



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

LELO JAIME DOMINGOS TAYOB

**DETERMINAÇÃO DA RELAÇÃO ENTRE A INTENSIDADE DA CHUVA E
REFLETIVIDADE RADAR NO LITORAL DO ESTADO DE ALAGOAS USANDO
DISDRÔMETRO A LASER**

MACEIÓ –AL

2014

LELO JAIME DOMINGOS TAYOB

Nº de ordem: MET-UFAL-MS XXX/2014

DETERMINAÇÃO DA RELAÇÃO ENTRE A INTENSIDADE DA CHUVA E
REFLETIVIDADE RADAR NO LITORAL DO ESTADO DE ALAGOAS USANDO
DISDRÔMETRO A LASER

Dissertação apresentada à coordenação de Pós-Graduação em Meteorologia – MET/UFAL, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meteorologia – Área de concentração Processos de Superfície Terrestre.

Orientador: Profº Dr. Ricardo Sarmiento Tenório.

Coorientadora: Dra. Marcia Cristina da Silva Moraes.

Maceió –AL

2014

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

Bibliotecário Responsável: Valter dos Santos Andrade

- T247d Tayob, Lelo Jaime Domingos.
Determinação da relação entre a intensidade da chuva e refletividade radar no litoral do estado de Alagoas usando disdrômetro a laser / Lelo Jaime Domingos Tayob. – 2014.
74 f. : il. tabs. e gráfs.
- Orientador: Ricardo Sarmento Tenório.
Co-orientadora: Márcia Cristina da Silva Moraes.
Dissertação (Mestrado em Meteorologia: Processos de Superfície Terrestre) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2014.
- Bibliografia: f. 69-74.
1. Climatologia. 2. Meteorologia. 3. Precipitação pluviométrica – Alagoas.
4. Precipitação pluviométrica – Nordeste. 5. Meteorologia com radar. I. Título.

CDU: 551.577



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

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-114.

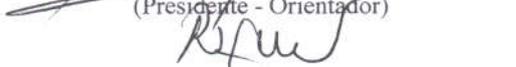
**“DETERMINAÇÃO DA RELAÇÃO ENTRE A INTENSIDADE DA
CHUVA E REFLETIVIDADE RADAR NA LITORAL DO ESTADO DE
ALAGOAS USANDO DISDRÔMETRO A LASER”**

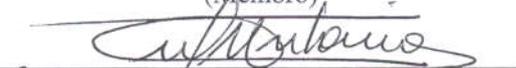
Lelo Jaime Domingos Tayob

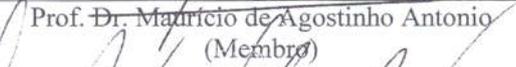
Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:


Prof. Dr. Prof. Dr. Ricardo Sarmiento Tenório
(Presidente - Orientador)


Prof. Dr. Ricardo Ferreira Carlos de Amorim
(Membro)


Prof. Dr. Maurício de Agostinho Antonio
(Membro)


Mestre José André Silva dos Santos
(Membro)

Setembro/2014

À Família Tayob, que está sempre comigo. Incansavelmente me apoia e acompanha nas minhas batalhas e por tudo quanto representam na minha vida;

À Direção, colegas e amigos do Instituto Nacional de Meteorologia de Moçambique por apostarem e acreditarem em mim;

Ao meu orientador, Prof. Dr. Ricardo Sarmiento Tenório, pela presença, força, conhecimentos transmitidos, paciência e por acreditar no projeto.

AGRADECIMENTOS

É difícil encontrar uma frase que descreva minha gratidão a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização desse trabalho.

À **DEUS**, por me iluminar, conduzir e proteger em todos momentos;

À família Tayob que luta incansavelmente pra me ver crescer;

Ao Banco Mundial, Instituto Nacional de Gestão de Calamidades e Instituto Nacional de Meteorologia de Moçambique que acreditaram e apostaram em mim;

Ao orientador prof. Doutor Ricardo Sarmiento Tenório e a co-orientadora Doutora Márcia Cristina da Silva Moraes pelo suporte científico;

Ao corpo docente e funcionários do ICAT pelos conhecimentos fornecidos e paciência durante o curso;

Aos colegas e amigos pelo companheirismo e força;

E às **comunidades Brasileira e Africana** pelo apoio.

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo analisar e determinar a relação entre a intensidade da chuva e a refletividade efetiva do radar na costa do Estado de Alagoas usando um Disdrômetro a laser modelo OTT Parsivel². As medições foram realizadas na área experimental do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas, localizado no campus A.C. Simões da Universidade Federal de Alagoas (9° 33' 17,24" S e 35° 46' 54,84" W). Os dados analisados compreenderam parte do mês de outubro de 2013 (mês de instalação do Disdrômetro) estendendo-se até maio de 2014, totalizando 3737 minutos de intensidade de chuva, refletividade do radar, energia cinética e diâmetro da gota. Com o propósito de obter resultados com significância estatística, de acordo com limites preestabelecidos na pesquisa, foram aplicados aos dados de análises de regressão linear, função densidade de probabilidade, função de frequências e ocorrências, que permitiram identificar as intensidades de chuva predominante, os horários de maior frequência e a expressão que relaciona a intensidade da chuva e a refletividade efetiva do radar meteorológico. A equação geral referente ao conjunto total de dados, a relação $Z-R$, encontrada foi, $Z = 123,3 R^{1,27}$ ($r^2=0,91$), valores do coeficiente a do presente no estudo foram mais baixos e b apresentou grande semelhança aos encontrados por MORAES (2003). Essas chuvas tiveram sua maior frequência durante o período da madrugada e início da manhã (00-10h), podendo ser justificada devido à intensificação dos sistemas meteorológicos que chegam à costa de Alagoas, pela circulação de brisa terrestre que ocorrem próximas à costa no período da noite. Analisando as frequências de ocorrência das intensidades de chuva verificou-se que as intensidade ($R \leq 4 \text{ mmh}^{-1}$) foram as mais registradas pelo instrumento, com diâmetros da gota variando de 0,2 a 1,3 mm.

Palavras chave: Leste do Nordeste do Brasil. Disdrômetro OTT Parsivel². Intensidade da chuva. Refletividade de Radar. Relação $Z-R$.

ABSTRACT

The data analyzed comprised part of October 2013 (the month of Disdrometer installation) extending to May 2014, totaling 3737 minutes of rainfall intensity, the radar reflectivity, kinetic energy and drop diameter. In order to get statistically significant results, according to pre-established limits on research, data analysis, multiple regression, probability density function, function of frequency and occurrences, which allowed to identify the predominant intensity of rain were applied, the time higher frequency and the expression that relates the intensity of the rain and the effective reflectivity of weather radar. The general equation for the total of the data set, the ZR relationship was found, $Z=123.3 R^{1.27}$ ($r^2 = 0.91$), the coefficient a values in the present study were lower and b showed strong similarity to those found by Moraes (2003). These rains had their greatest frequency during the morning and early in the morning (00-10h), which may be justified due to the intensification of weather systems that reach the coast of Alagoas, the land breeze circulation occurring near the coast during the overnight. Analyzing the frequency of occurrence of the rain intensity is determined that the intensity ($R \leq 4 \text{ mmh}^{-1}$) were recorded by the instrument with drop diameters ranging from 0.2 1,3 mm.

Keywords: East of Northeast Brazil. Disdrometer OTT Parsivel². Rain intensity. Radar reflectivity. ZR relationship.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Sistema frontal posicionado leste do nordeste em (05/02/2013).....	31
Figura 2.2 – Vórtice ciclônico do tipo Palmer posicionado sobre Nordeste Brasileiro.....	34
Figura 3.1 – Mapa de localização da área de estudo.....	41
Figura 3.2 – Disdrômetro OTT Parsivel2 localizado na área externa do sistema de radar meteorológico de Alagoas.....	43
Figura 3.3 – Princípio de funcionamento de OTT Parsivel2.....	44
Figura 4.1 – Série Disdrométrica da representativa do litoral norte de Alagoas entre outubro/2013 a maio/2014.....	50
Figura 4.2 – Frequência de ocorrência de eventos de intensidade $R \geq 10$ e $R < 10$ mmh-1 para chuva do dia 02 de maio de 2014.....	51
Figura 4.3 – Relação Z-R, Outubro de 2013.....	53
Figura 4.4 – Relação Z-R, Novembro de 2013.....	54
Figura 4.5 – Relação Z-R, Dezembro de 2013.....	54
Figura 4.6 – Relação Z-R, Janeiro de 2014.....	55
Figura 4.7 – Relação Z-R, Fevereiro de 2014.....	55
Figura 4.8 – Relação Z-R, Março de 2014.....	56
Figura 4.9 – Relação Z-R, Abril de 2014.....	56
Figura 4.10 – Relação Z-R, Maio de 2014.....	57
Figura 4.11 – Relação Z-R Geral.....	57
Figura 4.12 – Comparação das relações Z-R gerais, Outubro/2013.....	58
Figura 4.13 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva no dia 17 de outubro/2013.....	58
Figura 4.14 – Comparação das relações Z-R gerais, Novembro/2013.....	59
Figura 4.15 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva dia 5 de Novembro/2013.....	59

Figura 4.16 – Comparação das relações Z-R, Dezembro/2013.....	60
Figura 4.17 – Comparação das relações Z-R, evento de chuva dia 01 de dezembro/2013.....	60
Figura 4.18 – Comparação das relações Z-R, Janeiro/2014.....	61
Figura 4.19 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva dia 28 de Janeiro/2014.....	61
Figura 4.20 – Comparação das relações Z-R, Fevereiro/2014.....	62
Figura 4.21 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva dia 4 de fevereiro/2013.....	62
Figura 4.22 – Comparação das relações Z-R gerais, Março/2014.....	63
Figura 4.23 – Comparação das relações ZR gerais, evento de chuva dia 12 de Março/2014..	63
Figura 4.24 – Comparação das relações ZR, Abril/2014.....	64
Figura 4.25 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva dia 29 de abril/2014....	64
Figura 4.26 – Comparação das relações Z-R, Maio/2014.....	65
Figura 4.27 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva dia 2 de Maio/2014.....	65
Figura 4.28 – Função densidade de probabilidade.....	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Valores típicos observados das propriedades das nuvens.....	19
Tabela 2.2 – Diâmetros típicos de gotas.....	23
Tabela 2.3 – Valores dos coeficientes das relações Z –R disdrométricas – acumulações de 1 minuto.....	37
Tabela 2.4 – Relações Z-R para o Leste do Nordeste do Brasil.....	38
Tabela 3.1 – Evolução dos dados utilizados na análise.....	40
Tabela 3.2 – Algumas características do OTT parsivel2.....	43
Tabela 3.3 – Classificação de acordo com diâmetro e velocidade da partícula.....	45
Tabela 4.1 – Variação dos coeficientes a e b (Tayob, 2014).....	52
Tabela 4.2 – Variação dos coeficientes a e b (Moraes 2003).....	53
Tabela 4.3 – Frequência de ocorrência de intensidades de precipitação R (mmh^{-1}).....	66
Tabela 4.4 – Períodos de ocorrência de precipitação R(mmh^{-1}).....	67

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
2.1	Parâmetros físicos da nuvem	15
2.1.1	A Água na atmosfera.....	15
2.1.2	A Condensação.....	16
2.1.3	O Crescimento de gotas.....	17
2.1.4	Distribuição de gota na nuvem.....	17
2.1.5	A Formação da Precipitação.....	19
2.2	Características da precipitação pluviométrica	20
2.2.1	Intensidade da chuva (<i>R</i>).....	20
2.2.2	Diâmetro da gota (<i>D</i>).....	22
2.2.3	A Energia cinética da chuva (<i>Ec</i>).....	23
2.2.4	Refletividade efetiva do radar.....	24
2.3	A Distribuição do tamanho de gota e sua aplicação	25
2.4	Os principais mecanismos responsáveis pela produção de chuva no leste do nordeste Brasileiro	29
2.4.1	Sistemas frontais.....	30
2.4.2	As Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios (POAs).....	31
2.4.3	Os Distúrbios ondulatórios de leste (DOL).....	32

2.4.4	Vórtices Ciclônicos de altos níveis (VCAN).....	33
2.4.5	A Brisa marítima e terrestre.....	34
2.4.6	A Convecção local.....	35
2.5	A Relação (Z-R).....	35
2.6	Conclusão.....	38
3	SÍTIO EXPERIMENTAL, INSTRUMENTAÇÃO E TÉCNICAS DE ANÁLISE.....	40
3.1	Área de estudo e coleta de dados.....	40
3.2	Instrumento de medição.....	42
3.2.1	Princípio de funcionamento do Disdrômetro OTT Parsivel ²	44
3.3	Técnicas de análise de dados.....	46
3.3.1	A Intensidade da precipitação (R).....	46
3.3.2	A Refletividade do radar (Z).....	46
3.3.2.1	A Relação Z-R.....	47
3.4	A Densidade de probabilidade.....	48
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	49
4.1	Características da chuva no leste de Alagoas durante o período de estudo.....	49
4.2	Série disdrométrica.....	50
4.3	Chuvvas convectivas e estratiformes.....	50
4.3.1	Relação Z-R (meses).....	51
4.3.2	Relação Z-R (Geral).....	57

4.4	Frequência de Intensidade da chuva.....	66
4.5	Função densidade de probabilidade (FDP).....	67
5	CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES.....	68
	REFERENCIAS.....	69

1 INTRODUÇÃO

Desde o início da humanidade a precipitação sempre foi uma variável que condicionou os planos do homem e que há muitos anos tem sido estudada por pesquisadores de diversas áreas com diferentes objetivos. São desenvolvidas técnicas cada vez mais eficazes para estudar e compreender as características da precipitação associando aos seus efeitos e ao mesmo tempo procurando soluções para as diferentes consequências negativas causadas por elas, assim como, descobrindo novas maneiras de adaptar ou tirar proveitos das suas variações. Sua variabilidade incorpora a gama das principais razões da investigação desse fenômeno. Para Molion e Bernardo (2002), é a variável mais difícil de ser observada com acurácia, uma vez que apresenta erro instrumental, de exposição e localização. Sua abundância, em algumas áreas da região tropical, fornece-lhe um papel e posição de destaque na produção de energia elétrica que por sua vez constitui um dos pilares muito importantes no desenvolvimento das comunidades. Na região Nordeste do Brasil apresenta característica significativa de variabilidade espacial e temporal, proveniente da atuação de diferentes sistemas meteorológicos. Em determinadas localidades são comuns à ausência de chuvas durante períodos prolongados, ocasionando graves problemas para a sociedade e para os ecossistemas naturais. A produção agrícola, a principal atividade econômica, que é apresentada como a base de desenvolvimento de muitas comunidades, é, quase na sua totalidade, controlada principalmente pela quantidade e regularidade das chuvas.

O uso de Disdrômetro como um instrumento de medição e obtenção do espectro de gotas de chuva permite analisar, com mais detalhes, as características da precipitação de certa região. Detalhes que têm impactos diretos ou indiretos na qualidade de vida da população, gestão de governos, entre outros. O domínio dessa medição associado ao conhecimento dos principais mecanismos que geram precipitação em uma determinada região desempenha papel preponderante em estudos de diferentes processos. Nos campos da climatologia, meteorologia, hidrologia e radio comunicação, a taxa da precipitação e a distribuição do tamanho de gota de chuva podem ser aplicadas na compreensão do comportamento da variabilidade da precipitação e contribuem na identificação de padrões de distribuição espacial e temporal da disponibilidade hídrica, estimação de caudais de ponta, identificação de comportamentos extremos e sazonais, os processos de erosão de solos, identificação de zonas vulneráveis ou de risco que podem condicionar a habitação e prática de certas atividades, como por exemplo, a atividade econômica. Nessas condições, também pode ser compreendido o fenômeno de redução ou perda de sinal de comunicação.

Com o surgimento do radar meteorológico, extensas áreas e distantes dos pontos de medição tradicionais passaram a ser monitoradas continuamente, e, conseqüentemente passou-se a ter ideia dos efeitos da chuva em diferentes regiões simultaneamente, assim como já é possível reduzir ou mitigar os efeitos negativos para a sociedade.

Hoje, um dos grandes problemas reside na qualidade da medição da precipitação que com o surgimento e melhoria dos Disdrômetros é possível determinar diferentes relações entre fator de refletividade do radar e a intensidade da chuva ($Z-R$) que permitem a calibração dos radares, conseqüentemente, fornecem resultados cada vez mais próximos da realidade e mais seguros para analisar, interpretar e monitorar os eventos de precipitação.

O Estado de Alagoas, mas especificamente a capital Maceió, tem sido afetada, frequentemente, pelas fortes chuvas que causam inúmeros problemas sociais e econômicos, tais como: enchentes, desabamentos ou deslizamentos de terras, destruição total ou parcial de infraestruturas e campos de cultivo, perdas de vidas, surgimento de epidemias, entre outros, problemas que têm implicações diretas na vida da população. Essa região beneficia-se de uma cobertura por Disdrômetros e radar meteorológico, instrumentos de alta sensibilidade e raios de cobertura muito abrangentes. Contudo, há necessidade de se analisar as características da precipitação com auxílio desses instrumentos, tendo como principal objetivo a redução ou mitigação dos efeitos negativos da precipitação na costa leste do nordeste Brasil.

O presente estudo tem como objetivo analisar a precipitação pluviométrica determinando a relação $Z-R$ para a costa leste no nordeste do Brasil usando um conjunto de dados medidos através do Disdrômetro OTT Parsivel².

A descrição dos processos envolvidos como forma de alcançar os objetivos dessa pesquisa inicia-se na seção 2 com uma revisão bibliográfica referente parâmetro microfísico das nuvens; as características da precipitação e os principais sistemas meteorológicos responsáveis pelas chuvas que ocorre na região do estudo. Na seção 3 abordam-se as diferentes características do Disdrômetro OTT Parsivel², princípio de funcionamento, descrição do local de estudo e a metodologia usada. A seção 4 apresenta os resultados e discussões. E a seção 5, finaliza o trabalho, com a conclusão geral bem como sugestões para melhoria e futuros trabalhos de pesquisa.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Embora o vapor d'água seja um constituinte secundário em termos de percentagem, ele está sempre presente na atmosfera. Ao contrário dos maiores componentes como oxigênio e nitrogênio, sua concentração varia grandemente no espaço e no tempo. As nuvens, por sua vez, são compostas por milhões de minúsculas partículas de gelo ou água em seu estado líquido ou ainda de ambos ao mesmo tempo (misturas), que se encontra em suspensão na atmosfera, após terem condensado o vapor de água existente em ar úmido. As chuvas que são o resultado da precipitação das gotas das nuvens sobre a superfície da terra apresentam diferentes características dependendo de sua origem, tais como, intensidade, diâmetro da gota, energia cinética da gota, refletividade efetivas, duração e frequência. Essas chuvas são produzidas a partir de diferentes sistemas meteorológicos, que surgem em diferentes épocas do ano. Neste sentido, o capítulo 2 irá abordar com mais detalhes assuntos referentes à microfísica das nuvens e as características da precipitação e dos sistemas produtores de chuva no Nordeste Brasileiro.

2.1 Parâmetros físicos da nuvem

2.1.1 A Água na atmosfera

O vapor d'água é um dos elementos constituintes da atmosfera, conseqüentemente do ar apresentando como característica “ser variável em quantidade de acordo com a disponibilidade de água no local e energia do meio” (OMETTO, 1981).

Tubelis (1983), abordando a existência de vapor d'água na atmosfera dispõe que “a concentração de vapor d'água é pequena, chegando ao máximo a 4% em volume, mas é extremamente variável”. Essa variação é bastante significativa com 0,5 g/kg a 40 g/kg, dos polos aos trópicos, respectivamente. O vapor desempenha um grande papel na distribuição da temperatura, por participar ativamente dos processos de absorção e emissão de calor sensível pela atmosfera e por atuar como veículo de energia ao transferir calor latente de evaporação de uma para outra região, o qual é liberado como calor sensível, quando o vapor se condensa. O fluxo de vapor d'água da superfície terrestre, evaporação, depende da natureza e temperatura da superfície, da força do vento e da umidade do ar. É transferido às camadas imediatamente superiores através da evaporação que ocorre nos oceanos e na superfície sólida do planeta. Removido da troposfera média em forma de chuva, neve, etc, até à superfície. Na região tropical a chuva é o principal mecanismo que o traz de volta à superfície terrestre. Na

camada média o vapor d'água deve difundir pra cima através da troposfera inferior (BELCULFINÉ, 1977; VAREJÃO-SILVA, 2006).

Devido às suas grandes variações, um transporte complexo de vapor de água ocorre em todas as escalas de movimento até alcançar a circulação geral da atmosfera. Desta maneira, regiões tropicais são fontes de vapor de água e as regiões polares são os depósitos; os oceanos são fontes de vapor de água e os continentes são, obviamente, depósitos; pelo menos aquelas áreas que drenam água para os oceanos, são depósitos (BELCULFINÉ, 1977).

A maneira de quantificar a quantidade de vapor d'água presente num volume de ar em dado instante é através da umidade relativa do ar. Sendo assim, a umidade relativa é indicativa do potencial da atmosfera de um determinado local, logo acima da superfície, produzir chuva; quanto mais próximo de 100% a umidade relativa estiver, mais saturada estará atmosfera.

2.1.2 A Condensação

A fase em que a matéria se transforma, passando do estado gasoso ao líquido é denominada de condensação. O processo de condensação (nucleação), que dá origem a gota, pode ocorrer de duas maneiras distintas: condensação homogênea e condensação heterogênea.

A condensação homogênea favorece a formação de gotas, de uma forma aleatória, pelo processo de colisão de partículas de vapor de água sob condição de supersaturação. Neste processo a gota pode ter um crescimento significativo (NASCIMENTO, 2009).

Para Varejão-Silva (2006) existem dois aspectos para que tal processo seja improvável: Primeiro aspecto: a ocorrência da nucleação homogênea é pouco provável, considerando a baixa concentração do vapor de água em relação aos demais constituintes do ar. Mesmo em ambientes controlados, com umidade relativa superior a 100%. O segundo aspecto: A aglutinação de poucas moléculas não permitiria o desenvolvimento de forças coercitivas para mantê-las agregadas. Assim as moléculas mais externas tenderiam a se liberar rapidamente do embrião, o que excluía a possibilidade de tais agregados moleculares se formarem lentamente.

