmetro médio menor que 20 μm (um fio de cabelo tem diâmetro em torno de 75 μm). Devido ao pequeno tamanho, sua velocidade de queda seria tão pequena, de modo que, mesmo na ausência de correntes ascendentes, ela se evaporaria poucos metros abaixo da base da nuvem. As nuvens são constituídas de muitas dessas gotículas, todas competindo pela água disponível; assim, seu crescimento, via condensação, é pequeno.

A quantidade de água líquida (QAL) de uma nuvem pode ser expressa em gm^{-3} ou gkg^{-1} . É evidente que uma das mais importantes propriedades da concentração de água condensada uma nuvem. Isso afeta diretamente a capacidade da nuvem de produção de chuva. A QAL varia extremamente de nuvem a nuvem e dentro das próprias nuvens. Segundo Belculfine (1977), os valores de QAL dentro das nuvens é sempre inferior a 1 gm^{-3} , e um valor de $0,5 \text{ gm}^{-3}$ é, provavelmente o valor médio típico para uma nuvem *cúmulos*. As nuvens convectivas têm uma QAL mais elevada que as nuvens estratiformes. Para nuvens convectivas, a QAL aumenta com altura (até o nível do congelamento) e é mais elevado quando a temperatura da base de nuvem é mais elevada. De acordo com Rosenfeld e Lensky (1998) e Hess et al. (1998), a QAL das nuvens é baixa em parte por causa da mistura com o ar seco ambiente e, em parte, por causa da precipitação que “extrai” a água das nuvens. A Quadro 3.1 mostra os valores típicos observados das propriedades das nuvens.

De acordo com Quadro 3.1, as nuvens marinhas têm poucas gotas quando comparadas com as nuvens continentais do mesmo tipo. No entanto, essas gotas são maiores para compensar a QAL, que é mais ou menos idêntica em ambos os ambientes. As nuvens *estratos* e *cúmulos*, embora de origens diferentes, têm a QAL mais ou menos idêntica, mas a QAL equivalente das

nuvens *cirros* é, no mínimo, de uma ordem de magnitude menor. A escala de valores observada é muito grande. Para todas as nuvens, o nível da observação é justamente abaixo do nível de congelamento, à exceção da névoa e dos *cirros*. Como se sabe as nuvens *cirros* constituem-se inteiramente de cristais de gelo, logo os valores mostrados na Quadro 3.1 são equivalentes líquidos.

Quadro 3.1 - Valores típicos observados das propriedades das nuvens. Os valores são medias-modais: r é o raio das gotas da nuvem em microns, r' é o raio ótico eficaz, N é o número das gotas por o centímetro cúbico, L é o índice de água líquida da nuvem (gm^{-3}).

Adaptado de Rosenfeld e Lensky (1998) e Hess et al. (1998).

Ambiente	Tipo de nuvem	r	r'	N	L
Continental	<i>Estratos</i>	4,7	7,3	250	0,28
	<i>cúmulos</i> (limpo)	4,8	5,8	400	0,26
	<i>cúmulos</i> (poluída)	3,5	4,0	1300	0,3
	<i>cumulonimbos</i> (crescimento) *	6-8	7-10	~500	1-3
	<i>cumulonimbos</i> (dissipação) *	7-8	9-10	~300	1,0-1,5
	Névoa	8,1	10,7	15	0,06
Marinho	<i>Estratos</i>	6,7	11,3	80	0,30
	<i>Estratocúmulos</i>	10,4	12,7	65	0,44
Continental ou Marinho	<i>cirros</i> (-25°C)	-	92	0,11	0,03
	<i>cirros</i> (-50°C)	-	57	0,02	0,002

* baseado em medidas *in situ* e através de satélite sobre a Indonésia, Tailândia e Israel.

3.2 - Processo de Colisão-coalescência

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: as gotas maiores caem mais rapidamente que as pequenas e alcançam (capturam) as outras gotas de que se encontram em seu caminho. As colisões podem ocorrer por uma resposta distinta das gotas à ação das forças gravitacional, elétrica e aerodinâmica. Tanto o

campo elétrico como campo de turbulência, deveriam ser muito mais intensos para ter maior influência, e poder provocar efeitos comparados ao gravitacional.

A grande parte da constituição das nuvens é de gotículas de água líquida com diâmetro da ordem de 20 μm . Todavia, para que se forme precipitação, essas gotículas devem possuir diâmetros médios superiores a 20 μm . Essas gotículas maiores se formam quando núcleos de condensação "gigantes" estão presentes e quando partículas higroscópicas, como sal marinho, existam. Essas partículas higroscópicas começam a remover vapor d'água do ar em umidades relativas abaixo de 100% e podem crescer muito. Como essas gotículas "gigantes" caem rapidamente, elas colidem com as gotículas menores e mais lentas e coalescem (combinam) com elas, tornando-se cada vez maiores. Tornando-se maiores, elas caem mais rapidamente e aumentam suas chances de colisão e crescimento (Figura 3.1). Após, um milhão de colisões, aproximadamente, elas estão suficientemente grandes para cair até a superfície sem se evaporar. Gotículas em nuvens com grande profundidade e umidade abundante têm mais chance de atingir o tamanho necessário. Correntes ascendentes também ajudam porque carregam as gotas, fazendo as subir várias vezes dentro da nuvem.

A colisão nem sempre produz coalescência. Quando um par de gotas se choca, pode haver distintos tipos de interação:

- 1) Separam-se em seguida ao choque;
- 2) Unem-se permanentemente por colisão;
- 3) Depois de unirem-se por coalescência, voltam a se separar, recuperando, aparentemente, sua identidade inicial;
- 4) Em seguida a uma coalescência, fracionam-se em um determinado número de gotas menores.

O tipo de interação depende do tamanho das gotas, assim como da trajetória, mas pode ser também influenciado pelas forças elétricas existentes outros fatores.

As gotas de chuva podem crescer até aproximadamente 6 mm de diâmetro, quando sua velocidade terminal é de 30 km h^{-1} . Com esse tamanho e velocidade, a tensão superficial, que a mantém inteira, é superada pela resistência imposta pelo ar, que acaba "quebrando" a gota. As pequenas gotas resultantes recomeçam a tarefa de anexar gotículas de nuvem.

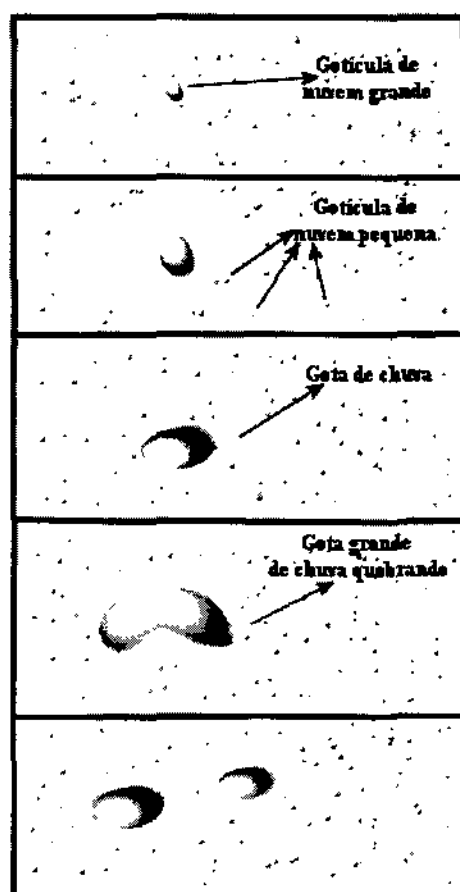


Figura 3.1- Desenvolvimento da gota durante sua queda: processo de colisão – coalescência.

Gotas de chuva produzidas em nuvens quentes são usualmente menores que aquelas de nuvens frias. De fato, raramente as gotas de chuva de nuvens quentes excedem 2 mm de diâmetro. Através de uma combinação do processo de Bergeron (este processo aplica-se a nuvens

frias, que estão em temperaturas abaixo de 0° C) com o de colisão-coalescência uma nuvem fria produz gotas maiores que o processo de colisão-coalescência sozinho nas nuvens quentes (Rogers , 1967).

3.3 – Intensidade de chuva

O tamanho da gota está intimamente relacionado com a intensidade da precipitação e com a velocidade terminal das gotas de chuva. Quanto maior for o tamanho das gotas, maior será a sua velocidade terminal e maior será a intensidade da precipitação. A Tabela 3.1 mostra bem essa relação.

Tabela 3.1 - Intensidade da chuva em relação diâmetro e velocidade terminal

Fonte: Soares, 2003.

Tipo	R (mm h ⁻¹)	Diâmetro da Gota (mm)	Velocidade Terminal (ms ⁻¹)
Garoa	≤0,3	≤0,5	4,2
Chuva Moderada	1,2 – 3,8	1,2 – 1,5	5,0
Chuva Pesada	15 - 100	2,5 – 6,5	7,6

O ritmo da precipitação, ou sua intensidade é o fluxo de precipitação através de uma superfície horizontal que é expresso em termos de volume de fluxo de água. Conseqüentemente, a intensidade pode se expressa em função da distribuição por tamanho, $N(D)$, através da seguinte relação:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 u(D) dD, \quad (3.1)$$

onde $u(D)$ é a velocidade de queda de uma gota de um diâmetro D .

Os valores de R na superfície terrestre variam enormemente. Em níveis mais elevados, é possível que existam movimentos verticais mais acentuados que possam afetar a interpretação da intensidade de precipitação como fluxo, resultando uma resposta um tanto quanto ambígua. Quando existe uma corrente vertical ascendente U , o fluxo de precipitação pode ser escrito da seguinte forma:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 (u - U) dD. \quad (3.2)$$

Contudo, existe uma medida de precipitação que é independente da velocidade da corrente ascendente e, o conteúdo de água precipitante que pode ser definido como:

$$L = \frac{\pi}{6} \rho_l \int_0^{\infty} N(D) D^3 dD \quad (3.3)$$

Na superfície, R apresenta grande variação em sua quantidade, estando associada a nuvens do tipo convectiva e estratiforme. Assim, intensidade que ultrapassa, por exemplo, 10 mm/h, está sempre associada a nuvens convectiva.

3.4 - Conclusão

O tamanho, a forma das partículas, a intensidade da chuva são de importância fundamental no entendimento das DTGs. Por sua vez, o conhecimento da DTGs é importante e influenciam diversos campos de pesquisa como: interpretação dos dados de radar meteorológico, erosão do solo, agricultura e telecomunicações. Portanto, para se caracterizar as DTGs se faz necessário conhecer fatores, que estão relacionado com a microfísica, com a dinâmica e os processos cinemáticos que influenciam a chuva.

CAPÍTULO 4

CARACTERÍSTICAS DOS MECANISMOS PRODUTORES DE CHUVA NA REGIÃO LESTE DO NORDESTE BRASILEIRO (ENE).

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 subdivisão do clima numa região. É diferente de outros elementos que pouco variam como, por exemplo, temperatura e pressão. Para o leste do NEB (ENE), 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 setoriais agrícolas. A quantidade e a distribuição da precipitação que incide anualmente sobre uma certa região é bastante importante, determinando o tipo de vegetação e influencia 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 ENE 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.

Os mecanismos produtores de chuva no leste do NEB se apresentam em três escalas: sinótica, meso-escala e micro-escala. Na escala sinótica, destacam-se os sistemas frontais e os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN). Os maiores responsáveis pela chuva em meso-escala

são as perturbações ondulatórias dos Alísios e as brisas (marinha e terrestre). O sistema que se destaca na micro-escala são as pequenas células convectivas. O objetivo deste capítulo é mostrar resumidamente a climatologia dessa região, enfatizando os mecanismos responsáveis pela produção de chuva na região.

4.1 - Vórtices ciclônicos de altos níveis

O Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN) é um sistema de escala sinótica caracterizado por uma baixa pressão que se forma na alta troposfera, podendo estender-se até a média troposfera dependendo da instabilidade da atmosfera. Esse sistema possui uma circulação ciclônica 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 se classificado em dois tipos: tipo Palmén - associado a bolsões de ar frio acoplados 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 diferentes pois, na gênese dos VCANs tropicais, em suas gêneses, não aparece a 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.

Silva et al (1990) estudando a ocorrência do VCAN no NEB, identificaram a existência de uma forte correlação entre a advecção de temperatura e o desenvolvimento do vórtice, com a

advecção do ar frio contribuindo para intensificar o sistema. A formação de VCAN ciclônicos 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 pela maioria dos vórtices ciclônicos da alta troposfera estão confinada nos altos níveis (acima de 5000m de altura) sendo que cerca de 60% não atingem o nível de 700hPa e em torno de 10% atingem a superfície (Frank, 1966).

Sua circulação ciclônica (horária no Hemisfério Sul) 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 um 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*, 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 associada varia, ocorrendo muitas vezes intensa e com precipitação, e outras vezes pouco com céu está quase claro.

Os vórtices deslocam-se lentamente do oceano para o continente e vice-versa. A nebulosidade e instabilidades sendo nos setores leste e nordeste do vórtice. Os vórtices ciclônicos da alta troposfera que atuam no Nordeste são observados nas estações de primavera, verão e

outono, com máxima frequência no mês de janeiro. A Figura 4.1 apresenta os dias de ocorrência de VCAN durante mês de janeiro de 2002. Pode-se observar os dias de atuação destes sistemas e sua trajetória. Os centros dos vórtices posicionaram-se preferencialmente sobre o oceano, contribuindo assim para que ocorressem chuvas abundantes na região Nordeste e leste da Amazônia.

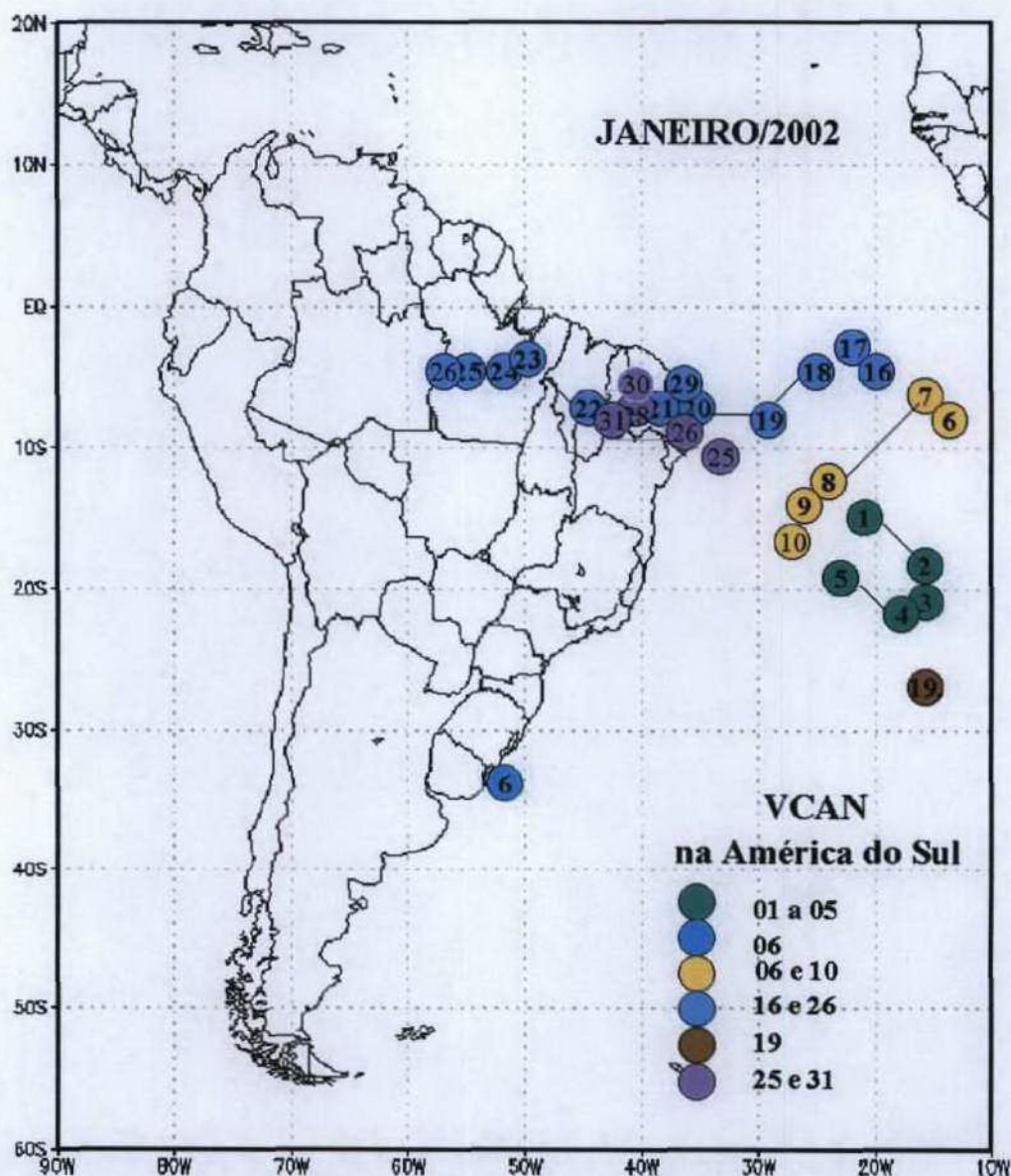


Figura 4.1- Ocorrência de VCAN durante o mês de janeiro de 2002.

Fonte: CPTEC - CLIMANALISE vol. 17 – nº 01 - janeiro/2002

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

4.2 -Sistemas Frontais

O movimento de duas massas de ar com diferentes características de temperatura, pressão e umidade, encontram-se, dando origem ao chamado sistema frontal, que é composto, por uma frente fria, o motor do sistema, e uma frente quente que a antecede. A faixa onde o ar mais frio e denso encontra na massa de ar quente e menos denso, empurrando-a em forma de cunha e obrigando-a a subir, designa-se por frente fria. A faixa onde a massa de ar quente volta a ter contacto com ar mais frio e denso, sendo assim forçado a subir também em forma de cunha, designa-se por frente quente.

Esse encontro entre as massas é forçado por um gradiente de pressão, que impulsiona uma massa na direção da outra. Quando úmidas e estáveis, as nuvens predominantemente são as estratiformes (nimbostratos, altostratos e cirrustratos) com precipitação moderada. Entretanto, quando o ar quente é úmido e instável (ou em tendência para ser instável), as nuvens são predominantemente cumuliformes e a precipitação é na forma de pancadas com intensidade

moderada a forte. Segundo Molion e Bernardo (2002), o sistema frontal é um importante mecanismo na produção de chuva no leste do NEB em todas as épocas do ano, principalmente no inverno do Hemisfério Sul, o que está de acordo com Kousky (1979). As latitudes de penetração desses sistemas ficam entre 5° S e 18° S. A Figura 4.3 mostra o posicionamento de uma frente fria próxima ao NEB.

4.3 - Perturbações Ondulatória nos Alísios

São sistemas que também são responsáveis pela chuva na Costa Leste do Nordeste Brasileiro, ocorrendo mais frequentemente durante a estação chuvosa, entre os meses de abril e agosto. Geralmente, estão associados a sistemas convectivos responsáveis por grande taxa de chuva sobre a costa Leste do NEB.

Para Molion e Bernardo (2002), a Perturbação Ondulatória nos Alísios (POA) ocorrem através de uma produção de grandes complexos convectivos (CCS) na região da ZCIT, que por sua vez, causam perturbações ondulatórias no campo do vento dos Alísios. Esses CCS são formados através da penetração de sistemas frontais do HN, para as regiões de latitude equatoriais, quando o posicionamento da ZCIT está mais para HS, durante os meses de dezembro a abril. O deslocamento da POAs é para o oeste, cruzam o Equador, com velocidade de 6° a 8° de longitude por dia, não apresentando sobre o oceano condições de desenvolvimento sua intensificação ocorre quando chegam a costa, devido ao aumento da convergência e umidade e ao contraste térmico. Quando associadas com a brisa marinha, essas perturbações chegam a penetrar até 300 km para dentro do continente. Quando confluírem com a brisa terrestre, ocorrendo principalmente próximo à costa do ENE à noite, podem intensificar-se e causar tempestade com total pluviométrico superiores a 50 mm por dia.

A Figura 4.2 mostra a ocorrência de linhas de cumulonimbos durante o mês maio de 2002, (dia 31 às 18:00 Z). Analisando essa figura, nota-se a formação de aglomerados de nuvens associados à propagação de distúrbios ondulatórios de leste, que geraram chuvas superiores a 30 mm na fronteira entre o litoral de Alagoas e Pernambuco.



Figura 4.2 - Imagens do Satélite GOES-8 - 31/05/2002 às 18:00 Z

Fonte: CPTEC

4.4 - Brisas Marinha e Terrestre

As brisas do mar, ilustradas esquematicamente na Figura 4.4, são um tipo de vento litoral de meso-escala causado pela circulação térmica. 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.

Durante a noite o continente perde calor muito mais rapidamente que o oceano e, a partir de uma certa hora após o por do sol, a superfície do oceano passa a ostentar uma temperatura mais elevada que a do continente. A faixa de baixa se situa, então, sobre o oceano e o movimento ascendente associado a ela pode gerar nuvens convectivas. O vento passa a soprar do continente para o mar, à superfície, constituindo a brisa terrestre, também perpendicular à costa. A brisa terrestre é, em geral, mais fraca que a marítima.

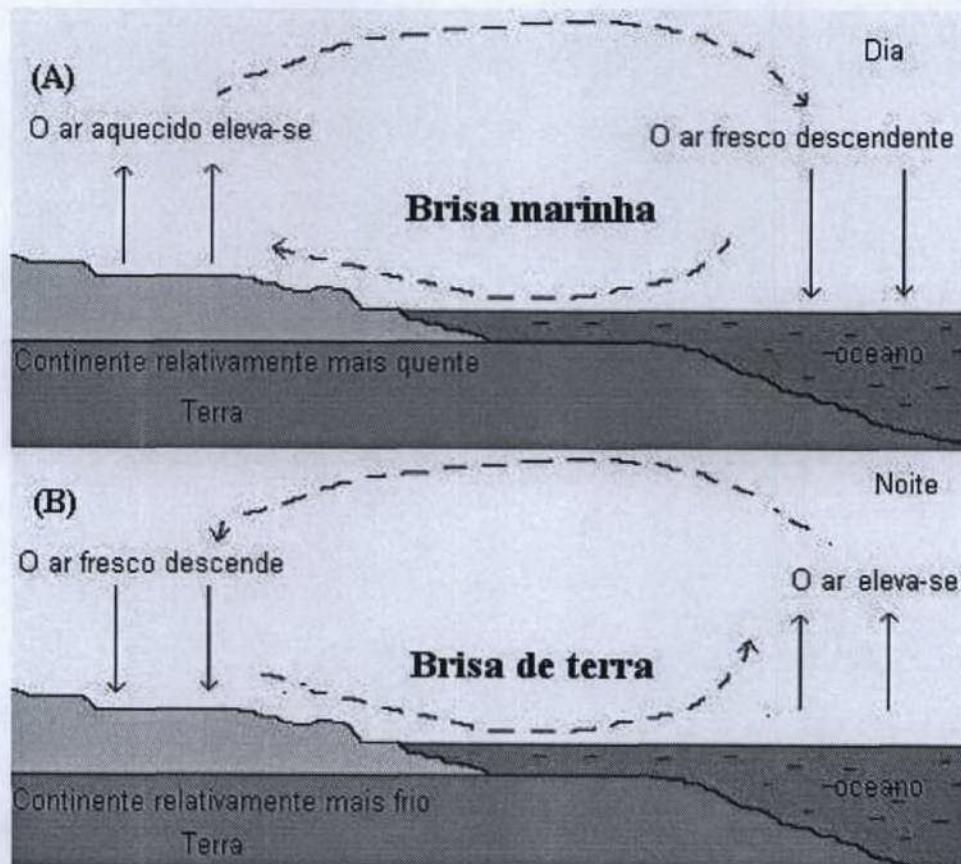


Figura 4.3 - Ilustração da formação da brisa marítima (A) durante o dia e da brisa terrestre (B) durante a noite.

As brisas marinhas e terrestres são mecanismos de chuva que estão sempre atuando no leste do NEB, produzindo chuvas leves e de curta duração. Por exemplo, onde os ventos alísios são persistentes e intensos durante todo o ano, quase sempre as brisas apenas contribuem para mudar um pouco a direção e a velocidade daqueles. Dependendo da orientação da costa, a velocidade do vento, resultante da superposição alísio-brisa, pode ser maior ou menor que a do alísio.

No leste do NEB, o máximo de chuva ocorre entre maio e julho e está ligada à maior atividade de circulação de brisa, a qual adveceta bandas de nebulosidade média para o continente e associam-se as ações das frentes frias remanescentes, que se propagam ao longo da costa (Kousky, 1979). Segundo Molion e Bernado (2002), as massas de ar das brisas terrestre apresentam características termodinâmicas distintas das associadas aos Alísios, isto é, a temperatura da brisa está entre 21°C a 24°C, enquanto dos Alísios 24° a 26°C; a umidade relativa para brisas é de 65% e 75% os Alísios 80% a 90%.

4.5 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 semi-árido.

CAPÍTULO 5

RELEVÂNCIA DA DTG NAS ESTIMATIVAS DE PRECIPITAÇÃO POR TELEDETECÇÃO TERRESTRE.

Neste capítulo, será discutido brevemente a variabilidade geográfica de precipitação e a importância do principal método estatístico utilizado para descrever e caracterizar as chuvas, e nas aplicações de medidas de chuva através de radar.

5.1 – Variação da precipitação no Globo Terrestre

Existem vários fatores que podem explicar como é a distribuição de precipitação no globo terrestre. *A precipitação varia com a latitude devido à disposição dos diferentes centros barométricos que, apesar de ocuparem faixas do globo mais ou menos paralelas ao equador, deslocam-se para norte e para sul acompanhando, com atraso, o movimento aparente do Sol.* As áreas do globo com maiores índices de precipitação são as regiões equatoriais e as latitudes médias, pois é aí que se localizam os centros de baixas pressões equatoriais e subpolares. Pelo contrário, as áreas com menor valor de precipitação localizam-se nos trópicos e regiões polares, devido à subsidência do ar nos centros de altas pressões subtropicais e polares.

Um outro fator importante é a altitude. Com o aumento da altitude, a temperatura diminui o que facilita a condensação e a formação de precipitação. Assim, é nas regiões mais altas que se registram maiores valor de precipitação.

O relevo, por exemplo, nas montanhas que se dispõem mais ou menos paralelamente à linha da costa, as vertentes a barlavento são mais expostas aos ventos úmidos. O ar depara-se com a barreira montanhosa e é obrigado a subir. Ao subir, arrefece e satura, dando-se a

condensação do vapor de água e a formação de nuvens, originando a queda de precipitação do tipo orográfico ou de relevo. As vertentes opostas (a sotavento) são mais protegidas pelos ventos, o ar é mais seco e a precipitação é menor.

A precipitação varia, também com a continentalidade, isto é, a proximidade ou afastamento de um lugar em relação ao mar. Os lugares mais próximos do oceano têm tendência a registrar em maiores valores de precipitação anual do que os lugares localizados no interior dos continentes.

A origem das correntes marinha influencia, também, a distribuição das precipitações na Terra. Se as correntes marinhas forem provenientes das regiões equatoriais e tropicais são quentes, e vão suprir mais umidade ao ar, originando precipitações mais elevadas nas áreas litorais junto das quais passam. Se as correntes marinhas forem provenientes das regiões polares, são frias e vão estar associadas a precipitação menor.

Quadro 5.1 - Recordes de precipitação na Terra - (*) quando disponível.

(fonte: <http://atelier.uarte.mct.pt>)

Evento	Local e data (*)	Quantidade
Maior queda de chuva num só dia	Le Reunion, 15 março 1952	1.840 mm
Maior queda de chuva num mês	Assan, Índia Julho 1961	9.150 mm
Maior queda de chuva num ano	Assan, Índia 1880,1881	26.020 mm
Maior queda de chuva média anual	Mount Waialeale, Kanai, Havai	11.500 mm
Maior número de trovoadas	Ilha de Java, Indonésia	322 dias num ano
Menor queda de chuva anual	Arica, Chile	0,8 mm
Maior período sem chuva	Deserto Atacama, Chile	400 anos
Maior queda de neve num só dia	Silver Lake, Colorado 14-15 Abril, 1921	1.895 mm
Maior queda de neve numa só tempestade	Mt. Shasta, Califórnia 13-19 Fevereiro, 1959	4.725 mm

O Quadro 5.1 mostra alguns números, recordes de precipitação na Terra, que corroboram os conceitos anteriormente citados. Todavia, essas variações só podem ser realmente

compreendidas quando estudadas do ponto de vista global e, para se realizar uma cobertura climatológica de todo o globo, incluindo as superfícies oceânicas e terrestres desabitadas, as observações por satélites e de radar devem ser empregadas. O desenvolvimento e aplicação de técnicas que permitam estudar e compreender as características das precipitações, a partir de observações de satélites e/ou de radar, tem sido o objetivo de um importante número de trabalhos realizados e em realização.

