

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Bionídio Enoque Banze

**Avaliação dos Modelos de Estimativa de Precipitação do
TRMM em Moçambique**

São Paulo

2016

BIONÍDIO ENOQUE BANZE

Avaliação dos modelos de estimativa de precipitação do TRMM
em Moçambique

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas para a obtenção do título de Mestre em Ciências Atmosféricas.

Versão corrigida. O original encontra-se disponível na unidade

Área de concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez

São Paulo

2016

À memória dos meus Pais:

Enoque Banze e Alzira Machava

Agradecimentos

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e o seu Programa de Excelência Acadêmica (PROEX) pelo apoio financeiro que tornou possível a realização deste trabalho de pesquisa científica.

Ao professor Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez, por sua dedicação exigência e confiança com este trabalho de pesquisa.

A minha família pela força e apoio prestado durante toda minha vida social e acadêmica.

A minha grande amiga Odete Macie pela amizade, paciência e todo apoio dado quando mais precisei.

Aos colegas e amigos: Miriam Gigi, Kátia Mendes, Paulo Moura, Flávio D'Oliveira, especialmente a Cristina Arriaga e Eleazar Angulo, pela amizade e todas informações acadêmicas compartilhadas.

Aos amigos moçambicanos: Alberto Bié, Alberto Afonso, Alexandre Tique, Aniceto Macie e Salvador Manjate, pelos bons momentos compartilhados.

Ao Evandro, pela disponibilidade e apoio prestado em várias ocasiões.

A toda equipe do laboratório STORM-T, especialmente ao João Neves e Vinícius pelo apoio prestado.

Aos professores, funcionários e técnicos do IAG, pelo profissionalismo e bom atendimento que sempre disponibilizaram.

Resumo

BANZE, B. E. **Avaliação dos modelos de estimativa de precipitação do TRMM em Moçambique.** 2016. 126 p., Dissertação - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

Os diferentes algoritmos de estimativa de precipitação do satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) (2A12, 2A25, 2B31 e 3B42) foram avaliados em Moçambique a partir de 24 estações pluviométricas durante o período de 1998 a 2012. As comparações indicaram que os produtos 3A12, 3A25 e 3B31 (produtos mensais dos algoritmos 2A12, 2A25, 2B31, respectivamente) geralmente subestimam a precipitação pluviométrica, enquanto o produto 3B43 (produto mensal do algoritmo 3B42) superestima a precipitação observada na maioria das estações pluviométricas. Testes estatísticos indicam que o 3B43 apresenta os melhores resultados, seguido do 3A12. O 3B43 tem correlações maiores que 0,8 enquanto que os demais algoritmos variam entre 0,5 e 0,7. O RMSE do 3B43 é da ordem de 40% da chuva mensal, enquanto que os 3A12, 3A25 e 3B31 tem 10%, 35% e 45% acima das médias mensais. Em geral todos os algoritmos tendem a subestimar as chuvas para precipitações mensais superiores a 300 mm/mês, mas o 3B43 tende a se aproximar das observações. A análise do ciclo diurno revela que o 2A12 apresenta o período de máxima precipitação entre as 14 e 17 horas, os algoritmos 2A25 e 2B31 entre as 13 e 15 horas, enquanto o 3B42 entre as 16 e 18 horas. A precipitação máxima estimada pelo 2A25 e 2B31 fica restrita a tarde e à noite durante o período chuvoso, ao longo da tarde, noite e madrugada no período seco. O 2A12 tem a maior atividade a tarde e noite durante o período chuvoso e no período seco mais picos durante a madrugada. Já o 3B42 apresentou máximos a tarde e noite durante o período chuvoso, e no período seco ocorria uma diminuição dos máximos da tarde e um aumento de madrugada. As chuvas observadas em Moçambique na média encontram-se abaixo de 9 km de altura e não ultrapassam os 12 km. A chuva mais alta está associada à chuva convectiva e pode atingir 12 km na região norte, 11 km no centro e 10 km na região sul. Por outro lado, os topos estratiformes não passavam dos 8 km em todas as regiões de Moçambique. Durante o período chuvoso, tanto a chuva convectiva como a estratiforme contribuem quase igualmente, especialmente na região sul. Entretanto, durante o período seco, a contribuição convectiva pode variar de 50 a 100%, principalmente nas regiões norte e centro. Por fim a climatologia da chuva em Moçambique a partir do produto 3A25 revelou que praticamente não chove no