Pelo processo de condensação ou nucleação heterogênea as gotas podem ser formadas em condições de umidade relativa inferior ou igual a 100%. Devido à presença constante ou permanente de partículas minúsculas nos estados sólido e líquido na atmosfera. A condensação pode ocorrer sem que seja, necessariamente, observada a condição de supersaturação, umidade relativa superior a 100%. De outra maneira, para que haja formação de nuvens é necessário que o ar esteja saturado, reter o máximo possível de umidade da

atmosfera e que haja uma superfície sobre a qual esse vapor possa condensar (NASCIMENTO, 2009).

2.1.3 O Crescimento de gotas

Existem duas teorias clássicas que procuram explicar o desenvolvimento de gotas ou cristais de gelo até alcançarem o tamanho com o qual podem cair à superfície. Uma teoria diz respeito às nuvens frias e outra às nuvens quentes (VAREJÃO-SILVA, 2006).

As nuvens frias são aquelas localizadas acima da isoterma de 0°C. Elas são constituídas de água líquida e gelo (nuvens mistas) ou somente gelo (DUARTE, 2012).

A teoria de Bergeron-Findeisen se fundamenta no fato da pressão de saturação do vapor ser menor sobre o gelo do que sobre a água sobrefundida. Uma vez que na nuvem fria coexistem cristais de gelo e gotas de água, o vapor de água tende a se depositar sobre os cristais de gelo e estes crescerão rapidamente por condensação até atingirem tamanhos e pesos suficientes para vencerem as correntes de ar verticais ascendentes. Contudo, nem todos os cristais alcançam a superfície, pois essas correntes podem quebrar os cristais e em seguida reconduzidos ao topo da nuvem e outros podem fundir-se total ou parcialmente juntando-se a outras gotas.

As nuvens quentes estão localizadas abaixo da isoterma de 0°C, e são formadas da condensação do vapor de água em um ambiente (WALLACE; HOBBS, 1977). Neste caso o tamanho das gotas aumenta, inicialmente, por condensação de mais vapor de água na sua superfície. Sendo nesta fase em que ocorre o maior aumento do volume e mesmo havendo uma sobre saturação pequena, em pouco tempo elas alcançam raios de 5 a 10µm, típicos de uma gotícula de nuvem. Acredita-se que, nessa fase inicial, a presença de núcleos higroscópicos e em particular os gigantes desempenhem um papel muito importante e facilitem o surgimento de gotículas de tamanhos diferentes (VAREJÃO-SILVA, 2006). A seguir, tem lugar o processo de queda e crescimento por coalescência. A gota coletora (a maior) colide com as menores e as incorpora (coalescência). As maiores possuem maior eficiência de coleta; elas crescem mais rápido (WALLACE; HOBBS, 1977).

2.1.4 Distribuição de gota na nuvem

O conteúdo de água líquida varia significativamente, dependendo do tipo de nuvem presente em determinado lugar da atmosfera. Wallace e Hobbs (2006) analisaram quantidades de gotas em nuvens marítima e continental. Eles verificaram que as nuvens marítimas têm

menor quantidade de gotas de água que as nuvens continentais. Grande parte das nuvens marinhas a concentração de gotas varia entre 100 e 200 gotas/cm⁻³ e que em nuvens continentais há maior concentração de gotas, cerca de 900 gotas/cm⁻³.

Apesar de haver pouca variação no conteúdo de água líquida, entre nuvens continentais e marinhas, as nuvens continentais têm maior concentração de gotas, e estão associadas a gotas menores, enquanto que nas nuvens marinhas a concentração de gotas é menor e estão associadas a gotas maiores, (DUARTE, 2012).

Segundo Hudson e Seong (2001), as diferenças entre concentração de quantidades de gotas em nuvens marítimas e continentais foram descobertas por Squires (1956). Em estudos sobre as características microfísicas das nuvens cúmulos pequenos, marítimos e continentais, eles encontraram diferenças significativas nos núcleos de condensação das nuvens nos dois tipos de ambiente. Havia, consistentemente, grande concentração de gotas menores na nuvem cúmulo do ambiente continental. Existiam mais gotas de diâmetro $D > 50 \mu\text{m}$ nas nuvens marítimas, onde a chuva está associada a gotas de diâmetros que variam de 2 a 50 μm , alta concentração de gotas grandes e maior quantidade de gotas de água líquida na nuvem. Resultados semelhantes foram obtidos por Matrucci e O'Doed (2011) que usaram a técnica SYRSOC (*Synergetic Remote Sensing of Cloud*) para obter os principais parâmetros microfísicos, tais como o número de concentração de gotas da nuvem (N), raio efetivo das gotas (ref), conteúdo de água líquida (LWC) e movimentos sob condições adiabáticas na nuvem, das nuvens estrato cúmulos em ambientes marítimo e continental na estação de pesquisa atmosférica de “Mace Head”. Eles concluíram que as nuvens formadas no continente apresentam o maior número médio de concentração de gotas na nuvem ($N = 382 \text{ cm}^{-3}$) com menor raio médio efetivo destas ($ref = 4.3 \mu\text{m}$) enquanto que as nuvens do ambiente marítimo apresentam o menor número médio de concentração de gotas ($N = 25 \text{ cm}^{-3}$), mas com o raio médio efetivo igual a $ref = 28.4 \mu\text{m}$.

Rosenfeld e Lenky (1998) e Hess et al. (1998), observaram valores típicos das propriedades das nuvens, que são meramente, médias modal, Tabela 2.1, e que foi baseado em medições “*in situ*” e medições de satélite, feitas na Indonésia, Tailândia, Israel e região central do oceano Índico.

Tabela 2.1 – Valores típicos observados das propriedades das nuvens.

Ambiente	Tipo de nuvem	R	r'	N	L
Continental	Estratos	4.7	7.3	250	0.28
	Cúmulos (limpa)	4.8	5.8	400	0.26
	Cúmulos (poluída)	3.5	4.0	1300	0.3
	Cumulonimbus (em crescimento)	6-8	7-10	~500	1-3
	Cumulonimbus (dissipando)	7-8	9-10	~300	1.0-1.5
	Fog (névoa)	8.1	10.7	15	0.06
Marítimo	Estratos	6.7	11.3	80	0.30
	(Estrato) cúmulos	10.4	12.7	65	0.44
Continental ou Marítimo	Cirros (-25 °C)	-	92	0.11	0.03
	Cirros (-50 °C)	-	57	0.02	0.002

Fonte: Adaptado de Hess et al.(1998) e Rosenfeld; Lenky (1998).

Onde, r e r' são os raios da gota de nuvem e raio ótico eficaz, em micrometro, respetivamente; N é o número de gotas por centímetro cúbico e L é o conteúdo de água líquida na nuvem (g/m^3).

2.1.5 A Formação da precipitação

Garcez e Alvarez (1988) definiram a precipitação como sendo o conjunto de águas originadas do vapor de água atmosférico que cai em estado líquido ou sólido, sobre a superfície da terra. Este conceito engloba, portanto, não somente a chuva, mas também a neve, granizo, neblina, orvalho ou geadas. Para as condições climáticas do Brasil, a chuva é a mais significativa em termos de volume.

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. A grande variabilidade de intensidade e, de uma forma geral, as características estruturais da precipitação 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. O conhecimento mais detalhado, tendo como foco principal alguns fatores da microfísica da chuva, principalmente para uma região com grande escassez sobre esse assunto é de fundamental importância (MORAES et al., 2004).

A precipitação é o principal mecanismo natural de restabelecimento dos recursos hídricos da superfície terrestre. A sua distribuição temporal e espacial constitui dos fatores que condicionam o clima e que estabelecem o tipo de vida de certa região (TUBELIS;

NASCIMENTO, 1983). Contudo, para que se forme a precipitação é necessário que as gotas possuam diâmetros médios superiores a 20 μm . Porém, tais gotas formam-se com a existência de núcleos de condensação grandes e partículas higroscópicas, como sal marinho. O aumento da massa e volume destas facilita a sua queda que ao mesmo tempo aumenta a chance delas colidirem com outras e, conseqüentemente, aumentando seu tamanho. Deste modo, após aproximadamente um milhão de colisões as gotas atingem tamanhos suficientemente grandes para vencer as correntes verticais ascendentes e podem cair e atingir a superfície em forma de chuva sem poder evaporar durante o percurso. As gotas de chuva podem crescer até aproximadamente 6 mm de diâmetro, quando sua velocidade terminal é de 30 kmh^{-1} . Com esse tamanho e velocidade, a tensão superficial, que a mantém inteira, é superada pela resistência do ar, que acaba quebrando a gota (MORAES, 2003).

2.2 Características da precipitação pluviométrica

2.2.1 Intensidade da chuva (R)

O tamanho da gota está inteiramente relacionado com a intensidade da chuva e com a velocidade terminal das gotas deste fenômeno, existe uma relação direta. A intensidade da chuva é o fluxo de precipitação pluvial através de uma superfície horizontal e é expressa em termos do volume de fluxo de água. Conseqüentemente, a intensidade pode ser expressa em função da distribuição por tamanho, $N(D)$, pela equação (1) (MORAES 2003).

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 u(D) dD \quad [\text{mmh}^{-1}] \quad (1)$$

Onde:

R = intensidade da chuva [mm h^{-1}]

N = número de gotas medidas

D = diâmetro médio das gotas [mm]

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

Quando existe uma corrente vertical ascendente u o fluxo de precipitação pode ser escrito da seguinte maneira:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 (u - D) dD \quad [\text{mmh}^{-1}] \quad (2)$$

Estudos sobre a chuva têm sido tradicionalmente, realizados considerando quantidades acumuladas ou médias enquanto que outras características da precipitação como a frequência e intensidade têm sido foco de estudo nos últimos anos (ZHOU et al., 2008). Ela é uma ferramenta crucial na compreensão do comportamento temporal e espacial dos recursos hídricos, em termos de disponibilidade e impactos dos eventos extremos. Este fenômeno é o principal contribuinte hidrológico de uma bacia hidrográfica. No entanto, chuva de intensidade forte pode causar vários problemas como, por exemplo, inundações e suas consequências para a vida humana e não só (PIZARRO et al., 2012). Conhecer a intensidade da chuva é importante para vários aspectos, como são os casos de modelagem da erosão dos solos e/ou dimensionamento do sistema de drenagem. Por outro lado, é também importante para perceber a taxa de carga do lençol freático e estimar o escoamento (KUMAR et al., 2007).

Raimundo (2011) analisou a probabilidade de ocorrência de extremos de precipitação e tendência de classes desta, para a região metropolitana de São Paulo, tendo concluído que eventos extremos de precipitação são responsáveis por distúrbios sociais e problemas econômicos, principalmente em grandes centros urbanos. Áreas densamente povoadas sofrem deslizamentos de terra, inundações e destruição de construções, que causam mortes e doenças em larga escala tais como a malária, dengue e leptospirose. Por esses e outros motivos estudos de valores dessa natureza podem ser usados como forma de prevenção (planejamento) pelos órgãos competentes, na tentativa de minimizar os efeitos provocados pelas precipitações mais intensas. Liu et al. (2005) analisaram a tendência das quantidades, frequência e intensidade da chuva, que ocorreram na China, de 1960 a 2000, com objetivo de perceber a característica da variação desta. Dentre várias conclusões destacam que o aumento da proporção deste fenômeno, devido a chuvas intensas e a tendência decrescente dos eventos de precipitação fraca, tem implicações potencialmente graves no controle de enchentes e produção vegetal, especialmente nas áreas de cultivo de sequeiro, nas zonas áridas e semi-áridas daquele país.

2.2.2 Diâmetro da gota (D)

Existe uma considerável diferença de tamanho das gotas presentes numa nuvem em relação às que constituem um evento de chuva. Uma gota de chuva tem o tamanho de 100 vezes maior que uma gota de nuvem em formação (COELHO; MARTIN, 2009). Fontes diferentes aproximam o intervalo de medição dos diâmetros de gotas da chuva. No entanto, em média, uma gota de chuva tem diâmetro entre 0,1 e 5 mm. As gotas de chuva, com até 2 mm de diâmetro, são esféricas enquanto que as maiores têm seu formato afetado devido a gravidade. As gotas com diâmetros maiores que 3 mm têm a parte inferior achatada pela resistência do ar. Esse formato será cada vez mais deformado à medida que a gota de chuva for aumentando o seu tamanho e ao mesmo tempo ela vai sendo mais susceptível a se quebrar (NEKE MOOR).

Os diâmetros das gotas além de variarem em função do ambiente, marinho ou continental, em que a nuvem se encontra, elas variam segundo o tipo de nuvem que as concentra, nuvem quente ou nuvem fria. As nuvens marinhas são constituídas de gotas com diâmetros maiores do que as gotas que constituem as nuvens em ambiente continental. Segundo Belculfiné (1977) tal distinção é, presumivelmente, devido ao conteúdo de núcleos das duas massas de ar envolvidas.

Em nuvens quentes as gotas de chuva são, geralmente, de diâmetros menores que as encontradas em nuvens frias e, dificilmente, gotas de chuva existentes em nuvens quentes passam de 2 mm de diâmetro. Esse facto pode ser explicado pela combinação do processo de Bergeron mais colisão-coalescência (em nuvens frias) produz gotas maiores que o processo de colisão-coalescência sozinho (em nuvens quentes).

Para fins científicos, agricultura, defesa civil, entre outros, o conhecimento de diâmetro de gotas de chuva que atinge determinada região são importantes para que possamos entender as características dos tipos de chuva, assim como, a contribuição de cada tipo de chuva na região de interesse.

Horstmeyer (2008) classificou os diâmetros do tamanho da gota de chuva conforme suas intensidades dos eventos de chuva, tabela 2.2, podendo ser concluindo que as menores gotas são comuns em chuvas fracas, e os maiores tamanhos ocorrem em chuvas tipo tempestade.

Tabela 2.2 – Diâmetros típicos de gotas com diferentes intensidade de chuva
Tamanhos de gota típicos

Tipo de Chuva	Diâmetro (mm)
Chuva fraca	
Gotas menores	0.5
Gotas maiores	2.0
Chuva Moderada	
Gotas menores	1.0
Gotas maiores	2.6
Chuva forte (tempestade)	
Gotas menores	1.2
Gotas maiores	4.0
A maior gota possível	5.0
Granizo	10
	40

Fonte: Horstmeyer (2008).

2.2.3 A Energia cinética da chuva (E_c)

A relação entre a intensidade da chuva e energia cinética, e suas variações espacial e temporal, é importante para prever a erosão; pois uma quantidade de solo que é removida está relacionada à certa quantidade de precipitação pluvial com uma determinada intensidade de queda (DIJK et al., 2002). Assim como, a chuva consiste de espectro de tamanhos de gota a energia cinética é dependente da natureza da distribuição de tais tamanhos de gotas de chuva. Em particular, gotas de diâmetros maiores têm mais massa e velocidade vertical (FOX, 2004).

$$E_c = 3 \cdot 10^{-4} \cdot \pi \cdot \frac{1}{S \cdot t} \cdot \sum_{i=1}^{nkl} \Delta n_i \cdot v^2(D_i) \cdot D_i^3 \quad [\text{J m}^{-2} \text{ h}^{-1}] \quad (3)$$

Onde:

E_c = energia cinética da gota [$\text{J m}^{-2} \text{ h}^{-1}$]

S = Área da superfície coletora do Disdrômetro.

n_i = número de gotas medidas na classe de tamanho i .

D_i = diâmetro de gotas da classe i .

$V(D_i)$ = velocidade terminal das gotas da classe i .

Desde que o processo de erosão se inicia pelo impacto da gota de chuva no solo, a unidade básica da erosão pode ser representada pelo “stress”, momento ou energia cinética de

uma gota isolada (SHARMA, 1996) que são funções da distribuição de tamanhos, forma e velocidade terminal das gotas. A energia cinética de uma gota isolada é a mais usada para erosão de solos (HUDSON, 1995). A Erosividade das chuvas é uma medida da influência meteorológica na erosão hídrica dos solos. Se outras variáveis tais como a topografia e a cobertura vegetal do solo forem consideradas constantes a taxa de erosão é diretamente relacionada ao nível de erosividade das chuvas. A combinação da energia cinética e o pico da intensidade da chuva são quase intimamente relacionados com o valor observado de perda de solo (HASSAN, 2011).

Analisando a equação (3) percebe-se que a velocidade das gotas de chuva é um fator determinante durante a análise dos processos de erosão dos solos, pois a energia cinética aumenta à medida que se intensificam os ventos e conseqüentemente aumenta o impacto das gotas no solo aumentando assim o efeito da desagregação das partículas do solo. Sempre que a intensidade da chuva excede a capacidade de infiltração do solo, imediatamente tem lugar o processo de escoamento superficial que pode dar início à erosão hídrica.

Jayawardena e Rezaur (2000) estimaram a influência das tempestades na erosão dos solos e identificaram os tipos de gotas de chuva frequentes em tempestades de Hong Kong. Pelas correlações entre a intensidade, quantidade e energia cinética da chuva concluíram que o aumento da quantidade da chuva está relacionado com o aumento do tamanho de gotas, a intensidade deste fenômeno está diretamente relacionada ao número de gotas e que o aumento da intensidade pode ser explicado pelo aumento de tamanhos de gotas da chuva.

2.2.4 Refletividade efetiva do radar

Para Sauvageot (1992) a média de energia retro difundida por uma população de partículas distribuídas de forma homogênea em um volume elementar é proporcional à sua refletividade do radar. A refletividade do radar é uma quantidade característica do alvo, sua definição não implica assumir a natureza do meio de dispersão. Geralmente, em comprimentos de onda padrões dos radares meteorológicos, as condições da aproximação do feixe de luz com relação a retro difusão nas nuvens e precipitação (exceto granizo) são satisfeitas.

A quantidade de energia retornada pelas gotas de chuva é representada pelo fator de refletividade de radar Z , fator de refletividade do precipitante. Este valor é obtido matematicamente pelo radar. O fator de refletividade é dependente do número e tamanho das

gotas de chuva por unidade de volume, tem unidade de mm^6m^{-3} (MORAES, 2011 e MASSAMBANI, 1998) e é expresso em dBZ (SAUVAGEOT, 1992).

2.3 A Distribuição do tamanho de gota e sua aplicação

O domínio do espectro do tamanho de gota de chuva é essencial para a formulação do algoritmo que ajuda no conhecimento dos padrões da chuva, utilizando técnicas de radar meteorológico (SIMPSON et al., 1988). A distribuição do tamanho de gota de chuva possibilita o cálculo ou computação de propriedades do volume de chuva tais como, o conteúdo de água, intensidade da chuva e energia cinética. É também o descritor básico na parametrização e modelagem numérica da microfísica da chuva e seus impactos (TOKAY; SHORT, 1996; JAYAWARDEN; REZAUR, 2000). Essa distribuição varia de lugar para lugar, dependendo de condições meteorológicas (JASSAL et al., 2011) e variam também de uma tempestade para outra assim como, dentro de um sistema de tempestade (TOKAY et al., 2002; BRINGI et al., 2003).

Estudar ou analisar a distribuição do tamanho de gotas é, no entanto, vital para várias áreas de aplicação tais como satélite meteorológico, comunicação e erosão de solos (HARIKUMAR et al., 2009). Segundo Owolawi (2011); Adetan e Afullo (2013) as vantagens oferecidas pelas micro-ondas e ondas milimétricas tem atraído interesse dos acadêmicos e da indústria de comunicação. Tornando, cada vez mais importante conhecer as características dessas ondas em zonas com determinado tipo de chuvas. A propagação da onda eletromagnética através de uma região contendo gotas de chuva sofre dois efeitos de atenuação, a saber: Primeiro absorção, através do qual parte dessa energia é absorvida pelas gotas de chuva e transformada em calor e segundo é o espalhamento da energia em todas as direções. O cálculo desses dois mecanismos de atenuação é baseado no conhecimento das características das gotas de chuva.

Ochou et al. (2007) analisaram a parametrização da distribuição do tamanho da gota de chuva com a sua taxa, na região Oeste de África e verificaram outra importância do conhecimento dessa distribuição que tem sido alvo de muitos estudos técnicos e científicos, no que diz respeito a ciências ambientais: a remoção de poluentes na atmosfera que depende da chuva.

Para Ulbrich (1983) a evolução das medições da distribuição do tamanho de gotas de chuva revela que as análises de dados de precipitação, no passado, foram feitas considerando que a distribuição do tamanho de gotas de chuva obedecia a uma forma exponencial, equação

(4). Porém, demonstrou que uma melhoria, medição mais precisa, poderia ser feita se a distribuição do tamanho das gotas fosse assumida como uma distribuição Gama, equação (5). As equações 4 e 5 são originais de Marshall e Palmer (1948).

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D} \quad (4)$$

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D), \quad (0 \leq D \leq D \text{ max}) \quad (5)$$

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.

Nzeukou et al. (2003) determinaram a relação entre a taxa de chuva (R) e a refletividade do radar (Z) em eventos de chuva convectiva e estratiforme, analisando as distribuições de tamanhos de gotas de chuva em Cabo Verde, Senegal e em Dakar, ao longo da costa Oeste africana. Utilizaram 48 eventos de chuva colhidos por um Disdrômetro "Joss and Woldvolgel (JW)" durante o período de 1997 a 2000. Ajustaram as distribuições de tamanho de gota em três modelos analíticos: O exponencial, de (MARSHAL; PALMER, 1948) equação (04), Gama modificada (ULBRICH, 1983) equação (5) e Lognormal, (FEINGOLD; LEVIN, 1986) e (SAUVAGEOT; LACAUX, 1995), equação (6).

$$N(D) = \frac{N_T}{(2\pi)^{0.5}(\ln\sigma)D} \exp\left[-\frac{\ln^2(D/D_g)}{2\ln^2\sigma}\right] \quad (6)$$

Onde: N_T = número total de gotas.

D = diâmetro da gota.

D_g = diâmetro médio geométrico.

σ = desvio padrão.

A representação da distribuição de tamanho de gotas de chuva pode ser feita considerando diferentes formas. Para a região tropical a função exponencial proposta por Marshall e Palmer não se adéqua para o estudo dessa distribuição, pois para taxa média de precipitação (chuva) superior a 10-20 mmh⁻¹ e diâmetros maiores que o valor modal (1 – 2 mm), o declive (declinação da distribuição do tamanho de gotas de chuva) torna-se quase constante enquanto que na distribuição de Marshall e Palmer assume-se que ela diminui com

o aumento da taxa de precipitação. Por outro lado, o número de gotas pequenas, com diâmetro $D < 1-2$ mm é menor que o correspondente a forma exponencial considerando a mesma taxa de precipitação (OCHOU et al., 2007).