5.2 – A DTG e os conceitos de base da relação chuva (R) com a refletividade radar (Z)

Na literatura (entre outros Atlas et al., 1990; Sauvageot, 1992) já foi demonstrado que a refletividade do sinal de radar por uma gota de chuva é proporcional ao diâmetro esférico de uma gota, elevado à sexta potência (D^6). O volume da gota é proporcional ao diâmetro elevado à terceira potência (D^3). Supondo que a gota precipite sob a forma de chuva, pode-se verificar que a taxa de chuva é proporcional à raiz quadrada da refletividade do sinal de radar. Infelizmente, quando conside-se uma distribuição de gotas, a relação não é tão evidente. O somatório de D^6 não é proporcional ao quadrado da soma de D^3 em outras gotas de diâmetros diferentes que caem com velocidades também diferentes (Tenório, 1996). Como consequência, o fluxo da chuva em todos os níveis depende da DTG. Como já visto anteriormente, os principais mecanismos responsáveis pela determinação da DTG são a coalescência e o fracionamento por colisão, pois a coalescência é a responsável pelo aumento das dimensões das gotas e o mecanismo de fracionamento por colisão causa uma diminuição. Logo, esses mecanismos são, em parte, responsáveis pelo fluxo de chuva.

Uma outra complicação surge quando leva-se em consideração o movimento vertical do ar ambiente em uma região convectiva. Às vezes a velocidade vertical do ar modifica muito a velocidade de queda de gotas de chuva em relação ao solo e isso pode gerar uma diferença significativa entre as taxas de chuva reais e as estimadas, por exemplo, por radar.

A expressão da DTG pode ser escrita como:

$$N(D) = R \psi(D) \quad (5.1)$$

onde $N(D)$ é a concentração numérica de gotas de chuva em função do diâmetro esférico equivalente D esférico da gota, R a taxa de chuva e $\psi(D)$ uma função genérica que descreve a forma da distribuição. Essa expressão foi utilizada por vários estudos da DTG comentados no Capítulo 2, e será também empregada nos Capítulos 7 deste trabalho.

A relação que determina o fator de refletividade radar Z (que é uma característica do alvo) em função de $N(D)$ é determinada pela equação,

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 N(D) dD \quad (5.2)$$

A Equação do Radar, que mostra a relação quantitativa entre a potência média recebida (P_r) e a refletividade de alvos difusores, por exemplo, gotas de chuva, pode ser escrita da seguinte maneira (entre outros autores Sauvageot, 1992):

$$P_r = C \frac{L^2}{r^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D) N(D) dD \quad (5.3)$$

onde r é a distância entre o radar e a chuva; $N(D)$ é a DTG por unidade de volume; $\sigma(D)$ é a seção eficaz de retroespalhamento do sinal do radar de uma gota de chuva com diâmetro D ; C é uma constante dependente das características técnicas do radar; L^2 é o termo de atenuação devido aos gases, às nuvens e a precipitação, as quais ficam situadas no trajeto de ida e volta entre o radar e o alvo, isto é:

$$L^2 = 10^{-0,2} \int_0^r \alpha dD \quad (5.4)$$

onde α é o coeficiente de atenuação em decibéis (dB) por unidade de comprimento. Para uma gota esférica e homogênea e dentro do domínio de aproximação de Rayleigh, ($D \ll \lambda$, onde λ é o

comprimento de onda do radar), a seção eficaz de retroespalhamento do sinal de radar σ pode ser escrita sob a forma:

$$\alpha(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (5.5)$$

onde D é o diâmetro do difusor (gota) $|K|^2$ é o fator dielétrico do material constituinte da gota. O valor aproximativo de $|K|^2$ é de 0,92 para a água e 0,18 para o gelo.

Utilizando as Equações 5.3 e 5.4, pode-se escrever:

$$P_r = C' L^2 |K|^2 \frac{Z}{r^2} \quad (5.6)$$

Com a Equação 5.2, 5.3 e 5.6, têm-se:

$$Z = \frac{\lambda}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma(D) N(D) dD \quad (5.7)$$

A refletividade de radar, definida pela Equação 5.2, é uma característica do alvo (independentemente das características do radar). A Equação 5.7 é equivalente à Equação 5.2. Se substituirmos a Equação 5.1 na Equação 5.2 com uma DTG já previamente definida (Sauvageot, 1994a apud Tenório, 1996), obtêm-se:

$$Z = R \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 \psi(D) dD, \quad (5.8)$$

ou,

$$Z = RK \quad (5.9)$$

onde K é um coeficiente dependente exclusivamente da função genérica $\psi(D)$.

Analiticamente, pode-se mostrar, desde que $N(D)$ seja definida por uma função analítica, ou experimentalmente a partir de medições simultâneas de R e Z ou de $N(D)$, que R e Z são inter-relacionadas através de uma forma geral do tipo:

$$Z = aR^b \quad (5.10)$$

onde a e b são coeficientes dependentes de $N(D)$.

5.3 - Conclusão

Logo, pode-se concluir que, na determinação da taxa de precipitação através de teledeteção terrestre (radar), é imprescindível a determinação (escolha) da forma adequada da DTG, principalmente quando a proposta é definir uma relação Z - R considerando diferentes tipos de sistemas precipitantes e as características geográficas de uma região.

CAPÍTULO 6

SÍTIO EXPERIMENTAL, INSTRUMENTAÇÃO E TÉCNICAS DE ANÁLISE

Os dados para a execução do presente estudo foram gerados em uma região de tabuleiro costeiro, cuja geografia é característica de grande parte da zona de produção sucroalcooleira, principal atividade econômica do Estado de Alagoas. Neste capítulo encontram-se as características da instrumentação utilizada, uma descrição do local do experimento e da metodologia aplicada.

6.1 - Localização da área de estudo

Este estudo foi realizado em uma área de tabuleiro costeiro localizado na região norte de Maceió Alagoas, mais precisamente no Campus A. C. Simões da Universidade Federal de Alagoas (UFAL), possuindo as seguintes coordenadas geográficas: latitude 9° 33'17,24" Sul e longitude 35° 46'54,84" Oeste, com 80 metros de altitude.

A Figura 6.1 mostra a localização da área de estudo, onde percebe-se a sua proximidade do oceano. Essa área experimental está localizada no leste do NEB, área caracterizada meteorologicamente como a mais úmida dessa região do Brasil (ver Capítulo 3 para a descrição climatológica).

6.2 - Instrumentação Utilizada

O equipamento utilizado Disdrômetro-Joss-Waldvogel - RD-69, foi instalado na cobertura do prédio do Departamento de Meteorologia - UFAL o qual possui uma altura de 9 m, já considerados na altitude. Para instalação do equipamento na parte externa do prédio, foi necessário confeccionar um suporte (ver Figura 6.2) para que fosse possível sua fixação.

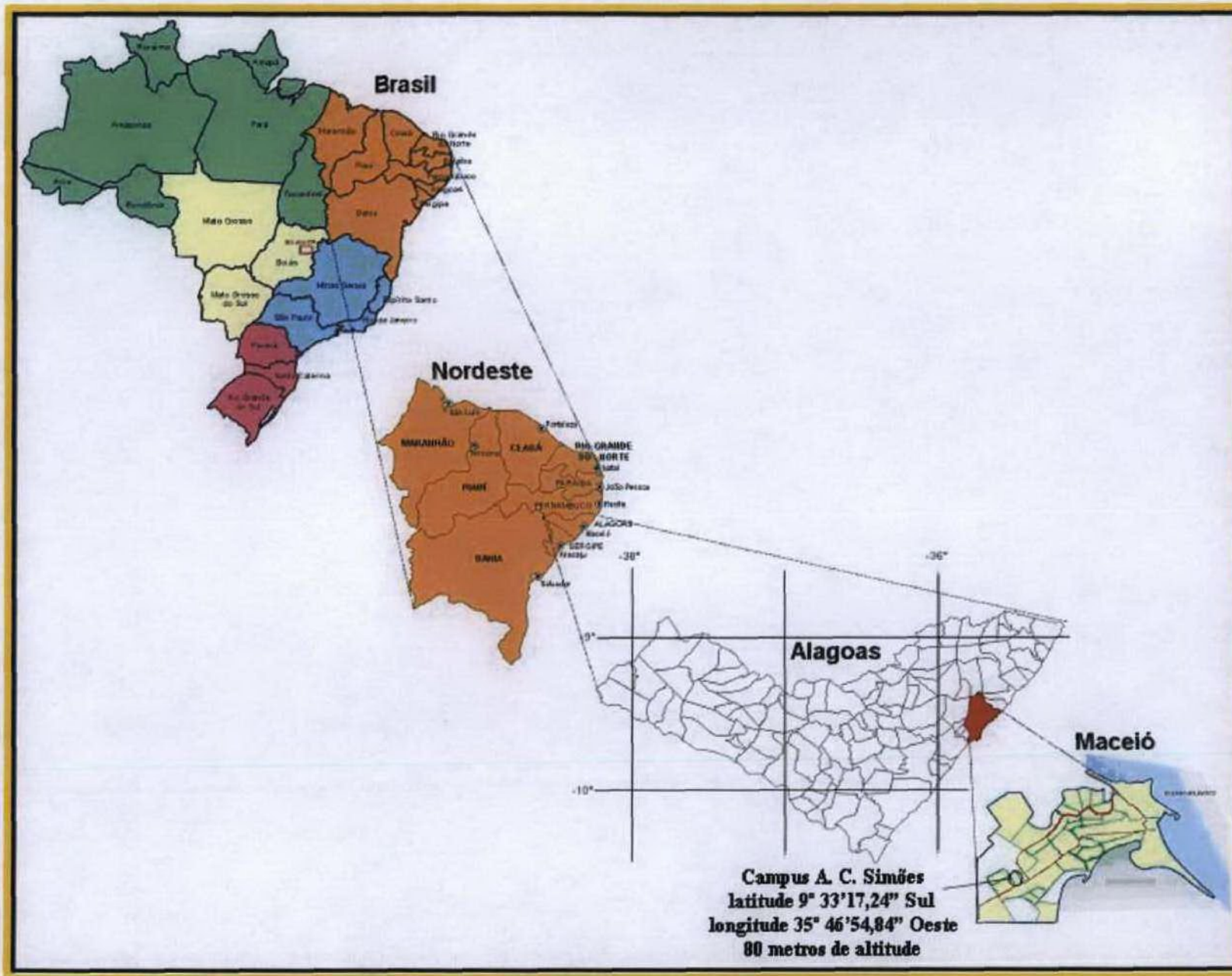


Figura 6.1- Mapa de localização da área de estudo.

Esse suporte é composto por duas bases de madeiras, distante uma da outra de 15 cm, com as dimensões 80 x 80 cm (6400 cm^2 de área) e uma altura de 1,20 m. A base, que fica na parte inferior do suporte, é totalmente plana e lisa, e a que fica na parte superior, foi perfurada com o propósito de não deixar acumular água em sua superfície e ainda foi recoberta por uma espuma de 20 mm para absorção de gotas e amenizar o impacto da chuva, evitando o respingo sobre o elemento sensível do equipamento. As outras partes componentes do equipamento (Processador e ADA-90) foram instaladas na parte interna do edifício.



Figura 6.2 – Detalhe do suporte do Disdrômetro RD-69 para fixação da parte externa.

6.2.1 – Disdrômetro RD-69

Atualmente, o disdrômetro é o instrumento mais utilizado pela comunidade científica para medir o tamanho das gotas de chuva e sua distribuição. Seu princípio é transformar 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 (Figura 6.3a e 6.2b), de um analisador ADA-90 (Figura 6.3c) conectados diretamente a um computador pessoal (Figura 6.3d).



Figura 6.3 – Ilustração do sistema de medição e avaliação de gotas de chuva.

O disdrômetro possui duas partes: o transdutor (Figura 6.3a) que transforma o impulso mecânico da gota que chega no sensor em pulso elétrico, cuja amplitude é proporcional ao impulso mecânico, e um processador (Figura 6.3b), 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. Suas principais funções são: provêr informação elétrica, processar o sinal e testar através de um circuito o desempenho do instrumento.

O Quadro 6.1 mostra as características do Disdrômetro RD-69, utilizado, nesta pesquisa.

Quadro 6.1- Característica do Disdrômetro RD-69

Intervalo de diâmetro da gota:	0,3 mm a 5,3 mm
Relação entre 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

6.2.2 – Analisador ADA-90

O analisador ADA-90 foi projetado para ser usado como uma interface entre o Disdrômetro RD-69 e um computador. O ADA-90 aceita os pulsos produzidos pelo Disdrômetro RD-69 e os converte em códigos digitais, transmitindo-os, de forma consecutiva e através de uma porta serial, para um computador. O Quadro 6.2 mostra as suas características técnicas.

Quadro 6.2 – 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)	$U(N) = 10^{(1 - (127-N) \cdot 0,014253)}$
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

6.3 – Coleta e Processamento dos Dados

Os dados foram coletados durante um período de 10 meses (dezembro-2001 a setembro-2002). Do ponto de vista climatológico, considerando o período de estudo, verifica-se que foram amostradas a época menos chuvosa (dezembro a abril) e a mais chuvosa (maio a agosto) da região. A Tabela 6.1 mostra um resumo da quantidade de dados utilizados nesse trabalho. A amostra total dos dados consiste em 10.366 DTGs (integradas por minuto) que corresponde a 172,76 horas de observação de chuva. A terceira coluna (Eventos) desta tabela mostra todos os episódios de chuva que ocorreram durante o mês respectivo. Já, na coluna 4 (Eventos Representativos), listam-se os episódios de chuva selecionados através de critério de tempo de duração (T), eventos com $T \geq 20$ min e precipitação acumulada, (R_{ac}) com $R_{ac} \geq 10$ mm.

No processamento dos dados, foi utilizado um programa que permite, através do sinal de saída do Disdrômetro RD-69, registrar as características das gotas de chuva em um computador pessoal.

Tabela 6.1- Distribuição dos números de dados utilizados durante a pesquisa

Meses	DTGs (por minuto)	Eventos	Eventos Representativos
DEZ/2001	250	7	-
JAN/2002	1149	26	3
FEV/2002	831	10	1
MAR/2002	1185	38	1
ABR/2002	631	51	-
MAI/2002	2423	33	2
JUN/2002	1311	43	1
JUL/2002	884	19	2
AGO/2002	993	22	-
SET/2002	709	19	-
Σ	10.366	238	10

6.3.1 - Descrição do programa

O programa Disdrodata, desenvolvido por 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.

6.3.2 - 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:

$$N(D_i) = \frac{n_i}{F * t * V(D_i) * \Delta D_i} \quad (6.1)$$

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), W (quantidade de água líquida), Z (fator de refletividade do radar) e EK (energia cinética da gota) são calculadas respectivamente através das seguintes equações:

$$R = \frac{\pi}{6} * \frac{3,6}{10^3} * \frac{1}{F * t} * \sum_{i=1}^{20} (n_i * D_i^3) \quad (6.2)$$

$$W = \frac{\pi}{6} * \frac{1}{F * t} * \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{n_i}{V(D_i)} * D_i^3 \right) \quad (6.3)$$

$$Z = \frac{1}{F * t} * \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{n_i}{V(D_i)} * D_i^6 \right) \quad (6.4)$$

$$EK = \frac{\pi}{12} * \frac{1}{F} * \frac{1}{10^6} * \sum_{i=1}^{20} (n_i * D_i^3 * V(D_i)^2) \quad (6.5)$$

6.3.3 - Correção dos dados

O tempo morto é o intervalo de tempo entre o registro de uma gota e a gota seguinte, isto é, depois que uma gota foi registrada pelo instrumento a gota seguinte só pode ser registrada após um certo tempo o qual depende do tamanho da primeira gota e da gota seguinte. Esse tempo é necessário para que haja uma estabilização das oscilações mecânicas causadas no transdutor depois que ele é “atingido” por uma gota de chuva. Assim, foi desenvolvida uma função empírica (6.6) para calcular uma correção causada por esse erro.

$$N_{icorr} = N_i * \exp \left[\frac{0,035}{T} * \sum_{D_k=0,85D_i}^{D_{i+1}} N_k * \ln \left(\frac{D_k}{0,85(D_i - 0,25)} \right) \right] \quad (6.6)$$

onde:

N_i = número de gotas em classe de tamanho i sem correção

N_{corr} = número de gotas em classe de tamanho i com correção

T = tempo de amostragem em segundo

A classe de tamanho de gotas k causa um tempo morto para todos os canais i onde

$$D_k \geq 0,85 * D_i$$

De acordo com Sauvageot (2002 - comunicação pessoal) os dados podem ser processados sem a correção do tempo morto do disdrômetro. Essa correção pode ser desprezada para intensidades fracas e moderadas (até $\approx 20 \text{ mm h}^{-1}$). A correção é mais importante para chuvas intensas. Esse é o motivo do porque alguns pesquisadores preferirem não aplicar essa correção, como é o caso deste trabalho, onde a maioria dos eventos estudados apresentou, intensidades menores que 20 mm h^{-1} .

6.3.4 - Classes de gotas de chuva observada

O disdrômetro RD-69 classifica as gotas de chuva em 127 categorias quanto seu tamanho de gotas. O programa Disdrodata, porém sintetiza esses intervalos em 20 classes distintas conforme mostra a Tabela 6.2.

Tabela 6.2 - Subdivisão das 27 medidas de classe de gotas no Disdrômetro RD-69 em 20 classes de gotas no programa do Disdrodata.

Classe de saída do processador	Classe de gotas no programa - i	Limiar (mínimo) do diâmetro da gota [mm]	Diâmetro médio da gota - D_i [mm]	Velocidade de queda - $v(D_i)$ [m s ⁻¹]	Varição do tamanho de gota no intervalo de classe i (ΔD_i) [mm]
1-13	1	0.313	0.359	1.435	0.092
14-23	2	0.405	0.455	1.862	0.100
24-31	3	0.505	0.551	2.267	0.091
32-38	4	0.596	0.656	2.692	0.119
39-44	5	0.715	0.771	3.154	0.112
45-54	6	0.827	0.913	3.717	0.172
55-62	7	0.999	1.116	4.382	0.233
63-69	8	1.232	1.331	4.986	0.197
70-75	9	1.429	1.506	5.423	0.153
76-81	10	1.582	1.665	5.793	0.166
82-87	11	1.748	1.912	6.315	0.329
88-93	12	2.077	2.259	7.009	0.364
94-98	13	2.441	2.584	7.546	0.286
99-103	14	2.727	2.869	7.903	0.284
104-108	15	3.011	3.198	8.258	0.374
109-112	16	3.385	3.544	8.556	0.319
113-117	17	3.704	3.916	8.784	0.423
118-121	18	4.127	4.350	8.965	0.446
122-126	19	4.573	4.859	9.076	0.572
127	20	5.145	5.373	9.137	0.455

6.4 - Técnicas de análise

6.4.1 - Determinação da Relação Z - R

O inter-relacionamento entre o fator de refletividade do radar (Z) e taxa de chuva (R) é determinado através da equação (5.10) (ver capítulo 5 item 5.2). Utilizando essa equação e uma

aproximação através do conceito de logaritmo (abaixo descrito), foi possível determinar os coeficientes a e b dessa relação. Aplicando o conceito de logaritmo à equação (5.10), tem-se:

$$\ln Z = \ln a R^b, \quad (6.7)$$

então,

$$\ln Z = \ln a + \ln R^b, \quad (6.8)$$

logo,

$$\ln Z = \ln a + b \ln R. \quad (6.9)$$

Fazendo, $Y = \ln Z$; $\alpha = \ln a$; $\beta = b$; $X = \ln R$, e substituindo na (6.7), 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 $R[\text{mm h}^{-1}]$.

Utilizando dados mensais, por evento e para todo o período de estudo, foram propostas algumas relações Z - R para a região de estudo. Os resultados dessas relações encontram-se no Capítulo 8.

6.4.2 – Estudo da forma da DTG

No estudo da forma da DTG, inicialmente, foi feita uma estratificação dos dados, isto é, os dados foram divididos em 8 classes de taxa de chuva. Segundo Sauvageot e Lacaux (1995), essa estratificação é necessária, pois todos os parâmetros que compõem a DTG dependem da taxa de chuva. A estratificação foi feita para o período mensal e para os somatórios de todos os meses. A Tabela 6.3 mostra as oito classes de taxa de chuva utilizadas.

Tabela 6.3 – Classes de estratificação de acordo com a taxa de chuva

Nome da Amostra	Classe de Taxa de Chuva (mm h ⁻¹)
R1	$R < 2$
R2	$2 \leq R < 4$
R3	$4 \leq R < 6$
R4	$6 \leq R < 10$
R5	$10 \leq R < 20$
R6	$20 \leq R < 40$
R7	$40 \leq R < 60$
R8	$R \geq 60$

Para representar a distribuição do número de gotas $N(D)$ em função do diâmetro D , foram utilizados 2 tipos de distribuição: uma com 2 parâmetros e outra com 3 parâmetros. Para o ajustamento analítico com 2 parâmetros, foi aplicada uma função exponencial (Marshall e Palmer, 1948) do tipo:

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D). \quad (6.10)$$

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

Para o ajuste da função analítica com 3 parâmetros foi utilizada uma função log-normal (Sauvageot e Lacaux, 1995) do tipo:

$$N(D) = \frac{N_t}{(2\pi)^{0.5} * (Ln\sigma)D} \exp \left[-\frac{Ln^2 \left(\frac{D}{D_g} \right)}{2Ln^2\sigma} \right] \quad (6.11)$$

Onde: N_t é o número total de gotas, D_g é diâmetro médio da gota e σ o desvio padrão.

Os cálculos dos parâmetros das duas formas analíticas foram efetuados através do programa MATLAB que trabalha os dados a partir de uma matriz retangular numérica, previamente elaborada. As operações e comandos do MATLAB são aplicados utilizando o conceito de matriz. Para o ajuste utilizou-se um recurso do MATLAB, POLYFIT, que transforma uma equação exponencial na forma de logaritmo natural, pois, o programa não trabalha diretamente com equações exponenciais.

Para os cálculos dos parâmetros N_0 e λ da Equação (6.10) foi necessário fazer uma pequena transformação logarítmica semelhante à utilizada na relação $Z-R$ (item 6.4.1). Para determinar os parâmetros N_t , σ e Dg da Equação (6.11), os cálculos foram efetuados através das seguintes equações:

$$N_t = \sum \text{ de todas as gotas por unidade de volume} \quad (6.12)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (D - \bar{D})^2}{19}} \quad (6.13)$$

$$Dg = e^{\bar{\ln D}} \quad (6.14)$$

Para os cálculos da taxa de precipitação (R), precipitação acumulada, conteúdo de água líquida em um volume (W), refletividade de radar (Z) foram utilizadas as seguintes equações (6.2), (6.3) e (6.4) respectivamente.

CAPÍTULO 7

DISTRIBUIÇÃO DO TAMANHO DAS GOTAS DE CHUVA (DTG)

A distribuição granulométrica das gotas de chuva dentro de um volume de precipitação tem sido o cerne de vários projetos de pesquisa conduzidos atualmente, por exemplo: o desenvolvimento de simulações numéricas do processo de remoção de poluentes na atmosfera; nas estimativas da energia eletromagnética de microondas com radar, refletida pela chuva, representada pelo fator de refletividade de radar. A DTG é representada por uma função $N(D)$ em relação ao diâmetro D para um dado volume de ar. Para o estudo estatístico da distribuição do tamanho de gota de chuva são normalmente utilizadas funções analíticas com 2 ou 3 parâmetros. O objetivo deste capítulo é calcular e analisar os parâmetros da função exponencial, N_0 e λ e os parâmetros de uma distribuição lognormal, N_t (em m^{-3} - número total de gotas), σ (desvio padrão geométrico do diâmetro D) e D_g (em mm - diâmetro geométrico médio).

7.1 – Distribuição do número de gotas de chuva em função do diâmetro

Como visto anteriormente (ver capítulo 6), para o estudo das DTGs foi feita uma estratificação dos dados em oito classes distintas de taxa de chuva. A Figura 7.1 mostra o número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para todas as oito classes durante todo o período de estudo. Nota-se um déficit na quantidade de gotas pequenas devido a uma má representação do JWD. Essa deficiência já foi observada em regiões tropicais por Ulbrich (1983), Feingold e Levin (1986), Sauvageot e Lacaux (1995), entre outros. Nota-se, também, que os diâmetros das três primeiras classes jamais ultrapassam os 5 mm e que, em todas as classes, as maiores quantidades de gotas nunca ultrapassam 2 mm de diâmetro, variando de aproximadamente 1 mm, nas classes R1, R2, R3, R4 e R5, e 2 mm nas demais

classes. A quantidade maior de gotas com diâmetros maiores que 5 mm (incluindo gotas maiores que 5,3 mm) apresentadas principalmente nas três últimas classes, está provavelmente, associada às limitações técnicas do equipamento (ver capítulo 6 Tabela 6.1).

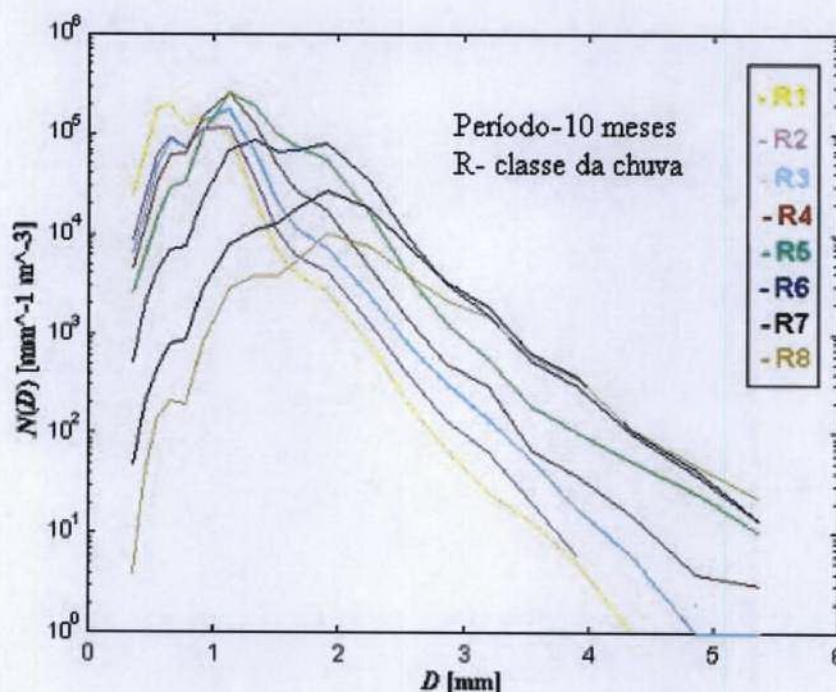


Figura 7.1 – Distribuição do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) por classes para todo o período.

7.2 – Forma da distribuição do número de gotas de chuva

Para analisar a forma da DTG foi necessário fazer comparações entre as mesmas classes de taxa de chuva nos diferentes meses. Nas Figuras 7.2 a 7.9 é possível notar que, durante os dez meses, as classes de taxa de chuva apresentaram boa configuração entre si. No entanto, mesmo possuindo a mesma forma, diferem em termos de quantidade. Provavelmente uma justificativa dessa pequena discrepância é que, devido ao conjunto de dados disponíveis (10 meses), não foi possível a comparação anual, como foi feito por Nzeukou et al (2002) que, ao comparar dados de 4 anos, observaram uma similaridade quase perfeita. Uma outra provável explicação para essa diferença é a variabilidade intersazonal da intensidade de chuva.

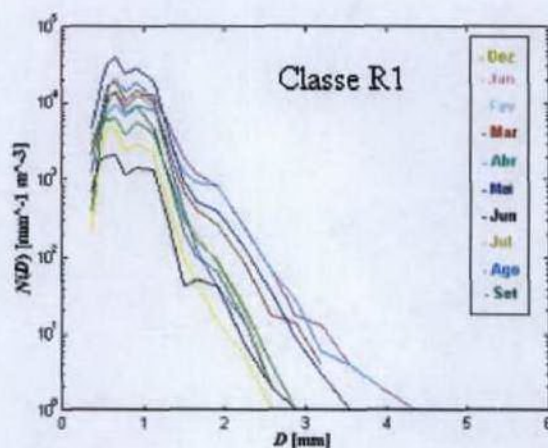


Figura 7.2 – Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R1.

