

## 7

### Radar meteorológico

#### 7.1.

##### Conceitos básicos

Como já comentado na introdução, o conhecimento da estrutura temporal e espacial da precipitação é de primordial importância nos modelos de previsão do efeito da chuva sobre o sinal de radiocomunicações. O radar meteorológico é o único instrumento capaz de prover informações complexas sobre as dimensões horizontal e vertical da chuva. Quando utilizado em conjunto com um experimento de medição de taxa de precipitação permite o levantamento adequado do comportamento local da chuva [15]. Como será visto, a grande importância do radar não é na medição da taxa de precipitação do solo, processo no qual apresenta grande imprecisão, mas sim a obtenção do conhecimento de como as células de chuva são formadas e distribuídas na região analisada [64].

A utilização do radar pode ser definida como a arte de detectar através de “ecos rádio” a presença de objetos, determinando a sua localização (direção e alcance) e reconhecendo as suas características [78]. No caso do radar meteorológico, o objeto ou alvo será qualquer coisa, presente na sua área de varredura, que seja capaz de fazer retornar ao receptor uma energia radioelétrica de nível detectável, como, por exemplo, as gotas de chuva. As irregularidades do terreno, construções, vegetação, etc. podem, eventualmente, mascarar a informação sobre a chuva mostrada no monitor do radar. As dimensões dos objetos detectáveis dependem diretamente do comprimento de onda da frequência transmitida pelo radar durante a sua varredura. Os radares meteorológicos utilizados neste trabalho operam na frequência de 2800 MHz (banda S).

A figura 64 apresenta um esquema simplificado do funcionamento do radar. Um sinal na frequência “ $f$ ” é transmitido por uma antena de feixe estreito. Este sinal é interceptado por um alvo existente na região de varredura que espalha a energia irradiada, possibilitando que uma parcela da mesma retorne ao radar. A antena receptora varre as três dimensões da região observada de forma a captar a

existência de algum sinal de retorno (sinal refletido). O receptor detecta, amplifica e transforma o sinal recebido em forma de vídeo permitindo sua visualização no monitor do radar. A maioria dos radares meteorológicos utiliza a mesma antena como transmissora e receptora, uma chave automática é utilizada para bloquear a recepção durante o curto período de tempo da transmissão ( $\tau$ ). O período do pulso transmitido pelo radar é diretamente associado a maior distância detectável pelo mesmo. Os radares utilizados neste trabalho operam com distâncias de até 400 km. No visor as informações são apresentadas de diversas formas. As mais comuns são o PPI (“*Plan Position Indicator*”) e o RHI (“*Range Height Indicator*”). A primeira apresenta uma varredura azimutal em um ângulo de elevação fixo, enquanto na segunda, a varredura é vertical para um ângulo azimutal fixo.

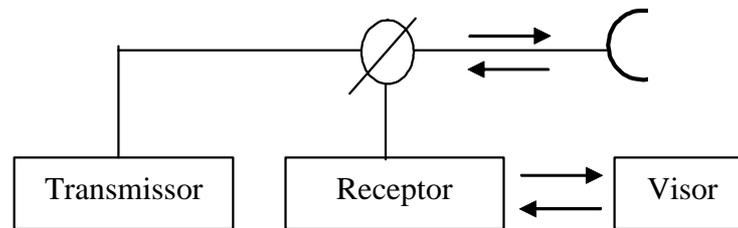


Figura 64 Esquema do funcionamento do radar.

O levantamento das informações geradas pelo radar meteorológico implica no conhecimento da equação radar e da relação da refletividade ( $Z$ ) obtida pelo mesmo com a taxa de precipitação local ( $R$ ) [15,78,79,80]. Este equacionamento básico será apresentado a seguir.

A potência interceptada pelo alvo do radar é determinada através de,

$$P_{\sigma} = \frac{P_t G}{4\pi r^2} A_{\text{alvo}} \quad (7.1)$$

onde  $P_t$  é a potência transmitida pelo radar,  $G$  é o ganho da antena do radar,  $r$  é à distância entre o radar e o alvo e  $A_{\text{alvo}}$  é a área da seção reta do alvo interceptada pela energia. Assumindo que o alvo seja não absorvente e que espalha a energia isotropicamente, a potência recebida pelo radar ( $P_r$ ), no retorno do sinal, é dada por,

$$P_r = \frac{P_{\sigma} A_e}{4\pi r^2} = \frac{P_t G}{(4\pi r^2)^2} A_{\text{alvo}} A_e \quad (7.2)$$

onde  $A_e$  é a área efetiva da antena receptora do radar.

Entretanto, o radar, como qualquer sistema de comunicações apresenta perdas internas ou externas. Da mesma forma, existem também perdas associadas ao fato do alvo não ser perfeitamente isotrópico. Em vista de tais considerações e utilizando a definição de área efetiva da antena receptora,  $A_e = \frac{G\lambda^2}{4\pi}$ , obtém-se para (7.2),

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \frac{1}{L} \sigma \quad (7.3)$$

onde  $\sigma$  é a seção reta radar do alvo, isto é, a área que se interceptada por uma determinada energia transmitida espalharia, de forma isotrópica, a energia recebida pelo radar, e  $L$  as perdas existentes no sistema radar.

A questão agora é como se obter a seção reta radar de um alvo meteorológico. Na verdade, o alvo é um conjunto de espalhadores distribuídos aleatoriamente dentro do um volume dado pela largura do feixe da antena e o comprimento do pulso radar transmitido. Um exemplo deste conjunto de espalhadores é dado pelas gotas de chuva distribuídas no volume. Verifica-se [15,78] que dentro de um período de 5 a 20 ms, o conjunto de espalhadores aleatórios varia de forma independente Assim, a potência recebida corresponde a uma média sobre um número de conjuntos de espalhadores independentes,

$$\overline{P_r} = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \frac{1}{L} \sum_{s/\text{volume } V_M} \sigma \quad (7.4)$$

onde  $V_M$  é o volume varrido pelo radar,  $V_M = \pi \left( \frac{r\Delta\theta}{2} \right) \left( \frac{r\Delta\phi}{2} \right) \frac{h}{2} \frac{1}{F}$ , sendo  $\Delta\phi$  e  $\Delta\theta$  as larguras do feixe da antena do radar,  $F$  o fator de forma da antena e  $h$  a largura do pulso radar ( $h = \tau.c$ ). A seção reta radar final dos espalhadores pode ser definida como a seção reta radar por unidade de volume multiplicada pelo volume de varredura ( $V_M$ ), assim,

$$\overline{P_r} = P_t \tau \frac{c\lambda^2}{512\pi^2 r^2} \frac{G^2 \Delta\theta \Delta\phi}{F} \frac{1}{L} \eta \quad (7.5)$$

onde  $\eta$  é a refletividade específica, ou apenas refletividade do radar [ $m^2/m^3$ ], dada por,

$$\eta = \lim_{V \rightarrow 0} \left( \frac{\sigma}{V} \right) = \int_{D=0}^{\infty} \sigma(D)N(D)dD \quad (7.6)$$

onde  $\Phi(D)$  e  $N(D)$  são, respectivamente, a seção reta radar e o número de partículas com diâmetro compreendido entre  $D$  e  $D+dD$  por unidade de volume.

Na verdade, a potência transmitida pelo radar não é constante dentro de todo feixe varrido pelo mesmo. Isto faz com que a potência recebida de retorno, dada pela equação 7.5, seja maior que a potência real recebida. Porém, supõe-se que não existe energia e, portanto, não existe espalhamento, fora do feixe da antena do radar. Esta segunda hipótese, que também não reflete rigorosamente a realidade, contrabalança a primeira hipótese, aproximando a equação 7.5 da potência realmente recebida na prática [78].

De acordo com a aproximação de Rayleigh [78], ou seja, supondo a gota de chuva como uma partícula esférica de diâmetro ( $D$ ) muito menor que o comprimento de onda ( $\lambda$ ) da energia interceptada,

$$\frac{\pi D}{\lambda} \ll 1, \quad (7.7)$$

pela teoria de Mie [15], a seção reta radar será dada por [15,78,79,80]:

$$\sigma(D) = \pi^5 |K_0|^2 \frac{D^6}{\lambda^4} [\text{m}^2] \quad (7.8)$$

onde  $D$  é o diâmetro da esfera e  $K_0 = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}$ , sendo  $m$  o índice de refração complexo do material da esfera. Os valores de  $m$  variam em função da temperatura e do comprimento de onda da energia incidente.

A aproximação de Rayleigh, dada por (7.7), é geralmente válida para frequências de varredura menores do que 5 GHz em qualquer taxa de precipitação [80]. Entretanto, alguns autores [81] trabalham com um valor de frequência máxima de 3 GHz. Cabe ressaltar, porém que, no presente trabalho, como as varreduras estão sendo feitas em 2,8 GHz, a aproximação de Rayleigh pode ser considerada como válida. Conseqüentemente, o fator de refletividade radar ( $Z$ ) tem por expressão,

$$Z = \int_{D=0}^{\infty} N(D)D^6 dD [\text{m}^6 / \text{m}^3] = 10^{18} \int_{D=0}^{\infty} N(D)D^6 dD [\text{mm}^6 / \text{m}^3] \quad (7.9)$$

Comparando a equação 7.9 com as equações 7.6 e 7.7 tem-se que:

$$Z = \frac{10^{18} \lambda^4}{\pi^5 |K_0|^2} \eta \text{ [mm}^6 \text{ / m}^3\text{]} \quad (7.10)$$

Finalmente, retirando o valor de  $\eta$  da equação 7.5, o fator de refletividade do radar passa a,

$$Z = \bar{P}_r r^2 \frac{512 \cdot 10^{18} F \lambda^2 L}{\underbrace{P_t c \tau G^2 \Delta \theta \Delta \phi \pi^3}_{\text{Cte}} |K_0|^2} \text{ [mm}^6 \cdot \text{m}^3\text{]} = \text{cte} \cdot \bar{P}_r r^2 \quad (7.11)$$

Como pode ser observado, o valor da constante apresentada na equação 7.11 depende exclusivamente dos dados do sistema radar, podendo ser calculado através de uma calibração externa [15]. O SIPAM apresenta um procedimento de calibração de seus radares através da utilização de alvos conhecidos como, por exemplo, aviões da aeronáutica brasileira. Cabe ressaltar que o fator de refletividade somente será definido no caso da aproximação de Rayleigh ser atendida [79,80]. Este fator poderá ser obtido através de observações pelo radar ou através de um modelo da distribuição do tamanho de gotas [15,79,80,81]. Rigorosamente falando, o sinal de retorno ao radar é proporcional a refletividade ( $\eta$ ). A proporcionalidade em relação ao fator de refletividade ( $Z$ ) é válida apenas na condição prevista pela aproximação de Rayleigh.

Quando a frequência de operação situa-se acima de 3 ou 5GHz ou quando não se conhece as características do alvo, a teoria de Mie é aplicada sem a aproximação de Rayleigh. Assim, para não se modificar muito os procedimentos, mantém-se o conceito de fator de refletividade, porém substitui-se o fator  $Z$  por  $Z_e$ , fator de refletividade efetivo ou equivalente [79,80]. O valor de  $Z_e$  é relacionado à refletividade ( $\eta$ ) por uma equação equivalente a 7.10. A única diferença é que  $Z_e$  somente pode ser obtida a partir da observação do radar, não sendo derivada através de uma distribuição de gota teórica [79,80].