Estudando a característica das gotas de chuvas de diferentes ciclones tropicais, particularmente no regime convectivo onde as chuvas são mais abundantes, para fins de modelação e representação de processos microfísicos em modelos de meso escala, Tokay et al. (2008) analisaram dados de medições feitas por disdrômetro “JW” em sete Ciclones Tropicais durante a estação ciclônica do atlântico entre 2004 a 2006 e concluíram que as inundações durante a ocorrência de ciclones tropicais são, geralmente, causadas por chuvas constituída de gotas de dimensões menores a médias, que raras vezes passa de 4 mm. A concentração, relativamente alta, de gotas grandes em ciclones extratropicais assemelha-se a distribuição de tamanhos de gotas em tempestades do continente e os parâmetros integrados da concentração de gotas de chuva, conteúdo de água líquida e taxa de precipitação a uma refletividade, 40 dBZ, são mais baixos em ciclones extratropicais que em ciclones tropicais.

Owolawi (2011) estudando a distribuição do tamanho de gota de chuva da região de Durban, África do Sul, colhidos pelo disdrômetro JW RD-80 para identificar os tipos de gotas frequentes em eventos de chuva estratiforme e convectiva, como forma de contribuir na estimação da atenuação específica da chuva, usou a função da probabilidade de densidade (pdf) e concluiu que, de uma forma geral, as gotas que caem em Durban têm diâmetros que variam de 0.3 a 4 mm. A maior parte, 67% da chuva de intensidades $R < 20$ mmh⁻¹, é constituída de gotas com diâmetros que variam de 0.5 a 0.9 mm. Nesse intervalo há mais gotas de diâmetros 0.5 a 0.7 mm. No regime $R \geq 20$ mmh⁻¹, 45% das gotas de chuva que caem têm diâmetros que variam de 0.5 a 0.8 mm e que 20 % dessas tem diâmetros variando de 0.9 a 2 mm.

Antônio (2000) comparou dados de distribuição de tamanhos de gotas de chuva, obtidos de dois disdrômetros “JW” implantados nas cidades de Botucatu e Garça no Estado de São Paulo, com as refletividades de radar do sistema de Bauru, que foram determinantes para a obtenção da relação representativa da taxa de precipitação (R) e a refletividade (Z) de referência que além de facilitar a calibração de radar seria aplicada para converter dados de radar em chuva.

Segundo Moraes (2003) 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 do radar, para a região de Illinois central, nos Estados Unidos de América, em 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 de chuva que são comparadas com valores estatísticos obtidos pelo Disdrômetro-JW. O resultado mostrou um ajuste excelente entre os parâmetros derivados do disdrômetro e das relações empíricas.

Tokay et al. (2002) analisaram observações simultâneas de dois disdrômetros, óptico e JW, e dois pluviômetros a sudoeste da bacia amazônica, dos quais observaram gotas de diâmetros superiores a 5,0 mm e concluíram que no lugar da relação $Z = 300R^{1,4}$ que tem sido aplicada, em vários radares meteorológicos da rede, podia ser aplicada a relação $Z = 250R^{1,2}$ para eventos de chuvas intensas de natureza tropical. Nesse estudo foram aplicadas as funções gama e exponencial.

Tenório et al. (2010) determinaram a taxa de precipitação (R), o conteúdo de água líquida em um volume (W), refletividade do radar (Z) assim como, determinaram a relação Z - R representativa e o modelo que se ajusta melhor a distribuição das gotas de chuva na costa leste do Nordeste Brasileiro. Para tal, foram aplicadas as formas analíticas exponencial, Marshal e Palmer (1948) e Lognormal, Levin (1986) à 238 eventos de precipitação colhidos de dezembro de 2001 a setembro de 2002, medidos pelo disdrômetro JW RD-69 instalado no Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas. Para a mesma região Moraes (2011) analisou distribuição de gotas de chuva com origem marinha e continental, das quais obtive diversas relações Z - R para os dois ambientes.

Para Malinga e Owolawi (2013) a atenuação das micro-ondas e ondas milimétricas depende consideravelmente da taxa de precipitação R e da distribuição de gotas de chuva. Sob o ponto de vista da complexidade do sistema de comunicação desejado para atender a demanda de usuários, o conhecimento adequado das características da chuva nessas bandas é necessário a fim de compensar adequadamente a perda do sinal. A propagação da atenuação, nessas bandas de alta frequência, devido a fatores ambientais é acentuada, principalmente devido à gota de chuva que tem tamanho aproximadamente igual ao do comprimento de onda de rádio em alta frequência, podendo causar dispersão do sinal de rádio.

Devido aos sistemas de comunicação modernos e sofisticados torna-se necessário estudar ou caracterizar a distribuição de tamanho de gotas de chuva considerando os diferentes tipos de chuva. Neste sentido, Adimula e Ajay (1996) analisaram dados de três disdrômetros “JW” implantados em Calabar, Zaria e Ile-Ife, na Nigéria, e caracterizaram as chuvas tropicais (com os dados de Zaria) e chuvas marítimas ou do sul (com os dados de Calabar e Ile-Ife). Identificaram o(s) modelo(s) que melhor caracteriza(m) as distribuições de gotas de chuva tropical e marítima para caracterizar a atenuação específica das micro-ondas e

ondas milimétricas devido à precipitação. As distribuições ajustaram-se melhor aos modelos exponencial e lognormal.

A atenuação pela chuva é um fator limitante para frequências superiores a 10 GHz, para ser usada em rádio comunicação. A variabilidade da precipitação é um fator muito preocupante, especialmente para a região tropical que tem uma enorme diversidade de condições climáticas. Na ausência de dados de atenuação medidos, medições da distribuição de gotas de chuva podem fornecer informação útil sobre a variação da atenuação pela chuva (DAS, et al., 2010).

Vários investigadores consideram a taxa de precipitação na classificação da distribuição do tamanho de gota em diferentes tipos ou regimes de precipitação. Para cada tipo de precipitação são determinadas as respectivas atenuações. A atenuação específica da chuva aumenta com a frequência e seus valores mais pronunciados ocorrem em tempestades enquanto que o menor valor da atenuação verifica-se durante a chuva do tipo chuvisco (OWOLAWI, 2011). Resultados semelhantes foram obtidos na Índia, onde as diferenças de atenuação em vários locais revelaram-se bastante significativas para frequências maiores de 40 GHz. Mínima para intensidade de precipitação 10mmh^{-1} e máxima para 100mmh^{-1} indicando que a atenuação da chuva se torna mais sensível às variações da distribuição do tamanho de gotas de chuva em taxas de precipitação mais elevadas. Comparações feitas entre as distribuições obtidas em cinco regiões com o resultado do modelo ITU-R (*International Telecommunication Union*) revelaram que ITU-R demonstrou comportamentos diferentes e não satisfatórios de atenuação específica, clarificando a necessidade de calcular a atenuação específica para cada região (DAS et al., 2010).

2.4 Os principais mecanismos responsáveis pela produção de chuva no leste do nordeste Brasileiro

O Nordeste Brasileiro é uma região de características semi-áridas, apesar de existirem sub-regiões como o litoral leste que a chuva acumulada passa dos 2000 mm/ano. Essa precipitação pluvial é produzida pela umidade existente na atmosfera que ao saturar-se forma gotas por condensação e/ou coalescência em torno de núcleos de condensação, caindo assim que adquirirem peso suficiente para vencer a resistência do ar dentro da nuvem (COELHO, 2010).

A variação espacial e temporal da chuva no Leste do Nordeste Brasileiro (NEB) está diretamente relacionada com as configurações da circulação atmosférica e oceânica sobre os trópicos (FIGUEIREDO, 2002).

Os mecanismos dinâmicos que produzem chuvas no NEB podem ser classificados em mecanismos de grande escala, responsáveis por cerca de 30% a 80% da precipitação pluvial observada dependendo do local, e mecanismos de meso e micro escalas, que completam os totais observados. Dentre os mecanismos de grande escala, destacam-se os sistemas frontais. Perturbações ondulatórias no campo dos ventos Alísios, complexos convectivos e brisas marítima e terrestre fazem parte da mesoescala, enquanto circulações orográficas e pequenas células convectivas constituem-se fenômenos da microescala (MOLION; BERNARDO, 2002).

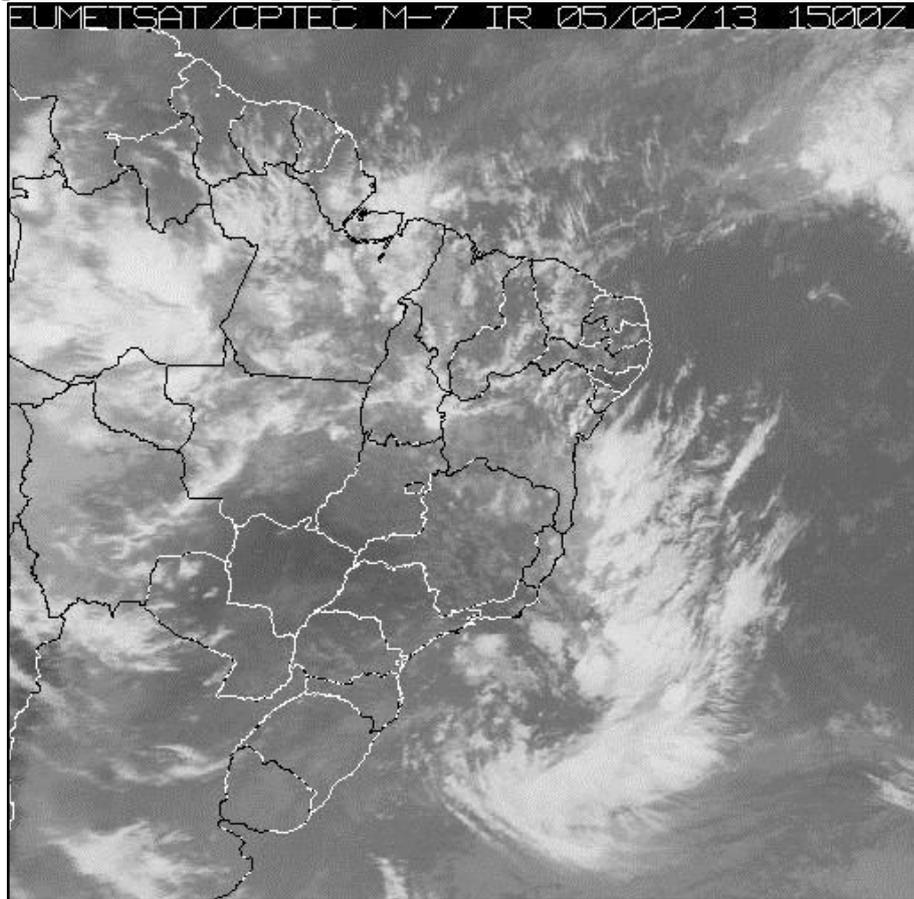
2.4.1 Sistemas frontais

O encontro de duas massas de ar com diferentes características de temperatura, pressão e umidade, devido ao gradiente de pressão que as desloca, chama-se sistema frontal. Geralmente esse sistema é constituído por uma frente fria e uma frente quente.

O ar frio e seco, de origem polar, desloca-se em direção aos trópicos. Sendo mais denso que o ar tropical, que é quente e úmido, entra como se fosse uma cunha e levanta o ar tropical, fazendo com que chegue à saturação, formando nuvens. A superfície de separação entre as duas massas de ar é chamada “frente fria”. O ar tropical pode, eventualmente, se encontrar com o polar, já modificado, que esteve associado ao sistema frontal anterior. Nesse caso a superfície de separação entre o ar tropical e o polar modificado denomina-se “frente quente” (QUINTÃO, 2004).

Um mecanismo importante na produção de chuva para o Leste do Nordeste Brasileiro é a penetração de sistemas frontais ou seus restos, entre as latitudes 5°S e 18°S. A figura 2.1 mostra o posicionamento de um sistema frontal que alcançou o leste do nordeste em fevereiro de 2003. A penetração até latitudes equatoriais ocorre mais frequentemente no inverno do Hemisfério Sul. Entre os meses de abril e julho, a zona de convergência que se instala sobre a costa leste do Nordeste Brasileiro, constitui o mecanismo dinâmico mais importante para a produção de precipitação pluvial na região leste do nordeste, que apresenta seus quatro meses mais chuvosos (MOLION; BERNARDO, 2002).

Figura 2.1 – Sistema frontal posicionado leste do nordeste em (05/02/2013).



Fonte: EUMETSAT/CPTEC M-7 IR 05/02/13 1500Z.

Os sistemas frontais não agem com igual intensidade, as variações do total de precipitação pluvial anual ao longo da faixa costeira são pequenas, mas tornam-se maiores, principalmente, na região do semiárido (COELHO, 2010). A chuva gerada por sistemas frontais influencia principalmente, a região sul do Nordeste Brasileiro (NEB), de março a dezembro, onde a atividade das frentes e suas variações influenciam bastante no total anual da precipitação pluvial sobre o sul e regiões costeiras (GEMIACKI, 2005).

2.4.2 As Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios (POAs)

As POAs são outro grupo de sistemas que também são responsáveis pela precipitação na costa leste do Nordeste Brasileiro. Elas são mais frequentes durante a época chuvosa e, geralmente, estão associados a sistemas convectivos responsáveis por grande quantidade de precipitação sobre a região em estudo.

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

provocam perturbações ondulatórias nos alísios (POAs) que se propagam para oeste do oceano, no campo dos alísios. As POAs são uma das causas das chuvas na costa leste do nordeste brasileiro de junho a agosto e que a ação conjunta destas com as brisas marítimas constitui o principal fator dos máximos de chuva junto da costa em maio e junho. Quando estão em fase com as brisas marítimas podem penetrar até 300 km para o interior do continente. A confluência das POAs com a brisa terrestre, principalmente durante a noite e próximo à costa leste do Nordeste Brasileiro, intensificam-se e podem causar chuva acumulada superior a 100 mm/dia (MOLION; BERNARDO, 2002).

2.4.3 Os Distúrbios ondulatórios de leste (DOL)

O litoral Nordeste Brasileiro localiza-se numa área altamente vulnerável às perturbações que se propagam no escoamento de leste no quadrimestre chuvoso. Os DOLs são perturbações sinóticas associadas a cavados (bem configurados entre os níveis 700 hPa e 500 hPa) e a elevadas temperaturas da superfície do mar, onde a nebulosidade produzida é caracterizada por nuvens convectivas. Esses sistemas meteorológicos apontados como sendo dos mais importantes para a formação de chuvas na costa do NEB deslocam-se para oeste, nos oceanos, com os ventos alísios, podendo alcançar áreas continentais da região de estudo (SILVA et al., 2011). O posicionamento e intensidade da alta no Atlântico Sul é um mecanismo importante no transporte de vapor d'água nos baixos níveis para o NEB. A interação destes sistemas com as circulações locais aumentam a convergência nos baixos níveis da atmosfera produzindo chuvas fortes (GOMES, 2012).

Estudando o papel dos DOLs no total da chuva registrada durante o período chuvoso do litoral nordestino, Silva (2011) utilizou imagens de satélite (IR), campos de linhas de corrente e vorticidade relativa ciclônica de 700 e 850 hPa da reanálise de ERA-Interim para as quadras chuvosas dos anos 2006 a 2010. Verificou que os DOLs são responsáveis por pelo menos 70% da precipitação pluvial durante a quadra chuvosa da área entre o litoral norte de Alagoas ao leste do Rio Grande do Norte (RN). 60% da chuva média acumulada de Abril a Julho da região entre a zona da Mata de Alagoas e o agreste do RN e entre Sergipe e as demais regiões do RN. Os DOLs estiveram associados a pelo menos metade da chuva dessa época.

2.4.4 Vórtices Ciclônicos de altos níveis (VCAN)

Durante o estudo sobre a estrutura das perturbações sinóticas do nordeste do Brasil, Aragão (1975) notou a existência de baixas frias sobre a Região Nordeste do Brasil ao longo da época das chuvas intensas de 1969 a 1974. Analisou cartas sinóticas de 1969 e 1970 e verificou que as configurações dos ventos na troposfera, em altos níveis, mudavam radicalmente em relação às configurações da época não chuvosa, invasão por vórtices ciclônicos que se estabelecem de 700 mb a 300 mb.

As baixas frias, também conhecidas de baixas desprendidas, ciclones subtropicais, baixas de Palmén, vórtices ciclônicos de alta troposfera, ciclones tropicais dos altos níveis e ciclones Kona, são sistemas de baixa pressão em grande escala formados na alta troposfera e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio que a periferia (GAN, 1982).

Segundo Fedorova (2008) existem dois tipos de vórtices ciclônicos de altos níveis. VCAN do tipo Palmén, das latitudes subtropicais que atua no inverno e primavera e o VCAN do tipo Palmer, figura 2.2, das latitudes tropicais, que atua no verão, sendo este último o mais importante para a região em estudo. O VCAN do tipo Palmer forma-se acima de 10 000 m de altitude e, em média dura de 4 a 11 dias consecutiva. A sua gênese não envolve o ar polar e que geralmente está associada a uma frente fria ou Zona de Convergência Atlântico Sul (ZCAS) com a sua crista ligada à alta da Bolívia em 200 hPa. Apesar de quase estacionário, seus deslocamentos para oeste, na direção das nuvens mais intensas (cb) transportam umidade e chuva ao longo da costa Leste do Nordeste do Brasil.

Figura 2.2 – Vórtice ciclônico do tipo Palmer posicionado sobre Nordeste Brasileiro.



Fonte: INPE/CPETEC-EUMETSAT/METEOSAT- Canal 9 (10,8 μ m): 2013.11.04

2.4.5 A Brisa marítima e terrestre

As brisas são um tipo de circulação do ar (vento) litoral de intensidades fraca a moderada, resultantes do aquecimento diferenciado que se estabelece entre a terra e a água. À medida que o sol se eleva, a terra se aquece mais rapidamente que o mar, desenvolvendo-se sobre o continente zonas com pressões relativamente baixas em relação das desenvolvidas sobre o mar. A força de gradiente de pressão horizontal gerada determina um escoamento à superfície, do mar para a terra e uma distribuição oposta em níveis mais altos. Conseqüentemente, sobre o continente existe convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis, fechando-se uma célula de circulação. A esta situação é chamada de brisa marítima e no período noturno esse processo se inverte. No início da noite, quando a terra se resfria e desaparece o contraste de temperatura, a brisa marítima cessa. A profundidade e a intensidade da circulação dependem essencialmente dos gradientes de pressão entre o continente e o mar. Durante o inverno na costa leste do NEB a brisa marítima prolonga-se mais pelo continente e a terrestre prolonga-se menos pelo mar, favorecendo o aumento de umidade ao longo da costa e que as nuvens geradas produzam chuva nessa região (FEDOROVA, 2001).

As brisas desempenham um papel de destaque, em termos de regularidade e intensidade de ocorrência de chuva em grande parte do litoral do NEB. Essa região experimenta o máximo de chuva desde o período noturno até as primeiras horas do dia (entre 21h e 9h locais) devido à convergência entre o fluxo médio de ar próximo à superfície e procedente do oceano, e o fluxo superficial do continente para o mar devido à brisa terrestre. Nas áreas entre 150 e 300 km para dentro do continente observa-se um máximo de chuva no período entre 15h e 21h locais, associado com o desenvolvimento e avanço da brisa marítima (TEIXEIRA, 2008).

O máximo de precipitação pluvial na costa leste do NEB está ligado à maior atividade da circulação de brisa marítima, que adveceta bandas de nebulosidade para o continente. As perturbações ondulatórias nos ventos alísios e as brisas marítimas e terrestres, associados à topografia e à convergência de umidade são responsáveis por 60 - 70% de chuva da quadra chuvosa (MOLION; BERNARDO, 2002).

2.4.6 A Convecção local

Na atmosfera, a convecção natural dá origem à turbulência térmica e intensa, conhecida como convecção livre. Esse tipo de turbulência é conhecido pela capacidade de realizar a mistura de propriedades conservativas da atmosfera, como da temperatura potencial entre parcelas de ar, do vapor de água, do momento linear, vorticidade, etc. Quando há uma grande diferença de calor entre as camadas inferiores e superiores da atmosfera, a convecção natural pode ocasionar ciclones, responsáveis pelo regime de ventos superficiais terrestres. Fenômenos mais intensos desse gradiente de temperatura são responsáveis pela formação de cúmulo-nimbos, tornados e furacões que ganham movimento circulatório devido à grande velocidade de ascensão concatenada com o movimento de rotação da Terra. Na atmosfera existe o fenômeno de formação de células convectivas (CONDIE; RHIES, 1994).

Segundo Molion e Bernardo (2002) a convecção máxima para a Região de Nordeste ocorre nos meses de fevereiro e março, dos mais chuvosos em grande parte região.

2.5 A Relação (Z-R)

A interpretação da observação ou dados de radar meteorológico requer a aplicação da equação que relaciona a refletividade do Radar e a intensidade da chuva estimada pelo Radar. Essa relação, largamente conhecida por relação Z-R, pode ser derivada de observações das

distribuições dos tamanhos de gotas de chuva usando Disdrômetros, Pluviômetros e medições do Radar.

A relação $Z-R$, além de permitir a avaliação da intensidade da chuva que cai em uma determinada região ou área de uma maneira mais precisa, ela é importante e indispensável para a calibração do radar meteorológico. Um dos grandes problemas que tem sido encontrado na medição da quantidade de chuva usando radar é a variabilidade da relação entre o fator refletividade do radar (Z) e a taxa ou intensidade de chuva (R). Relações na forma $Z = aR^b$ tem sido adotadas com frequência, mas o problema reside na escolha dos coeficientes a e b , porque esses valores variam consideravelmente de caso para caso assim como, durante um mesmo evento (MASSAMBANI; RODRIGUES, 1988).

Basicamente existem dois métodos largamente aplicados para determinar os coeficientes a e b , o meteorológico e o estatístico. O método meteorológico consiste em calcular a taxa de precipitação pluvial (R) e a refletividade (Z) diretamente da distribuição do tamanho de gotas de chuva e posteriormente determinar os valores dos coeficientes. São considerados dados do radar e de pelo menos um pluviômetro da área coberta pelo radar (MOREIRA, 2005).