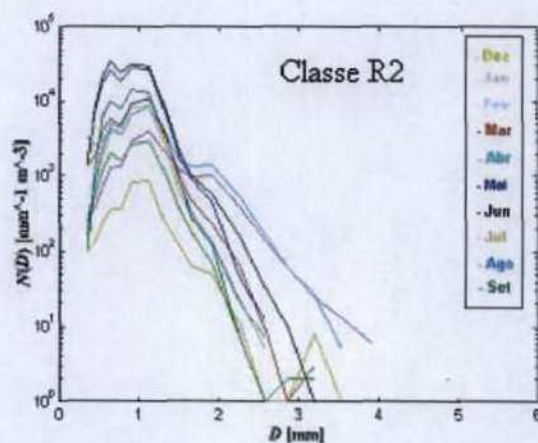


Figura 7.3 - Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R2

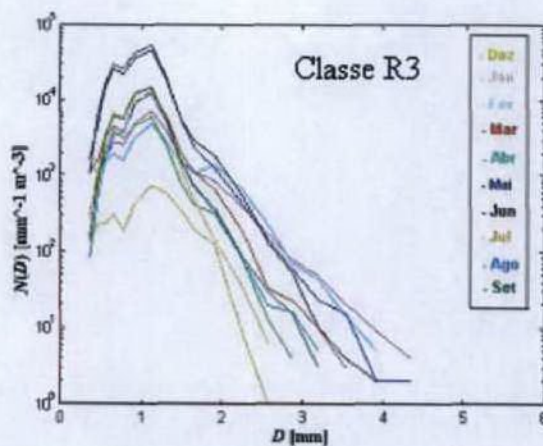


Figura 7.4 - Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R3.

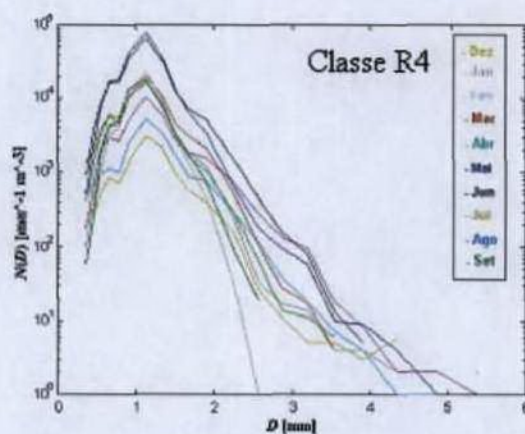


Figura 7.5 - Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R4.

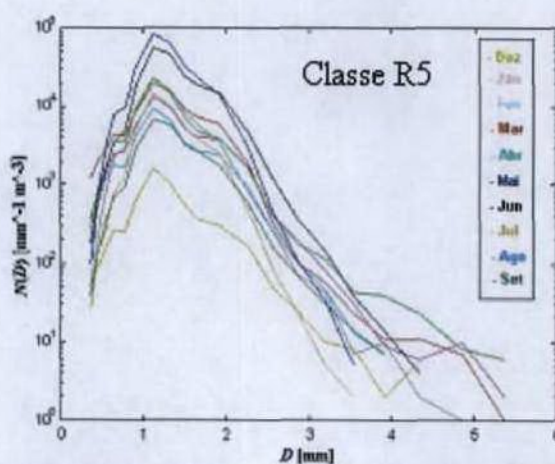


Figura 7.6 - Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R5.

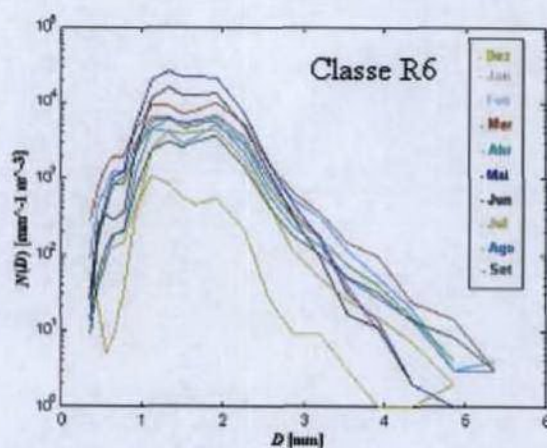


Figura 7.7 - Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R6.

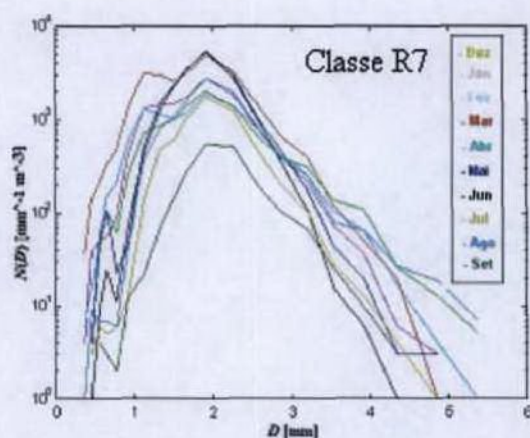


Figura 7.8 - Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R7.

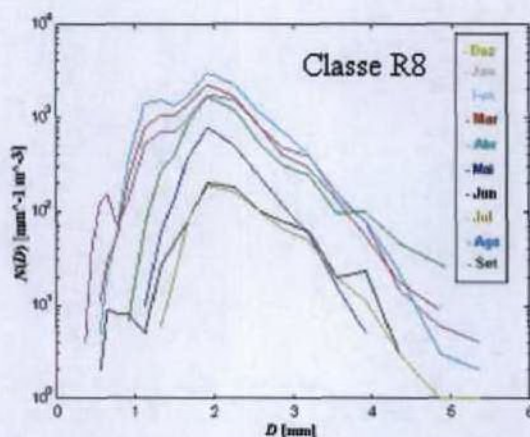


Figura 7.9 - Distribuição mensal do número de gotas de chuva ($N(D)$) em função do diâmetro (D) para a classe R8.

7.3 – Distribuições exponencial e log-normal

Os resultados dos cálculos das variáveis, taxa de chuva (R), conteúdo de água líquida (W), fator de refletividade de radar (Z) e dos parâmetros da distribuição exponencial, número de gotas por volume (N_0) e declinação da distribuição (λ) e os parâmetros da distribuição log-normal (número total de gota (N_t), desvio padrão geométrico (σ) e diâmetro médio da gota (D_g), são apresentados na Tabela 7.1. Os resultados mostrados na Tabela 7.1 foram todos calculados através das equações citada no Capítulo 6. Um padrão de proporcionalidade direta, entre as classe de taxa de chuva e variáveis R , W e Z , foi observada durante todos os meses.

Os parâmetros N_0 e λ da distribuição exponencial apresentaram o seguinte padrão: N_0 é diretamente proporcional à taxa de chuva até a classe R5 e, a partir dessa classe, N_0 tende a decrescer, atingindo seu valor mínimo na classe R8. Os valores máximos de números de gotas de chuva estão entre as classes R3 e R4. O valor máximo e mínimo de N_0 para somatório (todos os meses) é, respectivamente $360,68 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ e $20,23 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$. A inclinação da distribuição exponencial (λ) diminuiu com aumento de R . Esse padrão também foi encontrado por Willis e Tattelman (1989). Srivastava (1978, 1982) estabeleceu uma teoria que explica que o efeito da coalescência (aumento do número de gotas grandes e uma diminuição do número de gotas pequenas) causa uma diminuição em λ . Os resultados mostrados na Tabela 7.1 apresentara, durante todos os meses, uma diminuição considerável em λ a partir de $R \geq 40 \text{ mm h}^{-1}$, resultado que concorda com Willis e Tattelman (1989) que concluíram que λ diminui quando R aumenta a partir de $25\text{-}40 \text{ mm h}^{-1}$. Os valores de λ nas oito classes para somatório dos meses, variaram $0,14 \text{ mm h}^{-1}$ (R8) a $2,84 \text{ mm h}^{-1}$ (R1).

Ainda na Tabela 7.1 pode-se observar que o valor de N_t aumenta em função de R , apresentando seu menor valor na classe R1, onde se encontrou uma maior quantidade de gotas pequenas. Seus maiores valores foram encontrados para a classe R8. Esse padrão foi observado praticamente durante todos os meses. Para o somatório de meses N_t , apresentou valor mínimo e máximo de $125,5 \text{ m}^{-3}$ e $1186,6 \text{ m}^{-3}$ respectivamente. Os valores de σ são independentes do valor da classe de taxa de chuva. Pode-se observar que durante todos os meses, σ permanece aproximadamente constante. Esse padrão foi observado através dos valores obtidos do somatório de meses, quando σ foi de 1,55 durante quase todas as classes. Para o D_g um aumento proporcional com R , foi observado. Apresentou seu maior valor na classe R8 e seus menores valores nas classes R1, R2 e R3.

Tabela 7.1 - Parâmetros das DTGs mensais para todo o período de estudo; R , W , Z são, respectivamente, taxa de chuva, conteúdo de água líquida e fator de refletividade equivalente do radar; N_0 , λ , são os parâmetros da distribuição exponencial, obtidos por regressão linear; Nt , σ , Dg são os parâmetros da distribuição log-normal.

Mês/ano	Nome da amostra	Classe de taxa de chuva	Número da DTGs (1 min.)	R (mm h ⁻¹)	W (mm ⁻³ /m ⁻³)	Z (mm ⁶ m ⁻³)	Exponencial		Log-normal		
							N_0 (mm ⁻¹ m ⁻³)	λ (mm ⁻¹)	Nt (m ⁻³)	σ	Dg (mm)
Dezembro 2001	R1	R<2	222	0,0109	0,0078	0,3833	93,3	0,71	90,5	0,71	1,04
	R2	2≤R<4	9	3,23	4,52	500,93	138,33	1,02	373,3	1,02	1,28
	R3	4≤R<6	7	5,68	9,79	1638,8	176,6	0,71	494,1	0,71	1,04
	R4	6≤R<10	19	8,5	15,63	3529,6	158,7	1,26	610,2	1,26	1,46
	R5	10≤R<20	8	11,45	19,53	3358,3	112,95	1,26	698,1	1,26	1,46
	R6	20≤R<40	4	24,36	45,6	9911,8	160,8	1,41	1153,8	1,41	1,56
	R7	40≤R<60	*	*	*	*	*	*	*	*	*
	R8	60≤R	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Janeiro 2002	R1	R<2	901	0,31	0,47	59,2	52,62	2,48	80,73	1,26	1,46
	R2	2≤R<4	88	2,41	4,19	724,5	46,41	1,39	193,4	1,13	1,37
	R3	4≤R<6	68	5,34	9,4	1738,6	126,6	1,62	420,5	1,46	1,56
	R4	6≤R<10	70	7,07	12,27	2226,9	164,11	1,68	536,6	1,55	1,65
	R5	10≤R<20	66	12,55	29,3	11772,2	164,18	1,47	783,6	1,55	1,65
	R6	20≤R<40	46	22,78	51,15	22553,9	86,91	1,09	896,8	1,32	1,47
	R7	40≤R<60	12	44,03	96,35	33865,8	32,75	0,42	1068,9	1,4	1,55
	R8	60≤R	7	103,81	259,08	146596,9	50,06	0,4	1239,7	1,55	1,65
Fevereiro 2002	R1	R<2	489	0,17	0,21	22,6	88,69	2,5	114,2	1,13	1,37
	R2	2≤R<4	136	3,56	5,24	709,8	150,42	1,9	302,04	1,02	1,28
	R3	4≤R<6	68	5,04	8,84	2582,6	122,77	1,5	343,08	1,13	1,37
	R4	6≤R<10	35	7,04	12,27	2222,6	214,8	1,8	561,5	1,4	1,55
	R5	10≤R<20	43	14,12	29,21	10041,4	190,37	1,4	842,6	1,1	1,37
	R6	20≤R<40	38	29,32	62,72	19585,4	137,06	1,1	831,15	1,5	1,65
	R7	40≤R<60	11	41,42	97,13	46344,6	50,38	0,6	967,45	1,5	1,65
	R8	60≤R	11	66,07	160,18	86748,06	84,35	0,67	1280,5	1,5	1,94

Tabela 7.1 - (continuação)

Mês/ano	Nome da amostra	Classe de taxa de chuva	Número da DTGs (1 min.)	R (mm h ⁻¹)	W (mm ³ /m ³)	Z (mm ⁶ m ⁻³)	Exponencial		Log-normal		
							N_0 (mm ⁻¹ m ⁻³)	λ (mm ⁻¹)	N_t (m ⁻³)	σ	Dg (mm)
Março 2002	R1	R<2	736	0,0093	0,0093	0,641	81,03	2,87	111,62	1,07	1,29
	R2	2≤R<4	96	3,966	5996	777,03	181,7	2,32	449,7	1,2	1,31
	R3	4≤R<6	81	4,638	7,02	923,8	288,18	2,27	571	1,02	1,28
	R4	6≤R<10	99	9,304	14,49	2011,7	342,98	2,18	700,76	1,13	1,37
	R5	10≤R<20	94	14,4	23,11	3327,8	302,3	1,77	899,81	1,55	1,65
	R6	20≤R<40	65	37,43	78,41	23463,5	162,19	1,18	949,81	1,55	1,65
	R7	40≤R<60	23	42,548	100,5	49007,54	83,95	0,79	1104,2	1,4	1,5
	R8	60≤R	8	62,09	146,61	70312,3	59,81	0,37	1277,3	1,36	1,82
Abril 2002	R1	R<2	361	1,322	1,61	146,18	102,07	3,158	100,48	0,96	1,21
	R2	2≤R<4	30	2,341	3,86	630,1	272,99	2,71	435,5	0,91	1,2
	R3	4≤R<6	36	4,193	6,53	876,1	254,1	2,13	693,88	0,81	1,12
	R4	6≤R<10	69	7,366	11,27	1534,04	322,28	2,11	842,17	1,02	1,28
	R5	10≤R<20	84	10,559	18,44	3215,8	156,53	1,28	892,22	1,55	1,65
	R6	20≤R<40	39	36,106	78,44	25471,6	79,93	0,93	952,3	1,4	1,55
	R7	40≤R<60	12	42,914	95,15	32931,8	34,58	0,39	793,83	1,53	1,79
	R8	60≤R	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Maio 2002	R1	R<2	1192	0,00029	0,0014	0,0049	148,17	3,32	138,2	1,02	1,28
	R2	2≤R<4	239	2,416	4,167	824,1	410,6	2,95	570,3	0,71	1,04
	R3	4≤R<6	285	4,975	7,988	1209,7	352,2	2,48	714,21	1,26	1,46
	R4	6≤R<10	281	6,949	12,284	2283,6	258,72	2,19	793,61	1,4	1,55
	R5	10≤R<20	294	11,001	20,955	4792,1	108,55	1,62	950,5	1,02	1,28
	R6	20≤R<40	126	33,27	74,319	26151,9	75,74	1,37	1025,1	1,4	1,55
	R7	40≤R<60	18	51,54	117,89	44861,7	26,61	0,53	1008,1	1,38	1,69
	R8	60≤R	6	97,94	238,61	116055	87,82	0,44	983,18	1,41	2,41

Tabela 7.1 - (continuação)

Mês/ano	Nome da amostra	Classe de taxa de chuva	Número da DTGs (1 min.)	R (mm h ⁻¹)	W (mm ³ /m ³)	Z (mm ⁶ m ⁻³)	Exponencial		Log-normal		
							N_0 (mm ⁻¹ m ⁻³)	λ (mm ⁻¹)	Nt (m ⁻³)	σ	Dg (mm)
Junho 2002	R1	$R < 2$	134	0,0165	0,026	3,8156	86,04	3,18	82,57	0,81	1,12
	R2	$2 \leq R < 4$	274	2,933	4,157	529,6	610,52	3,28	586,86	1,02	1,28
	R3	$4 \leq R < 6$	262	5,845	9,968	1846,6	441,47	2,63	679,61	1,13	1,37
	R4	$6 \leq R < 10$	283	9,454	16,03	2740,2	243,5	2	733,15	1,39	1,48
	R5	$10 \leq R < 20$	262	10,253	16,47	2501,9	97,66	1,52	746,22	1,26	1,46
	R6	$20 \leq R < 40$	78	25,44	48,25	10532,2	49,827	1,05	988,3	1,26	1,46
	R7	$40 \leq R < 60$	16	53,53	116,09	37795,4	11,166	0,25	1065,1	1,24	1,59
	R8	$60 \leq R$	2	71,3	170,47	77542,8	201,76	0,66	1141	0,94	2,18
Julho 2002	R1	$R < 2$	601	0,0233	0,0012	0,0457	27,973	2,26	105,41	1,35	1,26
	R2	$2 \leq R < 4$	74	3,539	5,4357	694,9	152,35	2,32	431,86	0,71	1,04
	R3	$4 \leq R < 6$	69	4,075	8,721	2846,3	258,9	2,37	733,15	0,713	1,04
	R4	$6 \leq R < 10$	69	6,431	10,422	1786,5	178,72	2,14	827,63	0,713	1,04
	R5	$10 \leq R < 20$	51	10,671	17,41	2763,6	81,05	1,45	886,92	1,02	1,28
	R6	$20 \leq R < 40$	24	25,806	50,68	12544,9	23,02	0,666	925,2	1,38	1,69
	R7	$40 \leq R < 60$	7	49,55	112,9	40933,3	11,65	0,2	879,7	1,38	1,69
	R8	$60 \leq R$	1	77,09	199,13	135081,9	23,79	0,07	849	1,36	1,82
Agosto 2002	R1	$R < 2$	671	0,1165	0,115	7,931	120,74	3,49	131	0,61	0,96
	R2	$2 \leq R < 4$	87	2,5829	4,309	730,4	150,81	2,32	440,13	0,71	1,04
	R3	$4 \leq R < 6$	64	5,968	9,368	1307,7	137,52	1,96	600,67	0,91	1,2
	R4	$6 \leq R < 10$	71	6,771	10,54	1472,01	189,2	1,98	751,3	1,26	1,46
	R5	$10 \leq R < 20$	80	14,415	27,51	6021,3	150,12	1,7	939,8	1,4	1,55
	R6	$20 \leq R < 40$	36	21,959	42,18	9595,2	38,89	0,84	902,47	1,55	1,65
	R7	$40 \leq R < 60$	13	40,41	88,07	27373,1	5,18	-0,11	799,8	1,55	1,65
	R8	$60 \leq R$	1	66,46	171,05	117618,7	381,4	0,97	707	1,31	2,75

Tabela 7.1 - (continuação)

Mês/ano	Nome da amostra	Classe de taxa de chuva	Número da DTGs (1 min.)	R (mm h ⁻¹)	W (mm ³ /m ³)	Z (mm ⁶ m ⁻³)	Exponencial		Log-normal		
							N_0 (mm ⁻¹ m ⁻³)	λ (mm ⁻¹)	N_l (m ⁻³)	σ	Dg (mm)
Setembro 2002	R1	$R < 2$	419	0,02	0,03	2,73	107,38	3,45	123,4	0,71	1,04
	R2	$2 \leq R < 4$	107	2,04	2,83	315,1	322,02	3,15	539,66	0,71	1,04
	R3	$4 \leq R < 6$	78	4,3	6,67	901,7	172,83	2,07	656,26	1,22	1,31
	R4	$6 \leq R < 10$	76	7,07	12,27	2222,6	70,89	1,14	813,34	0,71	1,04
	R5	$10 \leq R < 20$	35	12,59	25,05	6600,05	96,98	1,3	767,4	1,39	1,48
	R6	$20 \leq R < 40$	24	25,84	47,75	104634	40,29	0,75	764,8	1,55	1,65
	R7	$40 \leq R < 60$	3	42,53	101,7	47044,2	7,95	-0,18	667	1,21	1,71
	R8	$60 \leq R$	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Todos os meses (Σ)	R1	$R < 2$	5726	0,02	0,0228	2,73	78,64	2,84	125,5	1,46	1,56
	R2	$2 \leq R < 4$	1140	2,04	2,83	315,1	296	2,57	476,5	1,32	1,47
	R3	$4 \leq R < 6$	1018	4,309	6,669	901,75	360,68	2,43	636,9	1,55	1,65
	R4	$6 \leq R < 10$	1066	7,07	12,27	2222,69	300,71	2,17	745,3	1,55	1,65
	R5	$10 \leq R < 20$	1017	12,59	25,05	6600,05	188,9	1,72	860,6	1,55	1,65
	R6	$20 \leq R < 40$	480	25,84	48,75	10463,48	105,35	1,2	945,4	1,55	1,65
	R7	$40 \leq R < 60$	115	42,53	101,74	47044,2	37,64	0,57	975,29	1,55	1,65
	R8	$60 \leq R$	36	66,46	171,05	117618,78	20,23	0,14	1186,6	1,55	1,65

* Não houve ocorrência de chuva.

As curvas ajustadas entre os parâmetros da função exponencial e log-normal e a taxa de precipitação R são mostradas pelas Figuras 7.10 a 7.20. As equações correspondentes estão na Tabela 7.3. O ajuste, feito entre o N_0 e R , mostra uma proporcionalidade inversa e a correlação obtida varia entre -0,39 (janeiro) e -0,71 (somatório e mês de abril). Esse valor máximo de correlação está compatível quando comparado com outros resultados (Nzeukou et al, 2002). O ajuste de λ em relação R mostra que há, também, uma relação inversamente proporcional. A equação obtida para este estudo foi $\lambda(R) = 2,01 R^{-0.26}$ com um coeficiente de correlação de 0,96, e parece estar de conformidade com outros resultados, por exemplo, a curva ajustada por Sauvageot e Lacaux (1994) para uma região tropical, $\lambda(R) = 3,2 R^{-0.09}$ com um coeficiente de correlação de 0,92 ou Marshall e Palmer (1948), que apresentou o clássico ajuste em que $\lambda(R) = 4,1 R^{-0.21}$.

Os ajuste feitos com os parâmetros da distribuição log-normal apresentaram os seguintes resultados: a relação $Nt = 391.1 R^{0.27}$ mostrou uma proporcionalidade positiva. Os coeficientes de correlação variaram muito entre os meses, de 0,41 a 0,91. Autores como Sauvageot e Lacaux (1994) encontraram, também, para região tropical uma boa correlação para o ajuste $Nt = 670 R^{0.74}$, da ordem de 0,97. Nzeukou et al. (2002), também, para uma região tropical, encontraram um coeficiente de correlação, 0,97.

A relação $\sigma - R$, observada na maioria dos meses, mostrou uma grande variação nos valores dos coeficientes de correlação. No somatório o valor de σ foi de 0,82, todavia apresentou no mês de junho uma fraca correlação. A equação encontrada para um somatório de meses foi de $\sigma = 1,47 R^{0.01}$.

O diâmetro médio da gota (Dg) apresentou uma boa correlação com R , havendo uma proporcionalidade direta. A equação encontrada foi de $Dg = 1,58 R^{0.009}$ com coeficiente de correlação de 0,95.

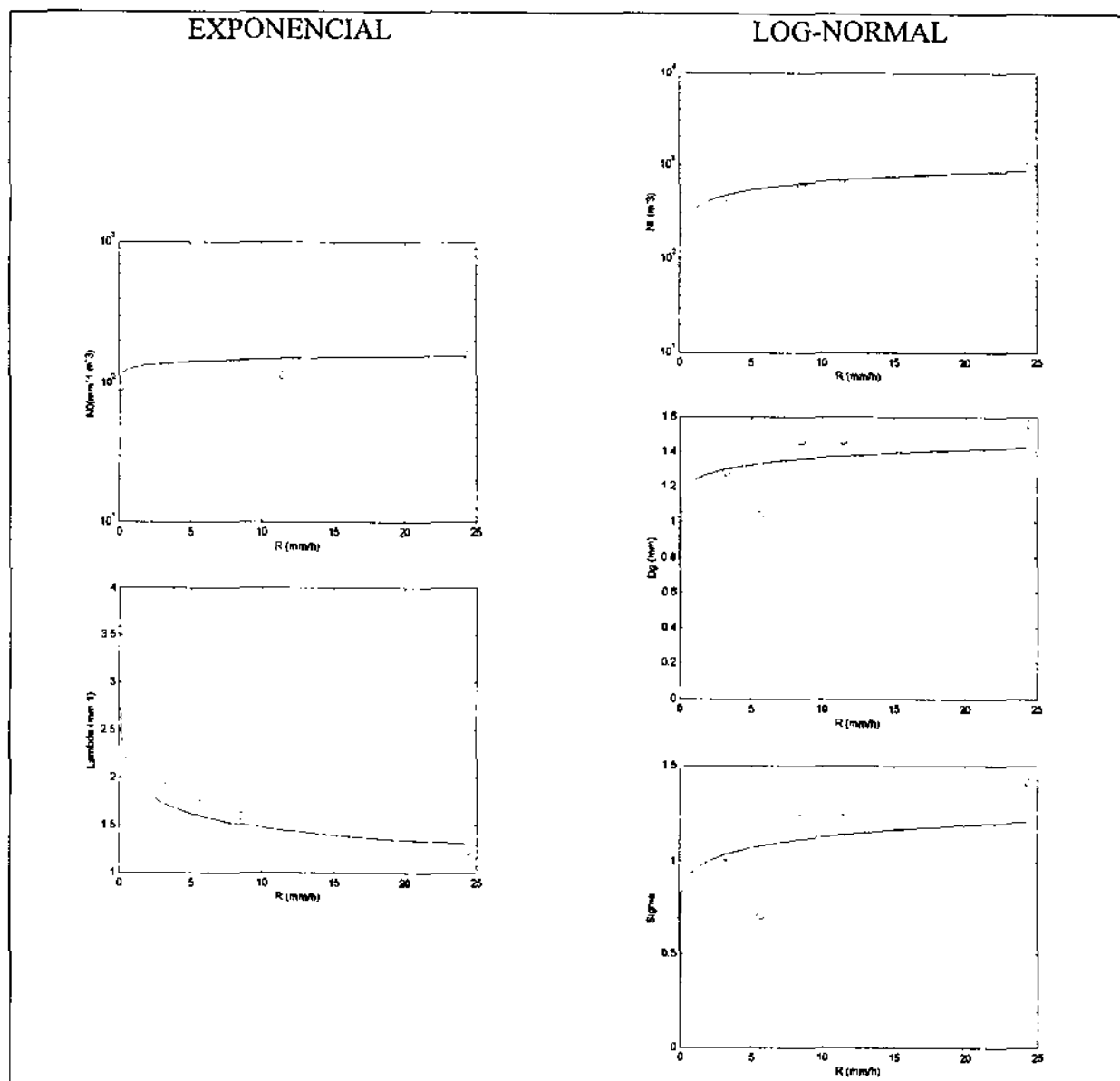


Figura 7.10 – Variação dos parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de dezembro de 2001. Os parâmetros foram calculados com as Equações 6.10 e 6.11.

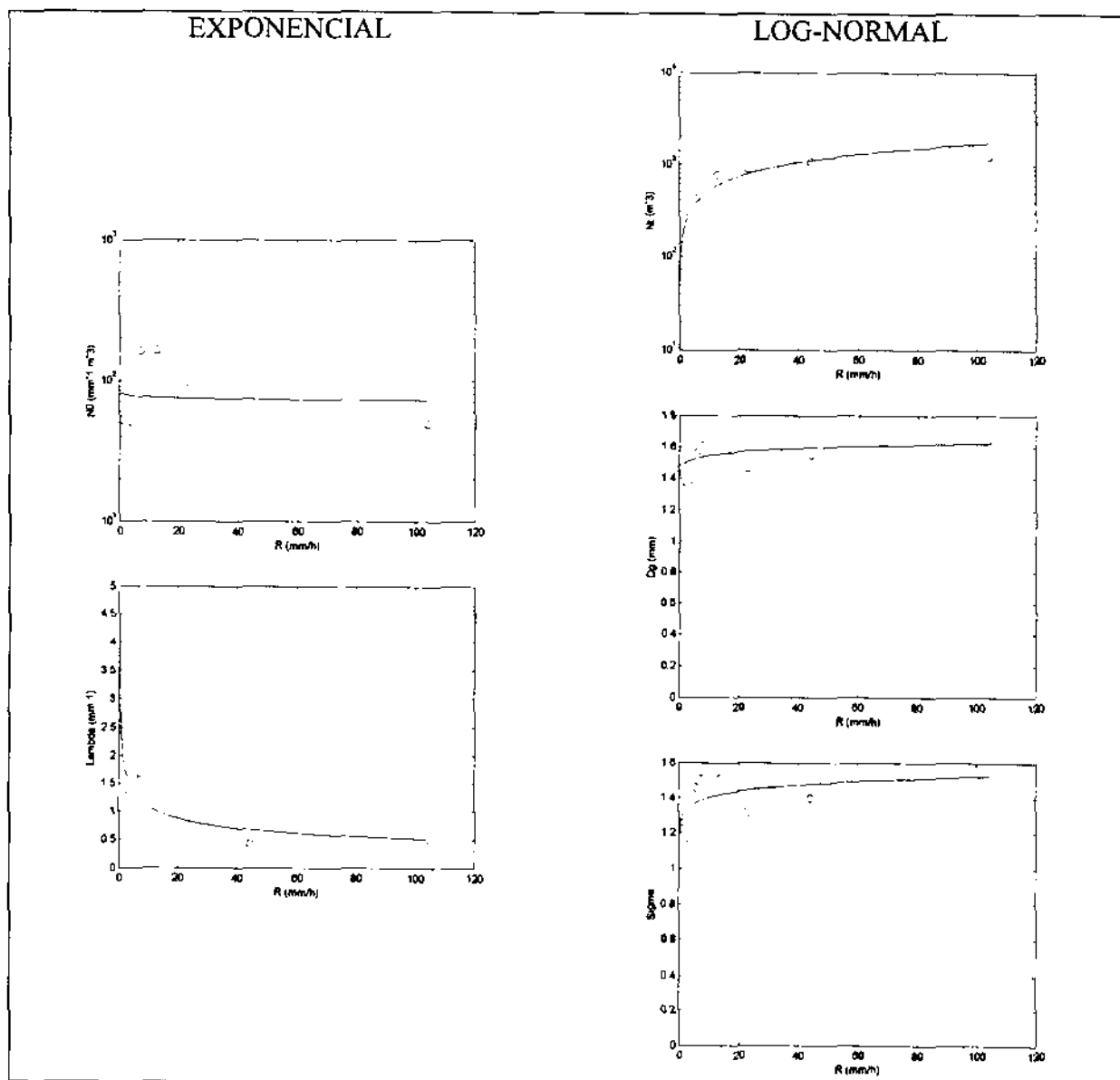


Figura 7.11 – Variação dos parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de janeiro de 2002. Os parâmetros foram calculados com as Equações 6.10 e 6.11.