continente durante o período de maio a setembro. Já no período chuvoso, chove mais sobre o continente do que sobre o oceano. A fração convectiva é maior no oceano do que no continente durante os meses de fevereiro a julho. Sobre o continente não existe muita diferença entre a chuva convectiva e estratiforme. Especialmente observa-se que a altura média da chuva em Moçambique é da ordem de 7 km entre novembro e abril, já entre maio a agosto, a média da altura da chuva não passa de 5 km, sendo mais alta sobre o oceano.

Palavras Chave: Estimativa de precipitação, pluviômetros, avaliação, TRMM, Moçambique.

ABSTRACT

BANZE, B. E. **Evaluation of TRMM precipitation estimation models in Mozambique.** 2016. 126 p, Dissertation. - Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo, 2016.

Different rainfall estimation algorithms (2A12, 2A25, 2B31 and 3B42) of TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) satellite were evaluated in Mozambique from 24 rain gauge stations during the period 1998 to 2012. The comparisons indicated that 3A12, 3A25 and 3B31 (monthly products of 2A12, 2A25 and 2B31 algorithms, respectively) products often underestimate rainfall, while the 3B43 (monthly product of 3B42 algorithm) product overestimates the observed rainfall in most rainfall stations. Statistical tests indicate that the 3B43 provides the best results, followed by 3A12. It is noteworthy that the 3B43 has higher correlations than 0.8 while the other algorithms vary between 0.5 and 0.7. The RMSE of 3B43 is 40% of the monthly rainfall, whereas 3A12, 3A25 and 3B31 have 10%, 35% and 45% above the average monthly observations. In general all algorithms tend to underestimate monthly rainfall exceeding 300 mm / month, but the 3B43 tends to approach the observations. The diurnal cycle analysis shows that the 2A12 shows the maximum precipitation period between the 1400 and 1700 LT, the 2A25 and 2B31 algorithms have the maximum precipitation between the 1300 and 1500 LT, while the 3B42 between 1600 and 1800 LT. The maximum rainfall estimated by 2A25 and 2B31 is restricted to afternoon and evening during the rainy season, while in the dry season was observed between late night and morning. The 2A12 had the highest activity in the afternoon and evening during the rainy season and the dry season more peaks during the night. The 3B42 showed maximum the afternoon and evening during the rainy season and the dry period occurred a reduction of the maximum in the afternoon and an increase of early morning peaks. The height of rain observed in Mozambique on average were below 9 km and did not exceed the 12 km. The rain were associated with convective rainfall could reach 12 km in the north, 11 km in the center and 10 km in the south. On the other hand, the stratiform tops were only of 8 km in all regions of Mozambique. During the rainy season, both convective and stratiform rain contribute almost equally, especially in the south. However, during the dry season from May to September convective contribution can range from 50 to 100%, especially in the northern and central regions. Finally the rain climatology in Mozambique from product 3A25 revealed that

practically no rain on the continent during the period from May to September. In the rainy season, it rains more on the continent than over the ocean. The convective fraction is greater in the ocean than on the mainland during the months from February to July. On the continent there is no much difference between the convective and stratiform rain. Spatially observed that the mean rain height in Mozambique is around 7 km between November and April, as from May to August, rain height average is less than 5 km, being higher over the ocean.

Keywords: rainfall estimation, rain gauges, evaluation, TRMM, Mozambique.