Para relacionar o fator de refletividade do radar ( $Z$ ) com a taxa de precipitação ( $R$ ) torna-se necessário definir uma distribuição das dimensões dos objetos espalhadores. Neste trabalho, tais objetos são as gotas de chuva. Com base em funções do tipo exponencial negativa, gama, log-normal e Weibull, inúmeros modelos para a distribuição das gotas de chuva têm sido propostos na literatura científica, cada um com suas vantagens e desvantagens. Estudos analíticos destas

distribuições e comparações entre as mesmas podem se encontrados em [84-87]. As distribuições mais conhecidas são as de Law e Parsons [68], Marshall e Palmer [72] e Joss [83]. Na realidade, as duas primeiras (Law e Parsons / Marshall e Palmer) definem essencialmente a mesma distribuição. A diferença é que a distribuição de Law e Parsons é descrita por valores tabelados, enquanto a de Marshall e Palmer emprega uma distribuição exponencial negativa.

A distribuição de Marshall e Palmer tem sido muito utilizada como referência nos estudos sobre este assunto. De acordo com esta distribuição, tem-se a seguinte equação para  $N(D)$ ,

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (7.12)$$

onde  $N_0$  [ $m^{-3} \text{ cm}^{-1}$ ] e  $\Lambda$  [ $\text{cm}^{-1}$ ] são parâmetros da distribuição que dependem da quantidade e das dimensões dos espalhadores. Para  $N_0$  foram propostos os valores de 80.000 para chuva e 38.000 para neve. Por outro lado, o valor de  $\Lambda$  [ $\text{cm}^{-1}$ ] foi relacionado ao diâmetro médio da gota de chuva através de,

$$\Lambda = \frac{3,7D}{D_0} \quad (7.13)$$

onde  $D_0$  é o diâmetro médio da gota [cm].

Os autores [78,82] também determinaram uma relação entre  $\Lambda$  [ $\text{cm}^{-1}$ ] e a taxa de precipitação de chuva ( $R$ ) em mm/h,

$$\begin{aligned} \Lambda &= 41R^{-0,21} \quad \text{p/chuva} \\ \Lambda &= 26R^{-0,48} \quad \text{p/neve} \end{aligned} \quad (7.14)$$

mostrando uma dependência direta da distribuição das gotas com a taxa de precipitação.

Verificou-se [15,88] que a distribuição exponencial negativa tende a superestimar o número de pequenas gotas. O problema é que, com o crescimento da frequência, cada vez mais estas pequenas gotas tem influência no valor final do espalhamento e da atenuação. Investigações posteriores [15,88] definiram a distribuição das dimensões dos objetos espalhadores através de uma distribuição gama, obtendo-se resultados mais precisos que a exponencial negativa. Assim:

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (7.15)$$

onde  $\mu$  é a ordem da função, podendo ser positivo ou negativo. Caso  $\mu=0$  a função recai na equação 7.12 de Marshall e Palmer.

Na equação 7.15 existe a necessidade de se determinar três parâmetros  $\mu$ ,  $\Lambda$  e  $N_0$ . Com o objetivo de facilitar a parte matemática, foram definidas expressões analíticas aproximadas para  $\Lambda$  e  $N_0$  [88]:

$$\Lambda = \frac{(3,67 + \mu)D}{D_0} \quad \text{para } D_0 < \frac{D_{\max}}{2,5} \quad (7.16)$$

$$N_0 = 6.10^4 \exp(3,2\mu) \quad (7.17)$$

onde  $D_0$  é o diâmetro médio da gota [cm].

O fator de refletividade do radar ( $Z$ ) depende de  $N(D)$  através da equação 7.9. Por sua vez,  $N(D)$  pode ser associado ao valor de  $D_0$ , através das equações 7.15 e 7.13 ou 7.16. Resta apenas estabelecer uma ligação entre  $D_0$  e a taxa de precipitação  $R$ . Neste particular, os estudos realizados observaram que, de uma forma geral, a relação entre  $D_0$  e  $R$  seguem um padrão do tipo [15,78,79,80]:

$$D_0 = c.R^d$$

Para uma chuva caracterizada por precipitação contínua foram encontrados valores de “c” e “d” na faixa de 0,30 a 1,32 e 0,19 a 0,40, respectivamente, com valores típicos de  $c = 0,90$  e  $d = 0,21$ , para  $D_0$  medido em mm e  $R$  em mm/h [78]. Pode-se então relacionar diretamente o fator de refletividade do radar ( $Z$ ) e a taxa de precipitação ( $R$ ), utilizando as equações relacionadas neste item. Esta equação apresenta uma mesma forma geral dada por:

$$Z = a.R^b$$

sendo  $Z$  em  $\text{mm}^6/\text{m}^3$  e  $R$  em mm/h.

A expressão de  $Z$  usual, baseada na distribuição de Marshall-Palmer, é dada por  $Z = 200.R^{1,6}$  [63,78,79,80]. O valor de 200 tende a ser menor considerando apenas precipitações mais fracas e maior para precipitações de intensidade maiores [78], vide tabela 35.

Na verdade, há mais de 60 anos que os meteorologistas encontram relações diversas entre  $R$  e  $Z$ . Isto é devido, principalmente, à variabilidade que se observa na distribuição das gotas de chuva, mesmo dentro de um mesmo evento de precipitação. Existem ainda outros fatores que serão comentados na Seção 7.3 desta tese. Apenas como complemento, em [80] é apresentado uma tabela que mostra também a grande variação da relação de  $R$  com o fator de refletividade

equivalente,  $Z_e$ . Neste caso, este comportamento depende, além da faixa de valores de  $R$  considerada, da frequência de varredura do radar.

Outro aspecto importante é a variação do valor de  $Z$  com a altitude, conforme pode ser verificado na figura 65 [89]. Como pode ser observado, o valor de  $Z$  se mantém praticamente constante para variações de altitudes de até 4 km. Com base neste resultado, adota-se em telecomunicações que abaixo da isoterma de  $0^\circ \text{C}$ , o valor de  $Z$  independe da altura, sendo função unicamente da taxa de precipitação [90,91].

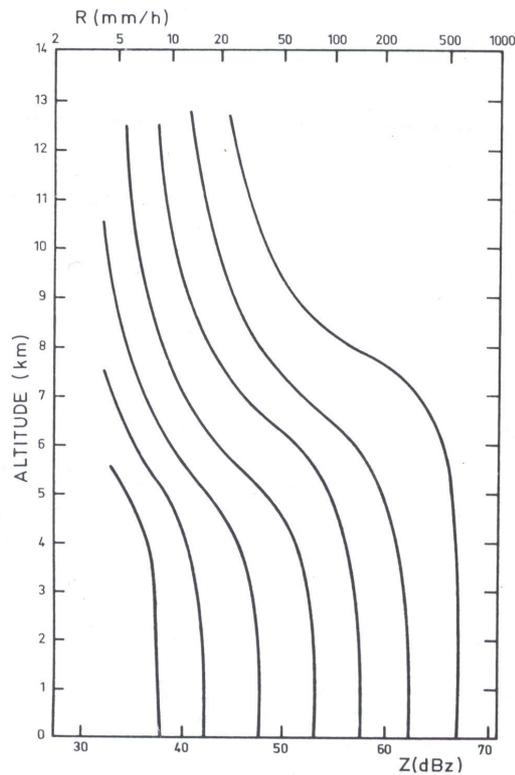


Figura 65 Variação do fator de refletividade do radar ( $Z$ ) em função da altitude [89].

Apesar destas considerações, alguns autores têm levado em conta esta variação com a altura principalmente com o objetivo de melhorar os modelos de predição de atenuação em sistemas satélite com ângulos pequenos de elevação [92,93]. Em [94], o autor lista algumas das principais causas, como evaporação da precipitação e o movimento do ar, responsáveis pela existência de um gradiente de  $Z$  com a altura. Ainda em relação ao comportamento de  $Z$  com a altura, cabe ressaltar que às vezes, nos casos das chuvas do tipo estratiforme, ocorrem a existência de uma região denominada de “*melting layer*”(camada de fusão),

próxima e acima da isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$ . Esta região, formada por granizo em fusão, apresenta um valor de refletividade maior que o da precipitação. No perfil de  $Z$  com altura está região forma uma protuberância, apresentando um aumento de  $Z$  e, logo após, ao sair da mesma, um decrescimento com a altura. Na figura 65 está região não é observada, porém na figura 66 é apresentado um exemplo deste tipo de perfil de  $Z$ .

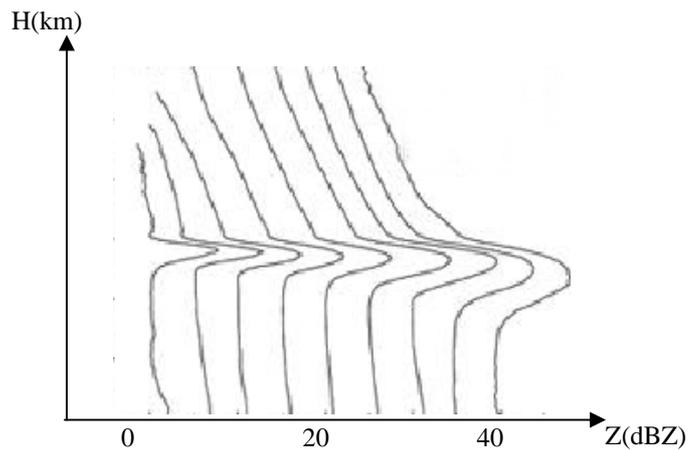


Figura 66 Exemplo de perfil de  $Z$  com altura contendo faixa de “*melting layer*”.

De uma forma geral, as chuvas do tipo convectiva não apresentam a região de “*melting layer*”, sendo caracterizadas por um menor gradiente de  $Z$  com a altura. Nesta situação, valores elevados de  $Z$  são observados a grandes alturas [90]. Para o caso da chuva estratiforme, a região de “*melting layer*” comumente aparece e um maior gradiente é observado no perfil vertical do fator de refletividade [90]. Para esta camada, as relações entre  $Z$  e  $R$ , apesar de seguirem a mesma forma apresentada na equação 7.19, são bastante diferentes do que as aplicadas para precipitação [15,90]. Desta forma, quando for o caso, no modelamento do efeito da chuva sobre um sistema de comunicações por satélite, se torna necessário à aplicação de modelos diferentes para cada uma destas duas regiões, que mostram aspectos tão distintos.

## 7.2. Os radares do SIPAM

No levantamento de dados meteorológicos na Amazônia, este trabalho contou com o apoio do SIPAM – Sistema de Proteção da Amazônia. O SIPAM é uma organização sistêmica de produção e veiculação de informações, formado por uma complexa base tecnológica e uma rede institucional integrada, com atuação na Amazônia Legal nos âmbitos federal, estadual, municipal e não-governamental, para a gestão do conhecimento, proteção e desenvolvimento humano e sustentável da região.

O SIPAM possui uma base tecnológica com meios técnicos avançados compostos por subsistemas de sensoriamento por satélite, plataforma de coleta de dados, estações meteorológicas, aeronaves de vigilância, estações radar e exploração de comunicações, instalados nos diversos estados da Amazônia Legal. Essa infra-estrutura produz permanentemente, e em tempo real, dados sobre os movimentos e situações que ocorrem na região, abrangendo solo, água e ar. Os dados produzidos são avaliados, tratados, difundidos e integrados, transformando-se em informações seguras capazes de ampliar enormemente o conhecimento sobre a região. O tratamento, a visualização de dados e o planejamento de ações são processados nos Centros Regionais, em sub-unidades, denominadas de células, representadas por temáticas específicas, onde técnicos especializados executam seu trabalho, enfocando temas ligados às áreas: ambiental, territorial, meteorológica, espectro eletromagnético, planejamento e controle de operações, informações gerais, geração de imagens, estudos sociais e atendimento ao usuário.