Os coeficientes a e b da relação $Z-R$ variam à medida que são consideradas várias e diferentes amostras para a sua determinação. Esses coeficientes apresentam comportamentos diferentes, em relação a sua variação, com a tendendo a aumentar e o b a diminuir com o aumento da intensidade da convecção durante a chuva (QUINTÃO, 2004).

Sauvageot (1992) destaca dois grupos de fatores responsáveis pela variação dos coeficientes da relação $Z-R$. O primeiro é o Local (geografia e climatologia) - altura da troposfera, orografia, efeitos de regiões litorâneas, latitude, umidade e vários outros fatores cuja ação varia com a época do ano, dinâmica, termodinâmica e processos da microfísica da nuvem que possa alterar a concentração de gotas por unidade de volume. O segundo é a estrutura das nuvens - a concentração de gotas por unidade de volume varia consideravelmente em uma nuvem ou tempestade, e para Hess et al. (1998) e Rosenfeld e Lenky (1998) essa concentração muda de acordo com o local de formação da nuvem ou localização da nuvem assim como, o tipo de nuvem.

A importância da aplicação da tecnologia de Radar meteorológico para medição da chuva consiste, principalmente, no refinamento dado às informações da chuva ocorrida em certa área, onde as medidas são feitas com alta resolução espacial e temporal e em tempo real (EMIDIO; LANDIM, 2008).

Há muito tempo, investigadores vem se debatendo com a análise e interpretação de dados de radar. Em 1947 Marshall, Langille e Palmer estudaram a relação entre a precipitação e a refletividade do radar, para diferentes locais e tipos de chuva, tendo obtido para coeficientes $a=190$ e $b=1,72$. Desde então vários investigadores, de diferentes partes do mundo, dedicam-se a analisar os comportamentos ou relações da refletividade de radar e intensidade ou taxa de chuva para diferentes latitudes, como forma de suprir a dificuldade de estimar a quantidade da precipitação pluvial de uma forma mais precisa e continua.

As relações $Z-R$ são dependentes do tipo de chuva (convectiva, frente fria, mista), da estação do ano (verão, inverno), localização geográfica (trópicos, continentes, oceanos, médias latitudes), tipo de nuvem, etc. (DOMENICO; SCHWARTZ, 1990). Nzeukou et al. (2003) consideraram o critério de 10 mmh^{-1} para diferenciar eventos de chuva estratiforme e convectivas como uma forma mais adequada para analisar a relação entre a refletividade (Z) e a taxa de chuva (R). Em relação ao comportamento da relação $Z-R$ para os eventos separados em estratiformes e convectivos foram obtidos $a = 162$ e $b = 1,48$ para chuva convectiva e $a = 371$ e $b = 1,24$ para chuva estratiforme. No mesmo estudo obtiveram $a = 368$ e $b = 1,24$ para a relação $Z-R$ geral.

António (2000) em seu estudo que visava determinar a relação entre a refletividade Z [mm^6m^{-3}] e a intensidade da precipitação pluvial R [mmh^{-1}] para diferentes eventos de chuva comparou dados de refletividade do radar, do sistema de Radar de Bauru, com dados de Disdrômetros Joss e Waldvogel, instalados em Botucatu e Garça. Foram obtidas 12 relações $Z-R$, sendo 6 para Botucatu e igual número para Garça, tabela 2.3.

Tabela 2.3 – Valores dos coeficientes das relações $Z-R$ disdrométricas – acumulações de 1 minuto.

Botucatu data	a	b	r^2	Garça data	A	b	r^2
15.10.1997	394,9	1,41	0,99	20.09.1997	402,4	1,34	0,96
16.10.1997	212,7	1,24	0,98	25.09.1997	260,7	1,39	0,98
25.10.1997	206,1	1,31	0,98	29.09.1997	437,7	1,38	0,97
26.10.1997	224,9	1,22	0,98	06.10.1997	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	236,0	1,26	0,97	Geral	316,0	1,34	0,97

Fonte: António (2000).

Tenório et al. (2010) além de diferenciarem os eventos de chuva considerando o critério 10 mmh^{-1} adotaram um critério considerando a duração temporal $T \geq 20$ minutos e chuva acumulada $R_{ac} \geq 10 \text{ mm}$ para obter relações $Z-R$ de eventos especiais. Foram obtidas relações $Z = 167,8R^{1,26}$; [$r^2 = 0,70$] para eventos de chuva estratiforme e $Z = 65,46 R^{1,69}$; [$r^2 =$

0.84] para eventos de chuva convectiva. A relação $Z-R$ geral para a costa leste do nordeste brasileiro obtida foi $Z = 176,5 R^{1,29}$; $[r^2 = 0,83]$.

Moraes (2011) analisou a distribuição de tamanhos de gotas de chuva, de 2003 a 2006, da costa leste do NEB. Auxiliada de imagens de Radar obtidas na mesma fonte que as medidas do Disdrômetro, SIRMAL, separou as medições de chuva segundo sua origem, marinha e continental. Com objetivo de estabelecer equações que relacionem a refletividade do Radar e intensidade de chuva em eventos estratiformes e convectivos dos dois ambientes, calculou os coeficientes a e b para as relações $Z-R$ dos tipos de chuva, pelo método de regressão linear simples, tabela 2.4. Conclusões semelhantes foram obtidas por Tenório et al. (2012).

Tabela 2.4 – Relações Z-R para o Leste do Nordeste do Brasil.

Tipo de chuva R (mmh^{-1})	Relação Z-R	Coefficiente de correlação (r^2)
ZR Geral (Moraes 2003)	$Z = 176,5 R^{1,29}$	0,98
Marinha ($R > 0$)	$Z = 188,3 R^{1,25}$	0,97
Continental ($R > 0$)	$Z = 284,7 R^{1,27}$	0,97
Estratiforme marinha ($R \leq 10$)	$Z = 181,7 R^{1,23}$	0,96
Convectiva marinha ($R > 10$)	$Z = 119,0 R^{1,43}$	0,90
Estratiforme continental ($R \leq 10$)	$Z = 281,5 R^{1,27}$	0,97
Convectiva continental ($R > 10$)	$Z = 212,2 R^{1,29}$	0,98

Fonte: Moraes (2011).

2.6 Conclusão

Nesta seção foi possível concluir que as nuvens, por mais semelhantes que sejam a quantidade de água que elas detêm, diferem se considerarmos os ambientes em que elas se encontram. Os diâmetros das gotas diferem significativamente entre nuvens de um mesmo ambiente assim como, entre nuvens de ambientes diferentes. Por outro lado, os mecanismos responsáveis pela formação e crescimento de gotas em nuvens frias e quentes são os responsáveis pelo crescimento diferenciado das gotas formadas. São vários os mecanismos que geram precipitação na costa leste do Nordeste do Brasil, mas que os valores de precipitação mais altos ocorrem, em muitos casos, quando dois ou mais mecanismos se associam ou ocorrem simultaneamente. Nos últimos anos as distribuições de tamanhos de gotas de chuva têm constituído uma ferramenta chave em vários estudos ambientais e não só, buscando respostas a várias inquietações, tais como, remoção de poluentes, características da precipitação, erosão dos solos, diminuição da perda de sinal nos sistemas ou meios de comunicação, entre outros. Uma relação $Z-R$ determinada de amostras de precipitação colhidas no local onde está instalado certo radar é a ideal para sua calibração, porque as

caraterísticas das precipitações variam de lugar pra lugar. Dessa maneira ficam garantidas medições eficientes, da chuva, pelo radar.

3 SÍTIO EXPERIMENTAL, INSTRUMENTAÇÃO E TÉCNICAS DE ANÁLISE

3.1 Área de estudo e coleta de dados

A costa Leste do Nordeste do Brasil (ENB) compreende a faixa litorânea que vai da Bahia (BA) ao Rio Grande do Norte (RN), figura 3.1. O Estado da Bahia tem a maior extensão litorânea com 932 km. Dos Estados que pertencem ao leste do Nordeste, o da Paraíba apresenta a menor faixa litorânea, com 117 km, já o Estado de Alagoas apresenta um litoral com 229 km de extensão. A configuração do sua faixa litoral permite penetração dos ventos úmidos provenientes do oceano. (SILVA, 2002). Em Alagoas predomina o clima do tipo tropical quente e úmido ao longo da zona costeira, tornando-se seco nas regiões do interior. O tempo é geralmente seco, durante o verão, e chuvoso no inverno com chuvas mais abundantes na faixa costeira.

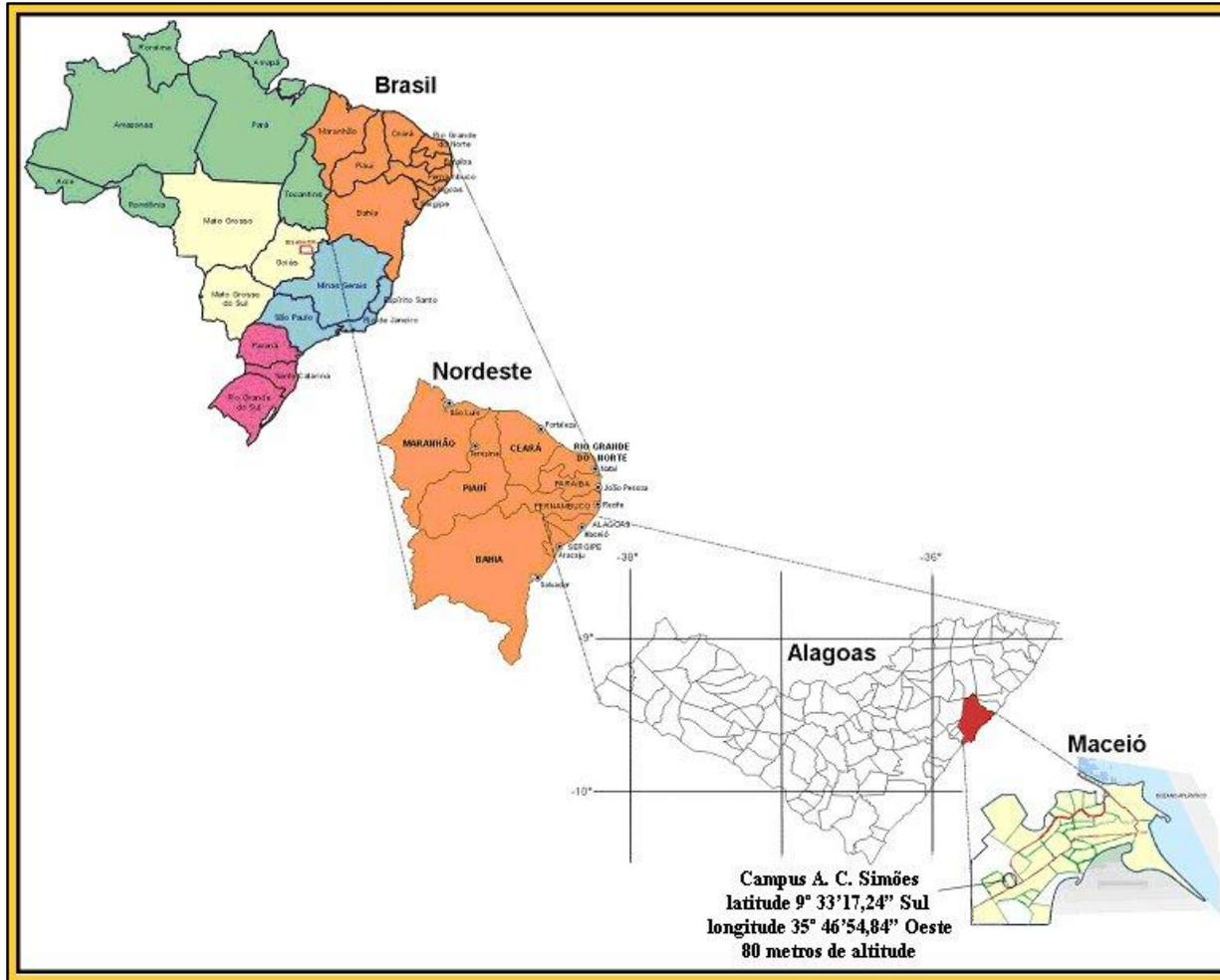
O presente estudo foi desenvolvido em Maceió, no Campus A. C. Simões, da Universidade federal de Alagoas na área experimental do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas – SIRMAL, figura 3.1. Os dados analisados foram coletados de outubro de 2013 a maio de 2014, correspondentes a 61 horas de observação, tabela 3.1.

Tabela 3.1 – B Dados utilizados para pesquisa.

Mês	DTG (por minuto)	Duração total dos eventos de chuva	Total precipitado (mm)
Outubro de 2013	75	1h 15 min	64,1
Novembro de 2013	639	10h 39 min	79,0
Dezembro de 2013	397	6h 37 min	64,4
Janeiro de 2014	497	8h 17 min	48,9
Fevereiro de 2014	360	6h 00 min	91,4
Março de 2014	581	9h 41 min	61,3
Abril de 2014	426	7h 6 min	92,0
Mai de 2014	756	12h 36 min	100,6

Fonte: Autor (2014) ?????.

Figura 3.1 – Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: Moraes (2003).

3.2 Instrumento de medição

Os dados utilizados nas análises feitas foram medidos por um Disdrômetro óptico, a laser, OTT Parsivel², desenvolvido para medição mais abrangente de todos os tipos de precipitação. Esse instrumento, figura 3.2, está instalado na área experimental do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas - SIRMAL a 80 metros acima do nível médio do mar e coordenadas: 9° 33' 17,24" Sul e 35° 46' 54,84" Oeste, figura 3.1.

Segundo o manual de instruções operacionais do “Present weather sensor OTT Parsivel²”, esse instrumento mede o tamanho e velocidade das partículas de precipitação individuais e um processador de sinal que classifica o tipo de precipitação, bem como, a quantidade e intensidade. O Disdrômetro OTT Parsivel² mede precipitação líquida e sólida e suas respectivas velocidades. A faixa de medição dos tamanhos de gotas de precipitação líquida varia de 0,2 mm a 5 mm. Para partículas precipitantes na forma sólida, seus diâmetros variam de 0,2 mm a 25 mm. As velocidades das gotas de chuva variam de 0,2 m/s a 20 m/s. As partículas de precipitação são categorizadas da seguinte maneira:

- Chuvisco,
- Chuvisco com chuva,
- Chuva,
- Chuva, chuvisco e neve,
- Neve,
- Grãos de neve,
- Chuva congelada e
- Granizo.

A medição da precipitação é feita por meio de um sensor principal, desenvolvido particularmente para esse propósito. A detecção da precipitação é feita opticamente. Os dados assim determinados são processados e armazenados por um processador de sinal digital, rápido. O Disdrômetro emite um “telegrama” de dados a cada 60 segundos. Outras características são apresentadas na tabela 3.2.

Figura 3.2 – Disdrômetro OTT Parsivel2 localizado na área externa do sistema de radar meteorológico de Alagoas



Fonte: Autor (2014)

Tabela 3.2 – Algumas características do OTT Parsivel²

Sensor ótico	Diodo laser
Comprimento de onda	780 nm
Área de medição	54 cm ²
Tamanho do feixe	180 x 30 mm
Precisão na medição da precipitação	± 1 classes de diâmetro 0,2 a 2 mm
	± 0,5 classes de diâmetros maior que 2 mm
Precisão na medição da quantidade da precipitação	± 5% precipitação líquida
	± 20 % precipitação sólida
Condições ambientais	-40 a + 70°C
	0 a 100% Ur
Refletividade do radar	9,9 a 99 dbz ± 20 %
Dimensões	670 x 600 x 114 mm
Visibilidade	100 a 5000 ± 10 %

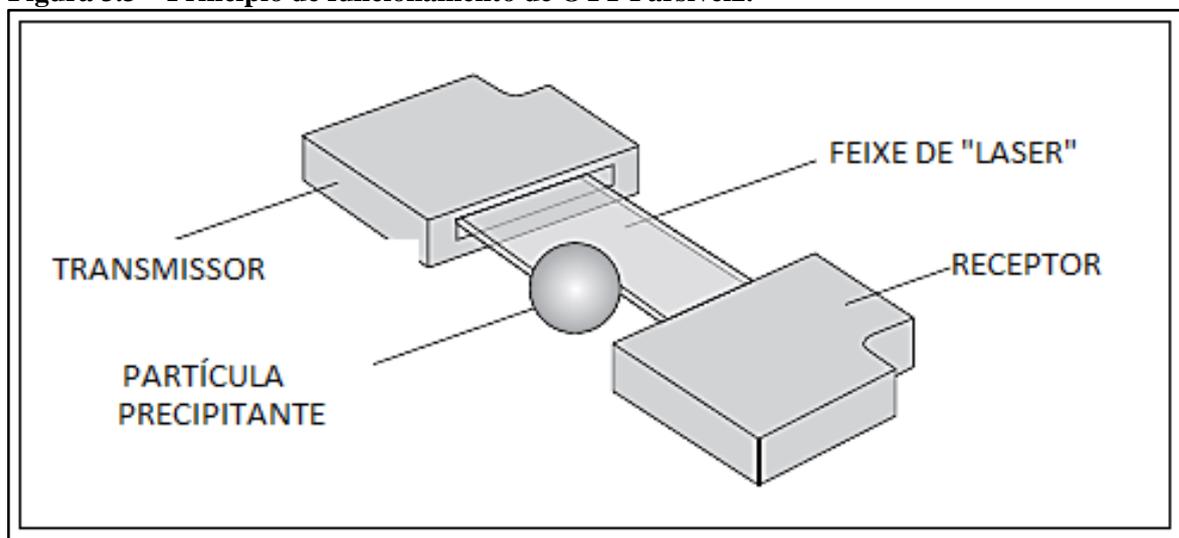
Fonte: Manual de Instruções operacionais

3.2.1 Princípio de funcionamento do Disdrômetro OTT Parsivel²

O OTT Parsivel² é um sensor laser que produz uma faixa horizontal de luz. O emissor e o receptor estão integrados em uma caixa de proteção individual.

Se não há partículas no feixe de laser, figura 3.3, a tensão de saída máxima é totalmente direcionada para o receptor. Partículas de precipitação que passam através do feixe de laser bloqueiam uma parte do feixe correspondente ao seu diâmetro, reduzindo assim a tensão de saída. Desta forma determina-se o tamanho da partícula.

Figura 3.3 – Princípio de funcionamento de OTT Parsivel².



Fonte: Manual de instruções operacionais do “Present weather sensor OTT Parsivel²”

Para determinar a velocidade da partícula precipitante mede-se a duração do sinal. Um sinal começa assim que uma partícula de precipitação entra na faixa de luz e termina quando ela sai totalmente da faixa de luz laser, figura 3.3. O espectro dos tamanhos, tipo de precipitação, energia cinética, intensidade de precipitação, refletividade do radar e visibilidade horizontal são parâmetro derivados das medições de velocidade e tamanho das partículas. Depois que são determinados os diâmetros dos volumes equivalentes (D) e as velocidades das partículas (V), o OTT Parsivel² subdivide as partículas em classes apropriadas. As partículas medidas são subdivididas em 32 classes de diâmetro (D) e 32 classes de velocidade (V), tabela 3.3.

Tabela 3.3 – Classificação de acordo com diâmetro e velocidade da partícula

Classe	Classe de diâmetros (mm)		Classe de velocidades (m/s)	
	Diâmetro médio	Largura da classe	Velocidade média	Largura da classe
1	0,062	0,125	0,050	0,100
2	0,187	0,125	0,150	0,100
3	0,312	0,125	0,250	0,100
4	0,437	0,125	0,350	0,100
5	0,562	0,125	0,450	0,100
6	0,687	0,125	0,550	0,100
7	0,812	0,125	0,650	0,100
8	0,937	0,125	0,750	0,100
9	1,062	0,125	0,850	0,100
10	1,187	0,125	0,950	0,100
11	1,375	0,250	1,100	0,200
12	1,625	0,250	1,300	0,200
13	1,875	0,250	1,500	0,200
14	2,125	0,250	1,700	0,200
15	2,375	0,250	1,900	0,200
16	2,750	0,500	2,200	0,400
17	3,250	0,500	2,600	0,400
18	3,750	0,500	3,000	0,400
19	4,250	0,500	3,400	0,400
20	4,750	0,500	3,800	0,400
21	5,500	1,000	4,400	0,800
22	6,500	1,000	5,200	0,800
23	7,500	1,000	6,000	0,800
24	8,500	1,000	6,800	0,800
25	9,500	1,000	7,600	0,800
26	11,000	2,000	8,800	1,600
27	13,000	2,000	10,400	1,600
28	15,000	2,000	12,000	1,600
29	17,000	2,000	13,600	1,600
30	19,000	2,000	15,200	1,600
31	21,500	3,000	17,600	3,200
32	24,500	3,000	20,800	3,200

Fonte: Manual de instruções operacionais do “Present weather sensor OTT Parsivel²”

3.3 Técnicas de análise de dados

Os dados analisados no presente estudo, primeiramente foram convertidos do seu formato original para o formato **TXT** e organizado em planilhas de registros mensais para todo o período de estudo. Foram criteriosamente analisados, por forma a evitar a presença de registros de valores impróprios a esse tipo de series e processados com auxílio do programa Microsoft Excel 2010.

Para determinar a expressão que relaciona a refletividade do radar à intensidade da precipitação foram considerados valores de intensidade de precipitação $0,001 \text{ mm h}^{-1} \leq R \leq 1200 \text{ mm h}^{-1}$ e de refletividade $9,9 \leq Z \leq 99 \text{ dBz}$.

Para a relação Z - R geral foram considerados toda a série de dados. Gráficos e tabelas de frequência de ocorrência foram usadas para analisar os períodos de ocorrência de chuva, assim como, as intensidades de precipitação.

3.3.1 A Intensidade da precipitação (R)

Os valores da intensidade de precipitação R , mm/h, usados para diferentes análises são calculados e fornecidos pelo Disdrômetro, do qual se obtiveram as amostras, pela equação seguinte:

$$R = 3.6 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{\pi}{6} \cdot \frac{1}{S \cdot t} \cdot \sum_{i=1}^{nkl} \Delta n_i \cdot D_i^3 \quad [mm/h] \quad (7)$$

Onde: R = intensidade da chuva; n_i = número de gotas medidas na classe de tamanho i ;
 D_i = diâmetro médio das gotas da classe i ; S = área da superfície sensível do Disdrômetro;
 t = intervalo de medidas em (1 minuto).