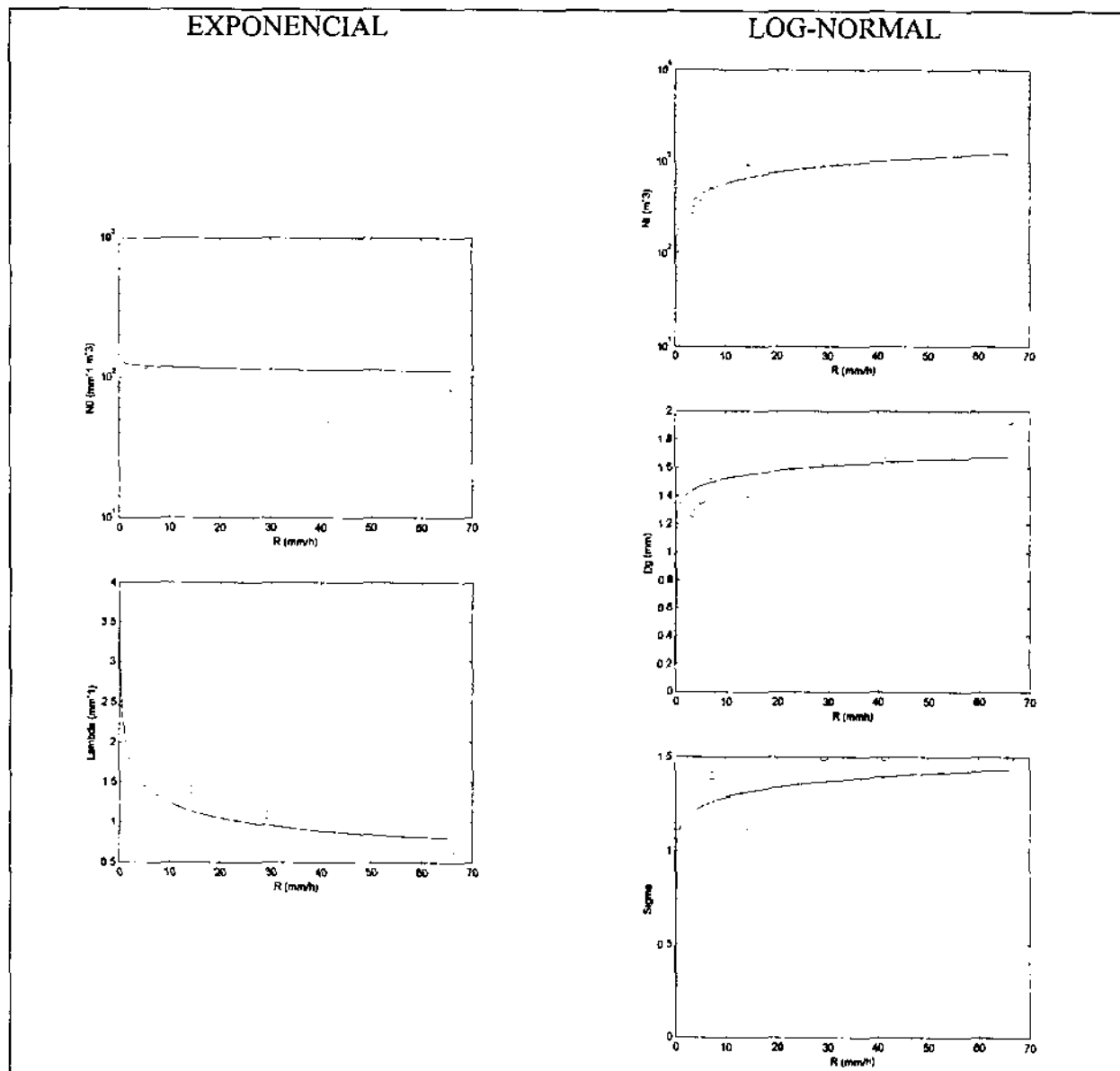


Figura 7.12 – Variação dos parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de fevereiro de 2002. Os parâmetros foram calculados com as Equações 6.10 e 6.11.

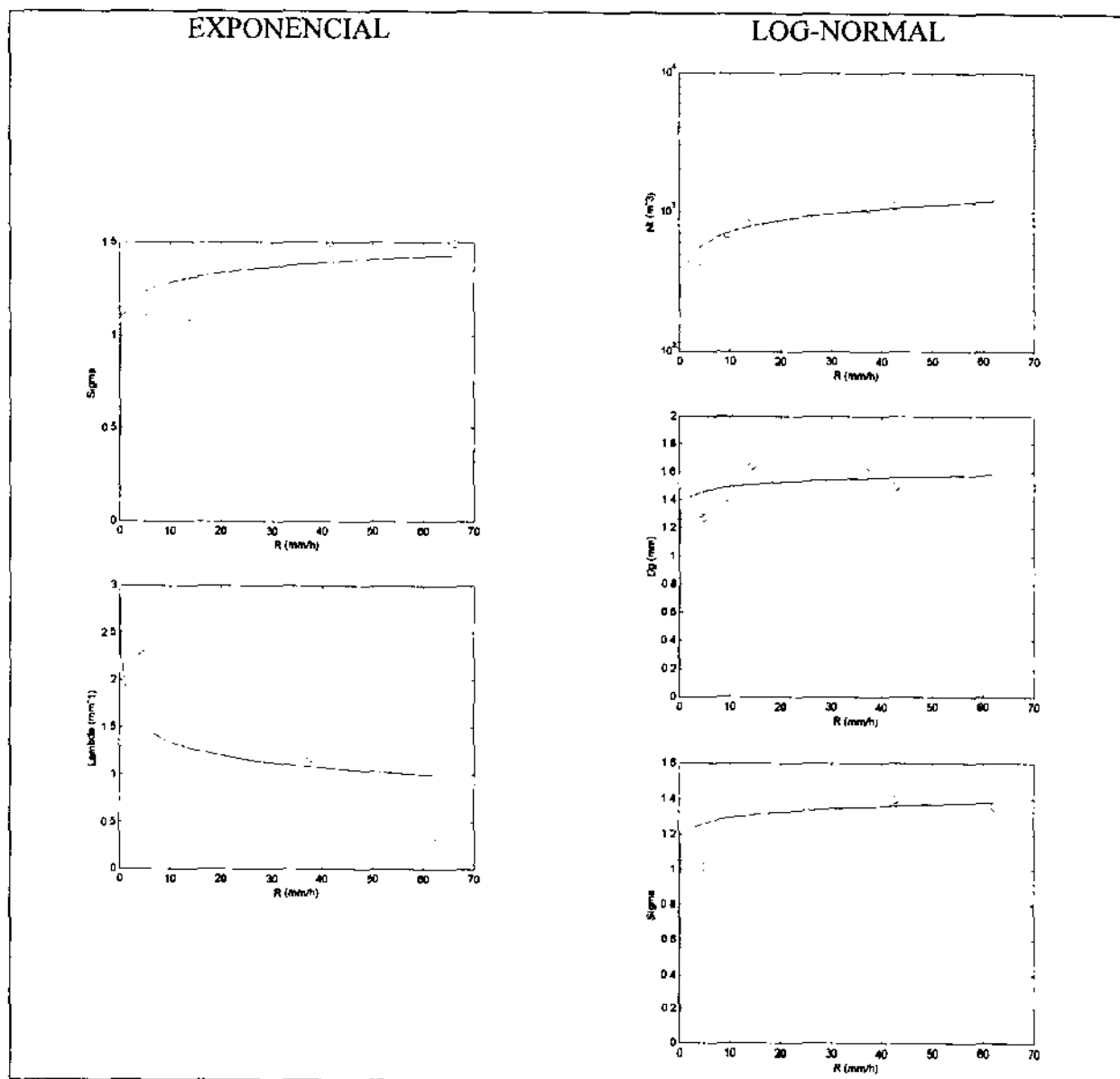


Figura 7.13 – Variação dos parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de março de 2002. Os parâmetros foram calculados com as Equações 6.10 e 6.11.

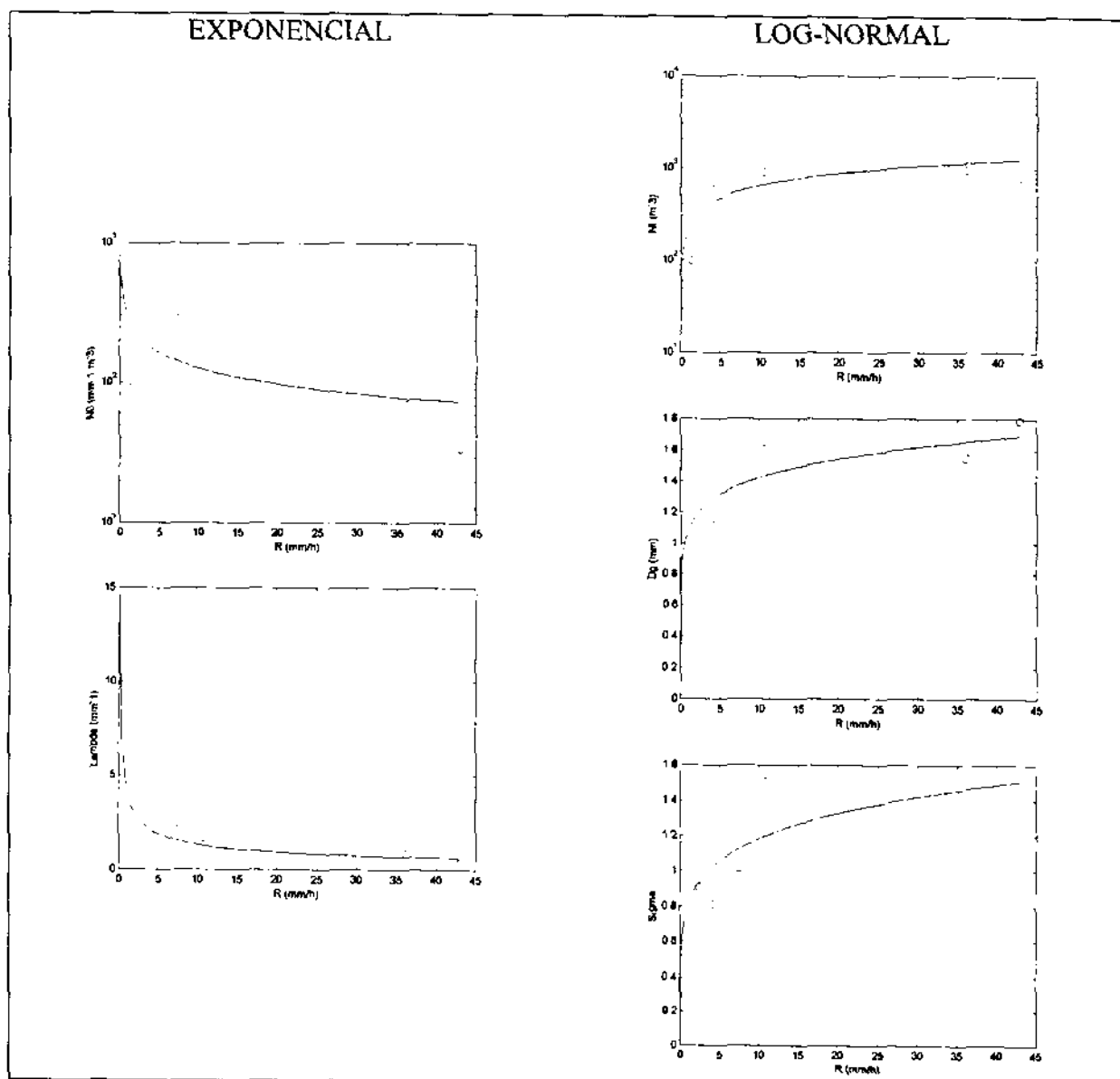


Figura 7.14 – Variação dos parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de abril de 2002. Os parâmetros foram calculados com as Equações 6.10 e 6.11.

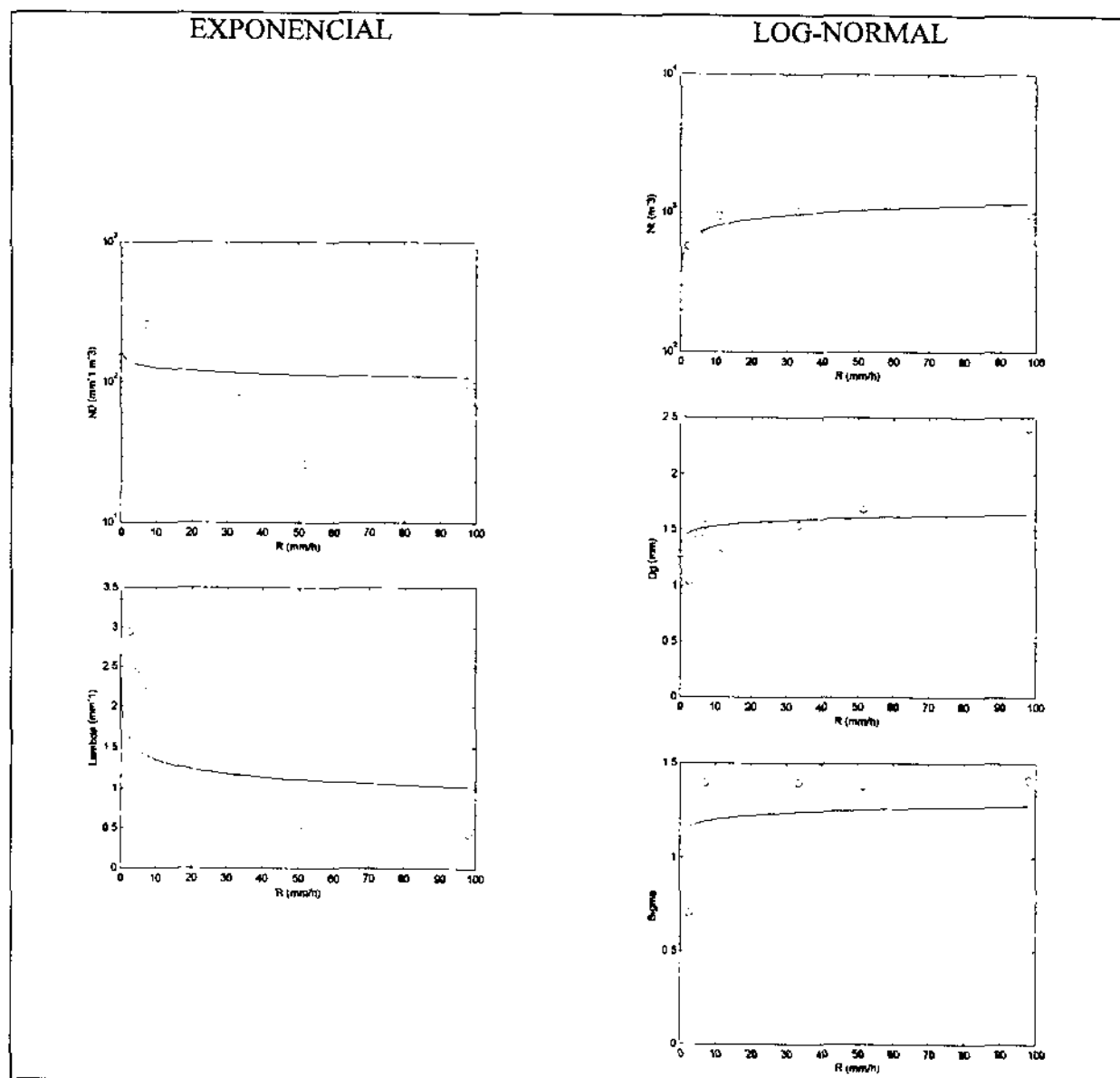


Figura 7.15 – Variação dos parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de maio de 2002. Os parâmetros foram calculados com as Equações 6.10 e 6.11.

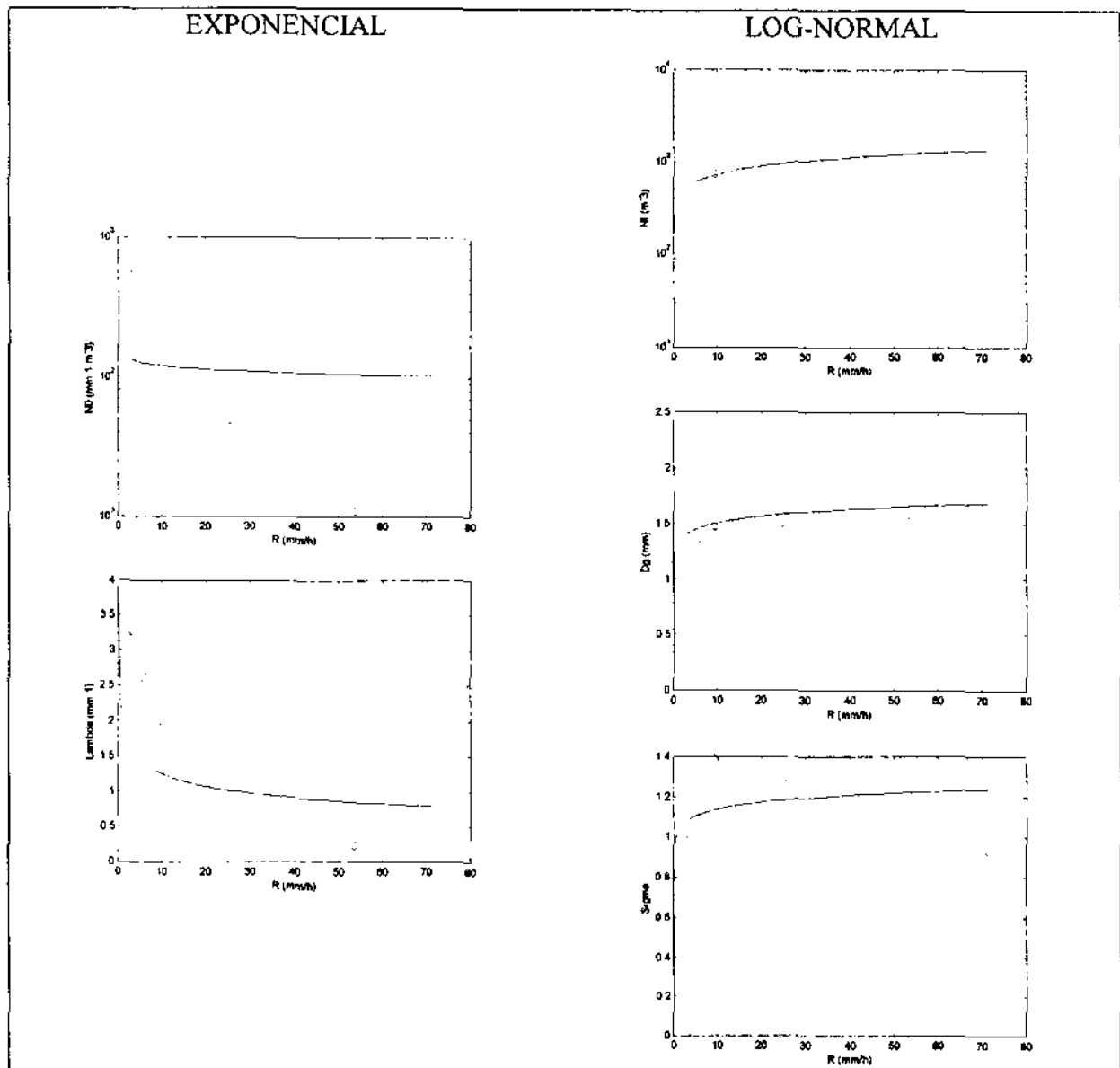


Figura 7.16 – Variação dos parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de junho de 2002. Os parâmetros foram calculados com as Equações 6.10 e 6.11.

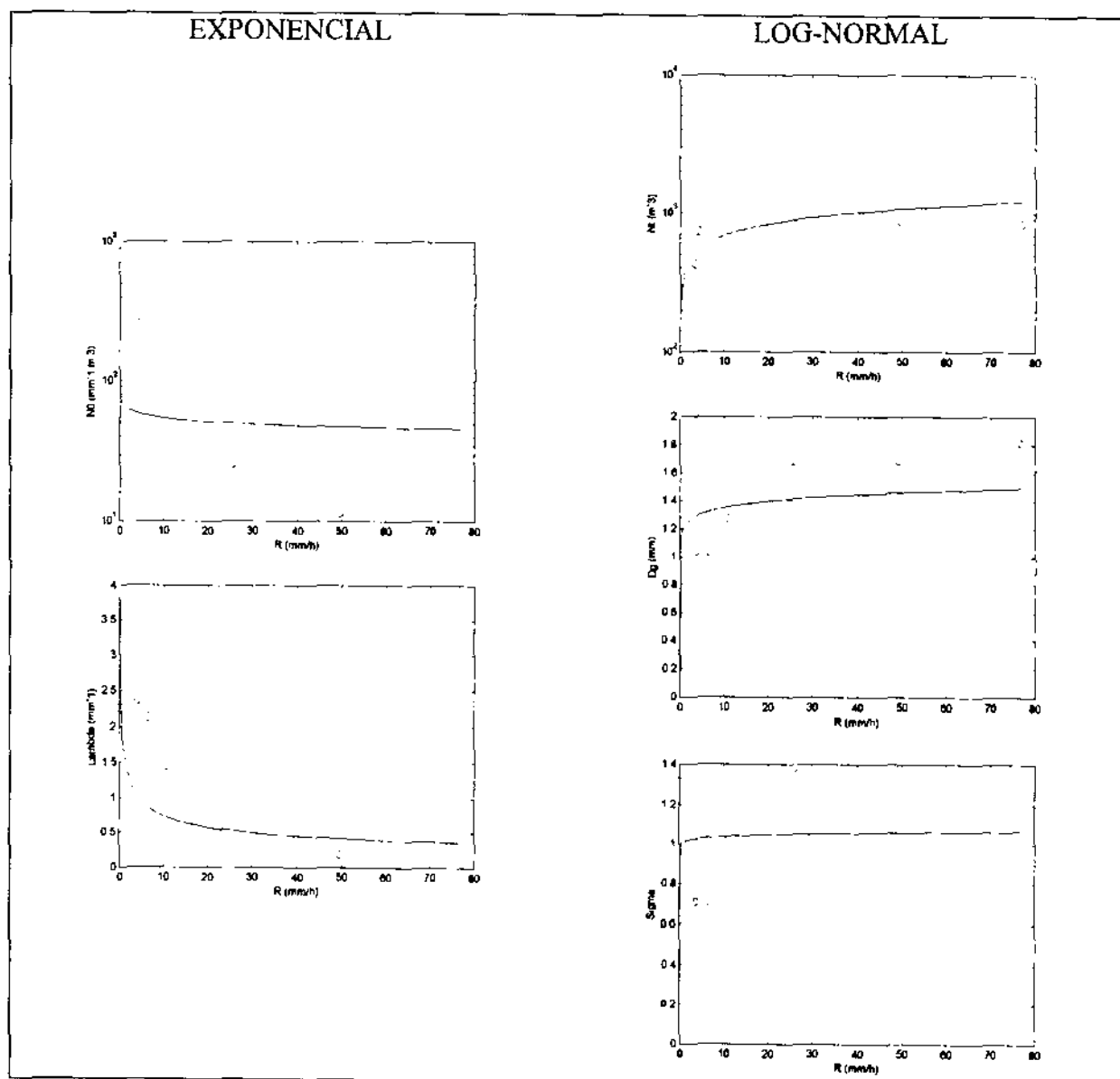


Figura 7.17 – Variação dos parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de julho de 2002. Os parâmetros foram calculados com as Equações 6.10 e 6.11.

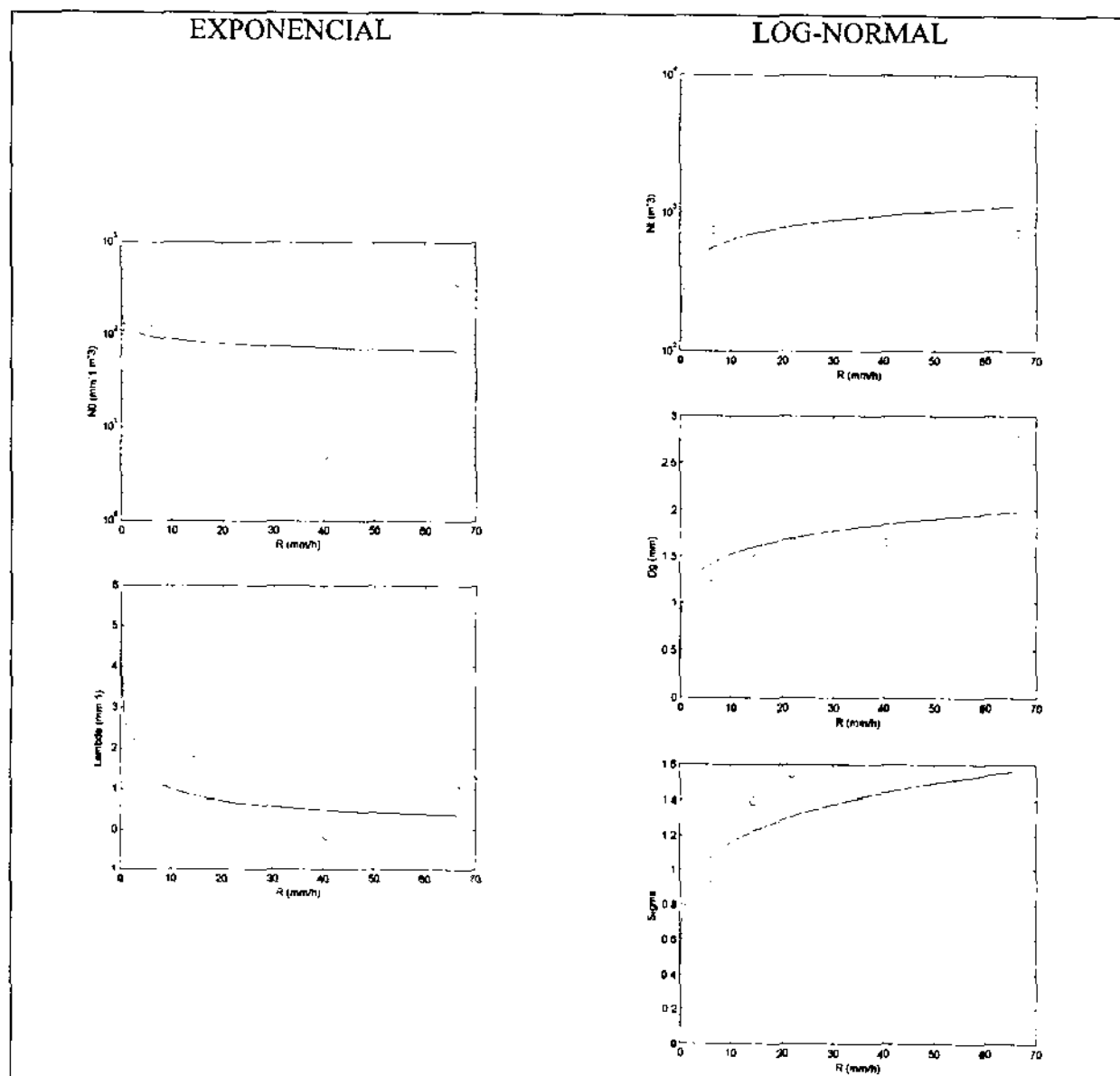


Figura 7.18 – Variação dos parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de agosto de 2002. Os parâmetros foram calculados com as Equações 6.10 e 6.11.