Em relação ao estudo desenvolvido neste trabalho, o interesse recai sobre a célula meteorológica do SIPAM denominada de DMet (Departamento de Meteorologia) . Os principais instrumentos de sensoriamentos, entre outros, da célula meteorológica são as Estações Meteorológicas de Superfície, as Estações Meteorológicas de Altitude (radiossondagem), os Pluviômetros (PAC – “*Precipitation Accumulation*”) e o os Radares Meteorológicos. Existem atualmente 10 radares instalados, operando na banda S, em uma frequência de 2,8 GHz. A varredura é realizada com uma antena que apresenta um diâmetro de 4,3 m e um feixe de 1,8<sup>0</sup>. O alcance máximo do radar é de 400 km. A tabela 34 apresenta a localização e as coordenadas geográficas de cada radar. Como pode

ser verificado, em sua grande maioria, os radares estão instalados em cidades onde foram instalados os pluviógrafos relacionados na tabela 1. Cumpre informar que não foi possível utilizar os dados do radar instalado em Belém. Este radar ainda não está conectado ao Centro Regional de Manaus onde foram levantados os dados apresentados neste trabalho. A figura 67 apresenta uma ilustração do radar utilizado pelo SIPAM.

Sítio de Medição	Latitude	Longitude
Belém	1 <sup>o</sup> 23' S	48 <sup>o</sup> 26' W
Boa Vista	2 <sup>o</sup> 51' N	60 <sup>o</sup> 42' W
Cruzeiro do Sul	7 <sup>o</sup> 36' S	72 <sup>o</sup> 46' W
Macapá	0 <sup>o</sup> 03' N	51 <sup>o</sup> 06' W
Manaus	3 <sup>o</sup> 09' S	59 <sup>o</sup> 59' W
Porto Velho	8 <sup>o</sup> 43' S	63 <sup>o</sup> 54' W
Santarém	2 <sup>o</sup> 26' S	54 <sup>o</sup> 48' W
São Gabriel da Cachoeira	0 <sup>o</sup> 08' S	67 <sup>o</sup> 03' W
Tabatinga	4 <sup>o</sup> 15' S	69 <sup>o</sup> 56' W
Tefé	4 <sup>o</sup> 15' S	64 <sup>o</sup> 42' W

Tabela 34 Coordenadas geográficas dos radares meteorológicos do SIPAM.



Figura 67 Radar metereológico do SIPAM.

Os diversos produtos gerados pelos radares são produzidos através de uma varredura do espaço, determinando os dados de refletividade. Atualmente uma varredura completa dura cerca de 10 minutos gerando um dado bruto de refletividade no volume total de tamanho em torno de 6 Mbytes. A partir da informação contida neste dado bruto, diversos produtos são gerados e armazenados em forma de figura estática (\*.png) de tamanho bastante reduzido. Estas figuras estáticas são transmitidas para o centro de controle de Manaus onde

são analisadas e utilizadas pelo SIPAM e órgãos por ele apoiados. Atualmente os dados brutos não são transmitidos para o centro de Manaus, por falta de capacidade do meio de transmissão existente. Para a pesquisa descrita neste trabalho, foi permitido gerar alguns produtos particulares, dentro da lista de produtos disponíveis no SIPAM. Dos diversos produtos gerados pelos radares, foram utilizados:

a) CAPPI (*Plan Position Indicator*) – Indicador de posição em plano constante: este produto fornece a projeção em um plano horizontal constante pré-definido, dos dados de refletividade, obtidos através de uma varredura em azimute em coordenadas polares. Em outras palavras, fornece a informação de Z para uma altura constante e pré-definida. Este trabalho teve por base a altura de 1,5 km em relação ao solo. A figura 68 apresenta um exemplo deste produto.

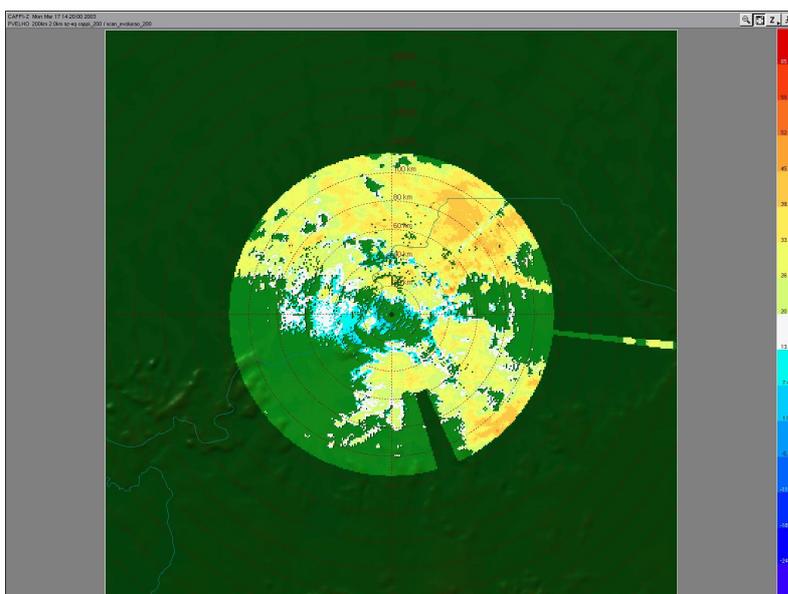


Figura 68 Exemplo de CAPPI gerado pelo radar do SIPAM.

b) RHI (*Range Height Indicator*) – Indicador de variação de altura: este produto fornece a projeção em um plano vertical, que passa pelo centro do radar, dos dados de refletividade, obtida através de uma varredura em elevação em coordenadas polares, para um ângulo de azimute determinado. Foram varridos os ângulos de azimute onde se encontravam os pluviógrafos instalados. A figura 69 apresenta um exemplo deste produto.

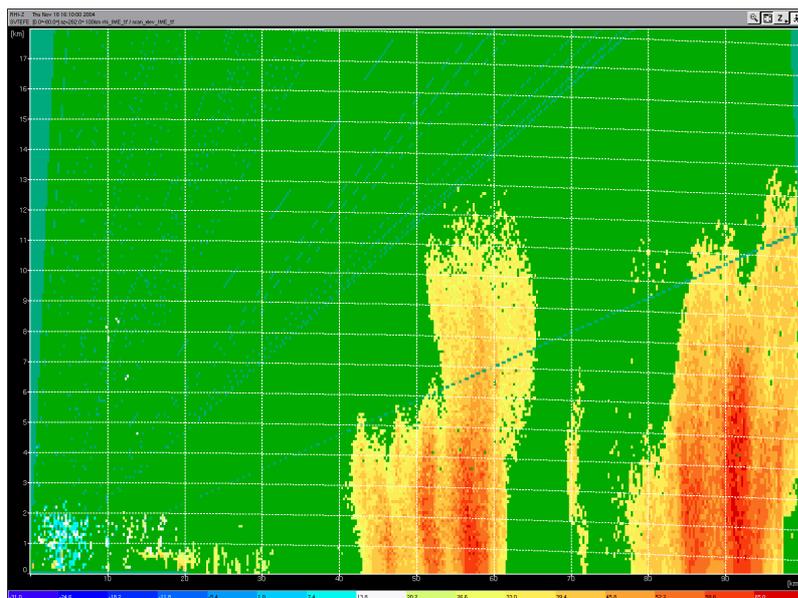


Figura 69 Exemplo de RHI gerado pelo radar do SIPAM.

### 7.3.

#### **Definição da relação Z x R para radares meteorológicos**

A medição da taxa de precipitação, no solo, pelo radar meteorológico é repleta de incertezas. Existem inúmeros trabalhos na literatura científica que tratam deste problema. Em diversas referências [95,96,97], os autores comentam os fatores de incerteza relacionados a esta questão, além de listarem alternativas a serem adotadas na busca por uma melhora desta precisão. Variáveis como a calibração do radar, irregularidades da topografia, erro de sistema, não uniformidade da precipitação, variação da distribuição das dimensões das gotas de precipitação, etc., afetam diretamente a relação Z x R relacionada ao radar. A própria relação direta do fator de refletividade, analisado em um volume e em um tempo de medição de alguns minutos, com a precipitação medida em um determinado ponto no solo, com um tempo de integração de 1 minuto, não é uma tarefa das mais simples.

Em suma, apesar de existir uma relação teórica entre Z e R, a estimativa da precipitação no solo, diretamente através de um radar meteorológico, é uma tarefa imprecisa e bastante difícil [98]. Na verdade, o fato é que existem diversas variáveis que fazem com que a aproximação de Rayleigh, adotada na simplificação do modelamento teórico, não se aplique completamente na prática, variando muita vezes a relação entre Z e R. A própria distribuição da dimensão das gotas de chuva é uma função que varia continuamente dentro de um evento de precipitação [99,100]. Em outras palavras, a quantidade e a dimensão das gotas podem ser consideradas como variáveis aleatórias, afastando-se assim da hipótese de uma única distribuição teórica que depende apenas da taxa de precipitação.

Apesar da complexidade e do conhecimento desta imprecisão, alguns autores definiram relações que se baseiam em distribuições teóricas das gotas de chuva para cada tipo de precipitação [100]. Estas relações têm sido bastante utilizadas para balizarem algumas considerações retiradas de pesquisas com radar meteorológico, apesar de, como será visto neste trabalho, em certos casos, não apresentarem os melhores resultados. A tabela 35 mostra alguns exemplos deste tipo de relação [81,85,90,101,102].

<b>Tipo de Precipitação</b>	<b>Ref.</b>	<b>a</b>	<b>b</b>
<b>Chuveiro fraco</b>	[102]	140	1,5
<b>Estratiforme</b>	[102]	250	1,5
<b>Convectiva</b>	[102]	500	1,5
<b>Chuveiro fraco</b>	[101]	100	1,4
<b>Estratiforme</b>	[101]	230	1,4
<b>Tempestade</b>	[101]	400	1,3
<b>Todos os tipos (média) c/ Dist. Marshall Palmer</b>	[81]	200	1,6
<b>Todos os tipos (média) c/ Dist. Law Parson</b>	[85], [101]	400	1,5

Tabela 35 Valores de “a” e “b” para equação entre Z e R.

Cabe ressaltar que a aplicação de relações distintas para cada tipo de precipitação aumenta a precisão na comparação das medidas do radar com medidas de precipitação [90]. Entretanto, vale lembrar que, conforme comentado no capítulo 2, a classificação das chuvas não é uma tarefa fácil.

Uma alternativa, muito mais precisa à utilização das relações teóricas da tabela 35, é derivar a relação entre Z e R por comparação direta das medidas do radar com medidas de pluviógrafos instalados no mesmo local. Observa-se que este tipo de comparação minimiza os erros encontrados no sistema radar [97] que foram comentados no início deste item. Em outras palavras, tendo-se uma idéia da precipitação no solo, através de um instrumento mais preciso, como um pluviógrafo, é possível corrigir as incertezas relacionadas ao radar e utilizá-lo na análise das características da chuva em um determinado local. Também nesta alternativa, uma imensa gama de relações é obtida, pois dependem das características locais do clima, da precipitação obtida na medida, do sistema radar analisado e até mesmo do procedimento adotado. Na verdade, para este caso, cada uma destas relações deve ser aplicada unicamente no referido radar e talvez apenas para o período de medição analisado.

De uma forma geral, pode-se concluir que, para aplicações em telecomunicações, o radar meteorológico não pode ser considerado como um instrumento preciso de medição da taxa de precipitação no solo. Entretanto, constitui importante ferramenta para permitir uma análise posterior das características da precipitação através de um trabalho conjunto com medidas de um pluviógrafo. Neste trabalho foi adotada a alternativa da comparação para o

levantamento das informações provenientes dos radares do SIPAM. Assim foram comparadas as medidas de um radar com aquelas provenientes do pluviógrafo instalado dentro da área de varredura do mesmo. As medições foram realizadas no mesmo período de observação, produzindo assim uma relação entre Z e R bastante precisa [97,98].