3.3.2 A Refletividade do radar (Z)

A semelhança da intensidade de precipitação, a refletividade Z do radar também é fornecida pelo Disdrômetro, dBz, a cada minuto. A aplicação deste parâmetro, nos diferentes cálculos da relação Z - R , dependeu da conversão de unidade de refletividade $Z(\text{dBz})$ para refletividade do radar $Z(\text{mm}^6\text{m}^{-3})$ pela equação seguinte:

$$Z \text{ (dBz)} = 10 \cdot \log_{10} [Z(\text{mm}^6\text{m}^{-3})] \quad (8)$$

3.3.2.1 A Relação Z-R

Para determinar a relação Z-R, na forma $Z = aR^b$, é necessário calcular os coeficientes a e b da equação acima. Segundo MORAES (2003) a determinação de a e b é possível aplicando o conceito de logaritmo à equação da relação Z-R.

Seja,

$$Z = aR^b \quad (9)$$

$$\ln Z = \ln a + b \ln R \quad (10)$$

Considerando,

$$Y = \ln Z; \quad \alpha = \ln a, \quad \beta = b \quad \text{e} \quad X = \ln R, \quad \text{e substituindo na equação} \quad (11)$$

Resultará em:

$$Y = \alpha + \beta X \quad (12)$$

Pelo método da regressão linear simples de Z [mm^6m^{-3}] e R [mm/h] determinam-se os valores dos coeficientes a e b da relação $Z = aR^b$

A expressão que relaciona a refletividade do radar Z com a intensidade de precipitação R obtida foi comparada a relação determinada por Moraes (2003). Durante o processo de comparação dessas expressões foram considerados os espectros de gotas de chuva de todos os meses assim como, de eventos específicos, escolhidos de maneira aleatória nos eventos de precipitação de cada mês.

3.4 A Densidade de probabilidade

A mais importante distribuição de probabilidades para descrever uma variável aleatória contínua é a distribuição normal de probabilidades. Ela tem sido usada em várias aplicações práticas cujas variáveis aleatórias podem ser índices de precipitação pluviométrica, medições científicas, entre outras. O uso dessa distribuição exige que a variável seja contínua (ANDERSON et al., 2002).

Segundo Mirshawka (1971) a função densidade da probabilidade (PDF ou FDP) da distribuição log-normal a dois ou três parâmetros é representada pela equação 13. Souvageot (1994) analisou a precipitação de diferentes partes regiões, Níger, Congo, Costa do Marfim, Caribe, Guyana e França com objetivo de perceber a variabilidade do fator de proporcionalidade do clima $S(T)$ a partir da variabilidade da FDP da taxa de chuva em determinada superfície. Owolawi (2011) usou a PDF à taxa de precipitação e diâmetros de gotas para identificar o tipo de gotas de chuva frequentes em Durban, como forma de contribuir para a análise da atenuação específica das gotas de chuva na mesma região.

$$f(x) = \frac{1}{(x - a)\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{[\ln(x-a)-\mu]^2}{2\sigma^2}} \quad (13)$$

Onde: $F(x)$ é a probabilidade da variável menor ou igual a x ; X é o valor da variável aleatória; μ é a média dos logaritmos da variável x ; a é o limite inferior da amostra e σ é o desvio padrão.

Aplicou-se a $f(x)$ ao espectro de gotas de chuva com objetivo de analisar o tipo de chuva, os diâmetros de gotas chuva mais frequentes durante os eventos de precipitação pluvial que têm intensidades $R \leq 10 \text{ mmh}^{-1}$.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Características da chuva no leste de Alagoas durante o período de estudo

Segundo a Diretoria de Meteorologia - DMET de Alagoas, no mês de outubro/2013 foi observado chuvas muito acima da média histórica nas regiões Alagoanas. O posto do INMET localizado na UFAL (automático) contabilizou 203,6 mm de chuva durante esse mês. O principal sistema meteorológico atuante no mês de outubro/2013 foram os vórtices ciclônicos de altos níveis que causaram chuvas em todo o Estado. As chuvas acima da média histórica permaneceram durante o mês de novembro/2013 com 106,6 mm de chuva registrado no posto da UFAL. Os vórtices ciclônicos de altos níveis continuaram atuando sobre a região sendo responsáveis pelo aumento de chuva nesse mês.

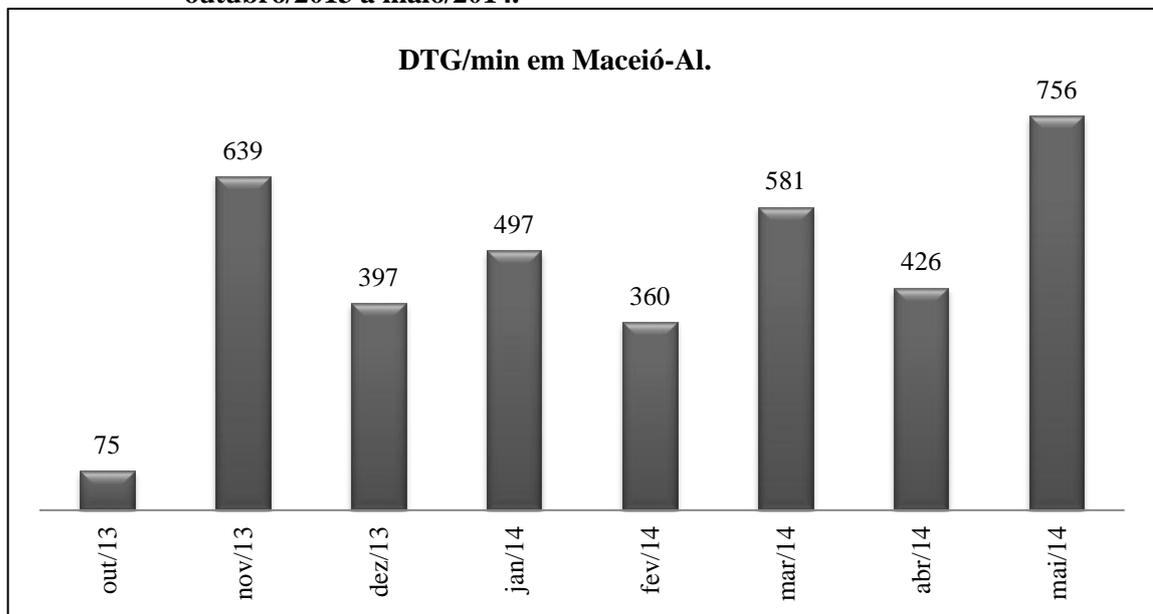
Já o mês de dezembro/2013 o excesso de chuva marcou parte do Nordeste do Brasil. O posicionamento dos vórtices ciclônicos em altos níveis sobre áreas oceânicas também contribuiu para a ocorrência de chuvas em grande parte da região alagoana durante a primeira quinzena de dezembro/2013, a chuva acumulada foi de 11,4 mm. Contudo, ao se posicionar sobre o continente entre o final de dezembro e início de janeiro de 2014, estes mesmos sistemas inibiram as chuvas sobre a Região Nordeste, inclusive Alagoas.

O ano de 2014 começou com chuva abaixo da média histórica na maioria das regiões Alagoas, segundo a DMET, os vórtices ciclônicos de altos níveis que normalmente provocam as chuvas de verão não atuaram durante o mês de janeiro/2014, causando os desvios abaixo da média na maioria das regiões alagoanas, mas o acumulado de chuva durante esse mês registrado no posto automático da UFAL foi de 100,9 mm. A situação desses índices históricos abaixo da média se estende durante os meses de fevereiro e março de 2014, com registro de 79,8mm e 50,4 mm, respectivamente. Somente a partir do mês de abril foi observada chuva em torno da média histórica no leste do Nordeste, no posto da UFAL foi registrado acumulado mensal de 173,2 mm. As chuvas ocorridas em Alagoas durante o mês de abril foram causadas pelos ventos alísios de sudeste provenientes do oceano. As chuvas que atingiram o leste de Alagoas ficaram acima da média durante o mês de maio de 2014, com acumulado de 361,0 mm. Estas chuvas foram associadas principalmente, pela convergência dos ventos alísios de sudeste provenientes do oceano, comum nessa época do ano.

4.2 Série disdrométrica

A evolução sazonal da quantidade de gotas de chuva que atingiu o litoral de Alagoas entre outubro/2013 a maio/2014 caracterizou-se por uma acentuada irregularidade, estando associado aos eventos de chuva que atingiram a região de Maceió - AL, local de instalação do Disdrômetro. O mês de outubro/2013 apesar de ter sido um mês bastante chuvoso, segundo DMET, as chuvas observadas no Disdrômetro apresentaram o menor registro, estando associado ao dia de instalação do equipamento. No entanto, o mês de maio/2014 foi o mês mais chuvoso durante o período de estudo, podendo ser confirmado nos dados dos Disdrômetro, figura 4.1.

Figura 4.1 – Série Disdrométrica da representativa do litoral norte de Alagoas entre outubro/2013 a maio/2014.



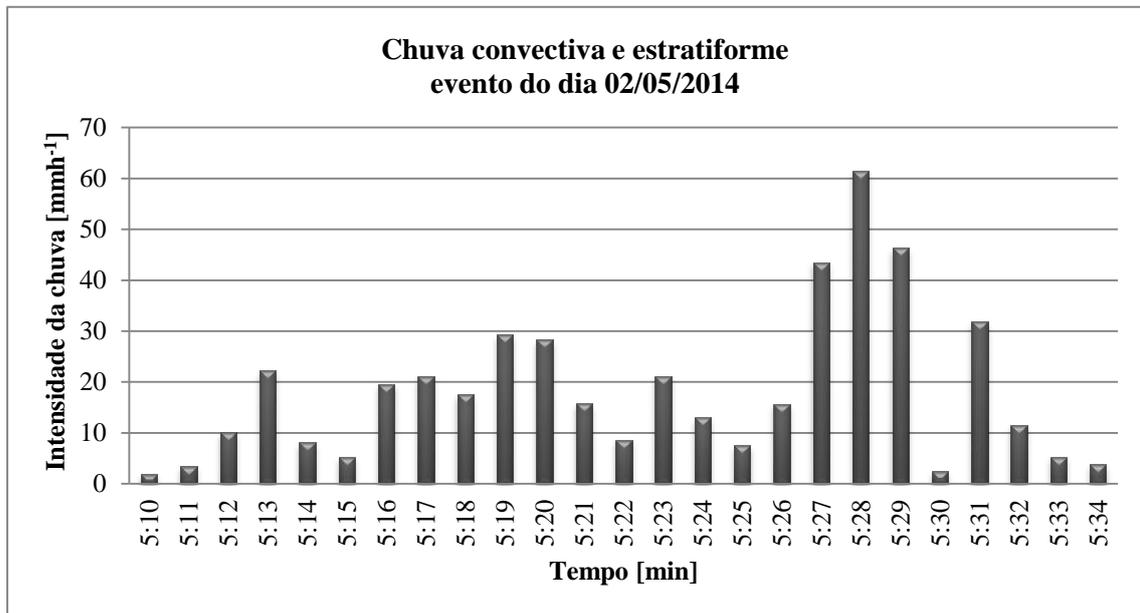
Fonte: Autor (2014)

4.3 Chuvas convectivas e estratiformes

Com o objetivo de caracterizar chuvas convectivas e estratiformes, foi levada 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.

A figura 4.2 mostra a evolução de evento de chuva ocorrido no dia 02 de maio de 2014 que representa os registros da variação temporal da intensidade de chuva (hietogramas), onde foi possível verificar que, as intensidades convectivas se apresentam “encaixadas”, entre as intensidade estratiformes. Logo, nessa região, as chuvas com intensidade “mista” devem ser consideradas. Esse comportamento de chuva mista também foi encontrado por Moraes (2003).

Figura 4.2 – Frequência de ocorrência de eventos de intensidade $R \geq 10$ e $R < 10$ mmh^{-1} para chuva do dia 02 de maio de 2014.



Fonte: Autor (2014)

4.3.1 Relação Z-R (meses)

Analisando a evolução dos coeficientes a e b das relações Z-R mensais para o leste de Alagoas, tabela 4.2, nota-se que o coeficiente a apresentou maior valor nos meses de maio/2014, janeiro/2014 e outubro/2013, e seus menores valores ocorreram em fevereiro/2014 e abril/2014. Os maiores valores do coeficiente b foram nos meses de janeiro/2014, fevereiro/2014 e abril/2014, enquanto que seus menores valores foram observados no mês de novembro e outubro/2013. Segundo a escala de classificação dos coeficientes de correlação de Pearson (r^2), as correlações entre intensidade da precipitação e a refletividade do radar no período de outubro de 2013 e maio de 2014, apresentam valores com classificação considerada alta ($r^2=0,88$) nos meses de outubro/2013, novembro/2013, dezembro/2013 e março/2014; e quase perfeita ($r^2=0,97$) em abril/2014, incluindo a correlação da relação Z-R(Geral).

Os valores dos coeficientes a e b da relação Z-R estão associados às características das chuvas que predominaram durante cada mês. Rosenfeld e Ulbrich (2002) afirmam que a variação do coeficiente a e b da relação Z-R está diretamente associada ao processo de formação das gotas. Para esses pesquisadores, o processo de coalescências eleva o coeficiente “ a ” e baixam o coeficiente “ b ”, enquanto o processo de quebra reduz o coeficiente “ a ” e elevam o coeficiente “ b ”. Fazendo uma relação com as intensidades das chuvas poderíamos afirmar que para os meses em que o coeficiente a foram “maiores”, as chuvas apresentaram

características de chuvas do tipo convectivas, com maior intensidade, maior concentração de gota com diâmetros maiores. Já nos meses em que coeficiente *a* foi “menor” as chuvas tiveram características de chuvas estratiformes, com chuva de menor intensidade, maior concentração de gotas pequenas. Entretanto, essa relação entre valores dos coeficientes *a* e *b* da relação *Z-R* com processo de formação da gota e intensidade da chuva precisaria de estudos mais aprofundados.

Tabela 4.1 – Variação dos coeficientes *a* e *b* durante o período de estudo.

Mês	DTG (min)	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i> ²
Outubro/2003	75	132,58	1,26	0,88
Novembro	641	125,68	1,19	0,88
Dezembro	398	117,68	1,27	0,88
Janeiro	498	133,48	1,30	0,91
Fevereiro	361	103,22	1,30	0,94
Março	582	110,49	1,24	0,87
Abril	427	107,04	1,30	0,97
Mai	755	147,77	1,27	0,93
GERAL	3737	123,36	1,27	0,91

Fonte: Autor (2014)

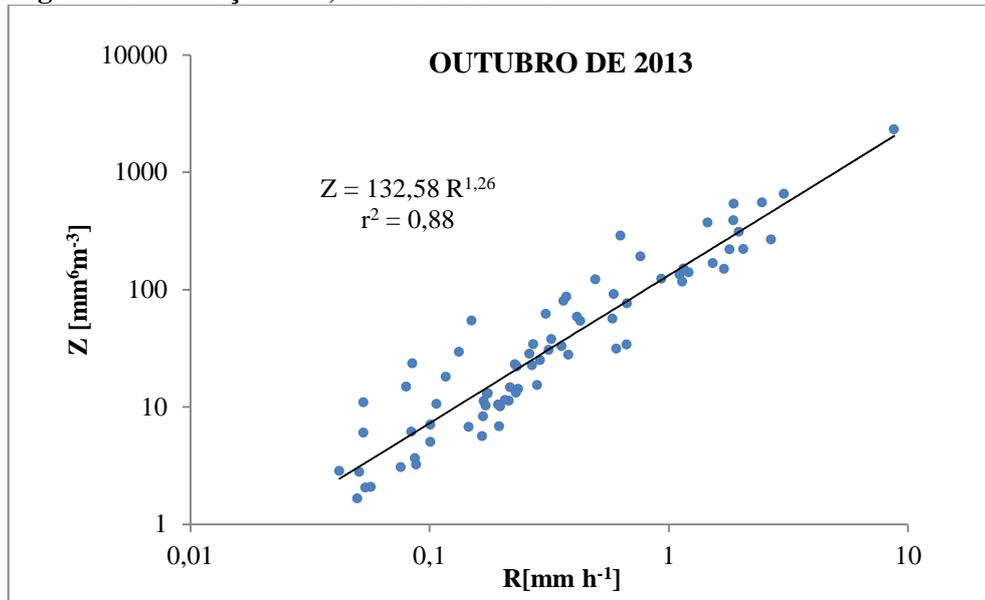
Durante o estudo foram comparados os coeficientes *a* e *b* dos resultados obtidos por Moraes (2003), que determinou as relações *Z-R* mensal para o leste de Alagoas, porém utilizando um Disdrômetro JW- RD69, os resultados mostram diferenças nesses coeficientes, principalmente no coeficiente *a*. Os valores de *a* do presente estudo são mais baixos que os observados por Moraes (2003), tabelas 4.3. Entretanto, os valores de *b* variam pouco, apresentaram grande semelhança com os encontrados por Moraes (2003). Tais diferenças podem ser explicadas pelo facto do tamanho da amostra usada nesse trabalho ser menor em relação à usada por Moraes (2003), e principalmente, devem-se levar em consideração as características das chuvas (diferentes tipos de sistemas meteorológicos) durante as pesquisa feita por Moraes (2003). Todas essas diferenças entre valores serão corrigidas quando a região leste de Alagoas tiver uma maior série disdrométrica capaz de responder todos os possíveis questionamentos. A variação dos valores dos coeficientes *b* oferece confiança de que esses valores são típicos da região.

Tabela 4.2 – Variação dos coeficientes a e b determinados por Moraes 2003.

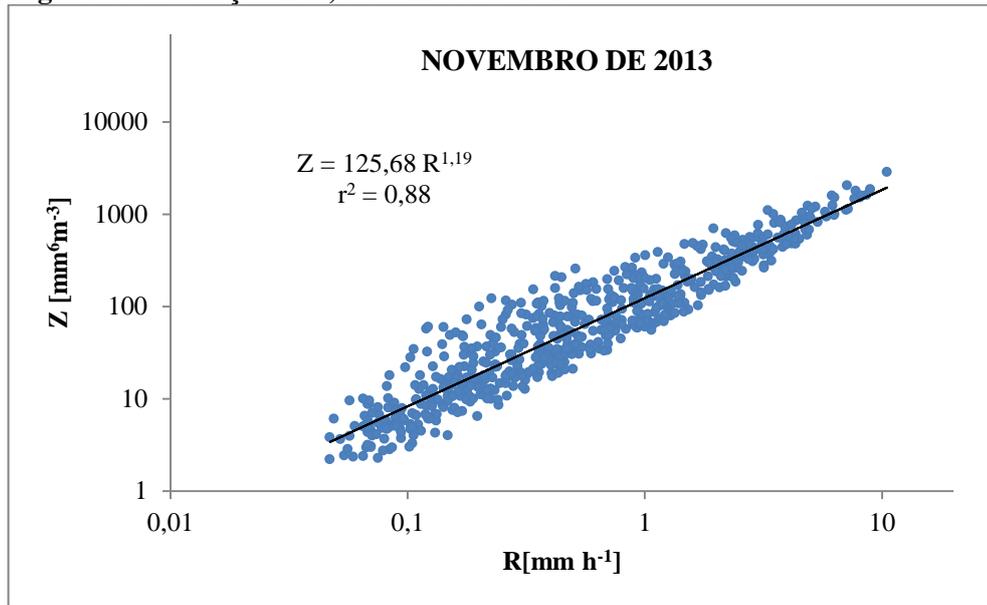
Mês	DTG	A	b	r ²
Dezembro/2001	250	170,9	1,25	0,76
Janeiro/2002	1149	247,1	1,33	0,90
Fevereiro/2002	831	264	1,36	0,94
Março/2002	1185	185,1	1,30	0,84
Abril/2002	631	182,5	1,31	0,82
Maió/2002	2423	150,5	1,29	0,74
GERAL	6469	176,5	1,29	0,83

Fonte: Moraes (2003)

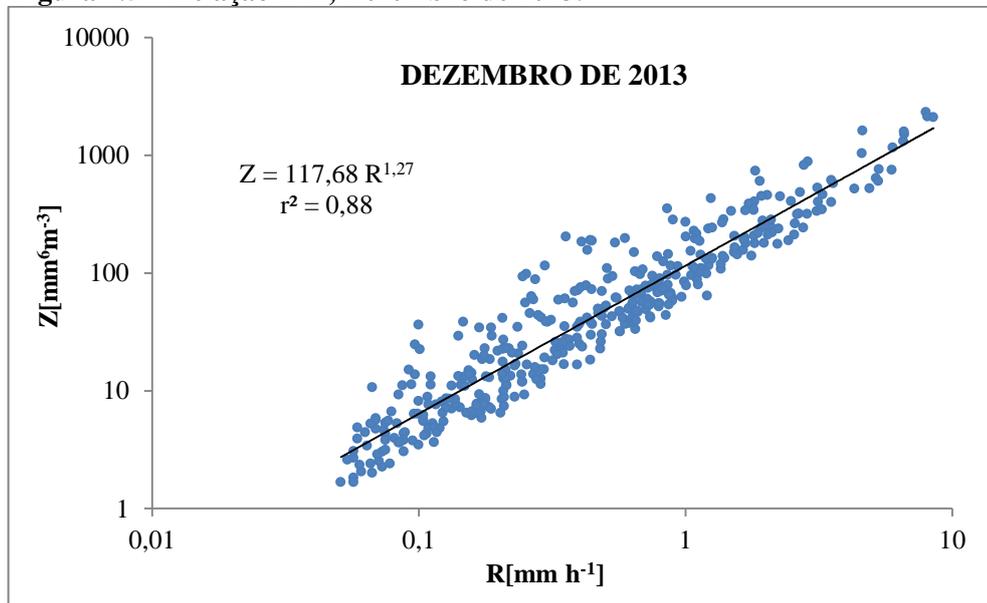
Analisando as figuras 4.3 a 4.11 pode-se verificar que os coeficientes *a* e *b* das diferentes relações *Z-R* demonstraram comportamentos relacionados às intensidades da precipitação registradas. De forma generalizada, os valores do coeficiente *a* diminuem de magnitude à medida que as intensidades aumentam e o comportamento inverso é verificado no coeficiente *b*. o maior número dos registros de intensidade da chuva foram inferiores a 5 mmh⁻¹.