LISTA DE FIGURAS

1.1: Distribuição espacial das estações pluviométricas utilizadas pelo GPCC (Global Precipitation Climatology Center) sobre a África em janeiro de 2000. Adaptada de (Adeyewa & Nakamura, 2003)	17
2.1: Localização geográfica e topográfica da área de estudo.	19
2.2: Principais sistemas meteorológicos que influenciam na variabilidade anual da precipitação em Moçambique no verão (a esquerda) e no inverno (a direita). Adaptada de van Wyk, et al.(2012)	21
3.1: Interação da radiação em diferentes comprimentos de onda com a superfície e os constituintes atmosféricos	23
3.2: Elemento diferencial de volume contendo material que altera o feixe de radiação ao passar por ele. Adaptada de Kidder & Vonder Haar (1995).	25
3.3: Relação entre a temperatura de brilho e a taxa de precipitação para as frequências de 18; 37 e 85,6 GHz. Adaptada de Spencer et al. (1989).....	30
4.1: Esquema do Satélite TRMM e a geometria de varredura dos três sensores principais antes do satélite ser impulsionado (depois de ser impulsionado). Adaptada de Kummerow et al. (1998).....	35
4.2: Diagrama esquemático das diferentes formas nas quais o algoritmo de estimativa pode ser aplicado. Adaptada de Kummerow & Giglio, 1994.	39
4.3: Diagrama esquemático do algoritmo de recuperação (estimativa). Adaptada de Kummerow & Giglio, 1994.	42
4.4: Representação esquemática dos perfis α e a , para chuva estratiforme com banda brilhante (a esquerda) e para chuva estratiforme sem banda brilhante, convectiva e da categoria outros (a direita). Adaptada de Iguchi et al. (2000).	45
5.1: Número de falhas por estação, representado por barras de cor preta (eixo secundário) e a percentagem que essas falhas representam, barras de cor cinza (eixo principal).	51
5.2: Percentagem de falhas por ano para Massingir (a esquerda) e Pemba (a direita) durante o período de 1998-2012.....	52
5.3: Domínio usado na análise do ciclo diurno da precipitação (retângulo menor).....	54
5.4: Localização geográfica das províncias de Moçambique (a) de acordo a divisão administrativa das regiões norte (cor verde), centro (cor marrom) e sul (cor azul) e as estações usadas no estudo (b).....	55
6.1: Diagramas de dispersão entre os dados do TRMM e pluviométricos na região norte.	64

6.2: Diagramas de dispersão entre os dados do TRMM e pluviométricos na região centro. ...	65
6.3: Diagramas de dispersão entre os dados do TRMM e pluviométricos na região sul.	66
6.4: Precipitação média anual observada (a), do produto 3A25 (b), do produto 3A12 (c), do produto 3B31 (d) e do produto 3B43 (e)	71
6.5: Ciclo anual da precipitação observada e estimada pelos produtos do TRMM para a região norte.	74
6.6: O mesmo que a Figura 6.5, mas para a região centro.	77
6.7: O mesmo que a Figura 6.5, mas para a região sul.	80
6.8: Ciclo diurno da precipitação estimada pelos algoritmos 2A12(a), 2A25(b), 2B31(c) e 3B42(d) durante os meses do ano em Moçambique na região norte.	86
6.9: O mesmo que a figura 6.8, mas para a região centro.	87
6.10: O mesmo que a figura 6.8, mas para a região sul.	88
6.11: Distribuição espacial do horário em que se verifica a chuva máxima estimada pelo algoritmo 2A25 durante os meses do ano.	91
6.12: O mesmo que a figura 6.11, mas para o algoritmo 2B31.	92
6.13: O mesmo que a figura 6.11, mas para o algoritmo 2A12.	94
6.14: O mesmo que a figura 6.11, mas para o algoritmo 3B42.	96
7.1: Ciclo anual ciclo anual da altura da chuva para as estações da região norte.	99
7.2: O mesmo que a Figura 7.1, mas para a região centro.	102
7.3: O mesmo que a Figura 7.1, mas para a região sul.	103
7.4: Ciclo anual da chuva observada (barras verdes), chuva estimada pelo produto 3A25 (barras azuis), fração da chuva convectiva (linhas vermelhas) e fração da chuva estratiforme (linhas pretas) e os respetivo desvio padrão para cada fração da chuva para a região norte.	107
7.5: O mesmo que a figura 7.4, mas para a região centro.	108
7.6: O mesmo que a figura 7.4, mas para a região sul.	109
7.7: Climatologia da chuva em Moçambique para o período de 1998 - 2014, a partir do algoritmo 2A25 do TRMM.	113
7.8: Fração da chuva convectiva em Moçambique, para o mesmo período da figura 6.19.	114
7.9: Altura do perfil de chuva, para o mesmo período da figura 6.19.	115