Para obtenção da relação Z com R através da comparação radar-pluviômetro, serão analisados dois métodos (Relativo e Absoluto) obtidos pelo levantamento bibliográfico. O Método Relativo [103,104,105,106,107] tem sido utilizado em pesquisas realizadas com o radar meteorológico do Politécnico de Milão, localizado em Spino d'Adda, no norte da Itália e com o radar meteorológico da universidade de McGill, em Montreal no Canadá. O Método Absoluto foi adotado em pesquisas realizadas no radar de Bauru, m São Paulo [98]. Ambos os métodos se baseiam no fato de que sendo Z e R variáveis aleatórias, porém funcionalmente relacionadas entre si, a correta transformação de Z em R irá produzir densidades de probabilidade idênticas. Em outras palavras, os pares  $(R_i, Z_i)$  que produzem  $p(Z_i)dZ = p(R_i)dR$  irão definir a relação entre Z e R. Fazendo-se esta comparação através das distribuições acumulativas de Z e R, a relação desejada poderá ser obtida através da seguinte equação:

$$\int_Z^{\infty} p(Z)dZ = \int_R^{\infty} p(R)dR \quad (7.20)$$

Resumidamente, escolhe-se um valor de percentagem de tempo  $p_i$ , verifica-se os valores de  $Z_i$ , na distribuição de Z, e de  $R_i$ , na distribuição de R definindo-se assim o par  $(R_i, Z_i)$ . Repetindo-se este processo para vários valores de percentagens de tempo, obtêm-se diversos pares de Z e R. Após isto, através de um método de ajuste, estima-se os valores de “a” e “b” da equação 7.19, chegando-se então à relação desejada.

A distribuição de precipitação é obtida através de um pluviógrafo local e a distribuição de Z pela análise das figuras geradas pelo radar. A figura utilizada nestes métodos é do tipo *Cappi*, a qual fornece os valores de refletividade dentro da área de varredura, em quadrículas de uma determinada dimensão e em uma altura constante.

Para se definir a distribuição de Z, as refletividades observadas nas quadrículas são agrupadas por valores, não importando a sua posição no espaço e

no tempo. Neste ponto reside a grande diferença entre os dois procedimentos. O método relativo analisa unicamente as figuras do radar que apresentem precipitação, isto é, que possuam, pelo menos, uma quadrícula com um valor de refletividade superior ao limite mínimo adotado. O método absoluto analisa todas as figuras obtidas no período analisado. O número de quadrículas observada em cada grupo de valor não será diferente entre os dois métodos. De forma contrária, o número total de quadrículas utilizado no denominador que determinará cada valor de percentagem observada na distribuição estatística será totalmente diferente.

Na verdade, os métodos levam a distribuições com características distintas. Enquanto o método absoluto determina a distribuição estatística de  $Z$  no período, o método relativo obtém uma distribuição estatística de  $Z$  relativa, ou seja, uma distribuição de  $Z$  condicionada a ocorrer precipitação ( $Z > Z_{\min}$ ) em pelo menos um ponto da área de varredura. Acontece, porém, que a comparação fornecida através da equação 7.20 parte das distribuições absolutas de cada uma das variáveis. Assim, enquanto o método absoluto pode realizar a comparação diretamente, o método relativo deve passar por uma etapa intermediária.

Existe então, para o caso do método relativo, a necessidade de se transformar a distribuição condicional de  $Z$  em uma distribuição absoluta de  $Z$ . Esta transformação é realizada através da adoção de uma relação prévia entre  $Z$  e  $R$  e de uma medida de precipitação. Escolhe-se um valor de precipitação  $R_0$  e, conseqüentemente, o valor de refletividade correspondente  $Z_0$ , obtido através da relação prévia. Inicialmente determina-se que a percentagem de tempo associada a  $Z_0$ , na distribuição absoluta de  $Z$ , será a mesma percentagem de tempo associada a  $R_0$ , na distribuição de precipitação ( $p_0$ ). A seguir, são determinados os demais valores de percentagem de tempo, associados a cada valor de  $Z$ , através de uma regra de três que utiliza a distribuição condicional de  $Z$ ,  $Z_0$  e  $p_0$ . Em outras palavras, é realizada uma normalização baseada em um determinado valor de precipitação e em uma relação prévia escolhida. (discutir)

Qualquer relação geral  $Z$ - $R$  correspondente a um comportamento médio da precipitação poderia ser utilizada, vide tabela 35. Em [102,106] foi empregada a relação de Marshall-Palmer [81] e um valor de precipitação de 10 mm/h para  $R_0$ . Assim, forçou-se que o valor da percentagem de tempo correspondente a  $Z = 10\log(200 \cdot 10^{1,6}) = 39\text{dBz}$  fosse o mesmo do que o valor da percentagem de

tempo associada à 10mm/h. As demais percentagens da distribuição de Z, conforme comentado, foram obtidas por uma regra de três. Nas referências citadas, foi usada na comparação uma distribuição de precipitação correspondente a uma média de 10 anos de medida, em dois pontos dentro da área de varredura do radar. Uma crítica feita em relação a este método é que a obtenção da relação necessita de uma definição prévia de uma relação Z-R para que possa ser feita a normalização da distribuição, procedimento que pode se constituir em um fator de introdução de imprecisão [98]. Por outro lado, observa-se que a troca da relação prévia ou do valor de referência  $R_0$ , produz uma mudança na relação final obtida.

Em relação ao método absoluto, verificou-se [98] que o mesmo apresenta valores de relação bem próximos aos obtidos com medidas de distribuição de gotas de chuva através de disdrômetros. Ainda nesta referência, Calheiros afirma que esta comparação pode até ser feita por medidas não simultâneas, desde que caracterize climatologicamente a região em estudo. Para comprovar esta afirmativa, em [98] é feita a comparação de seis meses de medidas do radar com medidas realizadas nos mesmos meses, em 8(oito) anos, por diversos pluviógrafos instalados na região. Na verdade, este procedimento introduz um fator de correção nos dados do radar para contrabalançar a diferença de ocorrência das precipitações entre o ano de medição do radar e os anos de medição dos pluviógrafos. Na presente pesquisa, foram comparados dados simultâneos, não sendo necessária a introdução de um fator de correção nos dados do radar.

#### 7.4.

#### **Distribuições estatísticas da refletividade e da taxa de precipitação obtida pelos radares**

Nesta seção, são apresentados os passos que foram realizados para se obter as distribuições estatísticas da refletividade dos radares e conseqüentemente as relações entre Z e R para os radares analisados. Foram utilizados algoritmos em “Matlab” ou o programa “Statistica” para os processamentos matemáticos necessários. Por outro lado, a análise da estrutura horizontal da chuva teve por base o produto denominado CAPPI (indicador de posição em plano constante). Cada CAPPI, registrado em uma figura estática com extensão “png”, fornece a informação da refletividade (Z) em cada quadrícula com uma dimensão de 1 km x 1 km. Na verdade, esta informação é dada em tons de cinza e necessitou ser convertida para o valor da refletividade do radar em cada quadrícula, através de uma relação direta.

A distância máxima adotada neste produto foi de 200 km, fornecendo assim uma figura com 400 x 400 quadrículas. Na verdade a figura do produto do radar é um círculo, tendo suas bordas preenchidas por quadrículas sem informação, formando assim um quadrado. O radar encontra-se no centro da figura. Os valores de Z, gerados pelo radar, são quantizados em passos de 0,5 dBZ. Foi considerado um valor mínimo de Z de 30,5dBz, correspondendo aproximadamente a uma taxa de precipitação de 3mm/h, utilizando-se a relação definida através de Marshall-Palmer. As medições foram realizadas no período de junho de 2004 a maio de 2005. Em um ano de medição, considerando que a geração de um CAPPI tem a duração de 10 minutos, cada radar deveria gerar 52.560 figuras. Porém, ocorreram problemas nos processamentos internos do sistema SIPAM, provocando a perda de muitos dados. Desta forma, a primeira etapa necessária ao processamento dos dados foi a de analisar quais radares e que períodos de medição poderiam ser empregados. Como informação, nos trabalhos consultados na literatura científica foram usados períodos de 6 a 8 meses na comparação de medidas do radar com os pluviógrafos [98,103,106]. Após a análise dos dados existentes, definiram-se apenas três radares para serem analisados nesta parte da pesquisa. Ressalta-se que pela semelhança do clima na região, conforme pôde ser observado no capítulo 3, a limitação de análise a três radares não prejudica nossas conclusões quanto a

caracterização da região. A tabela 36 apresenta os períodos de medição que serão utilizados em cada radar escolhido.

Sítio	Período Total	Descrição
<b>Cruzeiro do Sul</b>	206 dias	01/08/2004 à 17/08/2004 24/08/2004 à 31/08/2004 01/11/2004 à 31/12/2004 01/02/2005 à 31/05/2005
<b>Manaus</b>	309 dias	01/07/2004 à 02/08/2004 12/08/2004 à 31/08/2004 01/10/2004 à 14/12/2004 01/01/2005 à 31/05/2005
<b>Tabatinga</b>	211 dias	01/07/2004 à 09/07/2004 19/07/2004 à 31/07/2004 01/11/2004 à 13/12/2004 26/12/2004 à 20/05/2005

Tabela 36 Radares do SIPAM analisados e período analisado.

A tabela 37 apresenta, para cada radar utilizado, o número de CAPPIS totais existentes, a percentagem desta quantidade em relação ao total que deveria existir no período e o número existente de CAPPIS com precipitação.

Sítio	No. CAPPIS	% CAPPIS do período	No. CAPPIS c/ chuva
<b>Cruzeiro do Sul</b>	20.481	69,0%	11.160
<b>Manaus</b>	32.223	72,4%	22.884
<b>Tabatinga</b>	21.869	72,0%	12.324

Tabela 37 Quantidade de *Cappis* e disponibilidade para cada radar utilizado na pesquisa.

Como pode ser verificada na tabela 37, a disponibilidade dos CAPPIS ficou na faixa de 70%. Uma análise rápida, revelou que os dados existentes estão bem distribuídos dentro do período, levando a crer que os mesmos, apesar da disponibilidade não atingir um número próximo de 100%, podem caracterizar satisfatoriamente a distribuição de Z para o período. Para se testar a adequabilidade da distribuição e, por conseguinte, a caracterização correta do período, foi realizada uma comparação entre a distribuição de Z obtida através dos dados existentes e uma distribuição de Z obtida a partir do preenchimento dos

dados faltantes. Este preenchimento foi realizado para se simular uma disponibilidade de 100% dentro dos dias relatados na segunda coluna da tabela 27. Na verdade, foi feita uma proporcionalidade em cada mês ou período de mês descrito na terceira coluna da tabela 36. Em outras palavras, os CAPPIS faltantes foram criados seguindo as mesmas características dos CAPPIS existentes dentro do mesmo período do mês. As figuras de 70 a 72 apresentam a comparação para os três sítios analisados.

Foram encontradas diferenças médias de 0,23dBZ em Cruzeiro do Sul, 0,19dBZ em Tabatinga e 0,11 dBZ em Manaus. Como o ajuste entre Z e R será realizado em valores absolutos de Z e não em dBZ, foram também verificadas as diferenças entre os valores absolutos da refletividade, isso é,  $10^{Z(\text{dBZ})/10}$ . As diferenças médias observadas foram de 4,9%, 4,1% e 2,5% respectivamente. Assim, baseado neste pequeno patamar de diferenças observadas, conclui-se que os CAPPIS existentes, em cada um dos três radares, podem caracterizar adequadamente a medida do radar em todo o período analisado.