Figura 4.3 – Relação Z-R, Outubro de 2013.

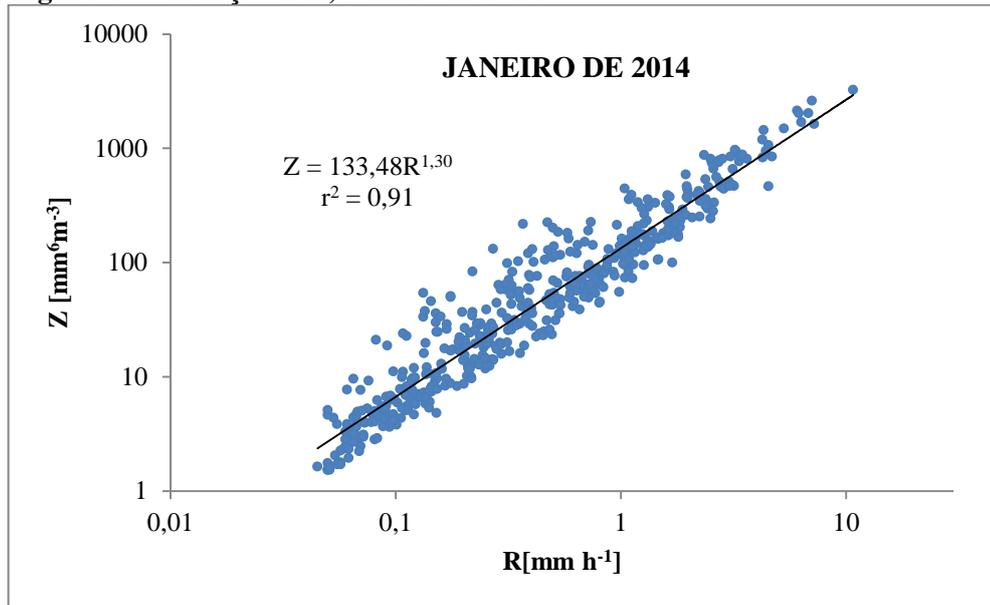
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.4 – Relação Z-R, Novembro de 2013.

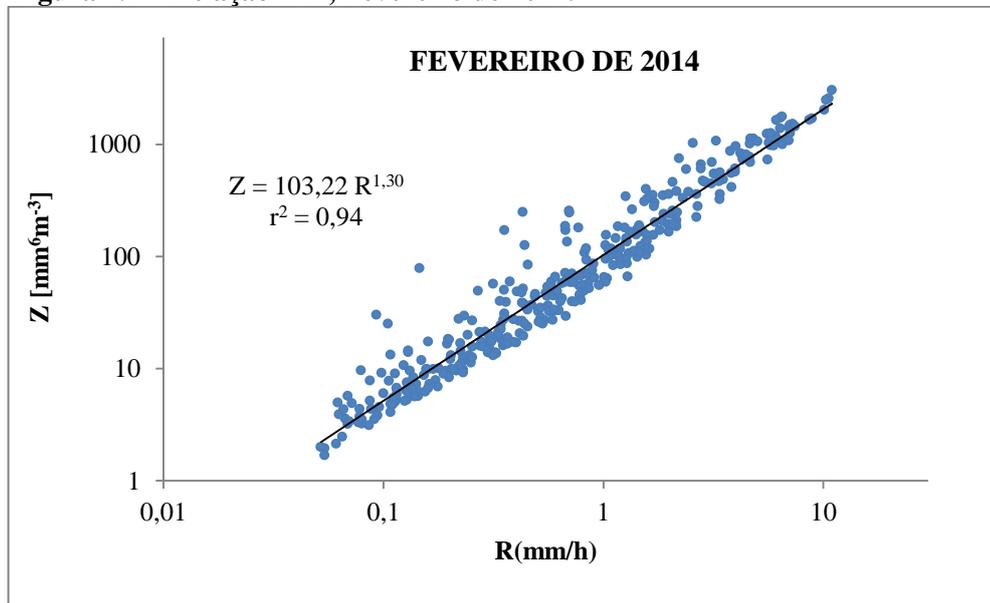
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.5 – Relação Z-R, Dezembro de 2013.

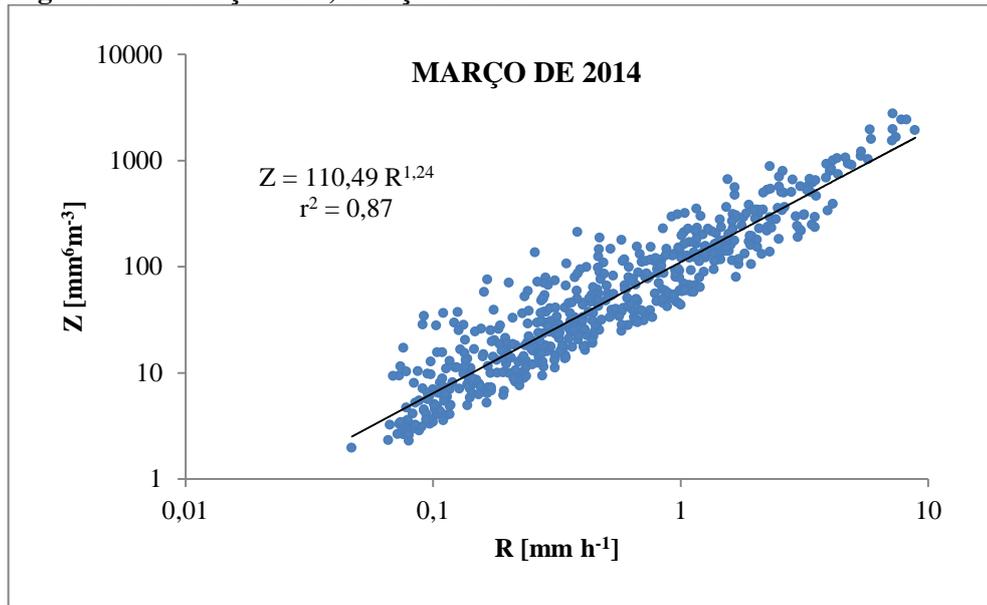
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.6 – Relação Z-R, Janeiro de 2014.

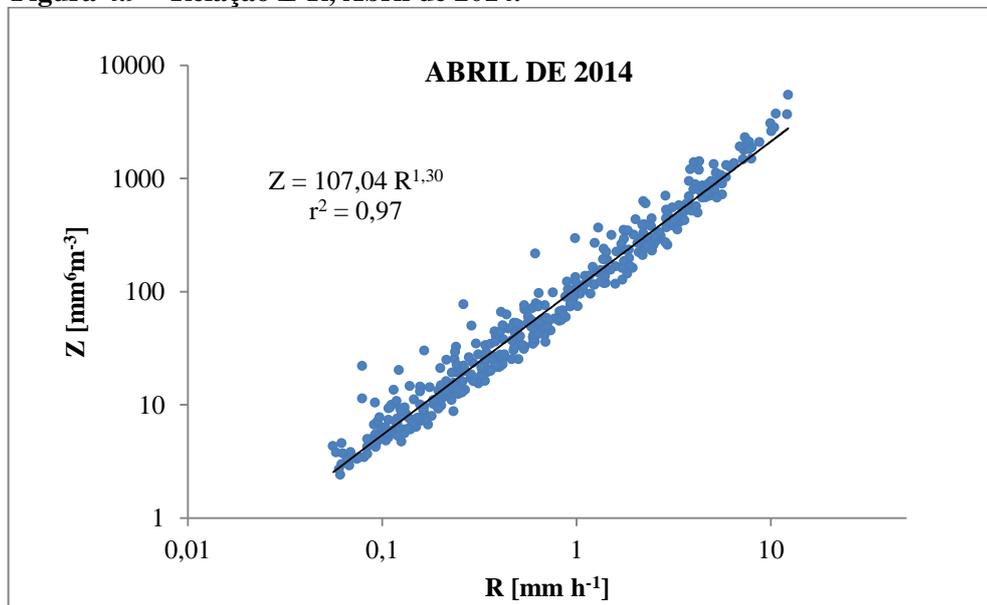
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.7 – Relação Z-R, Fevereiro de 2014.

Fonte: Autor (2014)

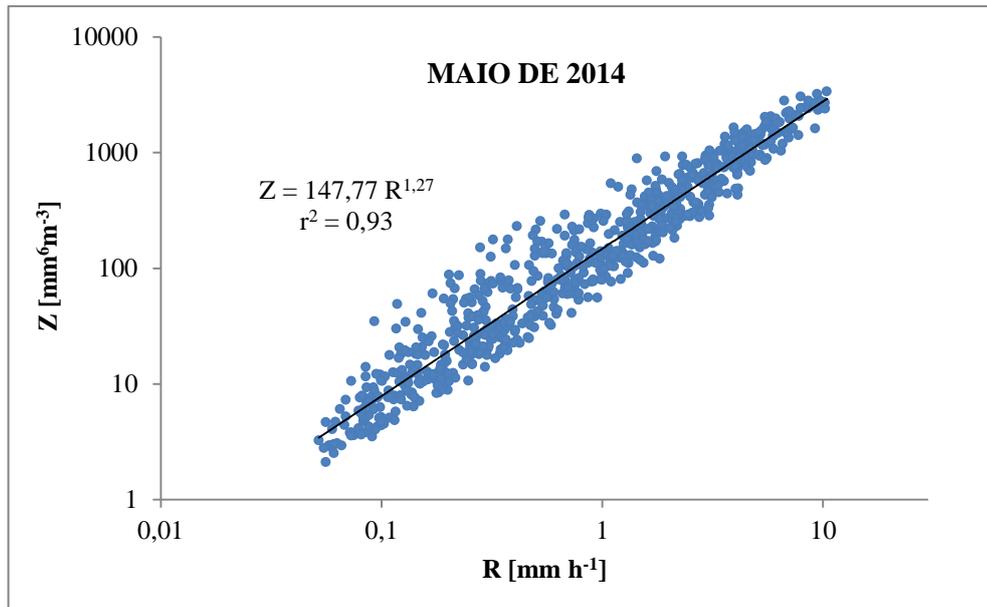
Figura 4.8 – Relação Z-R, Março de 2014.

Fonte: Autor (2014)

Figura 4.9 – Relação Z-R, Abril de 2014.

Fonte: Autor (2014)

Figura 4.10 – Relação Z-R, Maio de 2014.

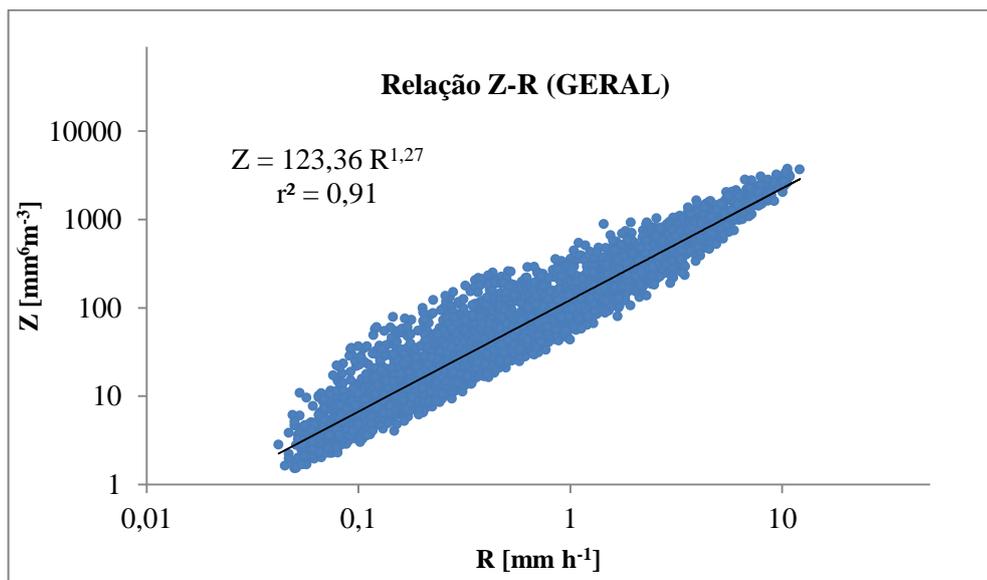


Fonte: Autor (2014)

4.3.2 Relação Z-R (Geral)

A relação Z-R geral determinada para leste de Alagoas foi, $Z = 123,3 R^{1,27}$ ($r^2 = 0,91$), considerando dados de refletividade e intensidade de chuva de outubro de 2013 a maio de 2014, figura 4.11. Essa equação não difere muito da equação geral para região de Maceió-Al ($Z = 176,5R^{1,29}$) determinada por Moraes em 2003.

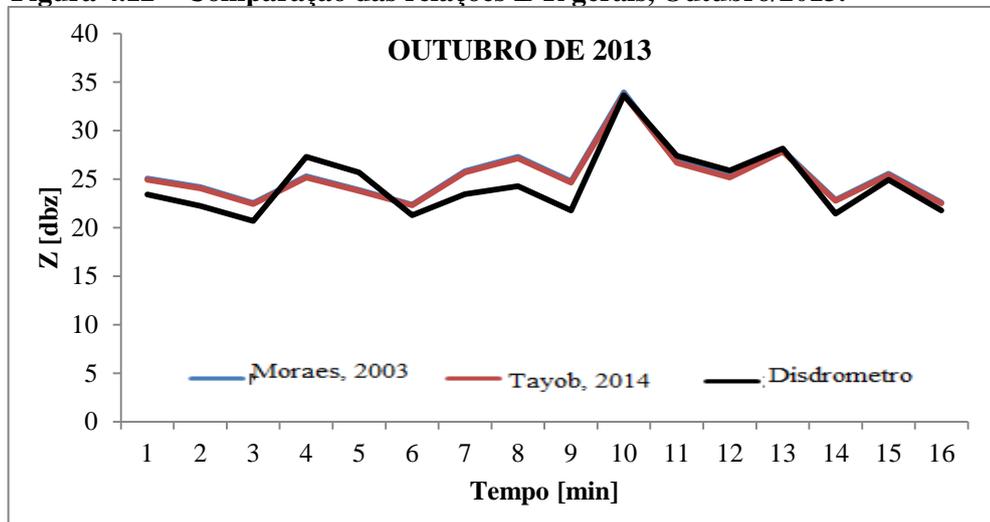
Figura 4.11 – Relação Z-R Geral.



Fonte: Autor (2014)

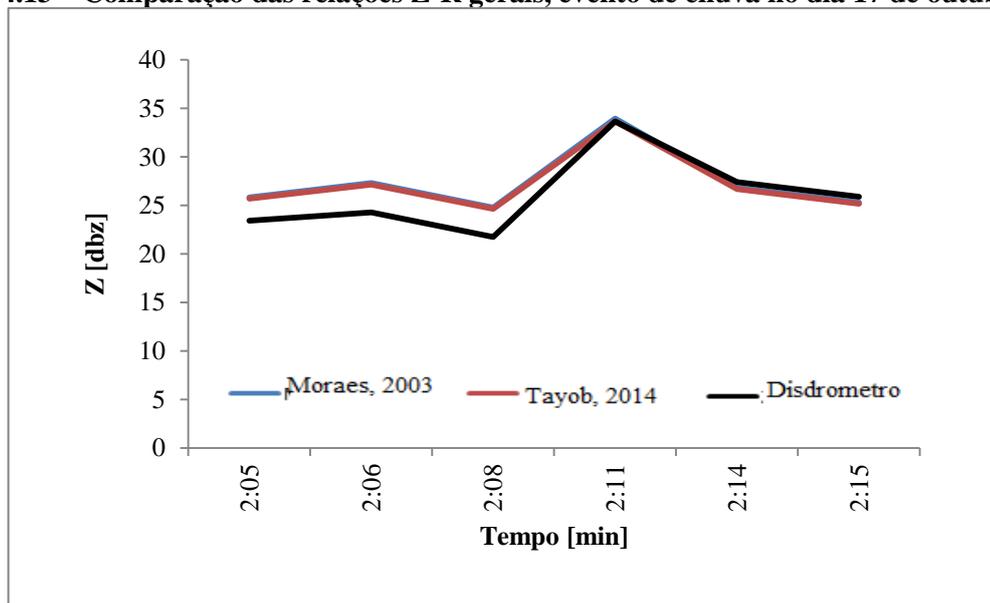
Os resultados dessa pesquisa foram sempre comparados com os encontrados por Moraes (2003), devido os resultados provir da mesma região de estudo (leste de Alagoas). As figuras 4.12 a 4.27 apresentam valores de refletividade de radar a partir das equações Z-R obtidas por MORAES (2003), TAYOB (2014) e registrada pelo Disdrômetro, para os quais se constata desempenhos semelhantes para os valores estimados pelas equações empíricas citadas e a obtida pelo Disdrômetro. De outubro de 2013 a Dezembro de 2013 a refletividade apresenta ligeiras diferenças, que pode estar associada ao efeito dos ventos de Norte que ocorrem nessa época do ano. Nos meses seguintes as refletividades determinadas assim como a do Disdrômetro demonstram concordância.

Figura 4.12 – Comparação das relações Z-R gerais, Outubro/2013.



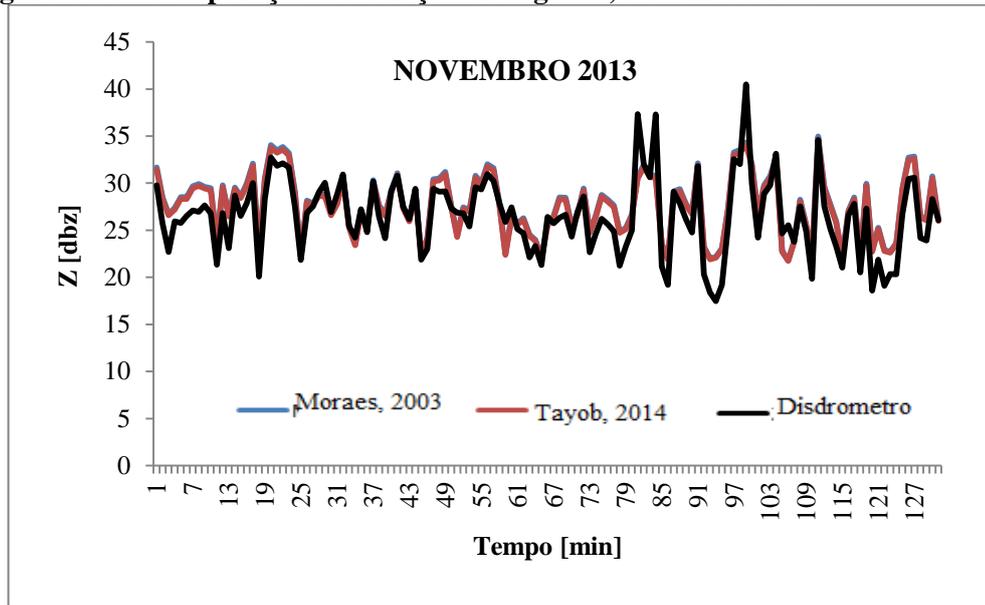
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.13 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva no dia 17 de outubro/2013.



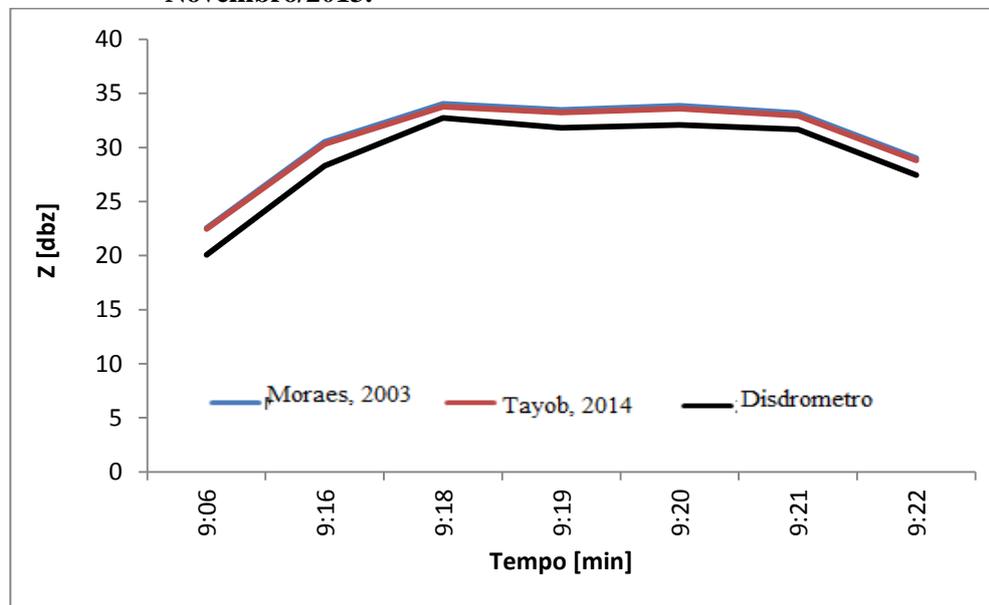
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.14 – Comparação das relações Z-R gerais, Novembro/2013.



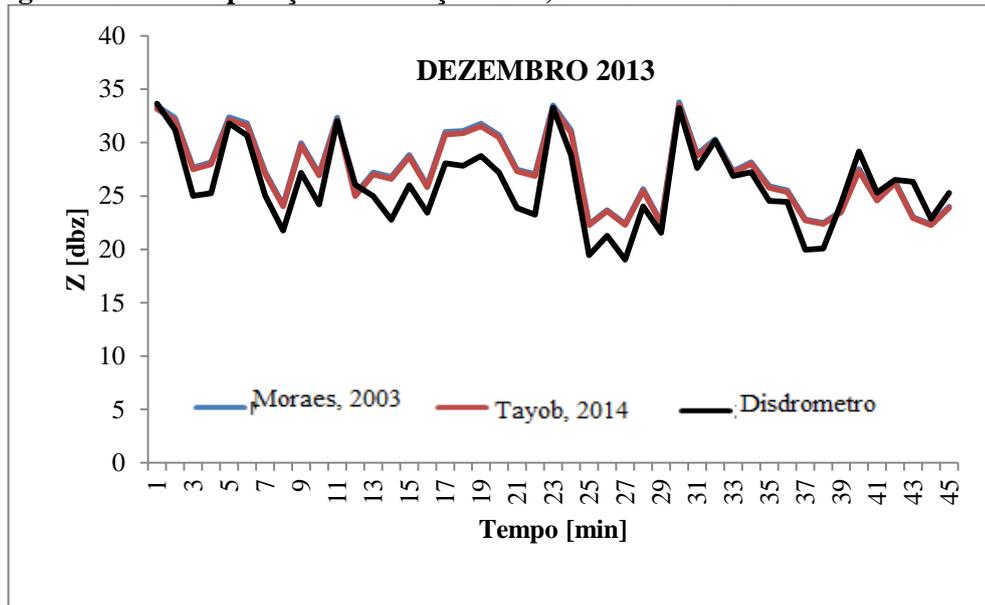
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.15 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva dia 5 de Novembro/2013.