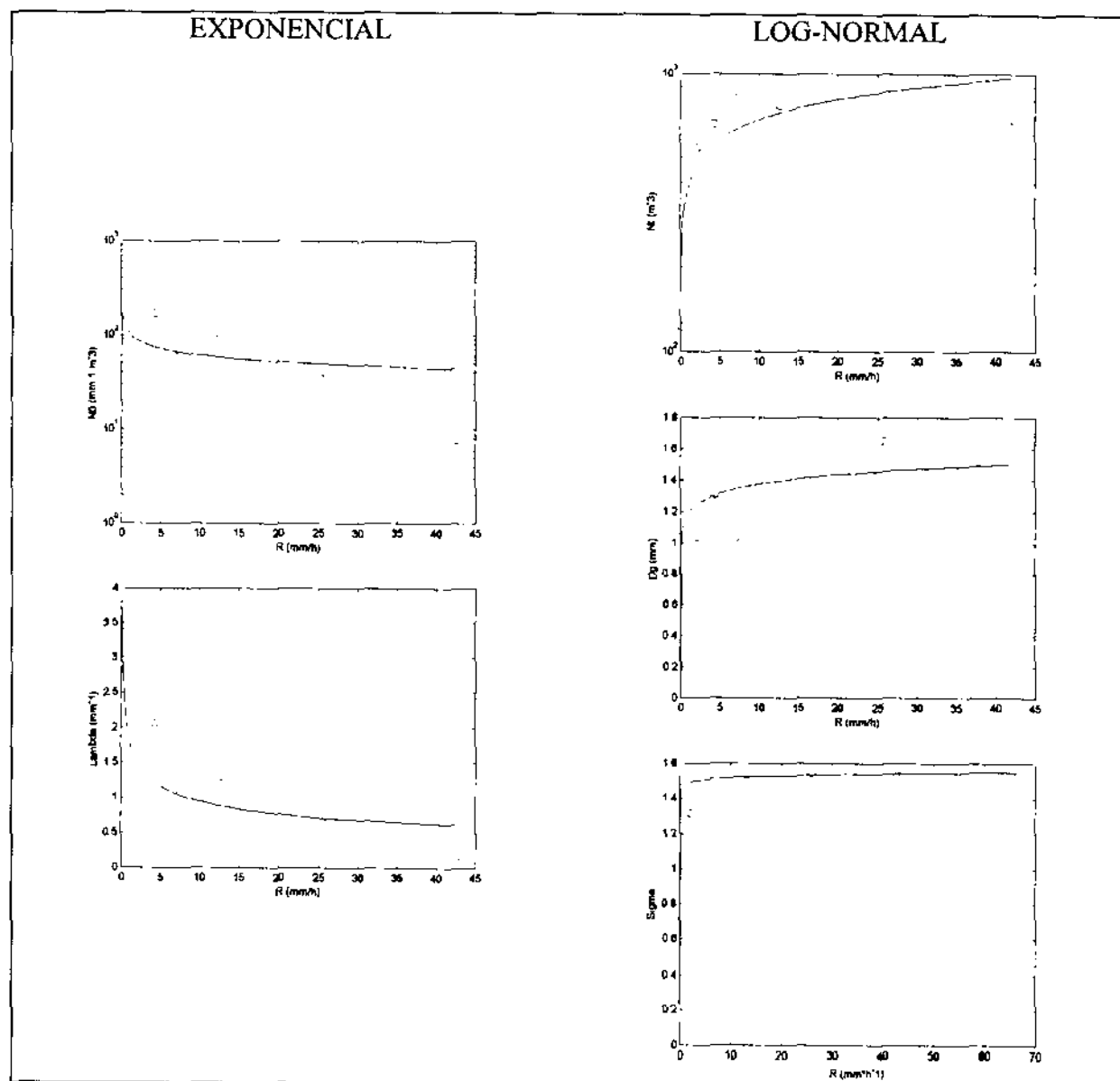


Figura 7.19 – Variação dos parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal em função da taxa de chuva R para o mês de setembro de 2002. Os parâmetros foram calculados com as Equações 6.10 e 6.11.

Nzeukou et al. (2002), anteriormente citados, com dados obtidos na zona costeira do oeste da África, encontraram, respectivamente para chuva estratiforme e convectiva, as seguintes equações e coeficientes de correlação:

$$Z = 371R^{1.24} ; [c = 0,95] \quad (8.3)$$

$$Z = 162R^{1.48} ; [c = 0,91] \quad (8.4)$$

É possível observar na Tabela 8.1 que, durante o decorrer dos meses, os valores do coeficiente *a* das chuvas estratiformes são sempre maiores que os valores para chuvas convectivas, e o inverso ocorre para o coeficiente *b*. Resultados semelhantes foram obtidos por Tokay e Curto (1996) no Pacífico Tropical.

Ainda analisando a Tabela 8.1, pode verificar que, fazendo uma comparação das equações determinadas em períodos mensais com a equação para todo o período (Equação 8.1 e 8.2), nota-se que os valores dos coeficientes das relações *Z-R* mensais para chuvas estratiformes estão muito próximos. O coeficiente de correlação encontrado para a relação da Equação (8.1) foi de 0,70. Comparando esse valor com o que Nzeukou et al. (2002), adotando o mesmo critério, encontrou na região oeste africana, nota-se uma pequena diferença ($\approx 0,1$). Essa diferença talvez tenha se dado devido à dificuldade de se determinar um critério preciso para distinguir tipos de precipitação na ENE, pois, segundo Molion (2003 - comunicação pessoal), nessa região pode-se encontrar facilmente núcleos convectivos encaixados em longas camadas de nuvens estratiformes. Uma outra provável explicação seria o fato de Nzeukou et al.(2002) terem utilizado 4 anos de observação.

8.2 – Equação Geral da Relação *Z-R*

Com o propósito de estabelecer uma equação geral para a relação *Z-R* da região em estudo, sem distinguir o tipo de chuva, todos os valores de $R > 0$, durante todo o período de estudo,

foram considerados. Utilizando a mesma aproximação matemática do item anterior, primeiramente foram calculados os coeficientes a e b . Os resultados foram os seguintes:

$$Z = 176,5 R^{1,29} \quad [c = 0,83] \quad (8.5)$$

A equação geral apresenta valores de a e b bem próximos dos valores obtidos para as chuvas do tipo estratiforme, confirmando a comunicação pessoal de Molion (2003) citada anteriormente. A Figura 8.12 mostra, graficamente, a relação obtida durante os dez meses do estudo.

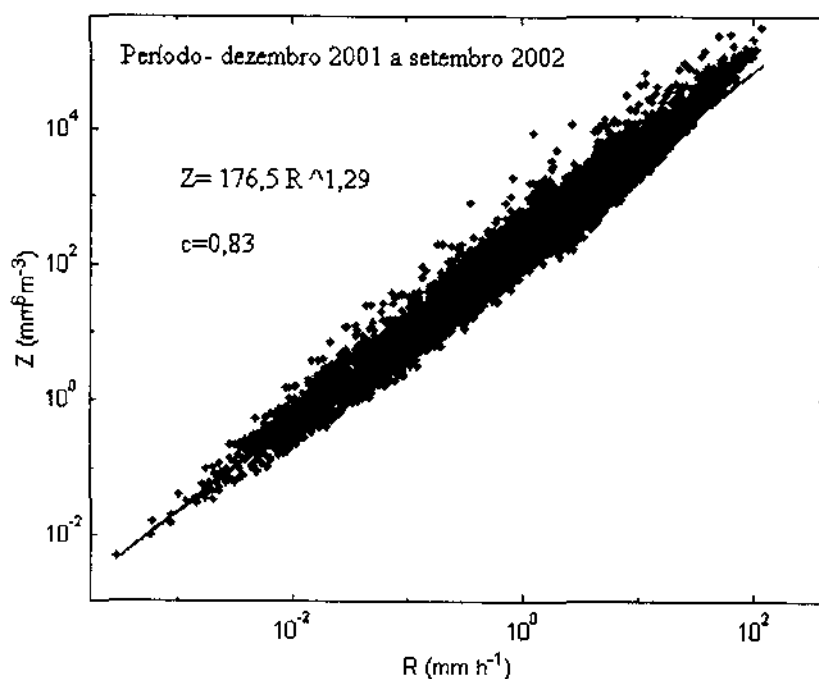


Figura 8.3 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R) para todo o período de estudo - tempo total de observação 10.366 min (172,76 horas).

Foi, também, determinada uma relação Z - R para cada período mensal. A Tabela 8.2 mostra os resultados obtidos. Os resultados mostraram, a exemplo forma geral (Eq. 8.5) valores de a bem próximos dos valores obtidos para chuvas estratiformes. Ainda analisando esse coeficiente nota-se que há variação na sua magnitude, com valores máximos em janeiro e fevereiro e mínimos em julho e agosto. Quanto ao coeficiente b , a ordem de grandeza não sofreu variações, permanecendo quase constante. A correlação entre as duas variáveis

apresentaram valores satisfatórios de 0,75 (setembro) a 0,94 (fevereiro). As figuras 8.4 a 8.13 apresentam graficamente os ajustes mensais efetuados.

Tabela 8.2 - Valores dos coeficientes (a e b) da relação Z - R durante cada meses; c é o coeficiente de correlação.

Meses	DTGs (min^{-1})	a	b	c
Dez	250	170,9	1,25	0,76
Jan	1149	247,1	1,33	0,90
Fev	831	264	1,36	0,94
Mar	1185	185,1	1,30	0,84
Abr	631	182,5	1,31	0,82
Mai	2423	150,5	1,29	0,74
Jun	1311	154,3	1,33	0,90
Jul	884	116,8	1,25	0,84
Ago	993	115,6	1,28	0,75
Set	709	145,2	1,28	0,75

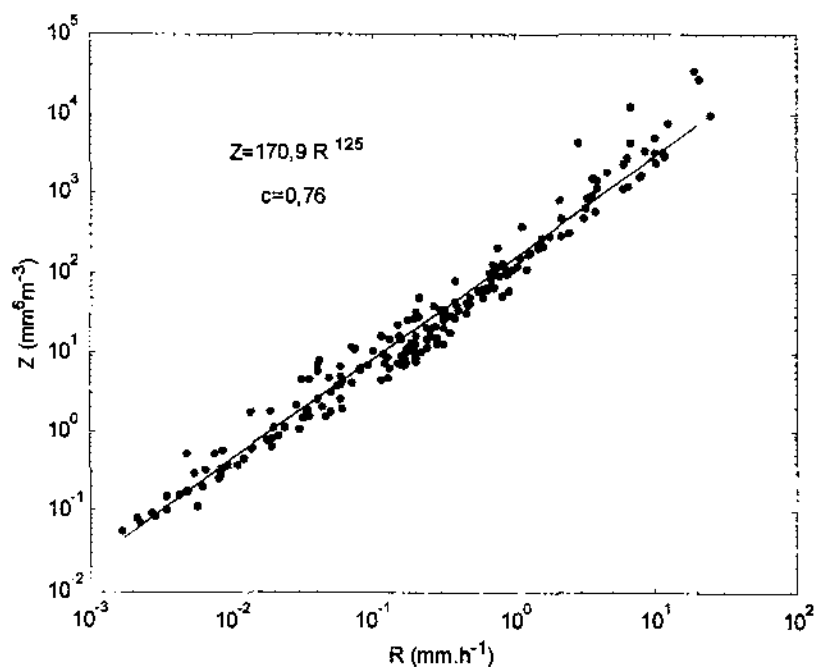


Figura 8.4 – Fator de refletividade de radar (Z) em função da taxa de chuva (R) para o mês de dezembro de 2001 - tempo total de observação 250 min (4,16 horas).

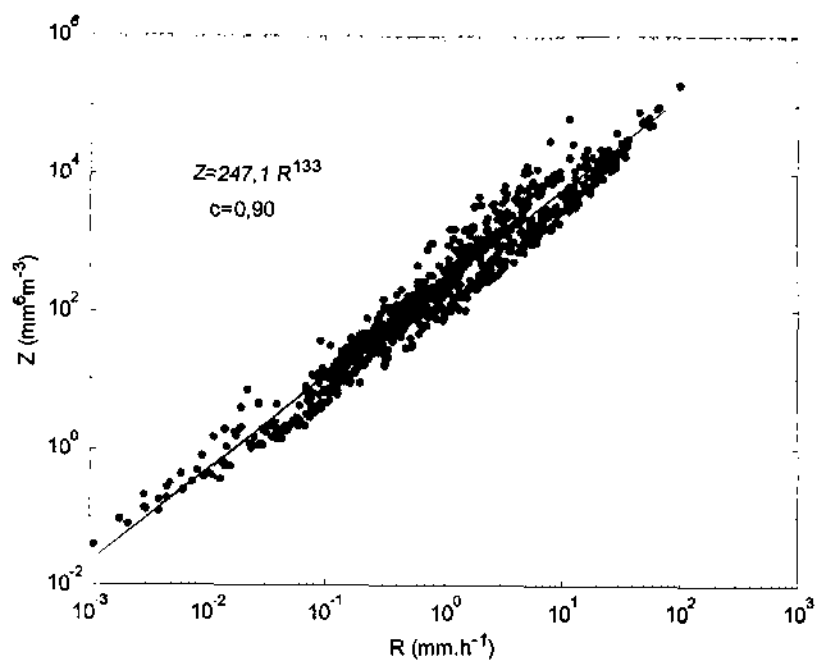


Figura 8.5 – Fator de refletividade de radar (Z) em função da taxa de chuva (R) para o mês de janeiro de 2002 - tempo total de observação 1.149 min (19,15 horas).

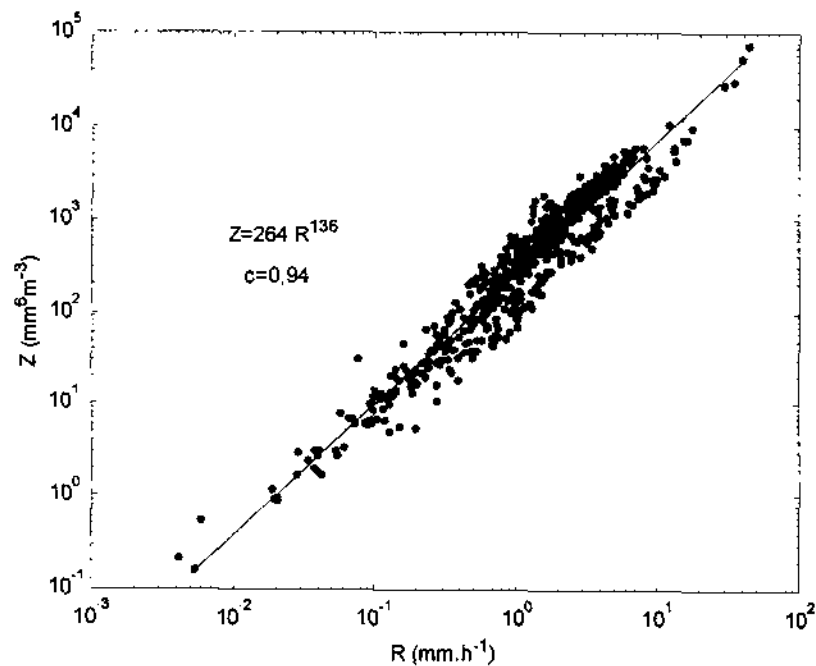


Figura 8.6 – Fator de refletividade de radar (Z) em função da taxa de chuva (R) para o mês de fevereiro de 2002 - tempo total de observação 831 min, (18.85 horas).

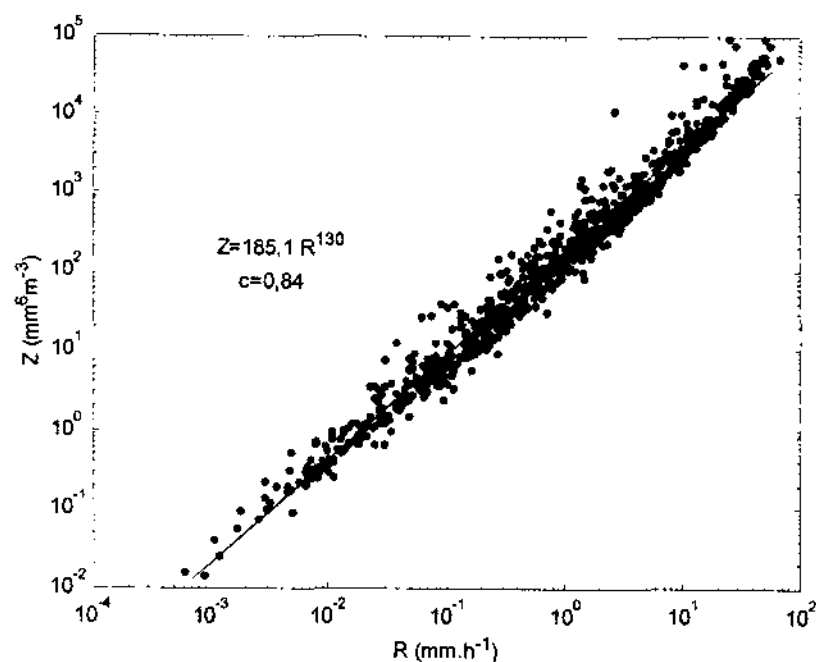


Figura 8.7 – Fator de refletividade de radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de março de 2002 - tempo total de observação 1185 min (19,75 horas).

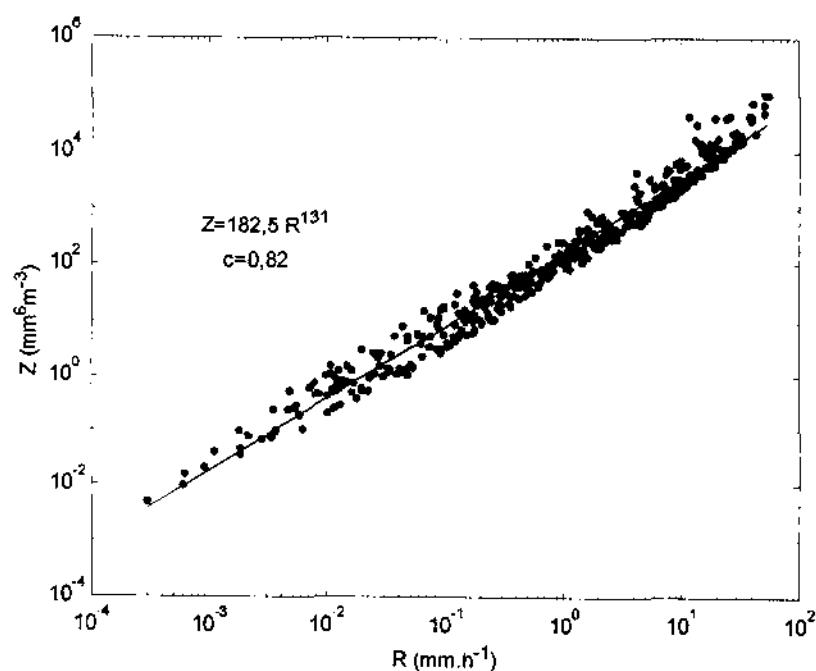


Figura 8.8 – Fator de refletividade de radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de abril de 2002 - tempo total de observação de 631 min. (10,51 horas).

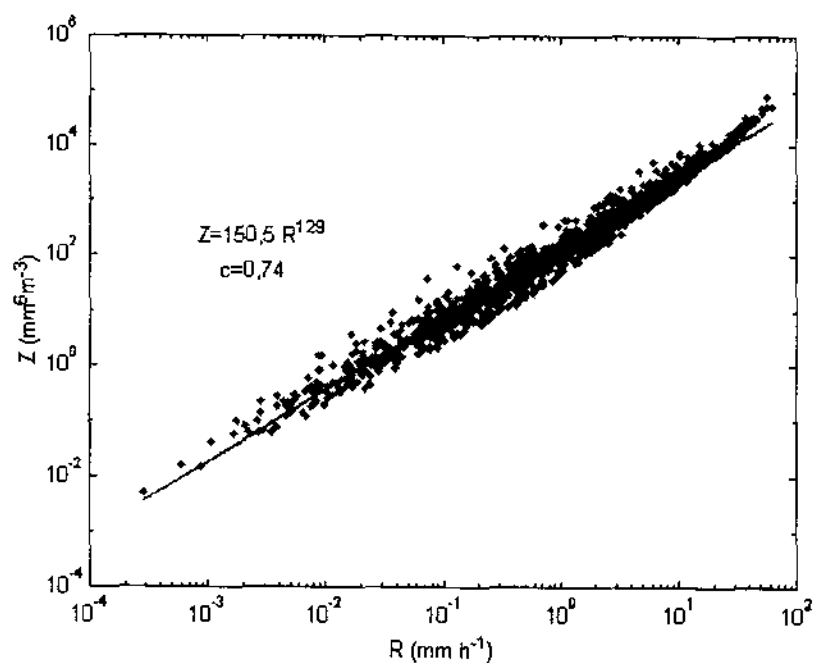


Figura 8.9 – Fator de refletividade de radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de maio de 2002 - tempo total de observação 2.423 min. (40,38 horas).

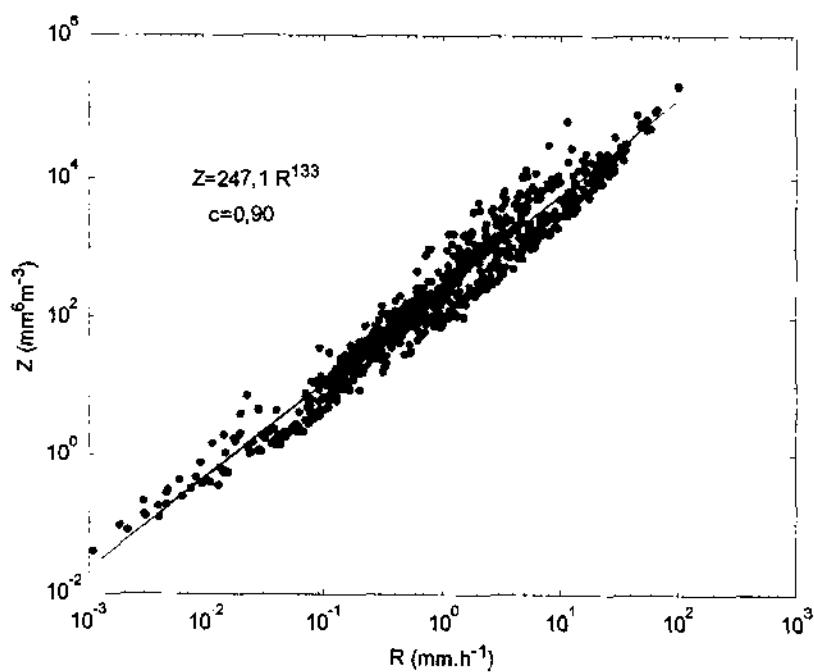


Figura 8.10 – Fator de refletividade de radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de junho de 2002 - tempo total de observação 1.311 min. (21,85 horas)

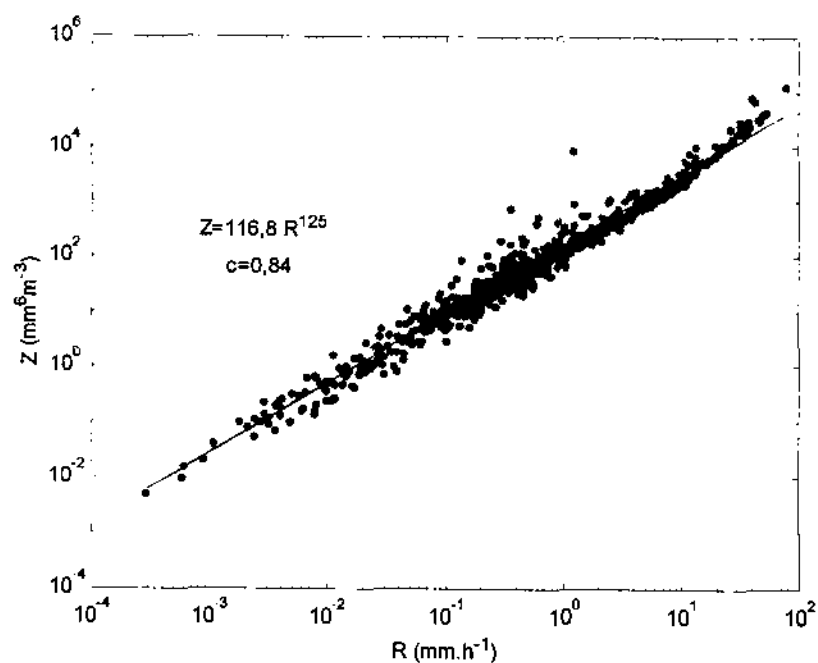


Figura 8.11 – Fator de refletividade de radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de julho de 2002 - tempo total de observação 884 min. (14,73 horas)

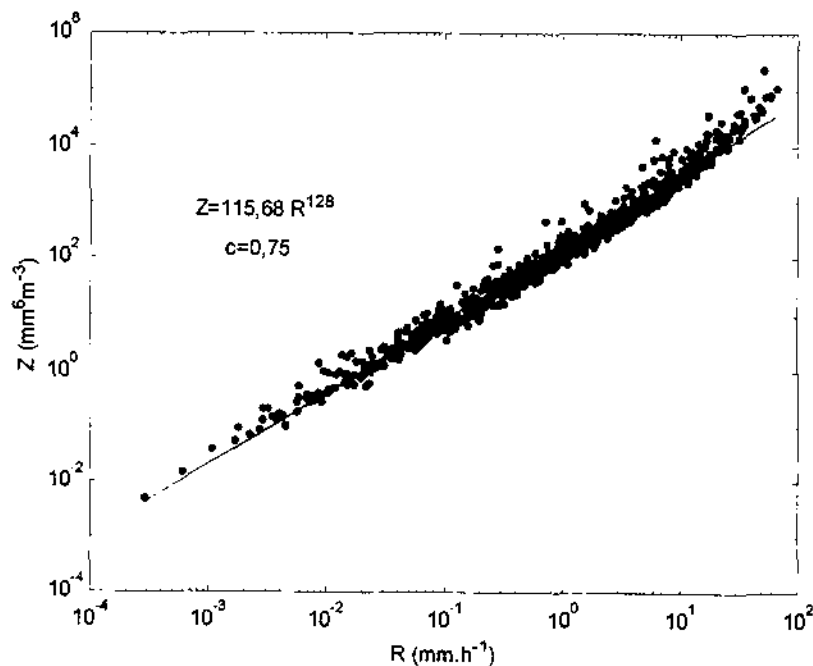


Figura 8.12 – Fator de refletividade de radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de agosto de 2002 - tempo total de observação 993 min. (16,55 horas).

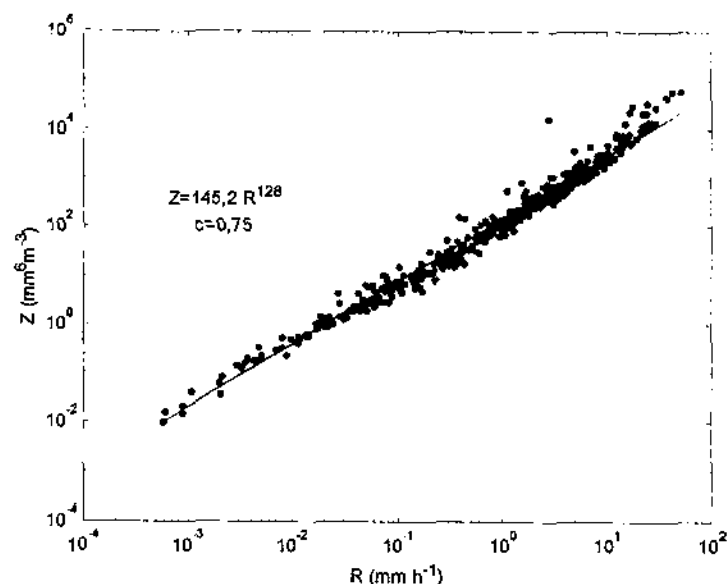


Figura 8.13 – Fator de refletividade de radar (Z) em função da taxa de chuva (R), para o mês de setembro de 2002 - tempo total de observação 709 min. (11.81 horas).

8.3 - Relação Z - R para eventos representativos de chuva

A proposta deste estudo foi determinar a relações Z - R para evento de chuva cujo tempo de duração (T), fosse igual ou maior que 20 minutos e chuva acumulada (R_{ac}) igual ou superior a 10 mm, durante todo o período de observação. Utilizando a mesma aproximação matemática dos itens anteriores, os valores dos coeficientes a e b das relações Z - R , foram determinadas.