LISTA DE TABELAS

4.1: Principais características do TMI antes do satélite ser impulsionado (depois de ser impulsionado). Adaptada de Kummerow et al. (1998)	36
4.2: Principais características do PR antes do satélite ser impulsionado (depois de ser impulsionado). Adaptada de Kummerow et al. (1998)	37
4.3: Principais características do VIRS. Adaptada de Kummerow et al antes do satélite ser impulsionado (depois de ser impulsionado). (1998).....	37
4.4: Intervalos de variação dos parâmetros de estimativa sobre o oceano. Adaptada de Kummerow & Giglio, 1994.	40
4.5: Critérios para a classificação de pixels sem chuva sobre o continente. Adaptada de Kummerow & Giglio, 1994.	43
4.6: Valores iniciais dos parâmetros $k-Z_e$ e Z_e-R ($k = \alpha Ze\beta$, $R = \alpha Ze b$, $Ze = a'' R b''$)	46
5.1: Produtos de precipitação do TRMM usados no estudo	53
6.1: Coeficientes de correlação entre a precipitação mensal observada e estimada pelos produtos do TRMM para a região norte (a), região centro (b) e região sul (c).....	58
6.2: Bias (%) da precipitação estimada pelos produtos do TRMM em relação a precipitação mensal observada e para a região norte (a), região centro (b) e região sul (c).	61
6.3: RMSE (mm/mês) da precipitação estimada pelos produtos do TRMM em relação a precipitação mensal observada e para a região norte (a), região centro (b) e região sul (c).	63

LISTA DE ABREVIATURAS

CERES	<i>Clouds and the Earth's Radiant Energy System</i>
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
DSD	<i>Drop Size Distribution</i>
ENOS	<i>El Niño Oscilação Sul</i>
EOS	<i>Earth Observing System</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GPCC	<i>Global Precipitation Climatology Center</i>
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
GPI	<i>GOES Precipitation Index</i>
GPROF	<i>Goddard Profiling Algorithm</i>
INAM	<i>Instituto Nacional de Meteorologia</i>
LIS	<i>Lightning Imaging Sensor</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NASDA	<i>National Space Development Agency of Japan</i>
PR	<i>Precipitation Radar</i>
TMI	<i>TRMM Microwave Imager</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
VIRS	<i>Visible and Infrared Scanner</i>
ZCIT	<i>Zona de Convergência Intertropical</i>

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	15
2	CARACTERÍSTICAS DE MOÇAMBIQUE	19
2.1	Variabilidade da precipitação em Moçambique.....	20
3	ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITES	22
3.1	Interação da radiação na atmosfera.....	24
3.2	Técnicas de estimativa de precipitação por satélites	27
3.2.1	Técnicas do visível e infravermelho	27
3.2.2	Técnicas em micro-ondas passivo	28
3.2.3	Técnicas em micro-ondas ativo	30
4	O SATÉLITE TRMM E OS ALGORITMOS UTILIZADOS NA ESTIMATIVA DA PRECIPITAÇÃO ...	34
4.1	Sensores utilizados na estimativa da precipitação	35
4.1.1	Imageador de micro-ondas do TRMM (TMI)	35
4.1.2	Radar de precipitação (PR)	36
4.1.3	Sensor infravermelho e visível (VIRS)	37
4.2	Algoritmos de estimativa de precipitação no TRMM	38
4.2.1	Algoritmo 2A12	38
4.2.2	Algoritmo 2A25	44
4.2.3	Algoritmo 2B31	46
4.2.4	Algoritmo 3B42	48

5	DADOS E METODOLOGIA.....	51
5.1.	Dados de pluviométricos	51
5.2.	Dados de precipitação estimada pelos produtos do TRMM	53
5.3.	Métodos estatísticos para a avaliação	55
6	AVALIAÇÃO DOS ALGORITMOS DE ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO DO TRMM.....	57
6.1	Escala mensal.....	57
6.2	Distribuição espacial da precipitação	67
6.3	Ciclo anual	72
6.4	Ciclo diurno.....	83
6.5	Horário com precipitação máxima.....	89
7	CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE A PARTIR DO 3A25	97
7.1	Análise da altura da chuva	97
7.2	Contribuição do tipo de precipitação no volume de chuva	106
7.3	Distribuição espacial da precipitação	111
8	CONCLUSÕES	116
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121
	APÊNDICES	126