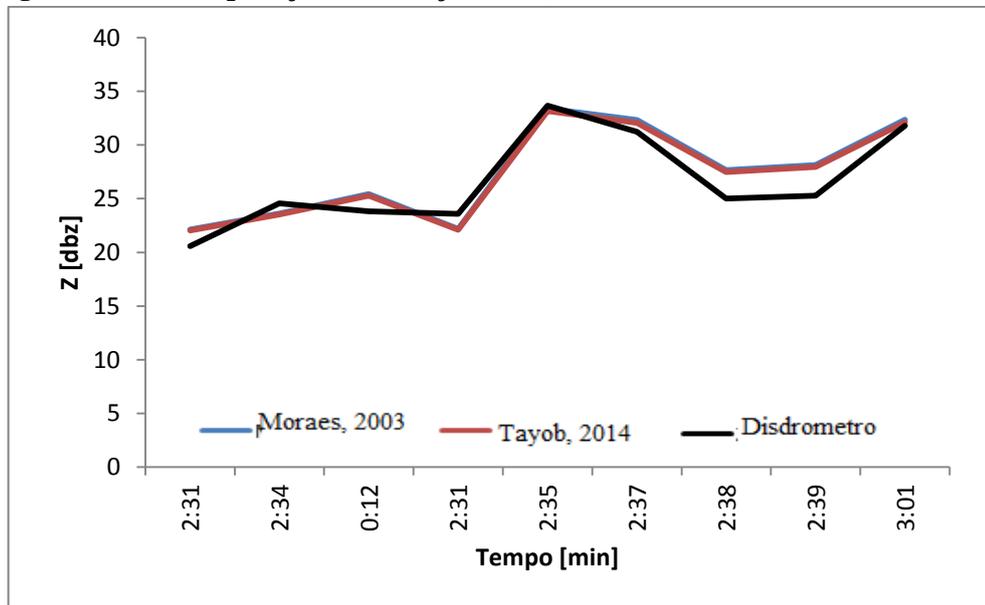
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.16 – Comparação das relações Z-R, Dezembro/2013.



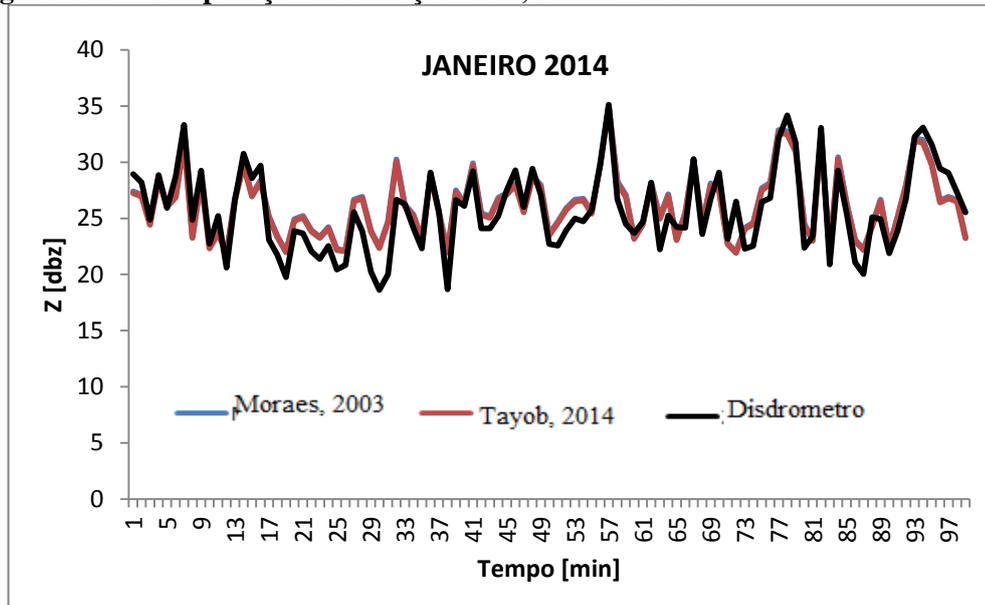
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.17 – Comparação das relações Z-R, evento de chuva dia 01 de dezembro/2013.



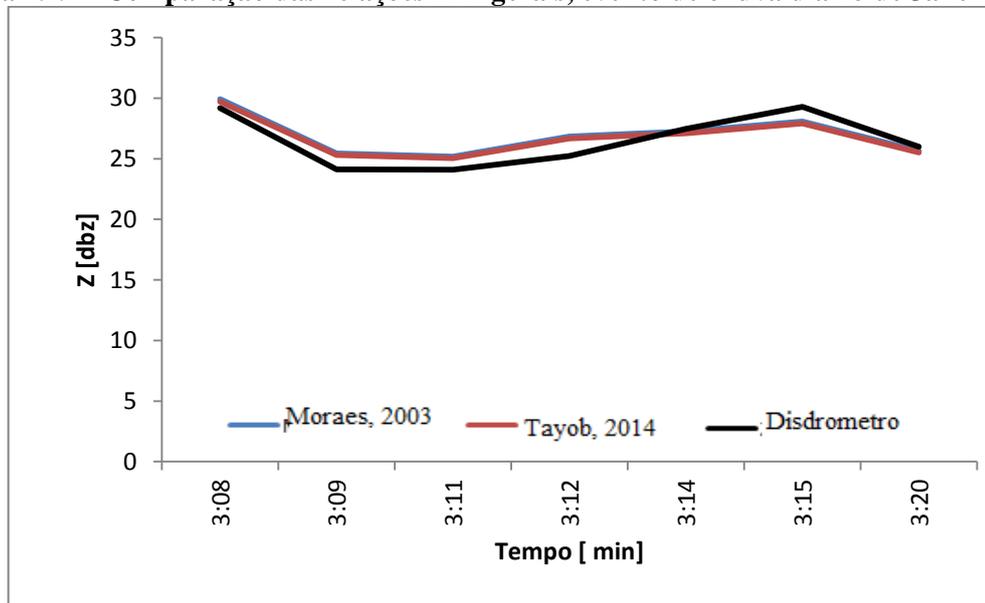
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.18 - Comparação das relações Z-R, Janeiro/2014.



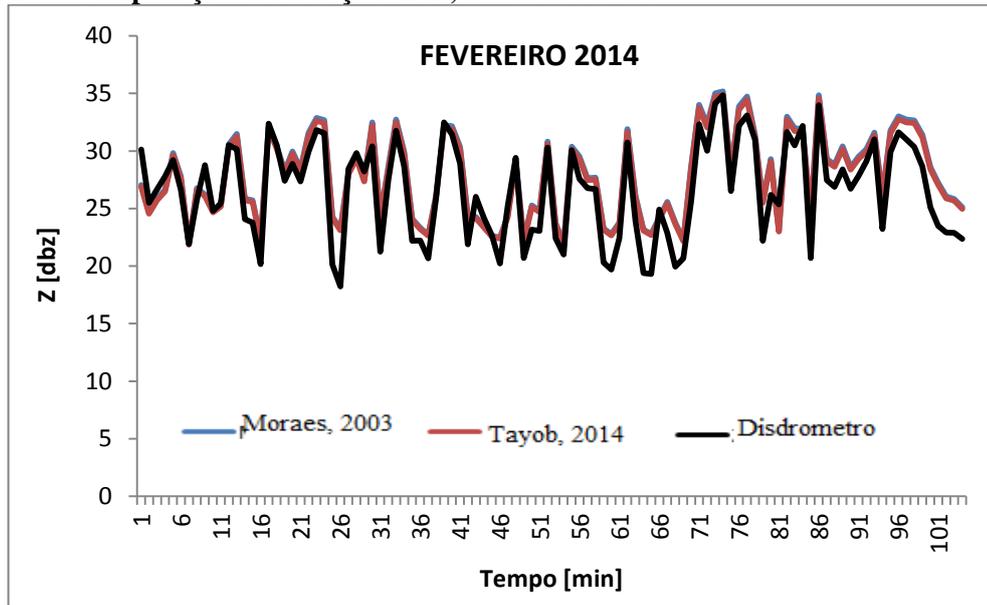
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.19 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva dia 28 de Janeiro/2014.



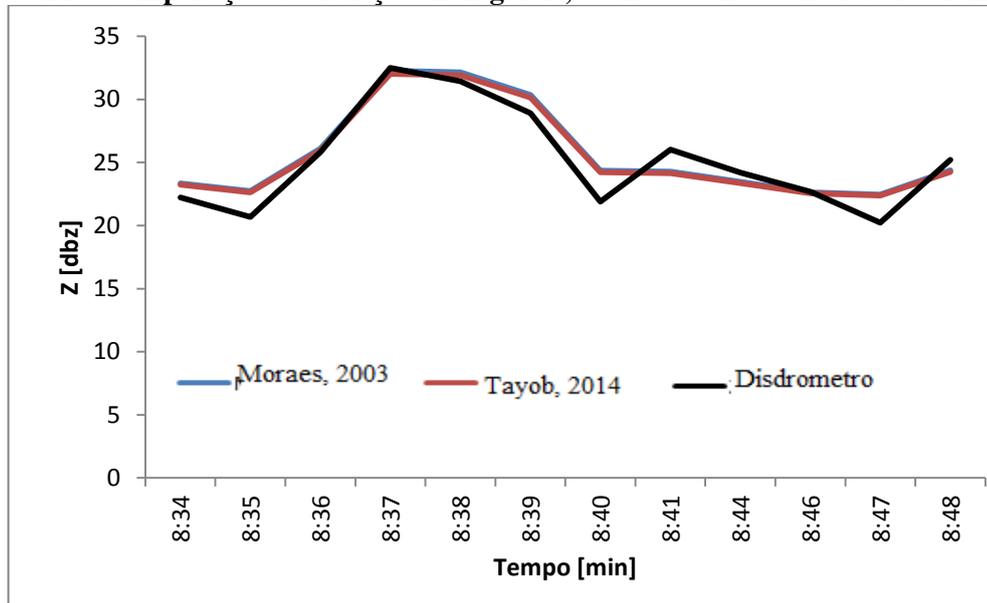
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.20 – Comparação das relações Z-R, Fevereiro/2014.



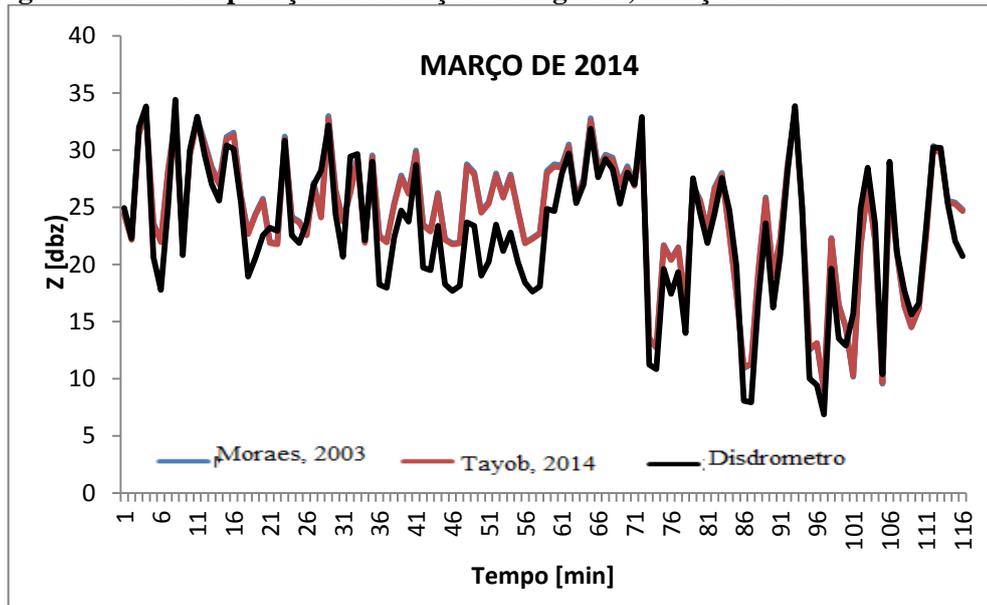
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.21 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva dia 4 de fevereiro/2013.



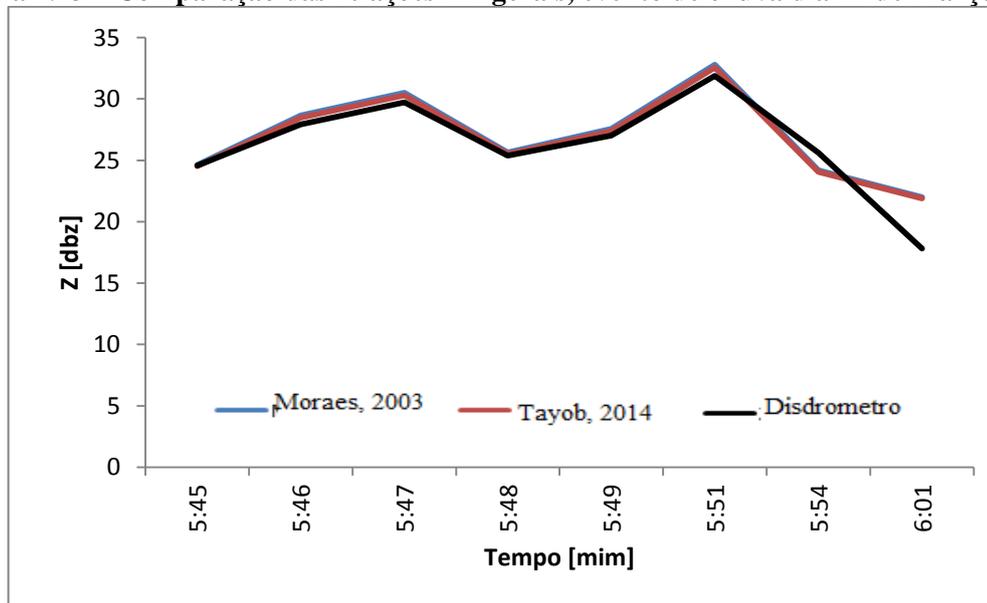
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.22 – Comparação das relações Z-R gerais, Março/2014.



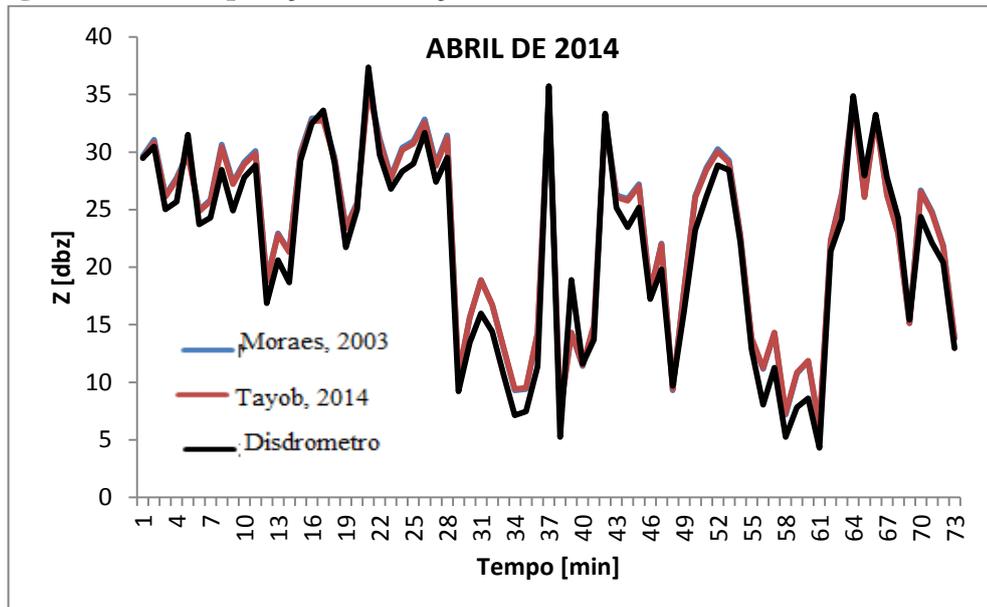
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.23 – Comparação das relações ZR gerais, evento de chuva dia 12 de Março/2014.



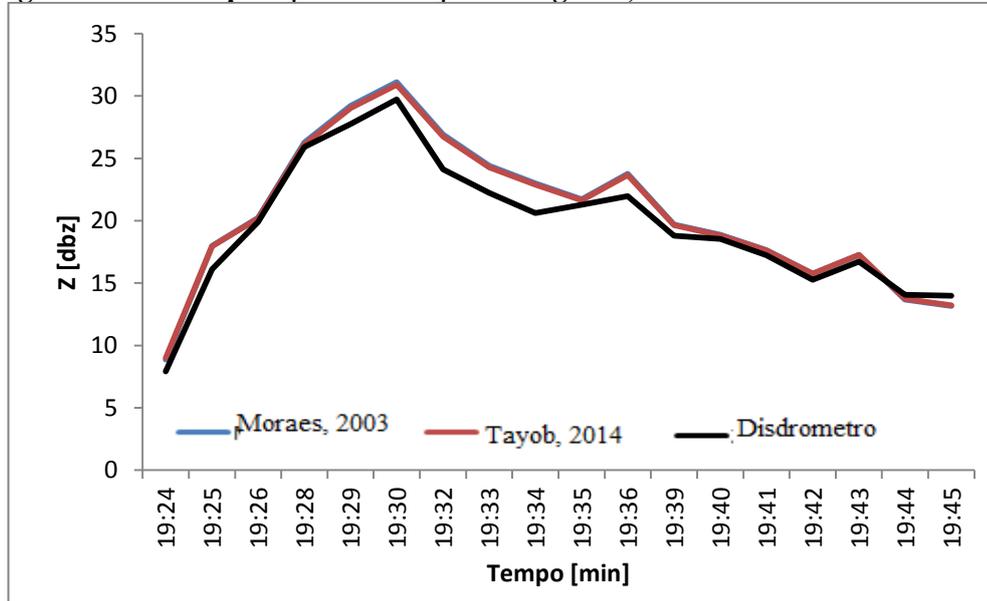
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.24 – Comparação das relações ZR, Abril/2014.



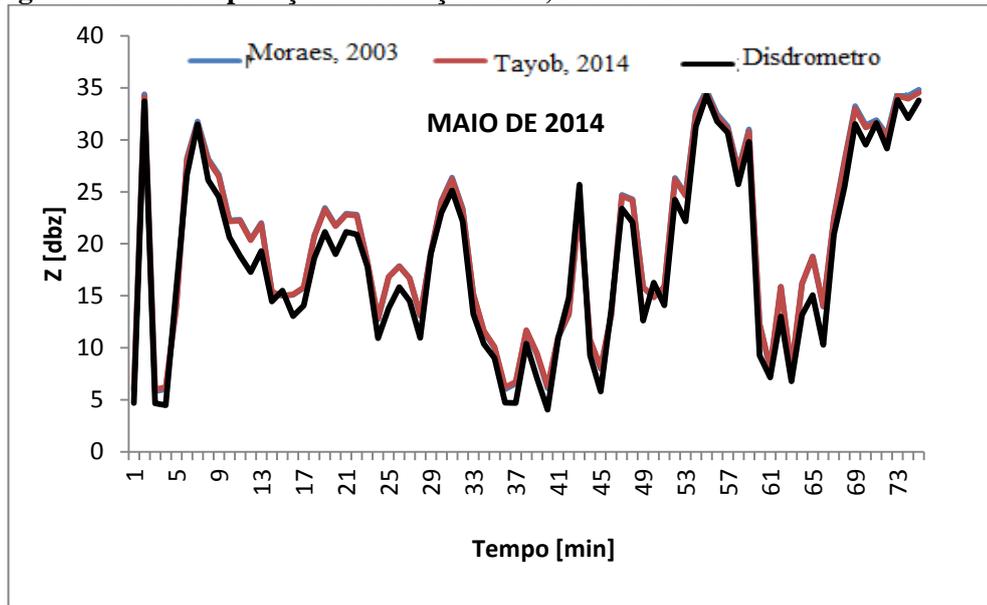
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.25 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva dia 29 de abril/2014.



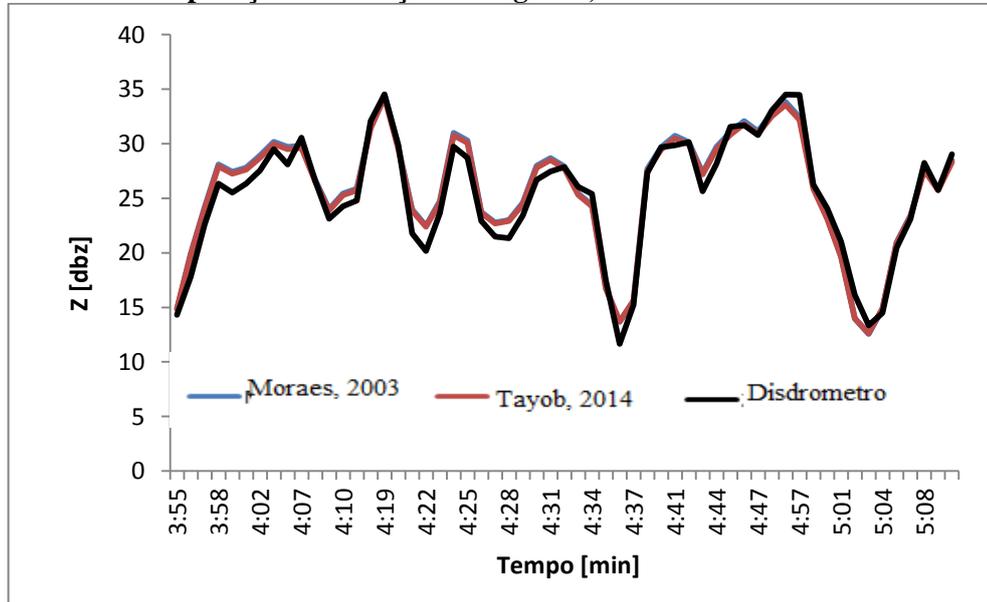
Fonte: Autor (2014)

Figura 4.26 – Comparação das relações Z-R, Maio/2014.