Tabela 8.3 - Coeficientes a e b , e coeficientes de correlação dos eventos representativos ocorridos durante o período de estudo com $T \geq 20$ minutos.

Eventos	Data	Hora	Duração (minutos)	R_{ac} (mm)	Coeficientes		
					a	b	c
1	4/jan	15:47 - 16:58	64	14,85	234,10	1,36	0,93
2	10/jan	23:33 - 00:40	68	13,99	215,90	1,35	0,90
3	22/jan	03:18 - 11:22	144	12,19	136,50	1,29	0,92
4	14/fev	19:24 - 03:07	411	30,05	360,78	1,34	0,97
5	18/mar	03:02 - 10:12	232	36,93	172,79	1,33	0,94
6	15/16mai	20:03 - 10:37	444	74,32	142,64	1,32	0,95
7	26/mai	02:14 - 08:38	368	29,37	135,03	1,27	0,93
8	9/jun	04:53 - 05:57	51	10,0	188,76	1,34	0,92
9	10/jul	07:56 - 15:59	449	13,28	171,65	1,19	0,82
10	26/jul	21:02 - 00:52	104	14,05	142,35	1,36	0,96

A Tabela 8.3 mostra os resultados dos coeficientes a e b , a chuva acumulada (R_{ac}), e excelentes coeficientes de correlação, observados para todos os eventos selecionados.

Segundo o Centro de Pesquisa do Tempo e Estudos Climáticos (CEPTC-INPE), as chuvas que ocorreram durante o mês de janeiro de 2002 tiveram grande influência das linhas de cumulonimbos ou linhas de instabilidade (LIs). Esse sistema esteve configurado sobre a costa norte da América do Sul, preferencialmente sobre as Guianas, Amapá, norte do Pará e Maranhão. Foram observadas cinco LIs de intensidade fraca a moderada. Outro sistema precipitante que ocorreu durante o mesmo mês foi o VCAN, onde foram observados quatro vórtices na NEB. Os centros dos vórtices e cavados posicionaram-se preferencialmente sobre o oceano, contribuindo assim para que ocorressem chuvas abundantes no NEB. As Figuras 8.14, 8.15 e 8.16, mostram chuvas que ocorreram durante o mês de janeiro, relacionadas a esses sistemas precipitantes.

Figura 8.14 apresenta um evento de chuva para dia 22/01/2002 com duração de 144 min (2,4 horas), com $R_{ac} = 12,19$ mm. A Figura 8.14-A mostra o fator de refletividade do radar (Z) com relação à taxa de chuva (R). Para esse evento foi encontrada a seguinte equação:

$$Z = 136,5 R^{1.29} \quad (8.6)$$

A correlação entre as variáveis foi de 0,92. A Figura 8.14-B apresenta a relação da taxa de chuva (R) com o tempo de duração do evento (03:18 - 11:22 h). Podem ser observadas as células convectivas que provocaram picos de R maiores que 10 mm h^{-1} . Nesse evento, destacam-se células entre, 04:17 - 04:30 h, 4:34-4:41 h, 8:57-9:04 h, 9:16-09:18 h e 11:03 - 11:07 h. Chuvas estratiformes, com $R < 10 \text{ mm}^{-1}$, podem ser observadas nos horários de 03:41 a 04:16h e 4:47 a 8:54 h.

A Figura 8.15 apresenta um evento de chuva do dia 4/01/2002 com duração de 64 min (1,06 hora), com 14,85 mm de chuva acumulada. A Figura 8.15-A, mostra fator de

refletividade de radar (Z) com relação à taxa de chuva(R); para esse evento foi encontrada a seguinte equação:

$$Z = 234,1 R^{1.36} \quad (8.7)$$

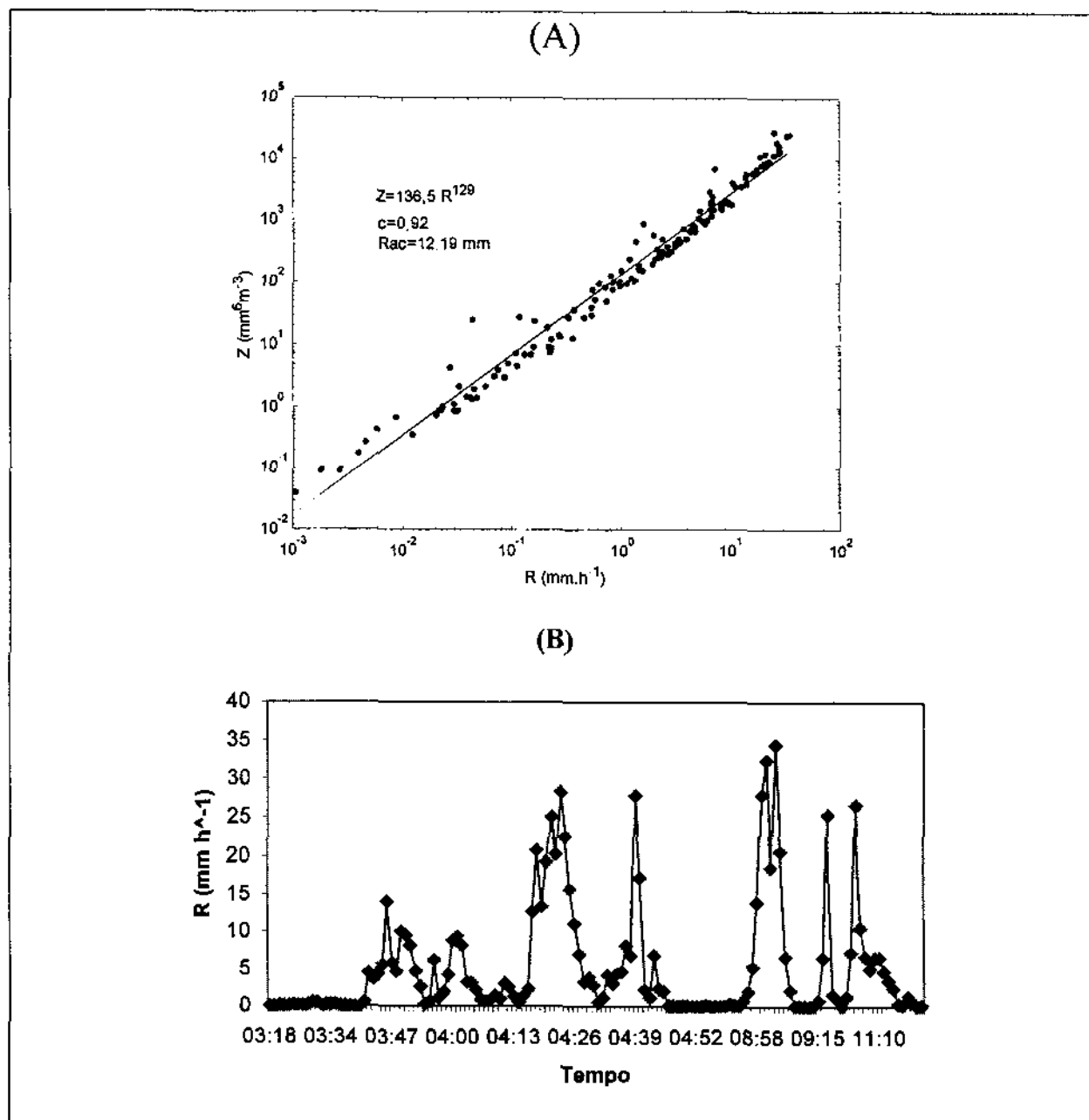


Figura 8.14 - Evento representativo referente ao dia 22/01/2002;
 (A) Relação Z - R ; (B) Hietograma.

A correlação entre as variáveis foi de 0,93. A Figura 8.15-B apresenta a relação da taxa de chuva (R) com o tempo de duração do evento (15:47-16:58 h). As células convectivas se

apresentam nos primeiros minutos de chuva (15:47-16:22 h). Chuva estratiforme localizou-se no final da chuva entre 16:32 a 16:58 h.

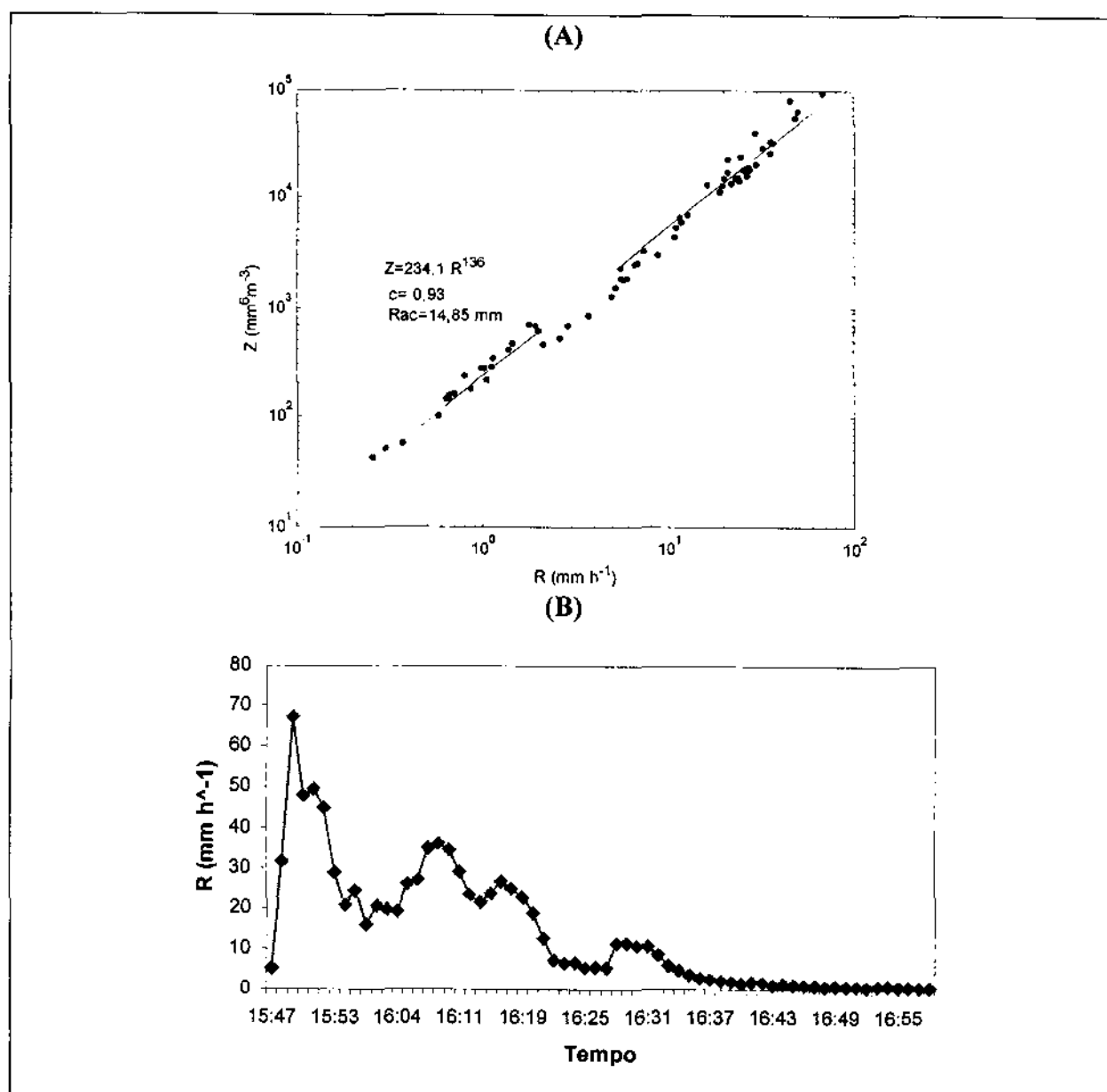


Figura 8.15 – Evento representativo referente ao dia 4/01/2002;
(A) Relação Z-R; (B) Hietograma.

A chuva do dia 10 de janeiro de 2002 (Figura 8.16) teve uma duração de 68 min (1,13 hora), com 13,99 mm de chuva acumulada. A figura 8.16-A mostra fator de refletividade do radar (Z) com relação à taxa de chuva (R); para esse evento foi encontrada a seguinte equação.

$$Z = 215,9 R^{1,35} \quad (8.8)$$

A correlação entre as variáveis foi de 0,90. A Figura 8.16-B apresenta a relação da taxa de chuva (R) com o tempo de duração do evento entre 23:33 - 00:40 h. As células convectivas se destacam no início (23:39-23:50 h) e final da chuva (00:35-00:39 h). Chuva estratiforme esteve presente na maior parte de duração da chuva.

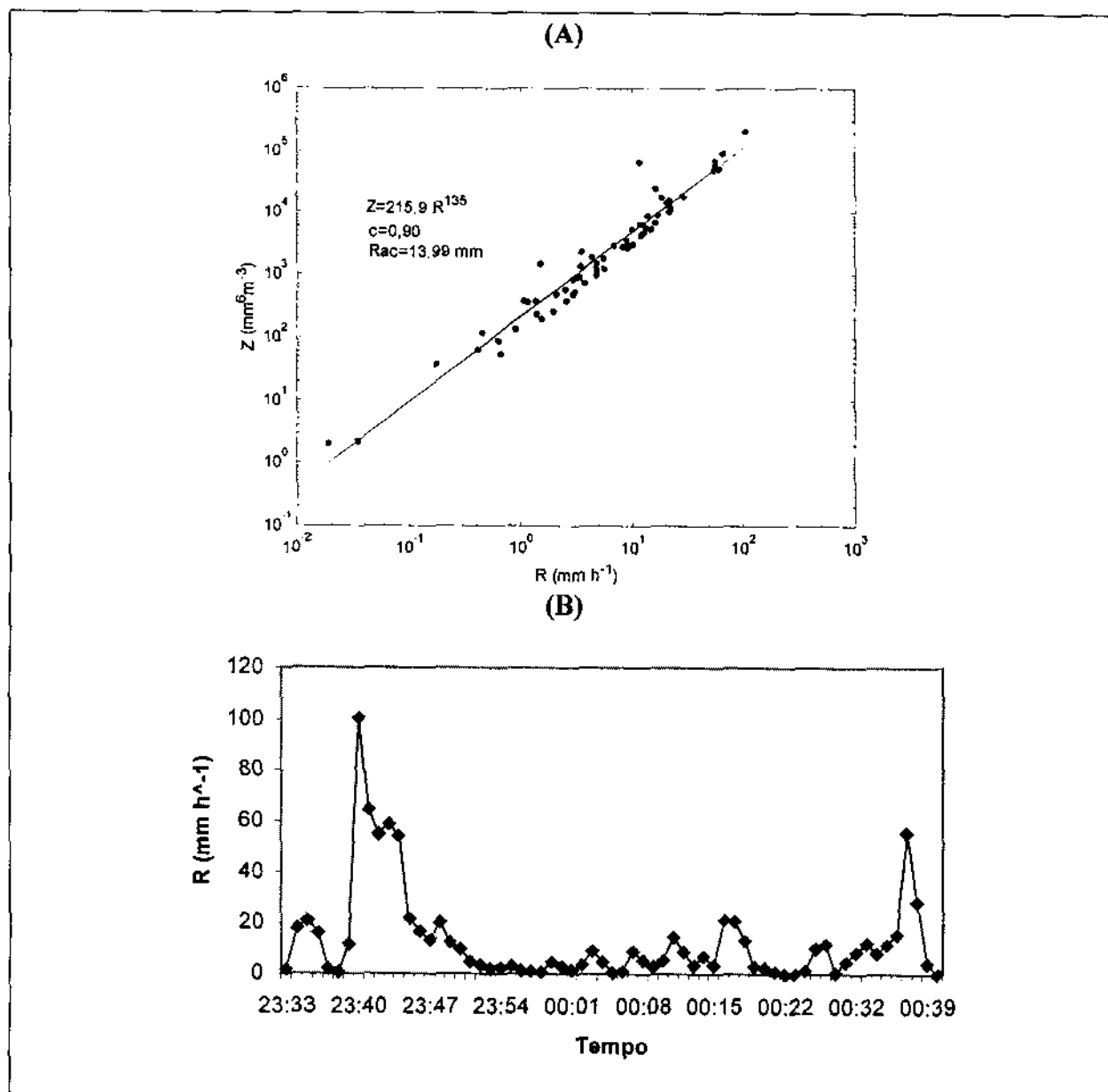


Figura 8.16- Evento representativo referente ao dia 10/01/2002;
(A) Relação Z-R; (B) Hietograma.

Em fevereiro de 2002, as linhas de instabilidade (LIs) foram menos freqüente em virtude do posicionamento do VCAN centrado sobre o NEB. Os vórtices apresentaram comportamento similar ao mês de janeiro, permanecendo sobre o oceano durante os primeiros

quinze dias, quando ocorreram anomalias positivas de chuva no leste do Nordeste e sobre o continente durante os últimos quinze dias de fevereiro.

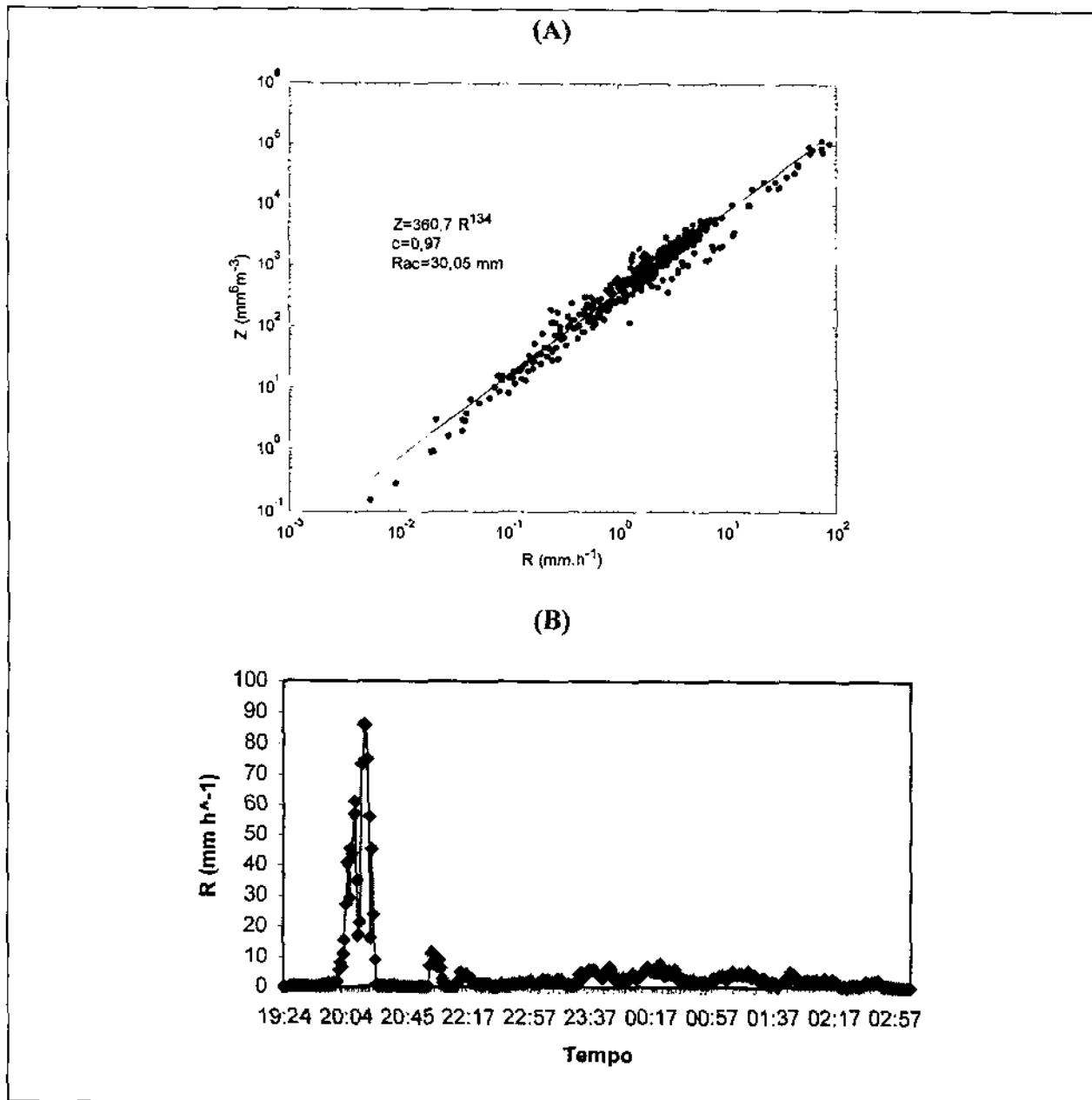


Figura 8.17- Evento representativo referente ao dia 14/02/2002;
 (A) Relação Z-R; (B) Hietograma.

A Figura 8.17 apresenta um evento de chuva que ocorreu em 14/02/2002 com tempo de duração de 411 min (6,85 horas), com total de chuva acumulada de 30,05 mm. A Figura 8.17-A mostra fator de refletividade de radar (Z) com relação taxa de chuva (R); para esse evento foi encontrada a seguinte equação:

$$Z = 215,9 R^{1,35} \quad (8.9)$$

A correlação entre as variáveis foi de 0,90. Na Figura 8.17B nota-se uma predominância de chuva do tipo estratiforme. As chuvas convectiva estão localizada entre 20:02 – 20:20 h.

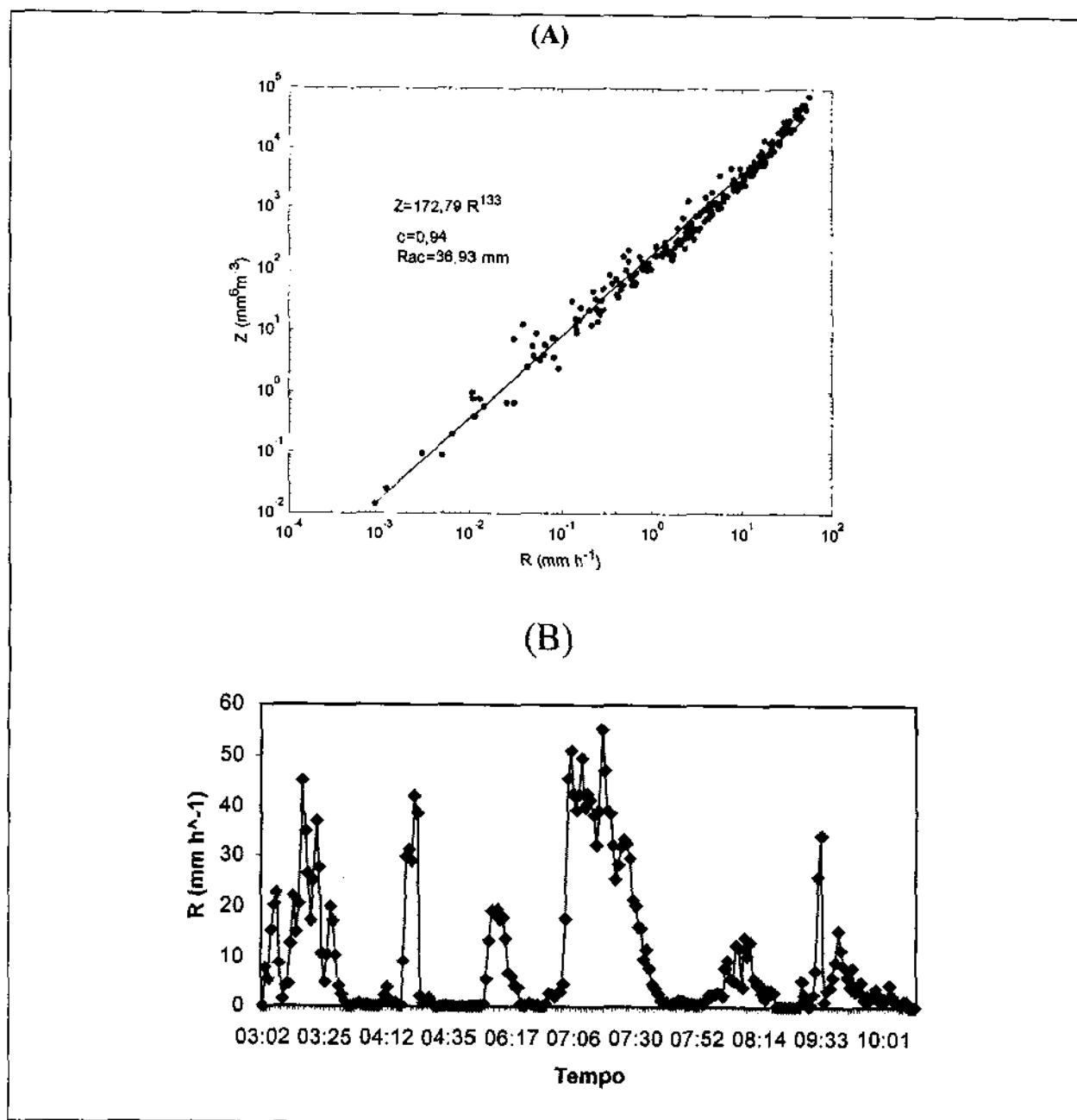


Figura 8.18 - Evento representativo referente ao dia 18/03/2002;
 (A) Relação Z-R; (B) Hietograma.

Figura 8.18 apresenta um evento de chuva durante o dia 18/03/2002, com duração de 232 min (3,86 horas), com 36,93 mm de chuva acumulada. A Figura 8.18-A mostra fator de refletividade de radar (Z) com relação à taxa de chuva (R); para esse evento foi encontrada a seguinte equação:

$$Z = 172,79 R^{1,33} \quad (8.10)$$

A correlação entre as variáveis foi de 0,94. A Figura 8.18-B apresenta a relação da taxa de chuva (R) com o tempo de duração do evento de 19:24 - 03:07 h. Foram observadas chuvas convectiva e estratiforme. As convectivas oscilam durante todo evento.

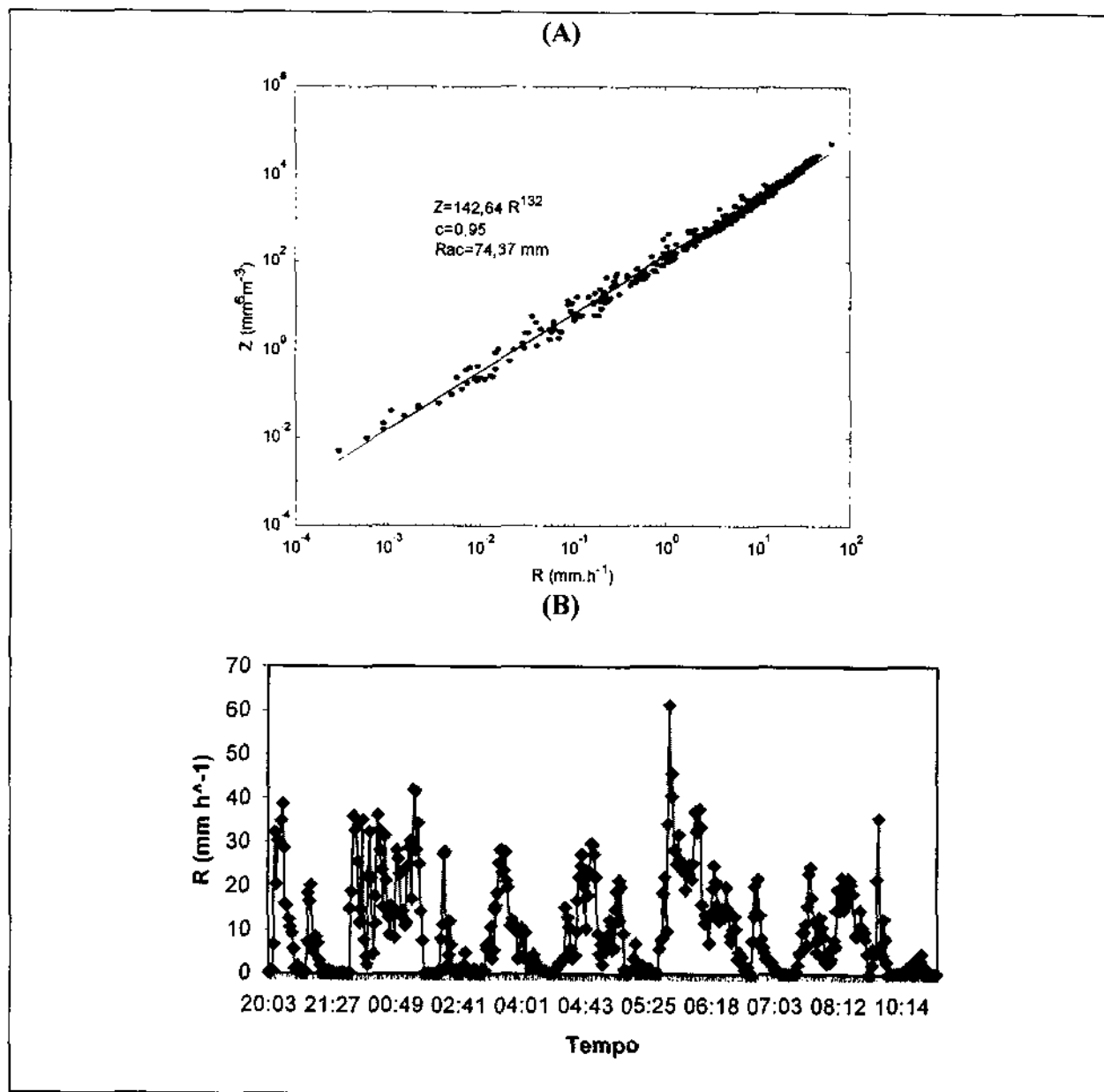


Figura 8.19 - Evento representativo referente ao dia 15 e 16/05/2002;

(A) Relação Z-R; (B) Hietograma.