CAPÍTULO 1

1 Introdução e objetivos

O conhecimento e a confiabilidade das informações sobre a precipitação, tanto espacialmente como temporalmente é muito importantes e pode ajudar em diversas áreas, como na área sócio-econômica (Adeyewa & Nakamura, 2003), no desenvolvimento de pesquisas relacionadas aos recursos hídricos (Clemens & Bumke, 2001), climatologia (Simpson et al.,1988) e até mesmo para avaliação de modelos de previsão de tempo (Adeyewa& Nakamura, 2003; Ebert et al., 2007). Além disso, a agricultura que é a principal fonte de economia da maior parte da população moçambicana (Manhique, 2008;Toté et al., 2015) depende do regime de chuva, logo a ocorrência de eventos extremos e a variabilidade espaço temporal da precipitação resultam em uma alta vulnerabilidade para o País (Reason et al., 2006). Sendo assim, é crucial entender o comportamento da precipitação, tanto para fins de previsão como para monitoramento.

Devido a sua alta variabilidade espacial e temporal, a precipitação requer observações frequentes, mas para grande parte do globo principalmente sobre regiões oceânicas e em desenvolvimento tais observações não são possíveis através de medições de superfície (Xie & Arkin, 1996). Por exemplo, sobre o continente africano, a alta dispersão dos pluviômetros (Figura 1.1) dificulta o monitoramento uniforme da precipitação, sem contar que as análises podem estar comprometidas pelos erros de observação e falhas (Adeyewa & Nakamura, 2003). Portanto, a utilização de técnicas de sensoriamento remoto para estimativa de precipitação tem sido uma alternativa importante para monitorar a chuva sobre estas regiões.

As técnicas de estimativa de precipitação por sensoriamento remoto podem ser divididas em três bandas de frequência: visível, infravermelho e micro-ondas. As técnicas de estimativa de precipitação que utilizam o canal do infravermelho utilizam as informações da temperaturas de brilho do topo de nuvem e as correlacionam com precipitação à superfície (Arkin, 1979; Arkin & Meisner, 1987, Adler e Negri, 1988). Na faixa de micro-ondas existem as técnicas com sensores ativos e passivos. Os sensores ativos, radares meteorológicos, relacionam a energia retro espalhada pelas gotas de chuva com a precipitação de superfície (Battan, 1973). Já os sensores passivos (radiômetros) utilizam a resposta da interação (absorção, emissão e espalhamento) dos hidrometeoros em diversas frequências de radiação para estimar o conteúdo de gelo e água na coluna atmosférica e correlacionar com a precipitação na superfície (Wilheit et al. 1977; Kummerow e Giglio 1994).

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Em novembro de 1997 as agências espaciais do Japão (NASDA) e dos Estados Unidos (NASA) lançaram um satélite denominado “Tropical Rainfall Measuring Mission” (TRMM) com o objetivo de obter um maior conhecimento da distribuição horizontal e vertical da precipitação sobre os trópicos. O TRMM teve as suas atividades finalizadas em abril de 2015. O TRMM utiliza basicamente três instrumentos (sensores) para a estimativa de precipitação: o radiômetro de micro-ondas (TMI), o radar de precipitação (PR) e o radiômetro do visível e infravermelho (VIRS). Adicionalmente o TRMM levava a bordo o sensor da energia radiante da superfície da terra e das nuvens (CERES) e o imageador de relâmpagos (LIS) (Simpson et al., 1988; Kummerow et al., 1998).