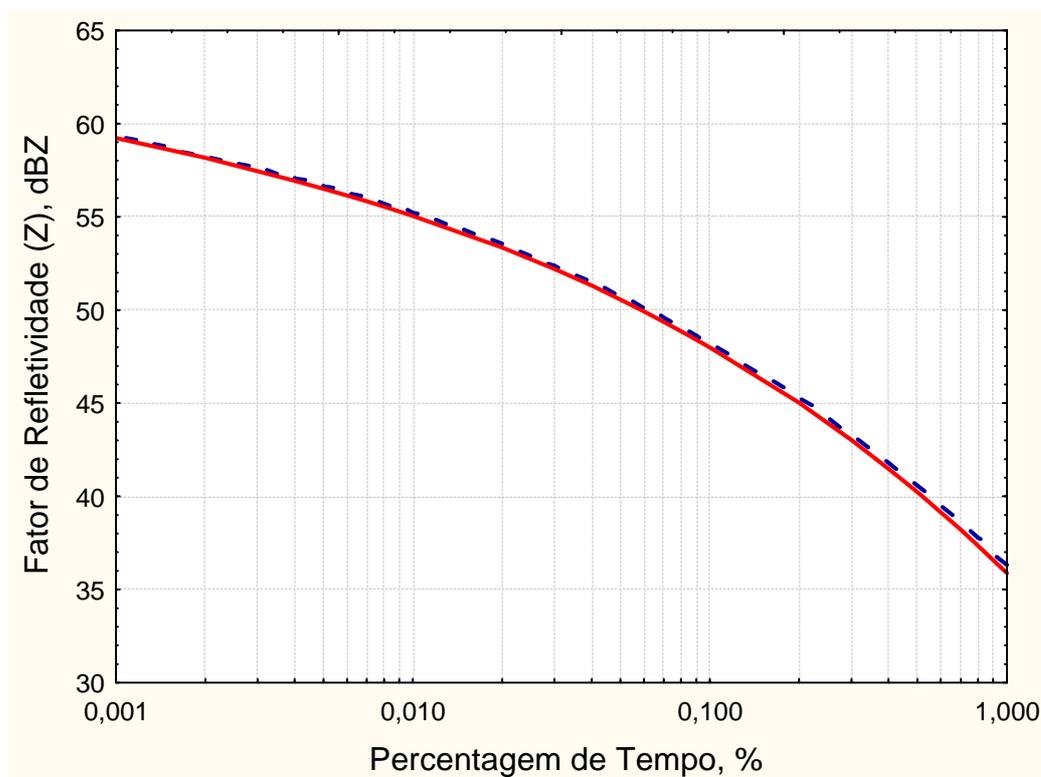


Figura 70 Comparação entre a distribuição de Z existente ( - - - ) e a distribuição de Z com preenchimento (  $\frac{3}{4}$  ) para o sítio de Cruzeiro do Sul.

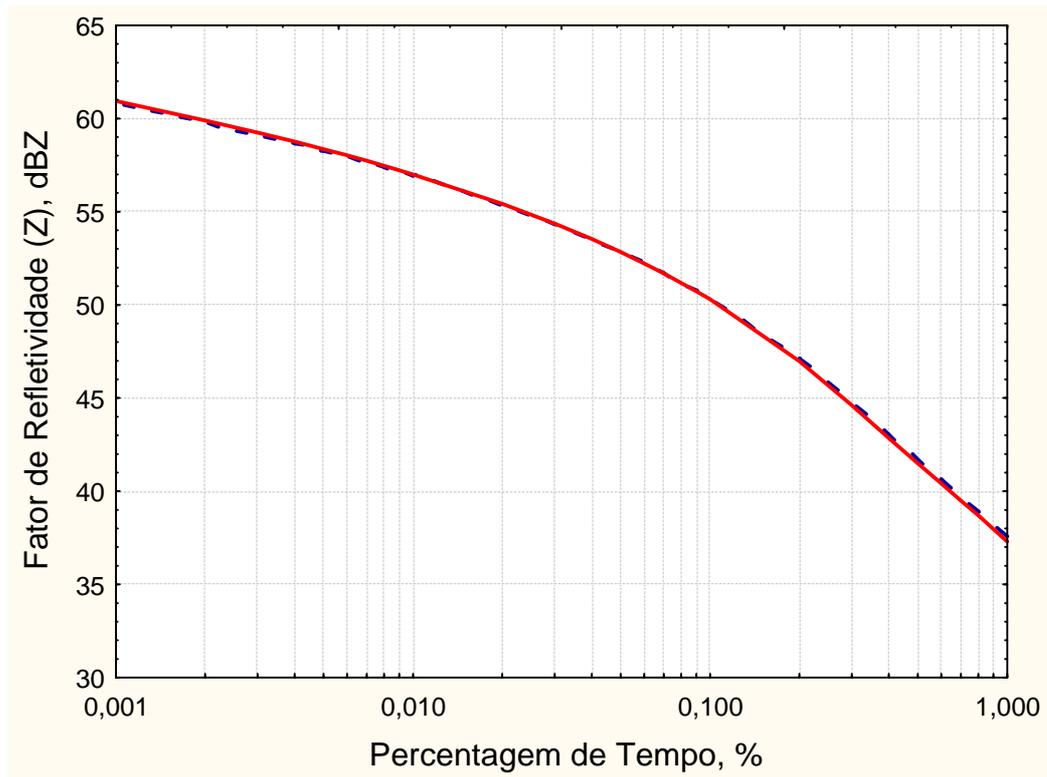


Figura 71 Comparação entre a distribuição de Z existente ( - - - ) e a distribuição de Z com preenchimento (  $\frac{3}{4}$  ) para o sítio de Manaus.

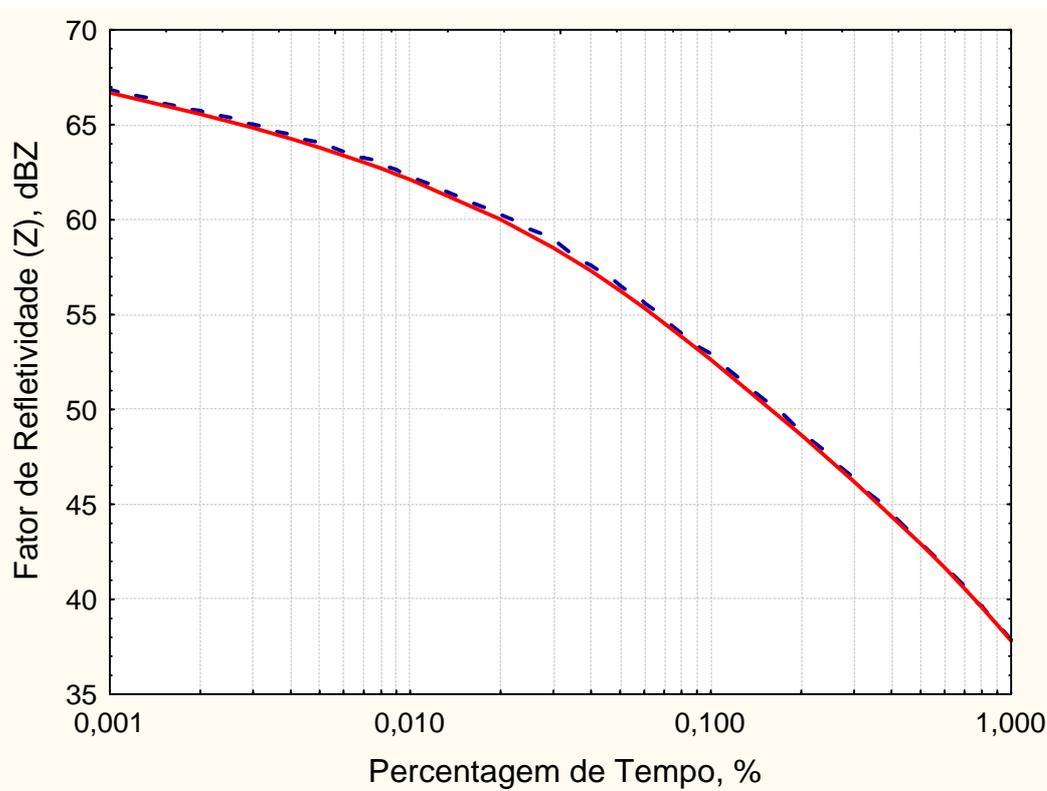


Figura 72 Comparação entre a distribuição de Z existente ( - - - ) e a distribuição de Z com preenchimento (  $\frac{3}{4}$  ) para o sítio de Tabatinga.

Uma comparação entre a precipitação no período analisado e no ano foi realizado nos sítios escolhidos. A distribuição de precipitação do período e a distribuição de precipitação anual, de junho de 2004 à maio de 2005, foram confrontadas, verificando-se haver uma diferença mínima entre as mesmas, como mostram as figuras de 73 a 75. A tabela 38 apresenta a quantificação das diferenças observadas e a caracterização do período analisado em relação ao período anual. Com estes dados pode-se concluir que os períodos escolhidos, apesar de não terem a duração de um ano, podem caracterizar razoavelmente o comportamento anual do sítio pesquisado. Cabe ressaltar porém que apesar desta conclusão, para se obter uma maior precisão na relação entre Z e R, utilizou-se a distribuição de precipitação do período, dado pela terceira coluna da tabela 36, nas comparações entre o radar e o pluviógrafo.

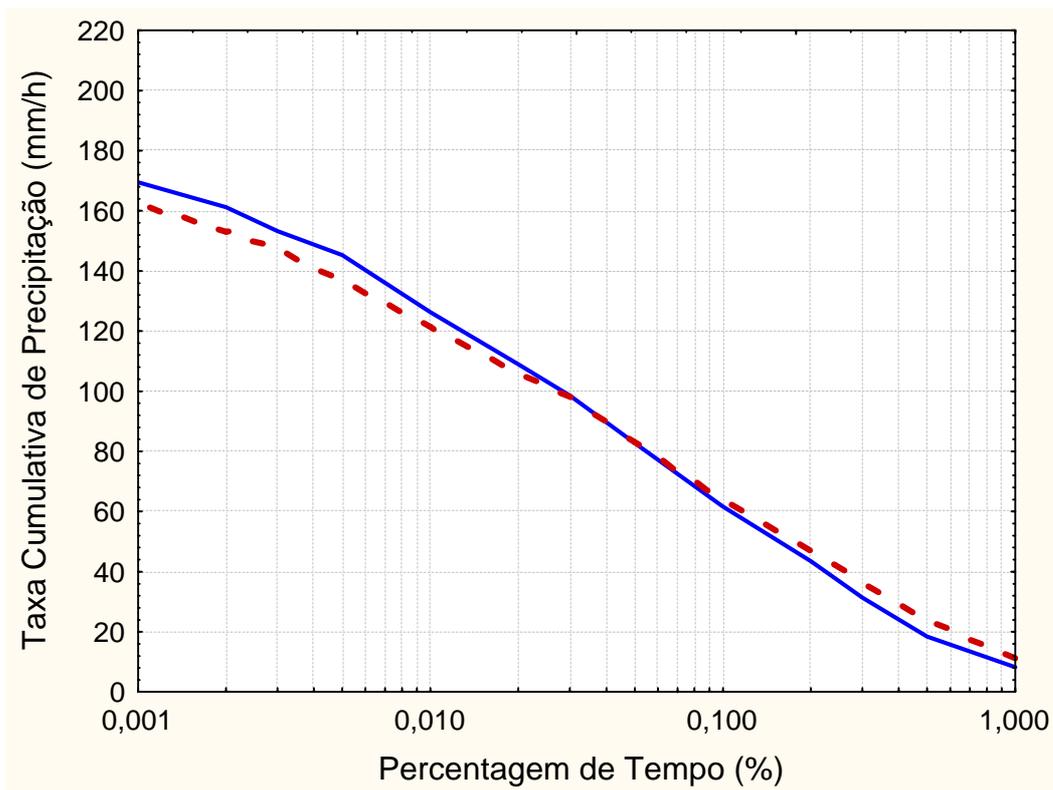


Figura 73 Comparação entre a distribuição de precipitação no período analisado (- - -) e a distribuição anual de precipitação (—) para o sítio de Cruzeiro do Sul.