Durante o mês de maio de 2002, um aglomerado de nuvens, associado à propagação de distúrbios de leste (POA) contribuiu para a ocorrência de chuva ENE. Foram observados apenas dois episódios de formação de aglomerados de nuvens associados à propagação de POA. O primeiro atingiu o leste do Nordeste e o segundo episódio foi observado na divisa

entre o litoral de Alagoas e Pernambuco. A Figura 8.19 apresenta uma chuva que ocorreu durante esse mês, com um tempo de duração de 444 min (7,4 horas), o total acumulado foi de 74,32 mm. A Figura 8.19-A mostra fator de refletividade de radar (Z) com relação taxa de chuva(R); para esse evento foi encontrada a seguinte equação:

$$Z = 142,6 R^{1,32} \quad (8.11)$$

A correlação entre as variáveis foi de 0,95. A Figura 8.19-B apresenta a relação da taxa de chuva (R) com o tempo de duração do evento (20:03 - 10:37 h). As células convectivas predominaram durante a maior parte do evento.

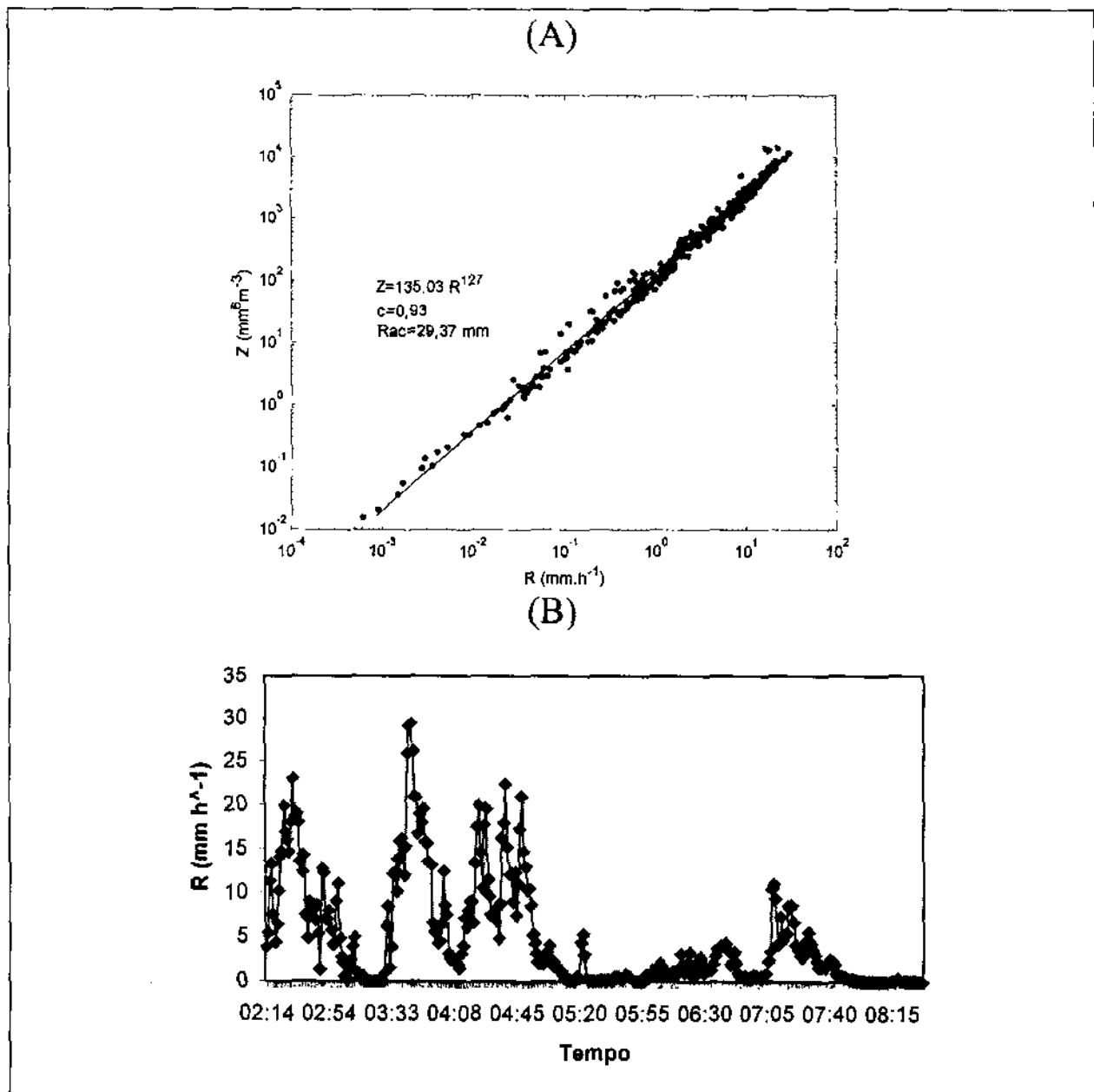


Figura 8.20- Evento representativo referente ao dia 26/05/2002;
(A) Relação Z - R ; (B) Hietograma.

Outro evento, representativo no mês de maio de 2002, ocorreu no dia 26 (Figura 8.20) que teve uma duração de 368 min (6,13 horas), com 29,37 mm de chuva acumulada. A Figura 8.20-A, mostra fator de refletividade de radar (Z) com relação à taxa de chuva (R); para esse evento foi encontrada a seguinte equação:

$$Z = 135,03 R^{1,27} \quad (8.12)$$

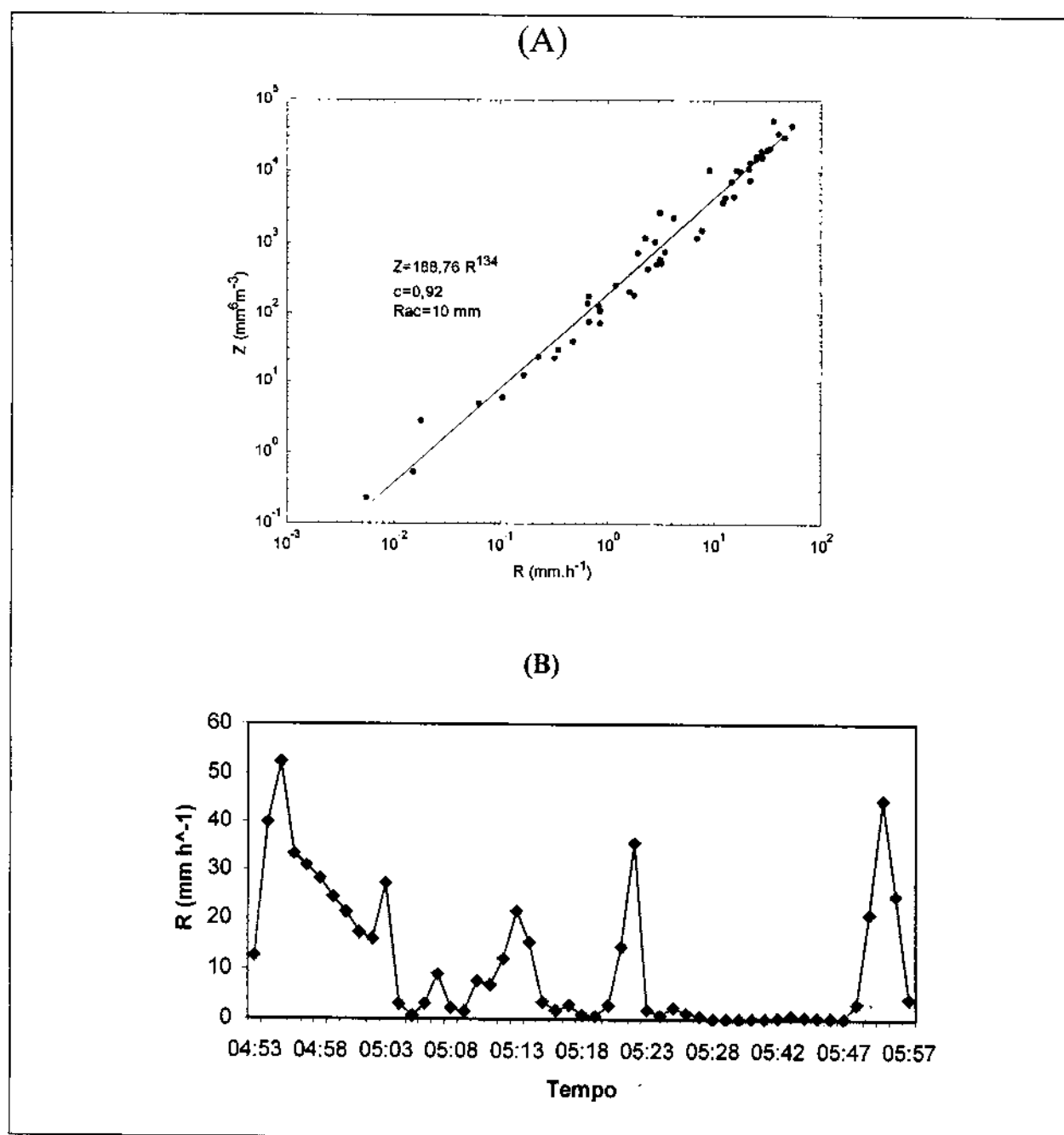


Figura 8.21- Evento representativo referente ao dia 09/06/2002;
 (A) Relação Z - R ; (B) Hietograma.

A correlação entre as variáveis foi de 0,93. A Figura 8.20-B apresenta a relação da taxa de chuva (R) com o tempo de duração do evento (02:14 - 08:38 h). Foram cinco sucessivas

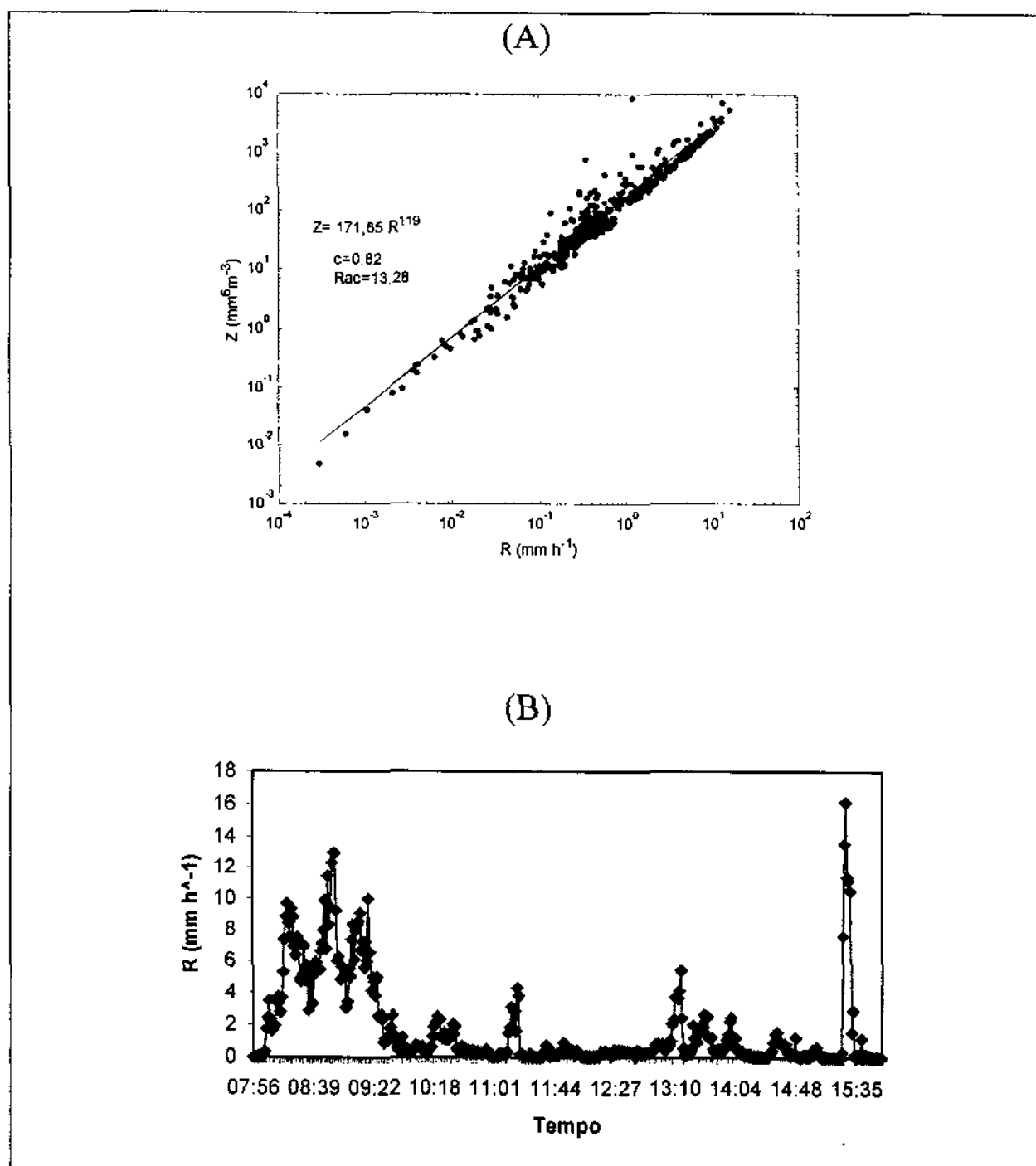


Figura 8.22 - Evento representativo referente ao dia 10/07/2002;
(A) Relação Z-R; (B) Hietograma.

células convectivas com $R \geq 10$ mm entre 02:21-02:39 h, 03:36-03:55 h, 04:20-04:42 h, 04:35-04:42 h e 04:46-04:52 h. A área estratiforme, $R < 10$ mm, ocorreu entre 05:11-08:36 h.

O evento representativo do mês de junho de 2002 apresentou uma chuva com 51 min de duração para um total acumulado de 10 mm. A Figura 8.21-A, mostra fator de refletividade de radar (Z) com relação à taxa de chuva (R); para esse evento foi encontrada a seguinte equação:

$$Z = 188,76 R^{1,34} \quad (8.13)$$

A correlação entre as variáveis foi de 0,92. A Figura 8.21-B apresenta a relação da taxa de chuva (R) com o tempo de duração do evento (04:53 - 05:57 h). As áreas convectiva e estratiforme oscilaram durante todo evento.

Durante o mês de julho de 2002, a faixa leste da NEB ainda se encontra em seu período mais chuvoso. De acordo com o CPTEC, foram observados quatro eventos com predominância de nebulosidade estratiforme. Os dois primeiros episódios foram fracos e ocorreram nos dias 4 e 9. Outros dois episódios apresentaram nuvens convectivas sobre a área oceânica, próximo ao litoral do Nordeste ocorrendo nos dias 24 e 26. A Figura 8.22 apresenta um evento de chuva durante o mês de julho, com duração de 449 min (7,48 horas), com 13,28 mm de chuva acumulada. A Figura 8.22-A mostra fator de refletividade do radar (Z) com relação à taxa de chuva (R); para esse evento foi encontrada a seguinte equação:

$$Z = 171,65 R^{1,19} \quad (8.14)$$

A correlação entre as variáveis foi de 0,82. A Figura 8.18-B apresenta a relação da taxa de chuva (R) com o tempo de duração do evento (07:56 - 15:59 h). Foi observada uma predominância de chuva do tipo estratiforme, com algumas células convectivas 15:35h.

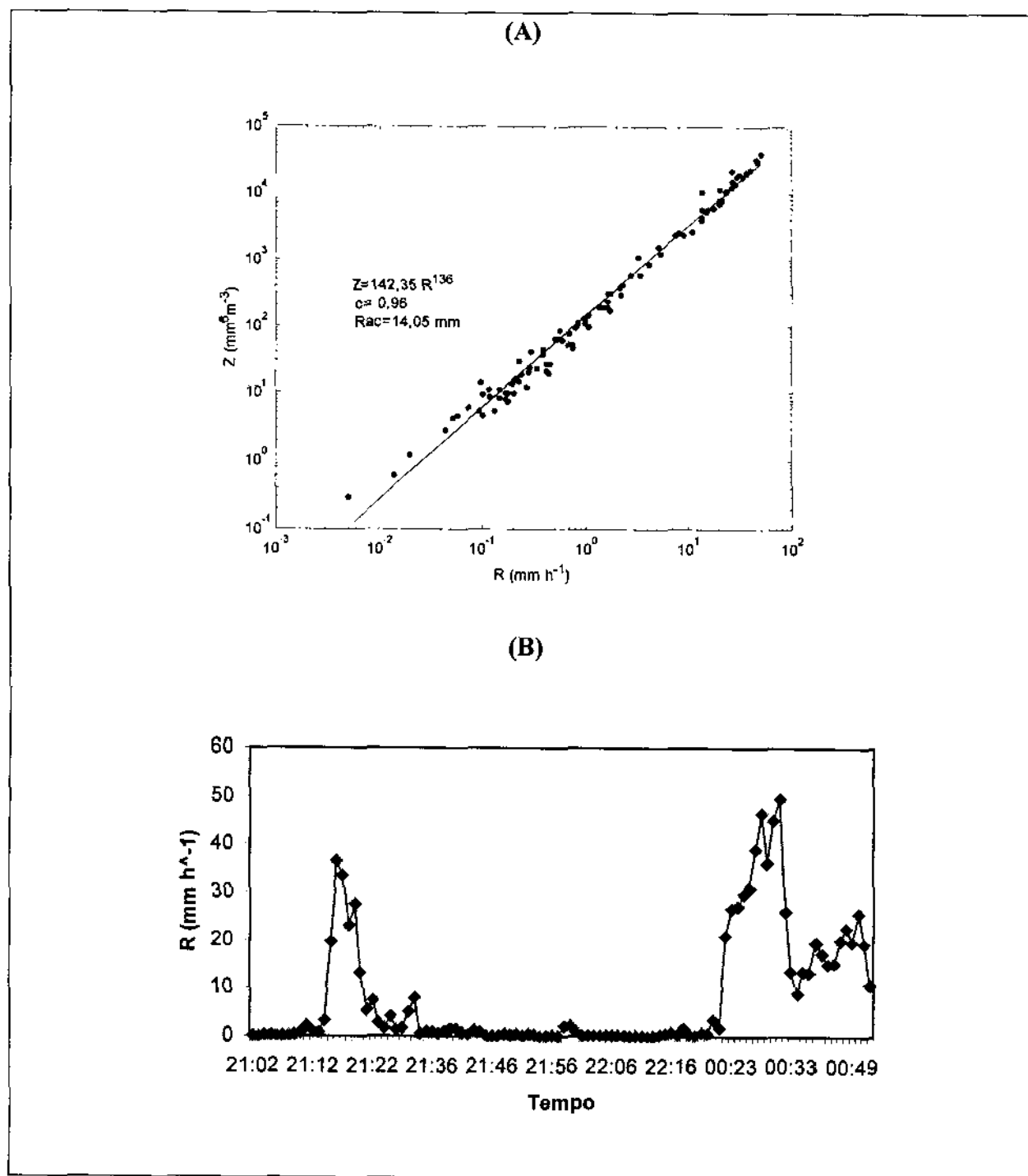


Figura 8.23 - Evento representativo referente ao dia 26/07/2002;
(A) Relação Z-R; (B) Hietograma.

O episódio do dia 26 de julho teve duração de 104 min (1,73 hora) e a chuva acumulada foi de 14,05 mm. A Figura 8.23-A, mostra fator de refletividade do radar (Z) com relação à taxa de chuva (R); para esse evento foi encontrada a seguinte equação:

$$Z = 142,3 R^{1,36} \quad (8.15)$$

A correlação entre as variáveis foi de 0,96. A Figura 8.23-B apresenta a relação da taxa de chuva (R) com o tempo de duração do evento (21:02 - 00:52 h). As células convectivas com $R \geq 10$ mm se destacam no início (21:15-25:20 h) e final do evento (00:22-00:52 h).

8.4 - Conclusão

Na determinação da relação Z - R , distinguindo as chuvas convectivas e estratiformes, foi considerada somente a taxa de chuva ($R < 10$ mm h⁻¹ - estratiforme; $R \geq 10$ mm h⁻¹ - convectiva). Para essa condição, o resultado encontrado mostra que, dentro da equação $Z = a R^b$, o coeficiente a da chuva estratiforme apresenta valores maiores quando comparados aos valores encontrados para as chuvas convectivas. Esse resultado foi encontrado também por Nzeukou et al. (2002). A equação geral referente ao somatório dos dez meses, não levando em consideração o critério das chuvas convectiva e estratiforme, obteve resultado que se assemelha ao valor anteriormente encontrado para chuvas estratiformes. Esse resultado também foi observado quando foram utilizados os dados mensais. Com isso, pode-se concluir que, durante o período de estudo, houve uma predominância de sistemas responsáveis por chuvas estratiformes. Todavia, analisando os registros da variação temporal da intensidade de chuva (hietogramas), foi possível verificar que, em todos os eventos representativos estudados, as áreas (células) convectivas estiveram sempre presentes, “encaixadas” nas áreas estratiformes. Logo, nessa região uma relação Z - R tal qual a Eq. 8.5, que represente uma chuva “mista”, deveria ser considerada.

CAPÍTULO 9

CONCLUSÃO GERAL

Esse trabalho permitiu observar que a distribuição do tamanho de gotas de chuva (DTG) tem sido usada largamente para descrever a física da chuva e, por isso as distribuições têm sido medidas por uma diversidade de métodos e em diferentes regiões climáticas na Terra, variando no tempo e no espaço. Diversos observadores têm elaborado equações empíricas, parametrização e comparação entre equipamentos. É importante salientar que o estudo da DTG não se resume apenas em aplicar o conhecimento dentro da física da chuva, mas também aplicar esse estudo para outras linhas de pesquisa. Dentro de um grande número de domínios científicos, tais como radar meteorológico, propagação em microondas (telecomunicação), erosão do solo, poluição atmosférica, previsão de tempo e de enchentes, modelos climáticos. Faz-se necessário conhecer e entender a DTG. Em muitos casos práticos, onde o conhecimento da distribuição de todas as gotas não é necessário, outras quantidades derivadas a partir da DTG, tal como, taxa de precipitação (R), conteúdo de água líquida em um volume (W), refletividade de radar (Z), são igualmente importantes e podem ser estimadas.

De tudo que se viu sobre os estudos de DTG, pode-se concluir que a distribuição das gotas sobre a superfície da Terra é a forma mais apropriada para descrever os campos de precipitação. A DTG é, normalmente, representada por uma função $N(D)$, sendo N o número de concentração 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. Em muitos casos, uma lei exponencial ou log-normal, com uma parametrização específica, pode ser usada para caracterizar a distribuição.

Os resultados dessa pesquisa conduzem as seguintes conclusões: a estratificação das DTGs em classes de taxa de chuva mostrou claramente a dependência da maioria dos parâmetros das funções analíticas e foi observado também uma marcante variação mensal. Notou-se que todos os parâmetros das distribuições utilizadas (exponencial e log-normal) foram dependentes da taxa de chuva R , com exceção de σ (desvio padrão geométrico), que praticamente permaneceu constante em todos os ajustes. Quanto à forma da DTG, seu resultado foi satisfatório, embora não tenha havido concordância em termos de quantidades de gotas. Esse resultado pode ser justificado em função do curto período de estudo ou ainda uma provável explicação seria a variabilidade intersazonal da intensidade de chuva. A correlação feita entre os parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal com a taxa de chuva apresentaram bons resultados, quando comparados com resultado obtido em pesquisas semelhantes.

Na determinação da relação Z - R , distinguindo as chuvas convectivas e estratiformes foi considerado somente a taxa de chuva ($R < 10 \text{ mm h}^{-1}$ - estratiforme; $R \geq 10 \text{ mm h}^{-1}$ - convectiva). Para essa condição, o resultado encontrado mostra que, dentro da equação $Z = a R^b$, o coeficiente a da chuva estratiforme apresenta valores maiores quando comparados aos valores encontrados para as chuvas convectivas. A equação geral, foi a equação representativa da região de maceió-al ($Z = 176,5R^{1,29}$), refere-se ao somatório dos dez meses não levando em consideração o critério das chuvas convectiva e estratiforme, esse resultado se assemelha aos valores encontrados para chuvas estratiformes. Esse resultado também foi observado quando foram utilizados os dados mensais. Com isso, pode-se concluir que, durante o período de estudo, houve uma predominância de sistemas meteorológicos responsáveis por chuvas estratiformes. Quanto aos coeficientes “ a ” da relação Z - R para cada mês, foram observados maiores valores em janeiro e fevereiro e menores em julho e agosto. Nesses dois últimos meses, a pressão atmosférica ao nível do mar é mais na região de Maceió, favorecendo, dessa maneira, ocorrência de nuvens com pouco

desenvolvimento vertical, e, conseqüentemente maior concentração de gotas pequenas. Enquanto nos meses de janeiro e fevereiro as pressões mais baixas favorecem o desenvolvimento de nuvens profundas, favorecendo chuvas convectivas, e uma concentração de gota com diâmetro maior, justificando, desta forma, os maiores valores de “ α ” para janeiro e fevereiro e menores para julho e agosto. Todavia, essa relação com a pressão atmosférica carece, ainda, de estudos mais aprofundados.

Analisando os registros da variação temporal da intensidade de chuva (hietogramas), foi possível verificar que, em todos os eventos representativos estudados, as áreas (células) convectivas estavam sempre presentes, “encaixadas”, nas áreas estratiformes. Logo, nessa região, uma relação $Z-R$ que represente uma chuva “mista” deve ser considerada.

Como sugestão para um aperfeiçoamento e melhor entendimento desse campo de pesquisa, sugere-se a realização de uma investigação estendida para um período maior, até atingir séries anuais e em locais diferentes. Desta forma, poder-se-á verificar a influência da variação da pressão atmosférica nos parâmetros das DTGs, associar os sistemas precipitantes que atuam na região e realizar uma análise sinótica associada à distribuição do tamanho da gota de chuva. Sugere-se também aplicar outros tipos de distribuição estatística e analisar simultaneamente dados do Disdrômetro com Radar Meteorológico e Pluviômetro.

CAPÍTULO 10

BIBLIOGRAFIA

- Antonio, M, de A. “Medidas de chuva com radar e disdrômetro”. *Anais do XI Congresso de Meteorologia*, Rio de Janeiro.2000.
- Atlas, D., Rosenfeld D.L., Wolff, D. B. “Climatologically Tuned Reflectivity-Rain Rate Relations and Links to Area-Time Integrals”. *Journal of Applied Meteorology*: **29**, 11, p. 1120–1135. 1990.
- Belculfine, U. “Física de nuvens quentes: compilação de ensinamentos básicos”. São Jose dos Campos. CTA/IAE, p 205. 1977.
- Bernardo, S.O. “Clima e suas anomalias para a cidade de Maceió”. *Trabalho de Conclusão de Curso em Física*. Depto. Física UFAL, 122p. 1999.
- Campistron, B., Despaux, G., e Lacaux, J. P. “A microcomputer data-acquisition system for real-time processing of raindrop size distribution measured with the RD69 Distrometer”. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, p536-540. 1987.
- Campos, E. F. “On measurements of drop size distribution”. *Top. Meteor. Oceanog*, p24-30. 1999.
- Cavalcante.A. S. “Estudo de caso da precipitação pluviométrica anômala no nordeste do Brasil”. *Dissertação (Mestrado em Meteorologia)*. Universidade Federal de Alagoas, Maceió. 2002.
- CPTEC. CLIMANALISE. “Boletim de Monitoramento e Análise Climática”. Disponível na Internet via <http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/>. Consultado durante os meses de Dezembro de 2001 a Setembro de 2002.
- Donnadieu, G. “Comparison of results obtained with the VIDIAZ spectropluviometer and the Joss-Waldvogel rainfall Disdrômetro in a rain of thundery type”. *J. Appl. Meteor.*, **19**, p593-597. 1980.
- Feingold, G., e Levin,Z. “The lognormal fit to raindrop spectra from frontal convective clouds in Israel”. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, p1346-1363. 1986.