O programa TRMM contemplava quatro algoritmos de estimativa de precipitação: o 2A25 que está associado ao PR, 2A12 ao TMI, o 3B42 ao VIRS e o 2B31 que está associado ao PR e o TMI. O 2A25 é o algoritmo de estimativa de precipitação do PR que converte os dados de refletividade do radar (Z) em taxa de precipitação (R) (Iguchi et al., 2000). O 2A12 tem como base o Goddard Profiling Algorithm (GPROF) que essencialmente compara as medidas do TMI com um banco de dados de temperaturas de brilho simuladas por um modelo de transferência radiação sob diversas situações de precipitação ou não (Kummerow e Giglio, 1994). O 3B42 é um algoritmo que utiliza as medidas do canal do infravermelho do VIRS que é baseado no GOES Precipitation Index (GPI), que minimiza o erro da precipitação fazendo ajustes com o 2A25 e 2A12 (Huffman et al. 2007). Já o 2B31 combina as estimativas do 2A25 e 2A12 (Haddad et al., 1997).

Apesar das estimativas do TRMM terem uma forte relação física com hidrometeoros suspensos na atmosfera, a sua amostragem espacial e temporal não permite a caracterização do ciclo diurno em tempo real, por exemplo. Além disso, os algoritmos possuem diversas deficiências, portanto, é importante validar as estimativas em mais áreas sobre o globo. O algoritmo 2A25, por exemplo, apresenta incertezas devido aos problemas de correção da atenuação da chuva (Iguchi et al., 2000; Wang et al., 2009). A introdução de dados de satélites geostacionários no algoritmo 3B42 minimiza os erros relacionados à cobertura espacial e temporal do TRMM, porém, as estimativas dos satélites geostacionários são baseadas no GPI e nem sempre a presença de nuvens frias significa a presença de chuva (Yamamoto et al., 2008).

Alguns estudos feitos para a validação das estimativas do TRMM em África são focados em certas regiões e não são baseados em todos os produtos de precipitação do projeto, por exemplo, estudos de Adeyewa & Nakamura (2003) e Nicholson et al. (2003b).

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Adeyewa & Nakamura (2003) mostraram que nas diferentes regiões de África, as estimativas do 3B43 são as que mais se aproximam à precipitação dos pluviômetros e que as estimativas do PR são mais confiáveis na época chuvosa. Para Moçambique, Toté et al.(2015) fizeram a avaliação de estimativas de precipitação que utilizavam os dados do infravermelho e micro-ondas de satélites de órbita polar com dados pluviométricos em escala decadal e encontraram que as estimativas de precipitação superestimam (subestimam) altos (baixos) índices pluviométricos.