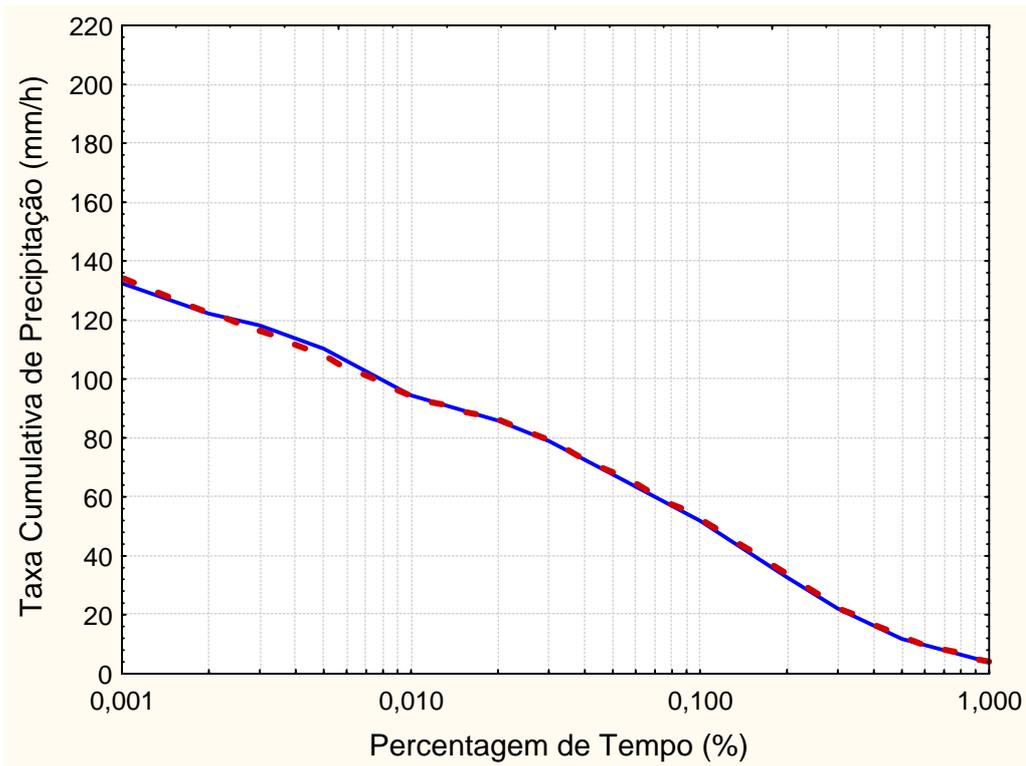


Figura 74 Comparação entre a distribuição de precipitação no período analisado ( - - - ) e a distribuição anual de precipitação ( — ) para o sítio de Manaus.

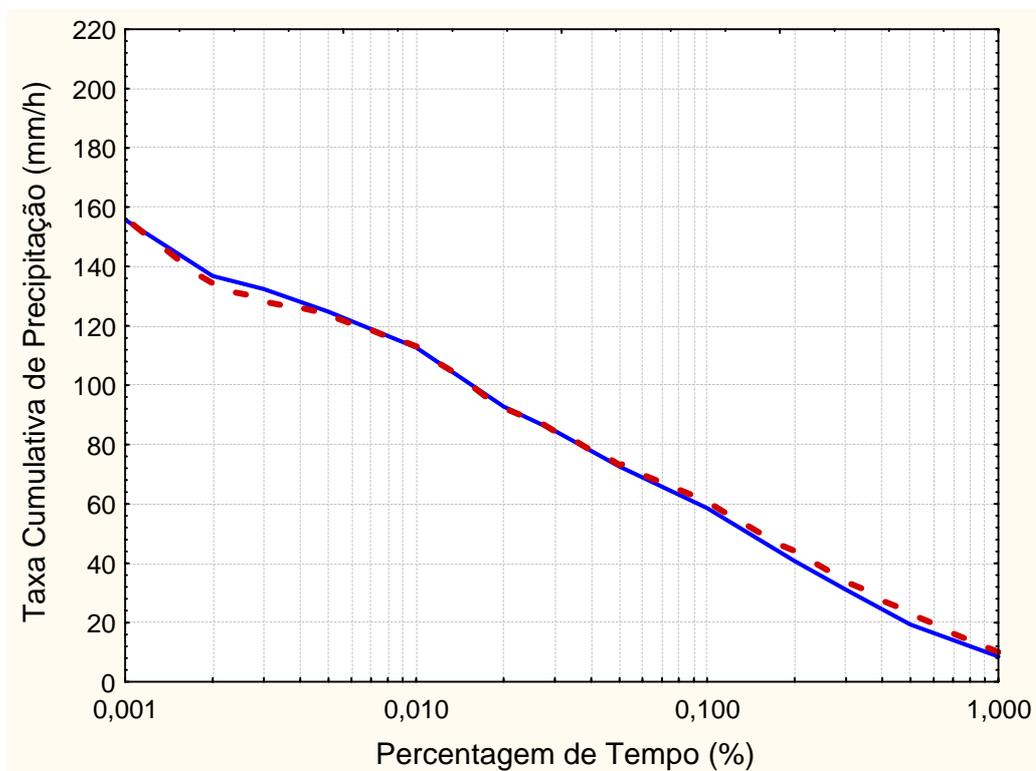


Figura 75 Comparação entre a distribuição de precipitação no período analisado ( - - - ) e a distribuição anual de precipitação ( — ) para o sítio de Tabatinga.

Sítio	diferença abs. média	diferença rel. média	% do acumulado anual de precipitação	% do período total de precipitação
<b>Cruzeiro do Sul</b>	4,5mm/h	6,0%	80%	80%
<b>Manaus</b>	0,9mm/h	1,7%	90%	89%
<b>Tabatinga</b>	1,8mm/h	4,9%	78%	79%

Tabela 38 Quantização das diferenças entre a distribuição de precipitação do período e anual e caracterização do período analisado.

A próxima etapa é definir quais as quadrículas do CAPPI a serem utilizadas na análise dos dados. Isto porque, existe uma variação da relação Z-R em função da distância. Esta variação implica na necessidade de aplicar uma correção ao valor de Z proveniente do radar meteorológico [90, 98]. Este problema foi analisado em [98, 108] verificando-se que para distâncias de até 80 km não há necessidade de correção. Desta forma, para evitar uma provável fonte de erro associada a esta correção, considerou-se nesta análise uma distância máxima de 80 km. Por simplificação será utilizada no processamento uma área analisada quadrada ao invés de circular. Assim, nas pontas, as distâncias chegam próximas a 113 km, porém mesmo assim a suposição de independência da relação Z-R, com a distância, ainda pode ser considerada. Desta forma, cada figura *Cappi* fornece a informação do valor de Z em 25.600 quadrículas. O total de quadrículas analisadas será obtido pela multiplicação deste valor pelo número de *Cappis* contido na primeira coluna da tabela 39.

Foi feita também uma análise para verificar se existia alguma zona contaminada nas figuras geradas pelo radar, isto é, alguma zona que apresentasse valores de refletividade mesmo não existindo precipitação. Estas zonas ocorrem pela existência de alguns refletores fixos naturais ou não, como montanhas, construções, etc., na área de varredura do radar. Como informação, no estudo feito pelo radar de Spino d'Adda [103] em Milão, Itália, observou-se que uma grande área de cobertura recebia contaminação proveniente das reflexões oriundas do Alpes. Conseqüentemente, esta área não foi utilizada nos estudos realizados. No presente trabalho, não foi verificada nenhuma área contaminada nos três radares que estão sendo aqui considerados. Corroborando este resultado, vale informar que, até o momento, as equipes de operação dos radares do SIPAM também não verificaram a existência destas zonas em seus radares.

Após a definição das quadrículas a serem utilizadas, determinou-se a distribuição estatística de Z de acordo com os dois procedimentos descritos na Seção 7.3. Obteve-se assim, através da comparação com a distribuição de precipitação, a relação Z-R que melhor se ajustava aos dados. Este ajuste teve por base o programa “Statística”, sendo empregado o método dos mínimos quadrados para minimizar o erro relativo. A tabela 39 apresenta os valores de “a” e “b” para cada sítio e para cada método. São apresentados também os erros relativos e a correlação encontrados na comparação entre a distribuição cumulativa da taxa de precipitação obtida pelo radar, através da relação  $Z \times R$ , e a distribuição medida pelo pluviógrafo. Apesar da grande diferença entre os valores das relações obtidas, observa-se que os métodos se equivalem. Tanto os valores de correlação, quanto os erros relativos encontrados são praticamente os mesmos. As figuras de 76 a 78 mostram a comparação entre as distribuições obtidas pelo pluviógrafo e as que foram derivadas das medidas com radar a partir das relações apresentadas na tabela 39. É feita também a comparação com a distribuição obtida pelo radar através da relação de Marshal-Palmer, ou seja,  $Z = 200.R^{1.6}$ .

Radar	Método	“a”	“b”	Erro rel Máx. (%)	Erro rel médio (%)	Correlação
Cruz. do Sul	Método Absoluto	24,2	1,98	22,3	10,5	97,7
	Método Relativo	90,8	1,76	22,7	10,4	97,6
Manaus	Método Absoluto	307,2	1,61	34,9	16,4	95,2
	Método Relativo	147,7	1,73	35,8	17,3	95,1
Tabatinga	Método Absoluto	8,72	2,58	25,4	10,5	98,3
	Método Relativo	14,44	2,49	25,5	10,2	98,4

Tabela 39 Valores da relação  $Z = a R^b$ , da correlação e dos erros relativos obtidos através dos dois métodos de comparação.

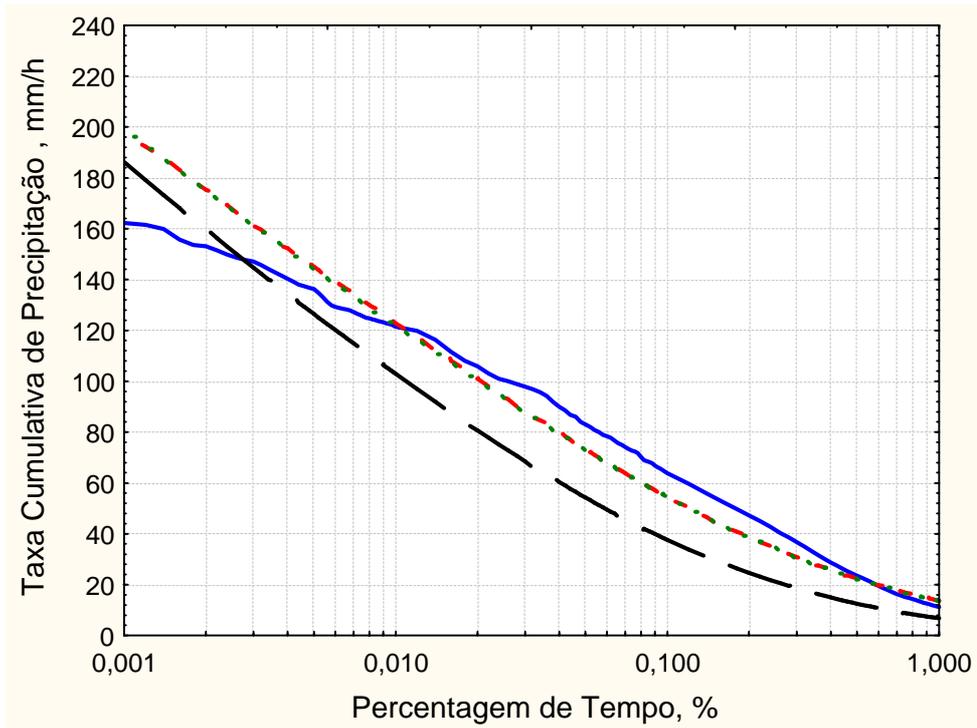


Figura 76 Comparação entre as distribuições de precipitação, para o sítio de Cruzeiro do Sul: pluviógrafo (  $\frac{3}{4}$  ), radar com método absoluto ( - - - ), radar com método relativo ( ••••• ) e radar com relação de Marshal-Palmer ( - - - ).