Fonte: Autor (2014)

Figura 4.27 – Comparação das relações Z-R gerais, evento de chuva dia 2 de Maio/2014.



Fonte: Autor (2014)

4.4 Frequência de Intensidade da chuva

Analisando as frequências das intensidades de chuva durante o período de estudo, (tabela 4.3), verifica-se que as menores intensidades ($R \leq 4 \text{ mmh}^{-1}$) são as que têm as maiores constâncias durante todos os meses. Por outro lado, as maiores intensidade são as que apresentam a menor frequência em todas as chuvas estudadas. Dessa forma, pode-se confirmar que as chuvas estratiformes ($R < 10\text{mm}$) predominaram sobre a região, que concorda com Moraes (2003).

Tabela 4.3 – Frequência em minutos de ocorrência de intensidades de precipitação R (mmh^{-1})

R [mmh^{-1}]	Out 2013	Nov 2013	Dez 2013	Jan 2014	Fev 2014	Mar 2014	Abr 2014	Mai 2014
[0-2]	70	521	356	443	285	508	316	116
[2,1-4]	4	81	28	40	38	53	56	118
[4,1-6]	0	24	9	8	17	14	36	64
[6,1-8]	0	10	5	6	15	5	11	26
[8,1-10]	1	4	2	0	2	2	3	10
[10,1-12]	0	1	0	1	4	0	3	6
>12,2	0	0	0	0	0	0	2	15

Fonte: Autor (2014)

O horário de maior ocorrência de chuva é observado na tabela 4.4. Esta tabela mostra que as chuvas registradas durante o período de estudo tiveram sua maior frequência durante o período da madrugada (00-05h), podendo ser justificada devido à intensificação dos sistemas meteorológicos que chegam ao leste de Alagoas, reforçado pela circulação de brisa terrestre que ocorre no ENE no período da noite. A mesma justificativa pode ser dada às chuvas que ocorrem entre 5h e 10h da manhã, ainda sobre influência da circulação de brisa. O período da tarde foi o que apresentou a menor ocorrência de chuva, entre 15h e 20h. É importante observar que meses considerados chuvosos na região, como o mês de abril e maio/2014, os registros de chuvas ocorreram em todos os horários.

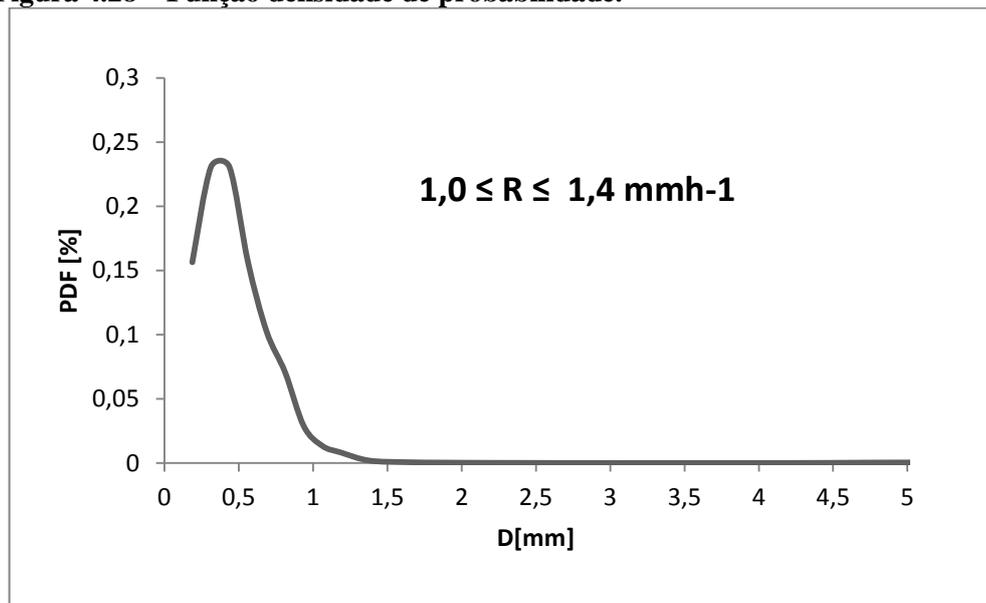
Tabela 4.4 – Períodos de ocorrência de precipitação R (mmh^{-1})

Hora	Out 2013	Nov 2013	Dez 2013	Jan 2014	Fev 2014	Mar 2014	Abr 2014	Mai 2014	Total
[00-05]	1	14	15	6	16	12	7	33	103
[05-10]	0	19	0	1	6	7	6	37	76
[10-15]	0	0	1	2	8	1	10	14	36
[15-20]	0	0	0	3	0	0	19	7	29
[20-24]	0	11	0	3	8	1	13	13	49

Fonte: Autor (2014)

4.5 Função densidade de probabilidade (FDP)

A distribuição de tamanhos de gota, figura 4.27, baseada em gotas de diâmetros que variam de 1,0 a 1,4 mmh^{-1} demonstra que a ocorrência de chuvas de intensidades inferiores a 10 mmh^{-1} , ou seja, eventos de chuvas estratiformes, que ocorrem na região de estudo são constituídos de gotas com diâmetros que variam de 0,2 mm a 1,3 mm. E que desse universo de precipitação, cerca de 47%, é formada de gotas que têm diâmetro variando de 0,3 a 0,4 mm. Resultados semelhantes foram encontrados por Moraes et al (2004) durante a análise dos eventos dos dias 29, 30 e 31 de janeiro de 2004, cuja precipitação era constituída de gotas de diâmetros variando de 0,6 a 1,3 mm.

Figura 4.28 – Função densidade de probabilidade.

Fonte: Autor (2014)

5 CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

Tendo em vista os objetivos desta pesquisa, analisar a precipitação e determinar a relação $Z-R$ para o litoral do Estado de Alagoas usando o Disdrômetro OTT Parsivel² por meio de revisão bibliográfica, coleta de dados, determinação e análise de correlações das intensidades de precipitação e refletividades do radar foi possível chegar a seguintes conclusões:

- Apesar da ocorrência de chuvas geradas por sistemas convectivos, elas são de uma forma geral, chuvas com características estratiformes, e são constituídas por gotas de diâmetros que variam de 0,2 a 1,3 mm. Conclusão que pode ser justificada pela semelhança dos valores encontrados dos parâmetros a e b das relações $Z-R$ geral quando comparados com os encontrada por MORAES, 2003.
- As chuvas ocorrem com maior frequência do período noturno e nas primeiras horas da manhã, das 00h00min às 10h00min, associada à influência da circulação de brisa terrestre nos sistemas produtores de chuva que atingem a região;
- As menores intensidades ($R < 4 \text{ mmh}^{-1}$) são as que têm a maiores frequências em todos os meses estudados, confirmando assim, que as chuvas estratiformes predominaram sobre o leste de Alagoas.
- Os dados obtidos nesta pesquisa com o Parsivel² e os obtidos por Moraes (2003) que se basearam no princípio de compensação automática da força produzida por uma gota que atinge a superfície de um sistema receptor rígido, mostraram-se análogos, visto que a relação ZR geral encontrada neste trabalho foi semelhante à anteriormente encontrada em 2003. Isto significa que ambos os equipamentos são eficazes na estimativa de relação da intensidade da chuva com a distribuição das gotas que a compõem.
- Considerando a variabilidade da precipitação e a importância que a distribuição dos tamanhos de gotas de chuva tem no processo de refinamento das medições do radar meteorológico, assim como, a caracterização da precipitação recomenda-se a continuação da determinação da relação $Z-R$, dando ênfase a sazonalidade, assim como, o estudo da relação entre a intensidade da precipitação, refletividade efetiva do radar e a energia cinética da gota da chuva.

REFERÊNCIAS

- ADETAN, O.; AFULLO, T. J. O. The Critical Diameter for Rainfall Attenuation in Southern Africa”. **Progress in Electromagnetics Research B**, v 46, p. 275-297. 2013. Disponível em: <http://www.jpier.org/PIERB/pierb46/15.12110604.pdf>. Acesso em: 20 ago. 2013.
- ADIMULA, I. A.; AJAY. O. variations in raindrop size distribution and specific attenuation due to rain in Nigeria. **Annales des Télécommunications**, v. 51, n. 1-2, p. 87-93, 1996.
- ANDERSON, D. R.; SWEENEY, D. J.; WILLIAMS, T.A. **Estatística aplicada à administração e economia**. São Paulo: Thomson Learning. 2002.
- ANTÔNIO, M. de A. 2000. Medidas de chuva com radar e disdrômetro. In: CONGRESSO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** São Paulo, SBMET, 2000.
- ARAGÃO, J.O.R. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. 1975. 47 p. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia). – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1975.
- BELCULFINÉ, U. **Física de nuvens quentes**: compilação de ensinamentos básicos. 2. ed. São José dos Campos: CTA/IAE, 1977.p. 36.
- BRINGI, V. N. et al. Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, p. 354-365, 2003. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0469%282003%29060%3C0354%3ARSIDIC%3E2.0.CO%3B2>. Acesso em: 20 ago. 2013.
- COELHO, S. C. B. **Caraterísticas da precipitação pluviométrica do nordeste brasileiro e seus padrões de acoplamento com as TSM do Pacífico Equatorial e do Atlântico Sul**. 2010. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2010. p. 5-12.
- CONDIE, S.A.; RHIES,P.B. A convective model for the zonal jets in the atmospheres of Jupiter and Saturn. **Nature**, v. 367, p. 711-713, Feb. 1994.
- DAS, S.; A. MAITRA.; A.K.SHUKLA. Rain attenuation modelling in the 10-100ghz frtequency using drop size distributions for different climatic Zones in Tropical India. **Progress in Electromagnetics Research B**, v. 25, p. 211-224, 2010. Disponível em: <http://www.jpier.org/PIERB/pierb25/12.10072707.pdf>. Acesso em: 12 nov. 2013.
- DOMENICO; SCHWARTZ. **Precipitação**. 1990. Disponível em: <ftp:feg.unesp.br/Pos_Graduacao/Energia/.../Aula3_Precipitacao.ppt> Acesso em: 12 nov. 2013.
- DUARTE, B. M. **Caraterização microfísica de sistemas meteorológicos de mesoescala utilizando dados do cloudsat**. 2012. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

EMÍDIO, Z. P.de O.; LANDIM, P. M. B. Análise de superfície de tendência aplicada à chuva, medida por radar meteorológico nas Regiões de Assis e Piracicaba. São Paulo, **Geociências**, v. 27, n. 4, p. 439-449, 2008.

FEDOROVA, N. **Meteorologia sinótica**. Pelotas: Editora da UFPel, 2001.v. 2, p. 126-131.

FEDOROVA, N. **Sinótica IV: sistemas e processos sinóticos atuantes na América do Sul**. Maceió: EDUFAL, 2008. p. 173-174.

FEINGOLD, G.; LEVIN, Z. The lognormal fit to raindrop spectra from frontal convective clouds in Israel. **Journal of Climate Applied Meteorology**, v. 25, p.1346-1363, 1986.

FIGUEIREDO, J.O.G. De R. **Distribuição espacial da pluviometria em Alagoas com ênfase à variabilidade causada pelos padrões de temperatura da superfície do mar**. 2002. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade federal de Alagoas, Maceió, 2002. p. 11.

FOX, N. I. Technical note: the representation of rainfall drop-size distribution and kinetic energy. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 8, 2004.

GAN, M.A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas Latitudes Subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. 1982. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982.

GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A. **Hidrologia**. 2. ed. rev. e atual. São Paulo: E. Blucher, 1988.

GEMIACKI, L. **Atuação de sistemas frontais na estação seca do Nordeste do Brasil**. 2005. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade federal de Alagoas, Maceió, 2005. p. 19.

GOMES, H.B. **Distúrbios ondulatórios de leste no Nordeste Brasileiro: climatologia e modelagem numérica**. 2012. Tese (Doutorado em Ciências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

HARIKUMAR, R., S. SAMPATH, V. S. KUMAR, An empirical model for the variation of raindrop size distribution with rain rate at a few locations in Southern India. **Advances in Space Research**, v. 43, p. 837-844, 2009.

HASSAN, K. F. Application of rainfall intensity-kinetic energy relationship for soil loss prediction. **Mesopotamia Journal of Agriculture**, v. 39, n. 2, 2011.

HESS, M. P.; KOEPKE, I.; SCHULT. Optical properties of aerosols and clouds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 831-844, 1998.

HORSMTMEYER, S. L. **Summary Table - Typical Raindrop Sizes** 2008. Disponível em: <<http://www.shorstmeyer.com/wxfaq/float/rdtable.html>>. Acesso em: 22 ago. 2014

HUDSON, N. W. **Soil conservation**. Iowa: Iowa State University Press, 1995, p. 55-68, 1995.

- HUDSON, J. G.; YUM, SEONG. S. Marine-Continental drizzle contrasts in small cumuli. **American Meteorological Society**, v. 58, n. 8, p. 915-926, 2001. Disponível em: http://olympic.atmos.colostate.edu/AT620/papers/Hudson_and_Yum.pdf. Acesso em: 20 ago.2013.
- JASSAL, B. S. et al. Modelling of rain drop size distribution for a tropic hot semi-arid site in India. **Indian Journal of Radio & Space Physics**, v. 40, n. 6, p. 330-339, 2011.
- JAYAWARDENA, A. W., REZAUR, R. B. Drop size distribution and kinetic energy load of rainstorms in Hong Kong. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 6, p. 1069-1082, 2000.
- KUMAR, V. S. et al. Rainfall Intensity characteristics at coastal and high latitude stations in Korea. **Journal of Earth System Science**, v. 116, n. 5, p. 451-463, 2007.
- LIU, B. et al. Observed trends of precipitation amount, frequency, and intensity in China, 1960-2000. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v.110, n. D8, 2005.
- MALINGA, S. J.; OWOLAWI, P. Obtaining raindrop size model using method of moment and its applications for South Africa radio system. **Progress in Electromagnetics Research B**, v. 46, p. 119-138, 2013. Disponível em: <http://www.jpier.org/PIERB/pierb46/07.12070806.pdf>. Acesso em: 20 jan. 2014.
- MARSHALL, J.S., PALMER, W. Mc K. Short contribution: the distribution of raindrops with size. **T Meteor. Journals. Ametsoc**, v. 5, n. 4, p. 165-166, 1948.
- MASSAMBANI, OSVALDO. **Fundamentos do radar meteorológico**: capítulo 2: texto básico para a disciplina de meteorologia com radar. São Paulo: IAG-USP. Universidade de São Paulo, [20-?]. Disponível em: <http://www.dca.iag.usp.br/www/material/omassamb/radar/Fundamentos%20do%20Radar%20-%20Capitulo%202%20-%20Prof.pdf>. Acesso em: 20 ago. 2013.
- MASSAMBANI, O.; RODRIGUES, C. A. M. Evolução temporal da relação Z-R. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 5, 1988. Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, Disponível em: <http://www.cbmet.com/cbm-files/10-5fc2b099cc7a1511876f409db0a5a8a4.pdf> . Acesso em: 20 ago. 2013.
- MIRSHAWKA, V. **Estatística**. São Paulo, Liv Noel, 1971. 367p.
- MATRUCCI, G.; O'DOWD, C. D. Ground-Based retrieval of continental and marine warm cloud microphysics. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 4, p. 2749-2765, 2011.
- MOLION, L.C.B., BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.1, p. 1-10, 2002.
- MORAES, M. C. da S. **Distribuição de gotas de chuva e a relação Z-R para radar na Costa Leste do Nordeste do Brasil**. 2003. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2003.

MORAES, M. C. da S. **Parâmetros de radar e distribuição de gotas de chuva em sistemas de precipitação continental ou marinha no leste do Nordeste do Brasil: sua influencia na estimativa de vazão na Bacia do Rio Mundaú.** 2011. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, 2011.

MORAES, M. C.; TENORIO, R. S.; CERQUEIRA, R. de C. C.M. **Análise de eventos de chuva na Região Leste do Nordeste do Brasil durante janeiro de 2004 utilizando dados disdrométricos e informações de radar e satélite.** Disponível em <www.cbmet.com/cbm-files/22-e8efbeaee8da2ff72b487f9b7c006901.doc> Acesso em: 20 nov. 2013.

MOREIRA, I. A. **Modelagem hidrológica chuva-vazão com dados de radar e pluviômetro.** 2005. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidrológica) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.

NASCIMENTO, I. N. do. **Calibrando a microfísica de nuvens do modelo rams a partir dos dados coletados pelo Alpa.** 2009. Dissertação (Mestrado Acadêmico em Ciências Físicas Aplicadas) - Universidade Estadual de Ceará, Fortaleza. 2009.

NZEUKOU, A. et al. Raindrop size distribution and radar parameters at Cape Verde. **American Meteorological Society**, v. 43, p. 90-104, 2004.

OCHOU, A. D.; NZEKOU, A.; SAUVAGEUT, H. Parametrization of drop size distribution with rain rate. **Atmospheric Research**, v. 84, n. 1, p. 58-66, 2007.

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia vegetal.** São Paulo: Agronômica Ceres, 1981. 440p.

OWOLAWI, P. Raindrop Size Distribution model for the prediction of rain attenuation in Durban. **Piers Online**, v. 7, n. 6, p. 516-523, 2011.

PIZARRO, R. et al. Latitudinal analysis of rainfall intensity and annual precipitation in Chile. **Chilean Journal of Agricultural Research**, v. 72, n. 2, p. 252-261, 2012.

QUINTÃO, D. de A. **Calibração de sistemas de radar meteorológico através de dados disdrométricos dos campos de chuva no Nordeste Leste Brasileiro.** 2004. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2004. p. 68.

RAIMUNDO, C. do C. **Análise da probabilidade de ocorrência de extremos de precipitação e estudo da tendência de classes de precipitação na Região Metropolitana de São Paulo.** 2011. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2011.

ROSENFELD, D., I. M. LENSKY. Satellite-based insights into precipitation formation processes in Continental and Maritime Convective Clouds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 11, p. 2457-2476, 1998.

ROSENFELD, D.; ULBRICH, C.W.: Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities. **Meteorological Monographs**, v. 30, p. 237- 258, 2002. Disponível em: http://www.earth.huji.ac.il/data/pics/zr_met_monog.pdf. Acesso em: 20 ago. 2013.

SAUVAGEOT, H. The probability density of rain rate and the estimation of rainfall by area integrals. **Journal Applied Meteorology**, v. 33, p. 1255–1262, 1994.

SAUVAGEOT, H. **Radar meteorology**. Norwood: Artech House, 1992. 366p.

SELIGA, T. A.; AYDIN, K.; DIRESKENELI, H. Disdrometr measurements during intense rainfall event in Central Illions: implications for differential reflectivity radar observations. **Journal Climate Applied Meteorology**, v. 25, p. 835-846, 1986.

SHARMA, P. P. Interril erosion. AGASSI, M. (Ed.), **Soil erosion conservation and rehabilitation**. New York: Marcel Dekker, 1996. p. 125-152.

SILVA, B. F. P. **Contribuição dos distúrbios ondulatórios de leste para a chuva no Leste do Nordeste do Brasil**: evolução sinótica média e simulações numéricas. 2011. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

SILVA, A. B. P. da. **Estudo de dois casos extremos de precipitação sobre a Costa Leste do Nordeste do Brasil**. 2002. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2002.

SILVA, B.F.P. da et al. Sistemas sinoticos associados às precipitações intensas no estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 3, p. 323-338, 2011. Disponível em: <http://plutao.sid.inpe.br/col/dpi.inpe.br/plutao/2011/11.23.17.27.34/doc/a01v26n3.pdf>. Acesso em: 20 ago. 2013.

SIMPSON, J., R. F.; ADLER; G. R.; NORTH, G. R. A proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite. **Bulletin American Meteorology Society**, v. 69, p. 278-295, 1988.

TEIXEIRA, R. F.B. O Fenômeno da brisa e sua relação com a chuva sobre Fortaleza-CE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.3,p. 282-291, 2008.

TENÓRIO, R. S.; MORAES, M. C da SILVA.; KWON,B. H. Distribuição de tamabnos de gota de chuva na Costa Leste do Nordeste do Brasil usando dados de disdrômetro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.4, p.415 – 426, 2010.

TENÓRIO, R. S., MORAES, M.C.; da S.; SAUVAGEOT, H. Raindrop size distribution and radar parameters in Coastal Tropical rain systems of northeastern Brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, n. 11, p. 1960-1970, 2012.

TOKAY, A.; SHORT, D. A. Evidence from tropica raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. **Journal Applied Meteorology**, v. 35, p. 355–371, 1996.

TOKAY, A., P.G. et al. Raindrop size distribution measerements in tropical cyclones. **Monthly Weather Review**, v.136, n. 5, p. 1669-1685, 2008.

TOKAY,A. et al. Measurements of drop size distribution in the southwestern Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. 8052, 2002.

TUBILIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel, 1983.p. 198.

ULBRICH, C. W. Natural variation in the analytical form of the raindrop size distribution. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.22, n. 10, p. 1764-1775, 1983.

VAN DIJK, A. I. J. M.; BRUIJNZEEL, L. A.; ROSEWELL, C. J. Rainfall intensity-kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. **Journal of Hydrology**, v. 261, n. 1-4, p. 1-23, 2002.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Recife: V.D.2, 2006. p. 341-342.

WALLACE, M. J; HOBBS, V. P. **Atmospheric science: an introductory survey**. New York: Academic Press, 1997.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P.V. **Atmospheric science: an introductory survey**. 2nd ed. Amsterdam: Boston: Elsevier Academy Press, 2006.

ZHOU. T. et al. Summer precipitation frequency, intensity and diurnal cycle over China: a comparison of satellite data with rain gauge observations. **Journal of Climate**,v. 21, n. 16, p. 3997-4010, 2008.