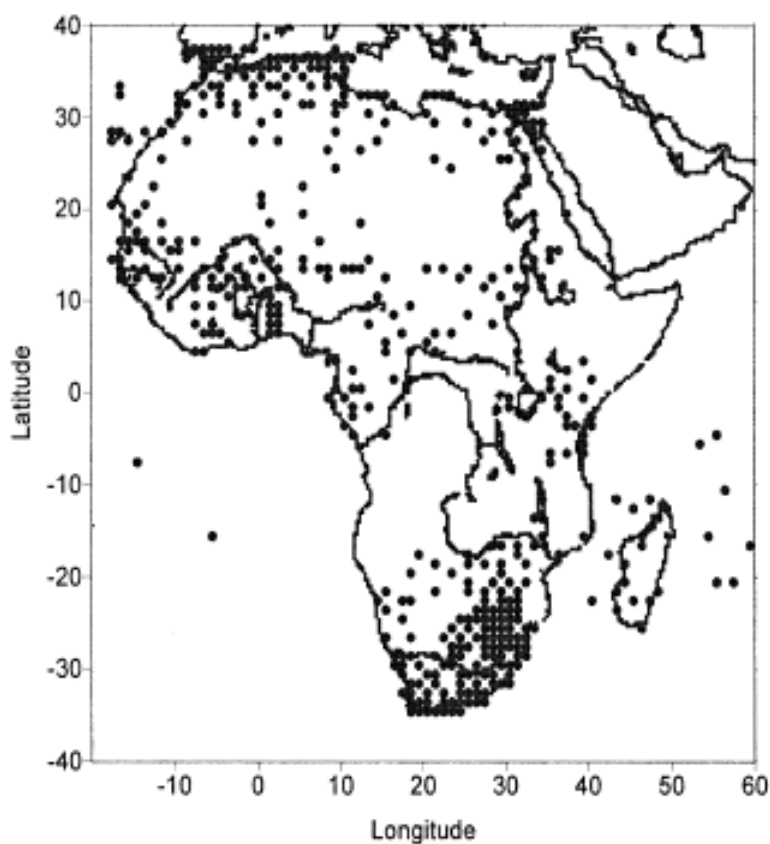


Figura 1.1: Distribuição espacial das estações pluviométricas utilizadas pelo GPCC (Global Precipitation Climatology Center) sobre a África em janeiro de 2000. Cada ponto representa pelo menos uma estação em uma grade de $1^\circ \times 1^\circ$. Adaptada de (Adeyewa & Nakamura, 2003)

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Sendo assim este trabalho propõe como objetivo principal a caracterização da distribuição espaço temporal da chuva em Moçambique a partir dos algoritmos de estimativa de precipitação do TRMM. Para validar esta caracterização será necessário desenvolver os seguintes objetivos específicos:

- Avaliar os algoritmos 2A25, 2A12, 2B31 e 3B42 em Moçambique;
- Caracterizar o ciclo diurno e anual da precipitação em Moçambique;
- Caracterizar o tipo de chuva em Moçambique
- Elaborar a climatologia da precipitação em Moçambique

CAPÍTULO 2

2 Características de Moçambique

Moçambique localiza-se no sudeste do continente Africano entre as latitudes $10^{\circ}27' S$ e $26^{\circ}52' S$ e as longitudes $30^{\circ}12' L$ e $40^{\circ}51' L$ (Figura 2.1). De acordo com Patrício et al., 2009, clima é geralmente tropical e caracterizado por duas estações distintas: uma seca e fria (de maio a setembro) e outra quente e chuvosa (de outubro a abril). A temperatura média do ar varia entre $25^{\circ}C$ a $27^{\circ}C$ no verão e entre $20^{\circ}C$ a $23^{\circ}C$ no inverno. As regiões Norte e Centro do país são as mais chuvosas com valores de precipitação anual que variam entre 800 e 1200 mm, sendo o Sul a região menos chuvosa com índices pluviométricos não ultrapassam 800 mm por ano.