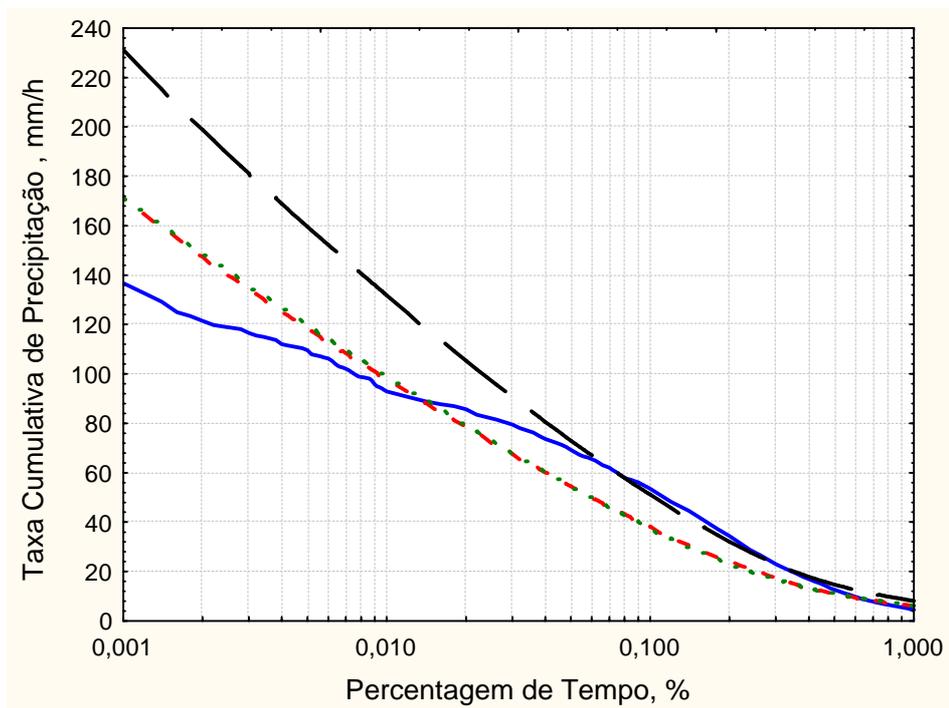


Figura 77 Comparação entre as distribuições de precipitação, para o sítio de Manaus: pluviógrafo (  $\frac{3}{4}$  ), radar com método absoluto ( - - - ), radar com método relativo ( ••••• ) e radar com relação de Marshal-Palmer ( - - - ).

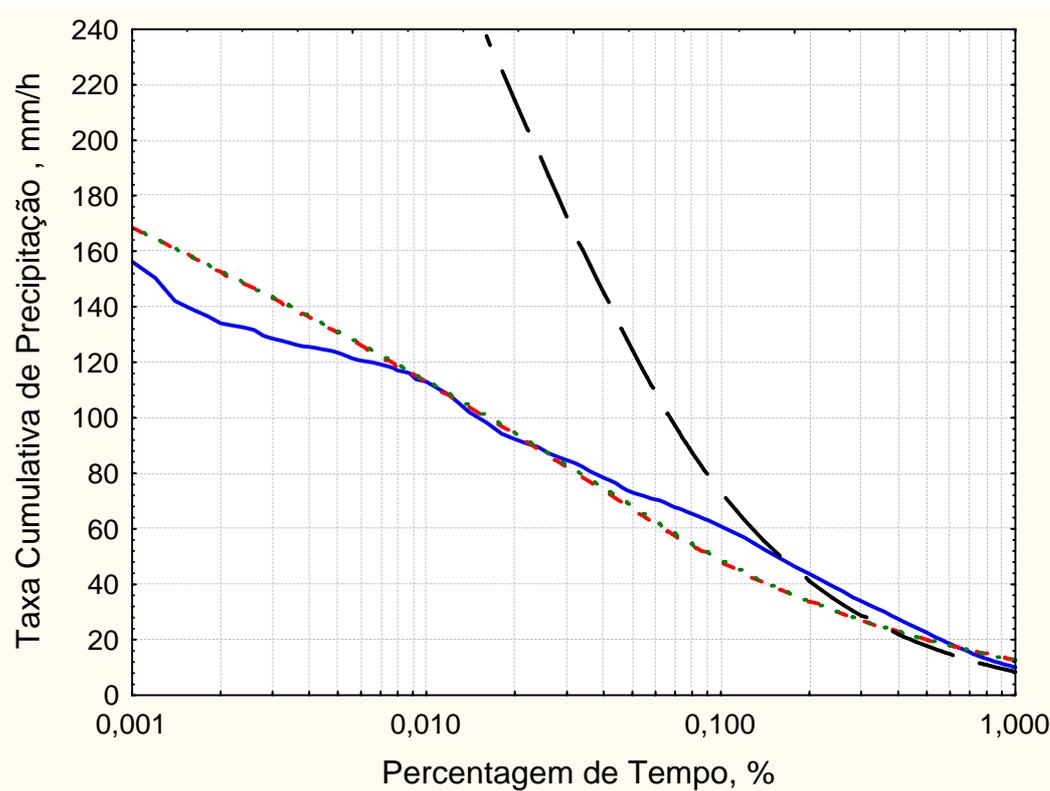


Figura 78 Comparação entre as distribuições de precipitação, para o sítio de Tabatinga: pluviógrafo (—), radar com método absoluto (- - -), radar com método relativo (•••) e radar com relação de Marshall-Palmer (- - -).

Conforme pode ser analisado nas figuras de 76 a 78, o primeiro fato que deve ser ressaltado é que a simples utilização da relação baseada em Marshall-Palmer, não parece trazer resultados satisfatórios na comparação entre o radar e o pluviógrafo. Cabe porém ressaltar que em certos casos, esta relação baseada em Marshall-Palmer pode se aproximar bem da relação ideal. Entretanto, em trabalhos publicados anteriormente pelo autor [3,11,109,110], os quais se encontram em anexo a esta tese, foram realizadas algumas considerações baseadas na comparação entre o radar e o pluviógrafo de Cruzeiro do Sul. Naquela ocasião, foram comparados os dados existentes nos meses de agosto, novembro e dezembro de 2004 com a distribuição de precipitação, através do método relativo, obtendo-se  $a = 207$  e  $b = 1,53$ . Conforme pode ser visto na figura contida no trabalho em anexo [11], para este caso, o resultado se aproximou da relação de Marshall-Palmer. Porém, a análise mais detalhada do presente trabalho mostrou ter sido apenas uma coincidência que não deve ser generalizada.

Outro fato que pode ser observado nas figuras de 76 a 78 é que apesar, dos erros relativos apresentarem valores razoáveis para os dois métodos apresentados, vide tabela 39, há evidência de que o ajuste entre as distribuições poderia ser um

melhor. Verificou-se que o problema está na utilização de uma única relação para descrever toda a percentagem de tempo da distribuição. Na verdade, como a relação depende do fundamentalmente da distribuição das dimensões das gotas de chuva, uma precisão maior pode ser conseguida separando-se os dois tipos de chuva: estratiforme e convectiva [18]. Nos três sítios analisados, a comparação dos pares  $(Z_i, R_i)$  mostrou nitidamente a existência de 3 segmentos de reta, podendo cada um ser caracterizado por diferentes valores de  $a$  e  $b$ . Observou-se um primeiro ponto de quebra no entorno de 15 a 20 mm/h e outro nas vizinhanças de 50 a 55 mm/h. Um exemplo deste comportamento pode ser visto na figura 79 correspondente ao sítio de Manaus. Como informação adicional, o ponto de quebra em 50 mm/h foi também observado por outros autores [103, 111]. Em [98], apesar de não ter sido comentado pelo autor, tais pontos podem ser visualizados nas figuras publicadas.

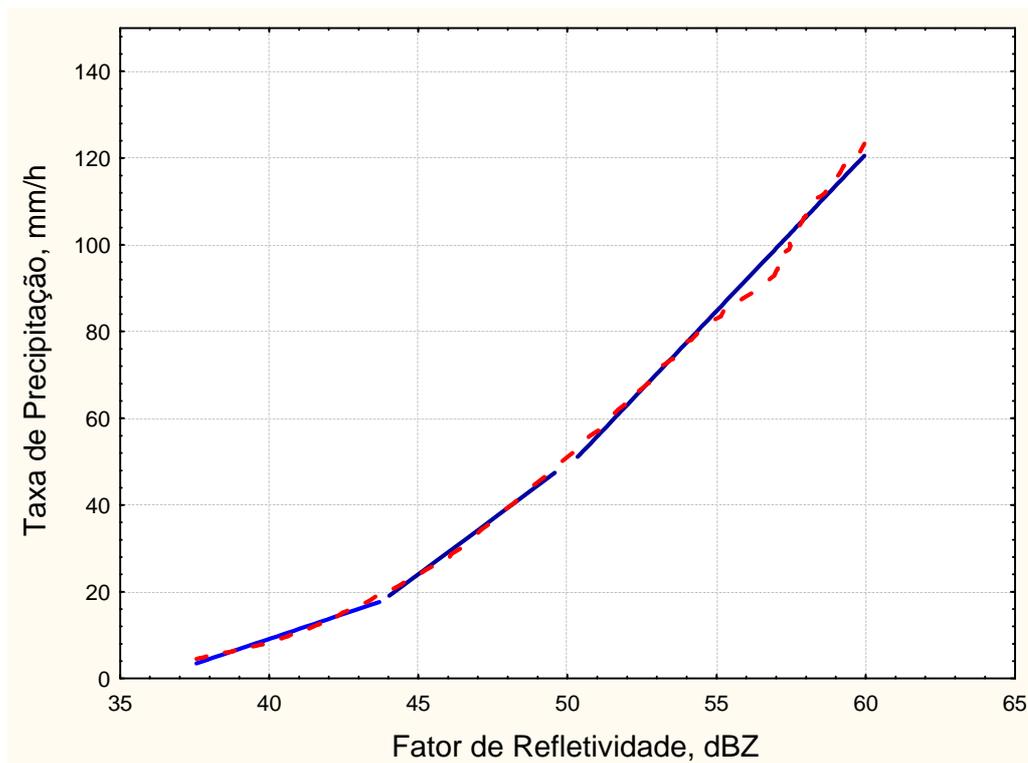


Figura 79 Relação entre o fator de refletividade e a taxa de precipitação: Medido (---) e ajustado ( $\frac{3}{4}$ ).

Na realidade, estes pontos de quebra definem, em cada faixa de valores da taxa de precipitação, o domínio de um tipo de chuva sobre outro. Na faixa de taxas de menor valor prevalece a chuva estratiforme, enquanto no outro extremo o domínio passa a ser da chuva convectiva. Na faixa intermediária, componentes dos dois tipos de chuva estão presentes. Conforme comentado no Capítulo 2,

investigar os pontos de quebra com base unicamente em valores da taxa de precipitação é uma tarefa difícil, além do mais fugiria ao escopo principal do trabalho. Desta forma, para não estender por demasiado esta análise, no que segue, adotou-se apenas um ponto de quebra em 50 mm/h. Cabe ressaltar que nas relações Z-R de cada segmento foi forçada a continuidade em 50 mm/h. Este procedimento levou a um ligeiro aumento do erro na comparação com os dados experimentais dos pluviógrafos.

A tabela 40 apresenta as relações obtidas com o ajuste através de dois segmentos para os três sítios analisados. São relacionados também os erros relativos e a correlação encontrados na comparação entre a distribuição cumulativa da taxa de precipitação obtida pelo radares e a distribuição medida pelo pluviógrafo.