- Fernandez, P., Silva, J. M. da, Ferreira, A. G. e Silva L. "Caracterização da distribuição do tamanho das gotas e da energia cinética da precipitação: Rampa de Rega Rotativa e Canhão de Rega". *Anais do Encontro Anual da Ciência do Solo*. 2002.
- 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.
- 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.
- Gunn, R, e Kinzer, G. D. "The Terminal Velocity of Fall for Water Droplets in Stagnant Air", *J. Meteorol.*, 6, p.243-248. 1949.
- Hess, M., P. Koepke e I. Schult. "Optical properties of aerosols and clouds". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, p 831-44. 1998.
- Jones, D. M. A. "Raindrop spectra at the ground". *J. Appl. Meteor.*, 31, 1219-1225. 1992.
- Joss, J., e Waldvogel A. "Raindrop size distribution and sampling size errors". *J. Atmos. Sci.*, 26, p566-569. 1969.
- Joss, J., e Waldvogel, A. "Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit Automatischer Auswertung". *Pure Appl. Geophys.*, 68, p 240-246. 1967.
- Kinnell, P. I. A. "Some observations on the Joss-Waldvogel rainfall Disdrômetro". *J. Appl. Meteor.*, 15, p499-502. 1976.
- Kousky, V. E. e Gan, M.A. "Upper tropospheric cyclonic vórtices in the tropical South Atlantic". *Tellus*, 33(6), p538 -551. 1981.
- Kousky, V.E. "Frontal influences on Northeast Brazil". *Mon. Wea. Rev.*, 107, p1140-1153. 1979.
- Kousky, V.E., e Ferreira J. "Frontal influences on Northeast Brazil: their spatial distributions, origins and effects". *Mon. Wea. Rev.*, 109, p1999-2008. 1981.
- Levin, Z., Feingold, G. Tzivion S., e Waldvogel A. "The evolution of raindrop spectra: Comparisons between modeled and observed spectra along a mountain slope in Switzerland". *J. Appl. Meteor.*, 30, p893-900. 1991.
- Machado, L.A. T. e Rossow, W. B., "Structural Characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters". *In Monthly Weather Review*, 121, p3234-3259. 1993.

- Marshall, J. S., e Palmer W. Mck. "The distribution of raindrops with size." *Journal of Meteorology*, **5**, p 165-166. 1948.
- Molion, L. C. B. e Bernardo, S. O. "Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro". *Revista Brasileira de Meteorologia*, **17**, n.1, p1-10. 2002.
- Nobre, C. A. e Molion, L. C. B. "The climatology of droughts and drought prediction, the effect of climatic variation on agriculture". In Parry, M.P., Carter, T.R., Konijn, N.T. (Ed). *Assessments in semiarid regions, Dordrecht: Kluwer Academic Publishig*, **21**. 1987.
- Nystuen, J. A. "Listening to Raindrops from Underwater: An Acoustic Disdrometer". *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **18**, 1640-1657. 2001.
- Nzeukou, A., Sauvageot H., Ochou A.D. e Kebe C.M.F. "Raindrop size distribution and radar parameters at Cape Verde". *J. Appl. Meteor.* (em revisão). 2002.
- Oliveira, A. P. e Nobre, C.A. "Meridional penetration of frontal system in south America and its relation to organized convection in the Amazon". In: *Relatório Técnico INPE 3407-PRE/676*. 1985. 4 p. 1995.
- Palmén, E., 1949. "Origin and Structure of High Level Cyclones South of the Maximum Westerlies". *Tellus*, **1**, p. 22-31.
- Palmer, C. E. "On high-level cyclones originating in the tropics". *Transactions of American Geophysics Union*, **32**(5), p.683-695. 1951.
- Rogers R.R. "Física de Las Nubes". Editorial Reverté. 234p. 1967.
- Rosenfeld, D. e Lensk I. M. "Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds". *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **79**, p2457-2476. 1998.
- Sauvageot, H. e Koffi, M. "Multimodal Raindrop Size Distributions". *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2480. 1999.
- Sauvageot, H. "Radarmeteorology". *Artech House – Washington*, p 366. 1992.
- Sauvageot, H. "Rainfall measurements by radar". *A review". Atmos. Res.*, **35**, p27-54. 1994.
- Sauvageot, H., e Lacaux, J. P. The shape of averaged drop size distributions. *J. Atmos. Sci.*, **52**, p1070-1083. 1995.
- Sauvageot, H., Tenório, R. S. e Mesnard, F. "The size distribution of rain cells in West Africa and France". *Journal of the Atmospheric Sciences*, Estados Unidos, **56**, n. 1, p. 57-70. 1999.

- Seliga, T. A., Aydin K. e Direskeneli H. "Disdrômetro measurements during an intense rainfall event in Central Illinois: Implications for differential reflectivity radar observations". *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, p835-846. 1986.
- Sheppard, B. E. "Effect of irregularities in the diameter classification of raindrops by the Joss-Waldvogel disdrometer". *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, p180-183. 1990.
- Silva, A.B.P. "Estudo de dois casos extremos de precipitação sobre a costa leste do Nordeste Brasil". Universidade Federal de Alagoas, Maceió. *Dissertação de Mestrado*. 100 p. 2002.
- Soares, J. V. "Introdução a Hidrologia de Florestas". Cap 4. Acesso via Internet <http://www.ltid.inpe.br/dsr/vianei/CursoHidFlo.html>. 2003.
- Srivastava, R.C. A simple model of particle coalescence and breakup. *J Atmos. Sci.*, **39**, 1317-1322. 1972.
- Srivastava, R.C. Parameterization of raindrop size distribution. *J Atmos. Sci.*, **44**, 3127-3133. 1978.
- Steiner, M., e J. A. Smith. "Reflectivity, rain rate, and kinetic energy flux relationships based on raindrop spectra". *Journal of Applied Meteorology*, **39**(11), p1923-1940. 2000.
- Steiner, M., e Waldvogel A. "Peaks in raindrop size distributions". *J. Atmos. Sci.* **44**, p3127-3133. 1987.
- Tenório, R. S. "Etude statistique de la distribution de taille des cellules de pluie: implications pour l'estimation des champs de précipitation par radar". *Tese de Doutorado - U.T. III - Université de Toulouse III (Paul Sabatier)*, p 188. 1996.
- Tenório, R. S., Moraes, M. C. S., Quintão, D. A., Kwon, B. H. "Estimation of the Z-R relation through the Disdrometer for the coastal region in the northeast of Brazil". *Journal Of Korean Earth Science Society*, Coréia do Sul, **24**, n. 1, p. 30-35. 2003.
- Tenório, R. S., Sauvageot, H., Buarque, S. R. "Statistical Study Of Rain Cell Size Distribution Using Radar Data During Squall Lines Episodes In West Africa". In. *III INTER. SYMP. OF HYDROLOGICAL APPL. OF WEA. RADARS*, 1995, São Paulo, **1**, n. , p. 518-526. 1995.
- Tokay, A., e Short, D. A. "Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds". *J. Appl. Meteor.*, **35**, p355-371. 1996.
- Ulbrich, C.W. "Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution". *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, p1764-1775. 1983.

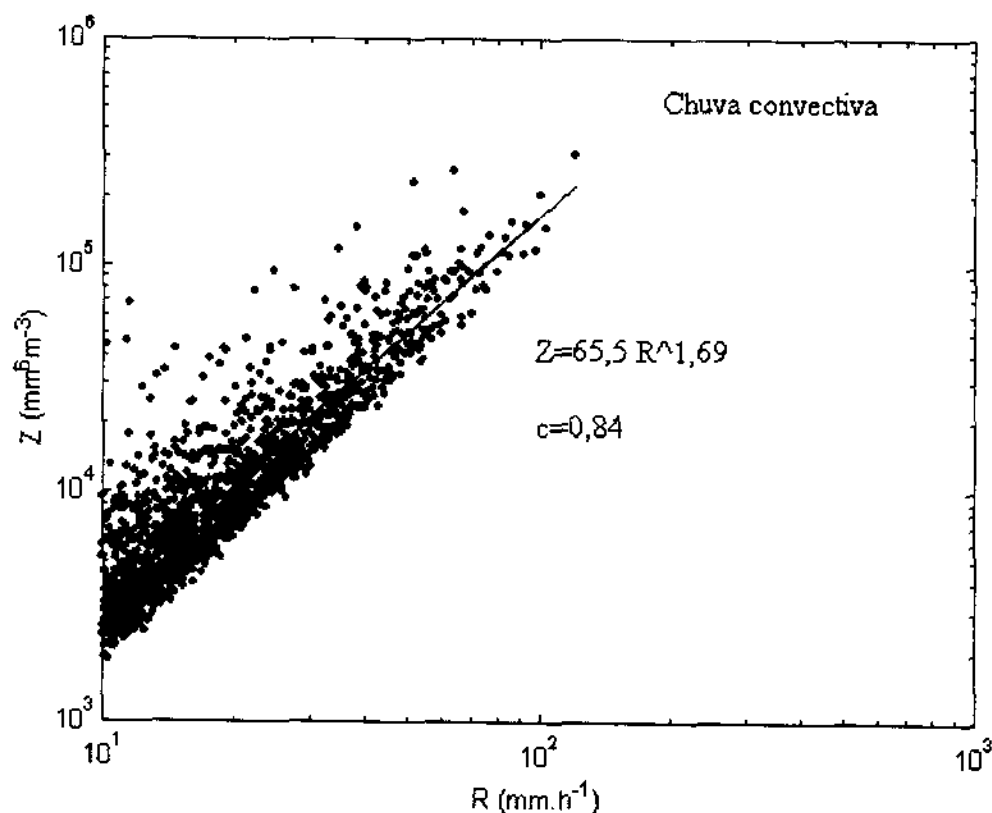


Figura 8.2 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R) com $R \geq 10 \text{ mm h}^{-1}$ - chuva convectiva - tempo de observação 1.648 minutos (27,46 horas).

Tabela 8.1 – Resultados das relações Z - R mensais para chuvas convectivas e estratiformes.

Meses	Nº de eventos	DTGs da por 1 min			Relação Z - R e coeficiente de correlação (c)	
		Total	Estratiforme	Convectiva	Estratiforme $< 10 \text{ mm h}^{-1}$	Convectiva $\geq 10 \text{ mm h}^{-1}$
DEZ/2001	7	250	238	12	$Z = 170 R^{1,25}$ $c = 0,66$	$Z = 132,5 R^{1,5}$ $c = 0,51$
JAN/2002	26	1149	1018	131	$Z = 251,8 R^{1,34}$ $c = 0,69$	$Z = 119,3 R^{1,5}$ $c = 0,92$
FEV/2002	10	831	728	103	$Z = 269 R^{1,38}$ $c = 0,76$	$Z = 87,2 R^{1,6}$ $c = 0,93$
MAR/2002	38	1185	995	190	$Z = 169,3 R^{1,25}$ $c = 0,80$	$Z = 84,9 R^{1,6}$ $c = 0,87$
ABR/2002	51	631	496	135	$Z = 161,4 R^{1,26}$ $c = 0,85$	$Z = 54,8 R^{1,7}$ $c = 0,79$
MAI/2002	33	2423	1979	444	$Z = 143,4 R^{1,26}$ $c = 0,73$	$Z = 50,4 R^{1,7}$ $c = 0,80$
JUN/2002	43	1311	953	358	$Z = 150,9 R^{1,28}$ $c = 0,70$	$Z = 136,3 R^{1,4}$ $c = 0,92$
JUL/2002	19	884	801	83	$Z = 152 R^{1,22}$ $c = 0,84$	$Z = 48,4 R^{1,7}$ $c = 0,88$
AGO/2002	22	993	863	130	$Z = 145 R^{1,24}$ $c = 0,76$	$Z = 31,3 R^{1,9}$ $c = 0,75$
SET/2002	19	709	647	62	$Z = 134,7 R^{1,24}$ $c = 0,82$	$Z = 54,3 R^{1,8}$ $c = 0,73$

calculado o coeficiente de correlação (c) entre as duas variáveis. Os resultados foram os seguintes:

$$\text{Chuvas estratiformes: } Z = 167,8 R^{1,26}; [c = 0,70] \quad (8.1)$$

$$\text{Chuvas convectivas: } Z = 65,46 R^{1,69}; [c = 0,84] \quad (8.2)$$

As Figuras 8.1 e 8.2 apresentam, graficamente, os resultados das relações Z - R , para chuvas estratiformes e convectivas, respectivamente.

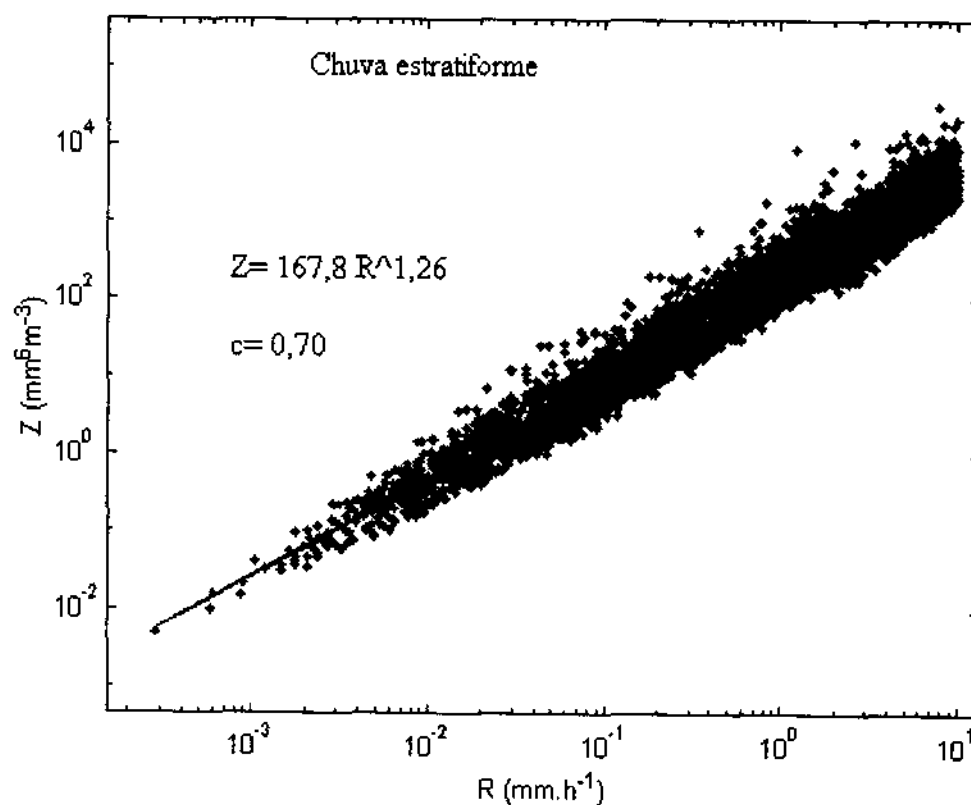


Figura 8.1 – Fator de refletividade radar (Z) em função da taxa de chuva (R) com $R < 10 \text{ mm h}^{-1}$ - chuva estratiforme - tempo de observação 8.718 minutos (145,3 horas).

dos diferentes perfis verticais de calor latente, as estimativas de precipitação por radar e parametrização de modelos de nuvens através das diferentes distribuições de gotas de chuva (Tokay e Short, 1996). As chuvas do tipo convectiva se caracterizam como sendo precipitações com grandes valores de taxa de chuva (R) e curta duração, enquanto, as do tipo estratiforme se distinguem pela sua forma contínua, apresentando baixos valores de intensidade. Quando se aplica o termo estratiforme às precipitações, a ênfase é dada a microfísica, distinguindo os processos de formação de precipitação, que estão intimamente ligados às características e à magnitude dos movimentos verticais dentro das nuvens. Segundo a literatura clássica (ver Houze, 1993. *Cloud Dynamics*, Academic Press, 570 pp, Capítulo 3 para uma discussão mais detalhada), uma boa definição de chuva estratiforme é quando a velocidade vertical (w) do ar satisfaz a condição de $|w|$ seja menor que a velocidade terminal de partículas de gelo ou cristais de neve ($V_{\text{gelo}} \approx 1 \text{ a } 3 \text{ ms}^{-1}$). Sob essas circunstâncias, as partículas de precipitação estratiforme caem constantemente em função do seu crescimento (inicialmente, através de deposição de vapor e, depois, através da agregação devido à aproximação com o nível de derretimento). Isto está em contraste com mecanismo convectivo da precipitação, em que os movimentos verticais do ar ascendente excedem a velocidade terminal da queda de partículas crescentes, levantando-as de modo que um crescimento rápido possa ocorrer através do aumento da água líquida.

Com o objetivo de caracterizar chuvas convectivas e estratiformes, foi levado em consideração a taxa de chuva (R). Para $R < 10 \text{ mm h}^{-1}$ considerou-se chuva do tipo estratiforme e, para $R \geq 10 \text{ mm h}^{-1}$, chuva do tipo convectiva. É difícil distinguir entre os dois tipos de precipitação. O critério adotado aqui é simples e também foi usado em outros trabalhos e. g. Nzeukou et al. (2002), 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 5). Os dados de $Z [\text{mm}^{-6} \text{ m}^{-3}]$ e de $R [\text{mm h}^{-1}]$ foram obtidos com o Disdrômetro RD69. Para cada regressão linear, foi

dos diferentes perfis verticais de calor latente, as estimativas de precipitação por radar e parametrização de modelos de nuvens através das diferentes distribuições de gotas de chuva (Tokay e Short, 1996). As chuvas do tipo convectiva se caracterizam como sendo precipitações com grandes valores de taxa de chuva (R) e curta duração, enquanto, as do tipo estratiforme se distinguem pela sua forma contínua, apresentando baixos valores de intensidade. Quando se aplica o termo estratiforme às precipitações, a ênfase é dada a microfísica, distinguindo os processos de formação de precipitação, que estão intimamente ligados às características e à magnitude dos movimentos verticais dentro das nuvens. Segundo a literatura clássica (ver Houze, 1993. *Cloud Dynamics*, Academic Press, 570 pp, Capítulo 3 para uma discussão mais detalhada), uma boa definição de chuva estratiforme é quando a velocidade vertical (w) do ar satisfaz a condição de $|w|$ seja menor que a velocidade terminal de partículas de gelo ou cristais de neve ($V_{\text{gelo}} \approx 1$ a 3 ms^{-1}). Sob essas circunstâncias, as partículas de precipitação estratiforme caem constantemente em função do seu crescimento (inicialmente, através de deposição de vapor e, depois, através da agregação devido à aproximação com o nível de derretimento). Isto está em contraste com mecanismo convectivo da precipitação, em que os movimentos verticais do ar ascendente excedem a velocidade terminal da queda de partículas crescentes, levantando-as de modo que um crescimento rápido possa ocorrer através do aumento da água líquida.

Com o objetivo de caracterizar chuvas convectivas e estratiformes, foi levado em consideração a taxa de chuva (R). Para $R < 10 \text{ mm h}^{-1}$ considerou-se chuva do tipo estratiforme e, para $R \geq 10 \text{ mm h}^{-1}$, chuva do tipo convectiva. É difícil distinguir entre os dois tipos de precipitação. O critério adotado aqui é simples e também foi usado em outros trabalhos e. g. Nzeukou et al. (2002), 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 5). Os dados de $Z [\text{mm}^{-6} \text{ m}^{-3}]$ e de $R [\text{mm h}^{-1}]$ foram obtidos com o Disdrômetro RD69. Para cada regressão linear, foi

CAPÍTULO 8

RELAÇÕES $Z - R$

Nuvens naturais e precipitações (exceto granizo) satisfazem as condições de aproximação de Rayleigh (diâmetro $\ll$ comprimento de onda), para os comprimentos de onda usados em radares. Assumindo que alguns fenômenos atmosféricos podem ser monitorados pelo radar, através do fator de refletividade Z , pode-se interpretar esse resultado como quantidades físicas, isto é, relacionar Z com fenômenos (variáveis) atmosféricas, tal como chuva, neve, etc. Vários trabalhos foram feitos com esse objetivo e a relação obtida tem uma forma geral descrita no Capítulo 5. Vários métodos foram propostos para se obter os dados de Z e R , como por exemplo, um conjunto de valores de $N(D)$ medidos com espectrogranulômetro (disdrômetro) [Joss e Waldvogel, 1967 e 1969; Campistron, Despau, e Lacaux, 1987], ou Z e R são medidos independentemente e sincronizados no tempo e espaço: Z por radar e R com pluviômetros. "Valores teóricos" dos coeficientes a e b da forma geral (Equação (5.10)) também podem ser obtidos através de computação, com hipótese suficientemente restritiva, baseados na distribuição $N(D)$. Pode-se encontrar na literatura várias relações experimentais que vinculam a chuva e a refletividade de radar. No entanto, a determinação da relação $Z-R$ para a região em estudo ainda não tinha sido feita. Este Capítulo se propõe-se a mostrar os resultados da determinação de relações $Z-R$, adotando critérios e objetivos diferentes.

8.1 - Relação $Z-R$ para chuvas convectivas e estratiformes

A associação da precipitação com nuvens convectivas ou estratiformes é de grande importância em estudos observacionais, modelização e de sensoriamento remoto por causa dos processos microfísicos intervenientes. Tais processos afetam os campos cinéticos através

7.4 - Conclusão

Os resultados conduzem as seguintes conclusões: a estratificação das DTGs em classes de taxa de chuva mostra claramente a dependência da maioria dos parâmetros das funções analíticas com a taxa de chuva e foi observada também uma marcante variação mensal. Nota-se que todos os parâmetros das distribuições utilizadas são dependentes da taxa de chuva R , com exceção de σ e Dg que praticamente permaneceu constante em todos os ajustes. Quanto à forma da DTG seu 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 ou ainda uma provável explicação seria a variabilidade intersazonal da intensidade de chuva. As correlações feitas entre os parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal com a taxa de chuva apresentaram bons resultados quando comparados com resultado obtido em pesquisas semelhantes.

Tabela 7.2 - Distribuição dos Coeficientes das Distribuições exponenciais e log-normal durante o período de estudo.

Mês	Parâmetro Exponencial						Parâmetro Log-normal								
	N_0			λ			Nt			σ			Dg		
	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c
Dez	128,04	0,065	0,40	2,01	-0,135	-0,71	328,54	0,304	0,98	0,946	0,076	0,8	1,23	0,045	0,78
Jan	80,64	-0,023	-0,39	2,24	-0,317	-0,79	162,4	0,506	0,82	1,25	0,035	0,41	1,47	0,02	0,43
Fev	127,37	-0,03	-0,51	2,126	-0,23	-0,87	217,7	0,41	0,91	1,12	0,05	0,76	1,35	0,05	0,92
Mar	148,61	0,028	-0,55	1,96	-0,164	-0,97	380,92	0,273	0,89	1,18	0,036	0,61	1,38	0,031	0,84
Abr	297,5	-0,37	-0,71	4,34	-0,51	-0,9	219,5	0,45	0,56	0,8	0,164	0,75	1,08	0,11	0,82
Mai	147,42	-0,069	-0,59	1,75	-0,125	-0,86	541,3	0,165	0,58	1,13	0,025	0,56	1,43	0,03	0,93
Jun	147,44	-0,086	0,38	2,14	-0,231	0,85	344,3	0,31	0,79	1,03	0,04	0,40	1,31	0,05	0,89
Jul	65,79	-0,084	-0,57	1,67	-0,353	-0,91	362,5	0,27	0,49	1	0,012	0,61	1,21	0,048	0,87
Ago	125,65	-0,15	0,43	2,511	-0,359	-0,72	314,7	0,25	0,41	0,75	0,16	0,59	1,05	0,14	0,94
Set	103,7	-0,23	-0,67	1,84	-0,29	-0,87	384,2	0,24	0,59	0,89	0,09	0,41	1,18	0,06	0,88
Todos	144,44	-0,114	-0,71	2,01	-0,26	-0,96	391,1	0,27	0,43	1,47	0,01	0,82	1,58	0,009	0,95

Tabela 7.3 - Equação Geral da curva de ajuste dos parâmetros das duas distribuições. Conforme a tabela 7.2

Exponencial	Log-normal
$N_0 = 144,4 R^{-0,11}$	$Nt = 391,1 R^{0,27}$
$c = 0,71$	$c = 0,43$
$\lambda = 2,01 R^{-0,26}$	$\sigma = 1,47 R^{0,01}$
$c = 0,96$	$c = 0,82$
	$Dg = 1,58 R^{0,009}$
	$c = 0,95$

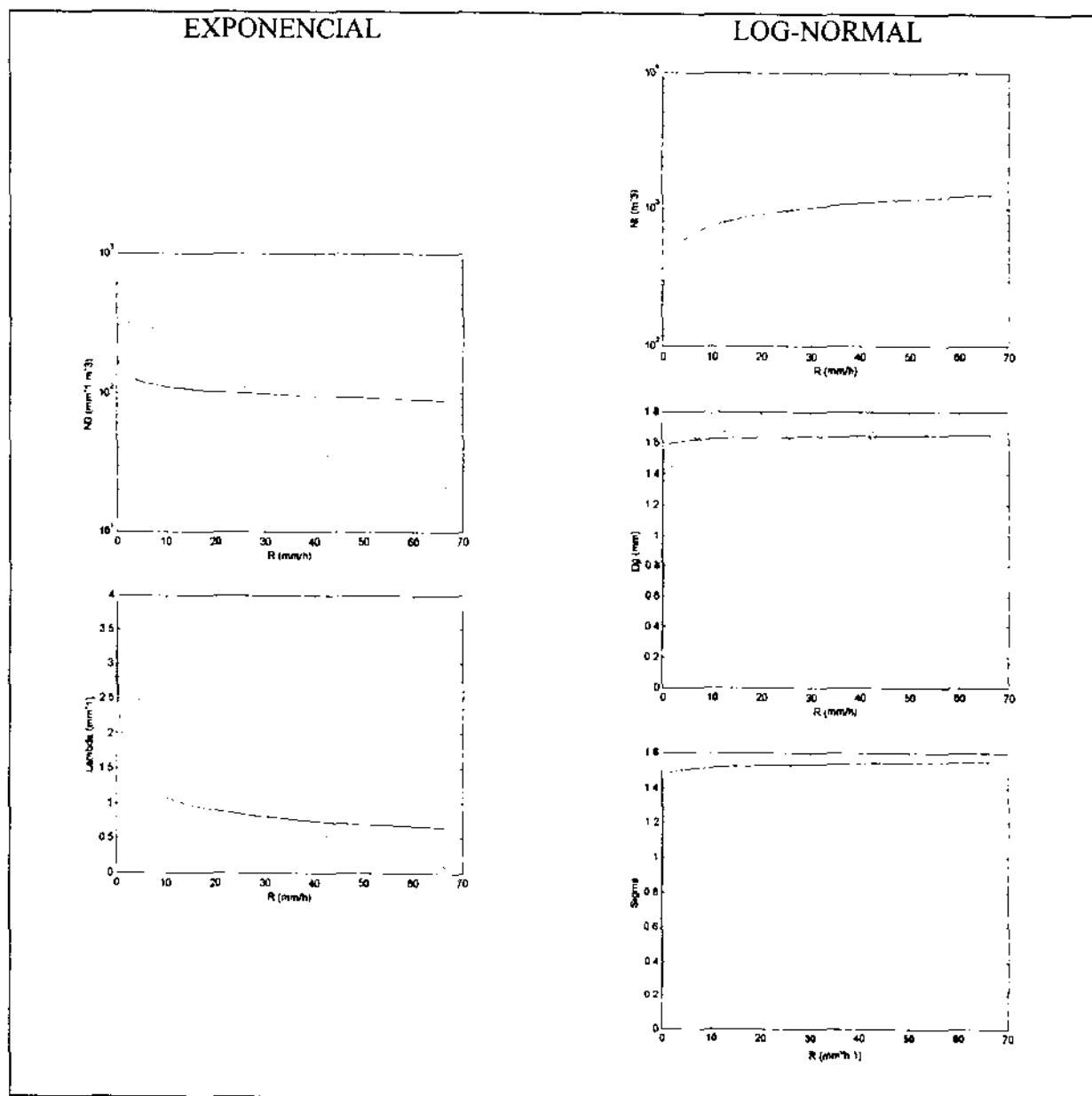


Figura 7.20 – Variação dos parâmetros das distribuições exponenciais e log-normal em função da taxa de chuva R para todos os meses. Os parâmetros foram calculados com as Equações 6.10 e 6.11.

Willis, P. T., e Tattelman P., Drop-size distribution associated with intense rainfall. *J. Appl. Meteor.*, **28**, p3-15. 1989.

Zawadzki, I. e Antonio, M. de A. "Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain". *J. Atmos. Sci.*, v **45**, p3452-3459. 1988.