Radar	Método	“a”	“b”	Erro rel Máx. (%)	Erro rel médio (%)	Correlação
Cruz. do Sul	Mét. Absoluto (R $\leq$ 50 mm/h)	144,3	1,39	7,0	1,8	99,7
	Mét. Absoluto (R $\geq$ 50 mm/h)	1,13	2,63			
	Mét. Relativo (R $\leq$ 50 mm/h)	441,1	1,24	6,9	1,8	99,7
	Mét. Relativo (R $\geq$ 50 mm/h)	6,45	2,32			
Manaus	Mét. Absoluto (R $\leq$ 50 mm/h)	906,3	1,14	11,1	2,9	99,2
	Mét. Absoluto (R $\geq$ 50 mm/h)	1,37	2,80			
	Mét. Relativo (R $\leq$ 50 mm/h)	521,3	1,18	13,4	3,1	99,4
	Mét. Relativo (R $\geq$ 50 mm/h)	0,26	3,13			
Tabatinga	Mét. Absoluto (R $\leq$ 50 mm/h)	110,0	1,70	9,9	3,2	99,2
	Mét. Absoluto (R $\geq$ 50 mm/h)	0,03	3,82			
	Mét. Relativo (R $\leq$ 50 mm/h)	161,0	1,66	9,0	3,3	99,2
	Mét. Relativo (R $\geq$ 50 mm/h)	0,06	3,66			

Tabela 40 Valores da relação  $Z = a R^b$ , da correlação e dos erros relativos obtidos através dos dois métodos de comparação para um ajuste com dois segmentos.

As figuras de 80 a 82 mostram a comparação entre as distribuições. Mais uma vez não existem diferenças significativas entre os dois métodos utilizados. A diferença observada, em comparação com o ajuste anterior, é a sensível melhora obtida com o uso de funções distintas em cada segmento de reta. Como era de esperar, observa-se nestas figuras que o maior erro localiza-se nas vizinhanças do ponto de quebra, ou seja, 50 mm/h.

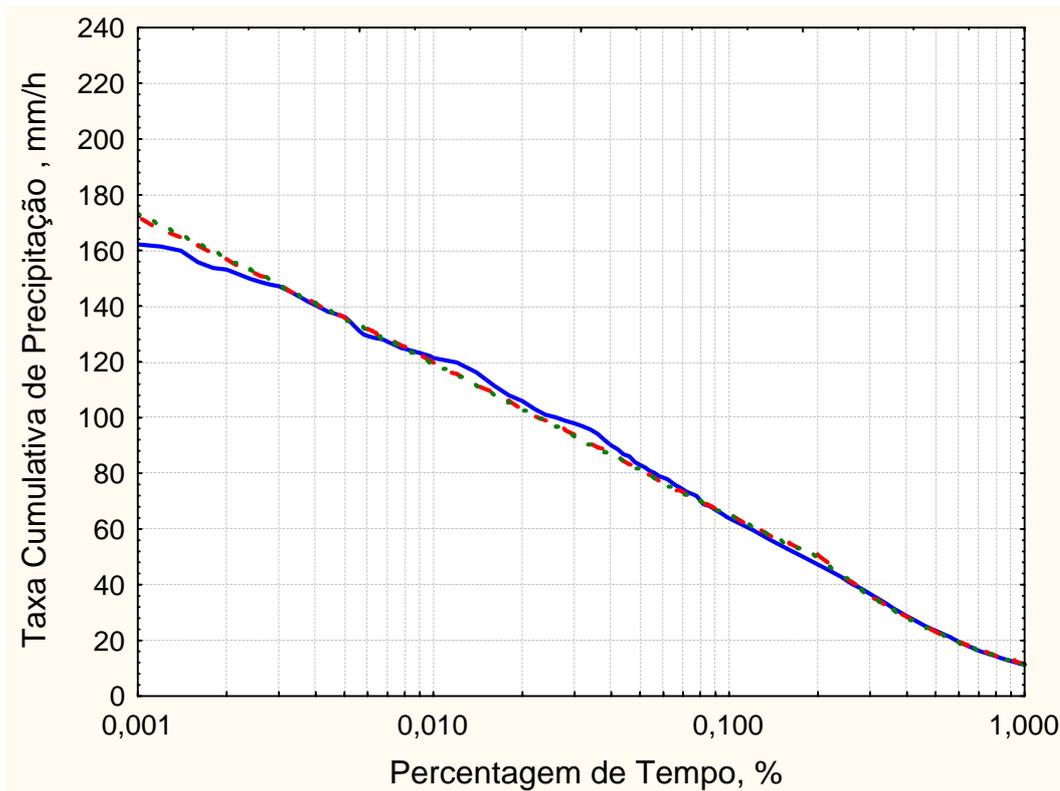


Figura 80 Comparação entre as distribuições de precipitação, para o sítio de Cruzeiro do Sul: pluviógrafo (—), radar com método absoluto (---) e radar com método relativo (···).

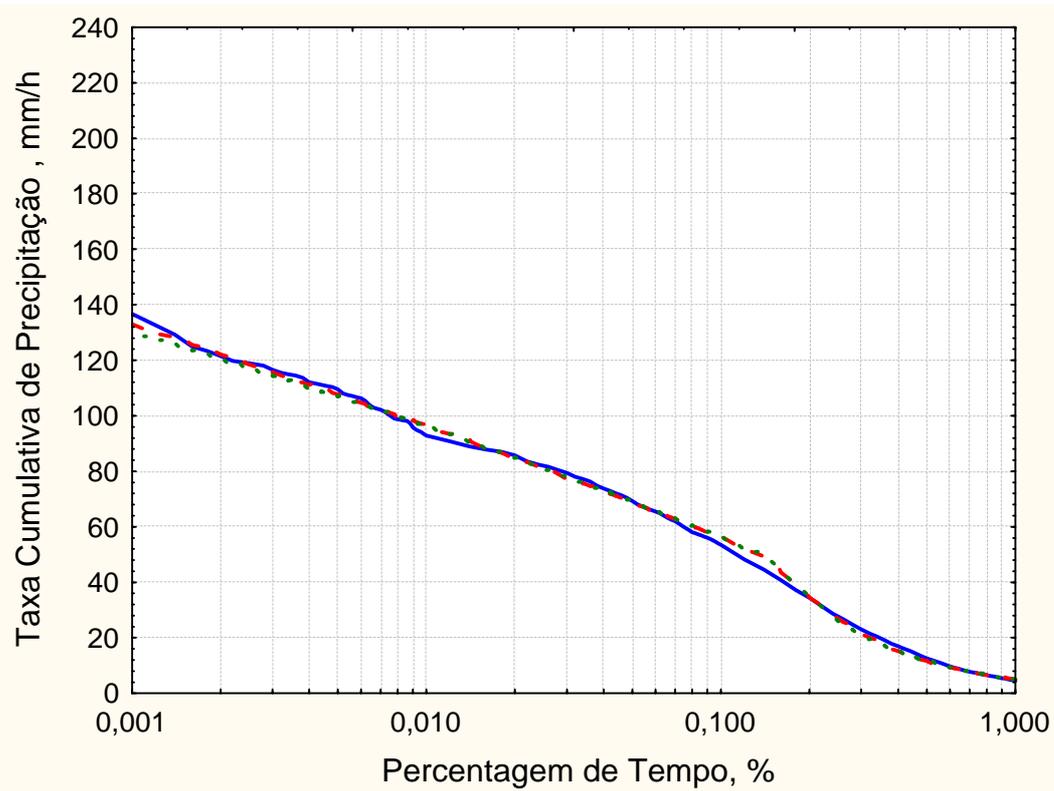


Figura 81 Comparação entre as distribuições de precipitação, para o sítio de Manaus: pluviógrafo (—), radar com método absoluto (---) e radar com método relativo (···).

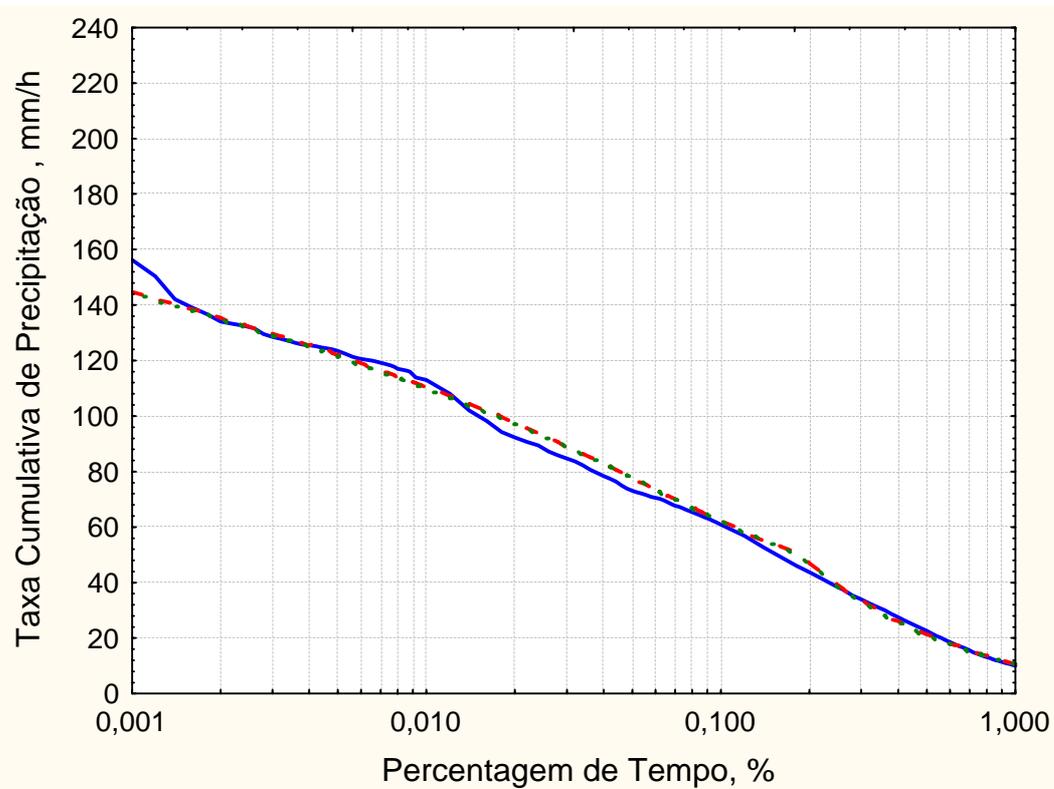


Figura 82 Comparação entre as distribuições de precipitação, para o sítio de Tabatinga: pluviógrafo (—), radar com método absoluto (---) e radar com método relativo (···).

Por fim, comparando-se os dois métodos analisados, em relação à obtenção da distribuição de precipitação pelo radar, verifica-se que os mesmos fornecem resultados bastante semelhantes. Isto deveria ser esperado, uma vez que ambos utilizam uma comparação com a mesma distribuição de precipitação produzida por um pluviógrafo no local. O fato é que, se a intenção for indicar o melhor valor de “a” e “b” para caracterizar o radar analisado, mesmo sabendo que a predição de precipitação pelo radar não é muito precisa e depende do comportamento instantâneo da precipitação, o método absoluto fornece os valores mais próximos dos reais, pois trabalha diretamente com a distribuição estatística da refletividade e não com uma distribuição estatística. É claro que, para este caso, o melhor seria trabalhar com durações de tempo maiores, tendo-se assim a definição de uma relação que melhor atendesse a média do comportamento e não o comportamento de apenas um ano de medida.

Finalizando este Capítulo, cumpre destacar que, utilizando as relações obtidas através do método relativo sobre as distribuições absolutas de refletividade e comparando com as distribuições produzidas pelos pluviógrafos, os erros relativos médios encontrados ficam na ordem de 20%. Existem porém, erros relativos da ordem de 40 a 60% nas faixas mais baixas de taxa de precipitação. Este resultado mostra que a utilização de uma relação obtida pelo método relativo para estimar o valor de precipitação na tela de um radar pode produzir resultados muito afastados dos reais.