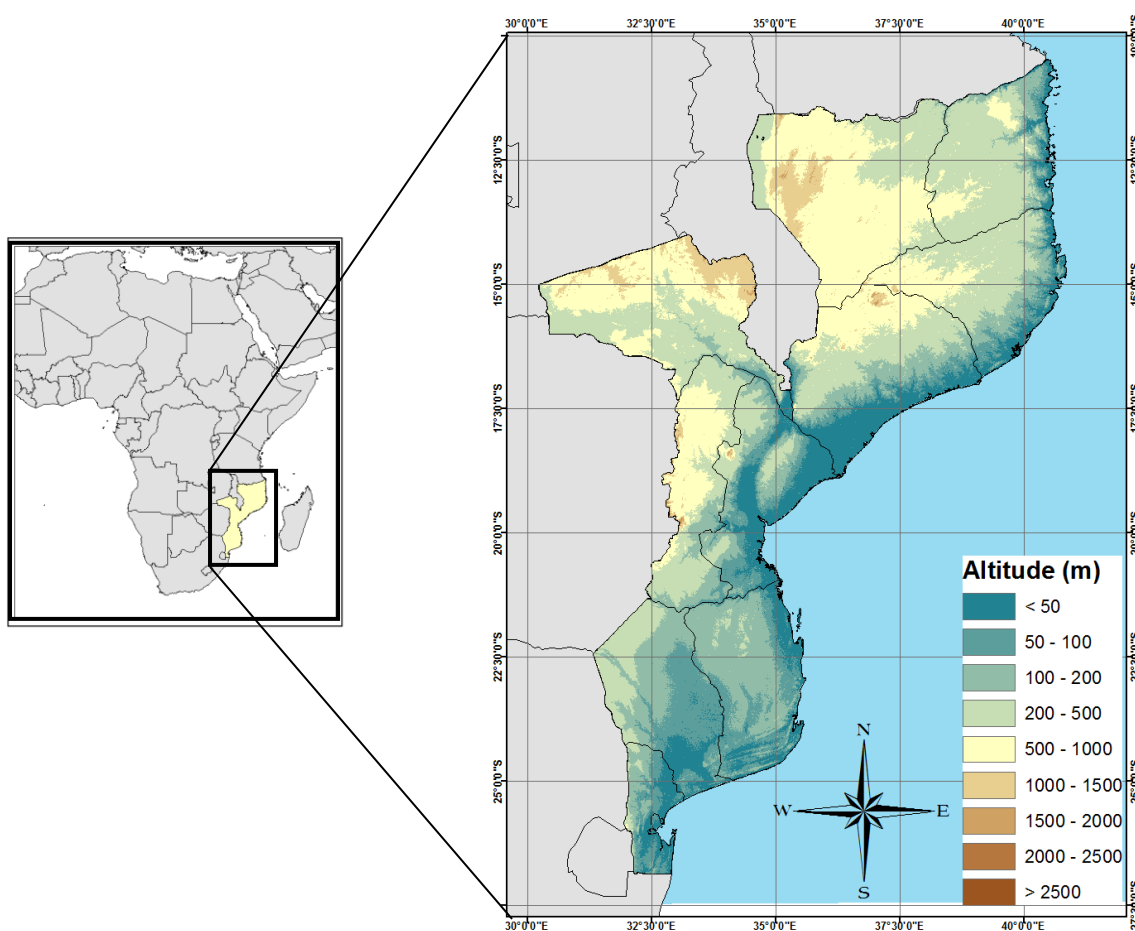


Figura 2.1: Localização geográfica e topográfica da área de estudo.

2.1 Variabilidade da precipitação em Moçambique

A África austral (região onde Moçambique se localiza) é suscetível a eventos de cheia e secas em diferentes escalas de tempo. A precipitação na maior parte desta região ocorre principalmente no verão, devido a presença de tempestades convectivas e das bandas de nuvens associadas (Reason et al., 2006). Essas bandas de nuvens são formadas pela Zona de Convergência do Índico Sul (ZCIS) que é considerada como sendo o principal sistema precipitante da região (Washington & Todd, 1999; Cook, 2000). Em Moçambique, a ZCIS é responsável por maior parte da chuva durante o verão, principalmente nas regiões centro e sul (Toté et al., 2015; Manhique et al., 2015). De acordo com Manhique, (2008) a variabilidade da precipitação na África Austral está também relacionada ao ciclo anual da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e das células anti-ciclônicas do oceano Atlântico Sul (ASAS) e do oceano Índico (ASI). O fluxo de nordeste originado pela monção da Índia influencia no comportamento da ZCIT sobre o continente africano, fazendo com que ela se encontre entre 15° e 18°S. Às vezes a ZCIT pode se estender mais para o sul até aproximadamente 20°S, o que provoca muita chuva em Zimbabwe e em Moçambique (McHugh & Rogers, 2001). No inverno, quando a ZCIT migra para o hemisfério norte e os anticiclones do Atlântico Sul e do Índico avançam mais para o norte do hemisfério sul, são predominantes as chuvas frontais que atingem mais a região sul de Moçambique (Figura 2.2).

Em escalas interanuais, o El Niño-Oscilação Sul (ENSO) tem sido um dos principais contribuintes da variabilidade da precipitação sobre a África Austral (Reason et al. 2006). Lindesay (1988) correlacionou a precipitação na África Austral com o Índice de Oscilação Sul (IOS) e encontrou que a fase quente do El Niño está correlacionada aos eventos de seca na região enquanto a fase fria (La Niña) está ligada com precipitação acima da média durante o verão. Mas apesar dessa correlação estatística nem todo El Niño representa seca na região. Por exemplo, o El Niño de 1997/1998 apresentou precipitação acima do normal na maior parte da África Austral (Cook, 2000). Adicionalmente temos de acordo com Nicholson & Kim, (1997) que além do ENSO, a variabilidade interanual da precipitação nesta região está relacionada também com as anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) dos oceanos Índico e Atlântico sul. Em Moçambique, o sinal do ENSO é forte sobre as regiões centro e sul (Rocha & Simonds, 1997).

CARACTERÍSTICAS DE MOÇAMBIQUE

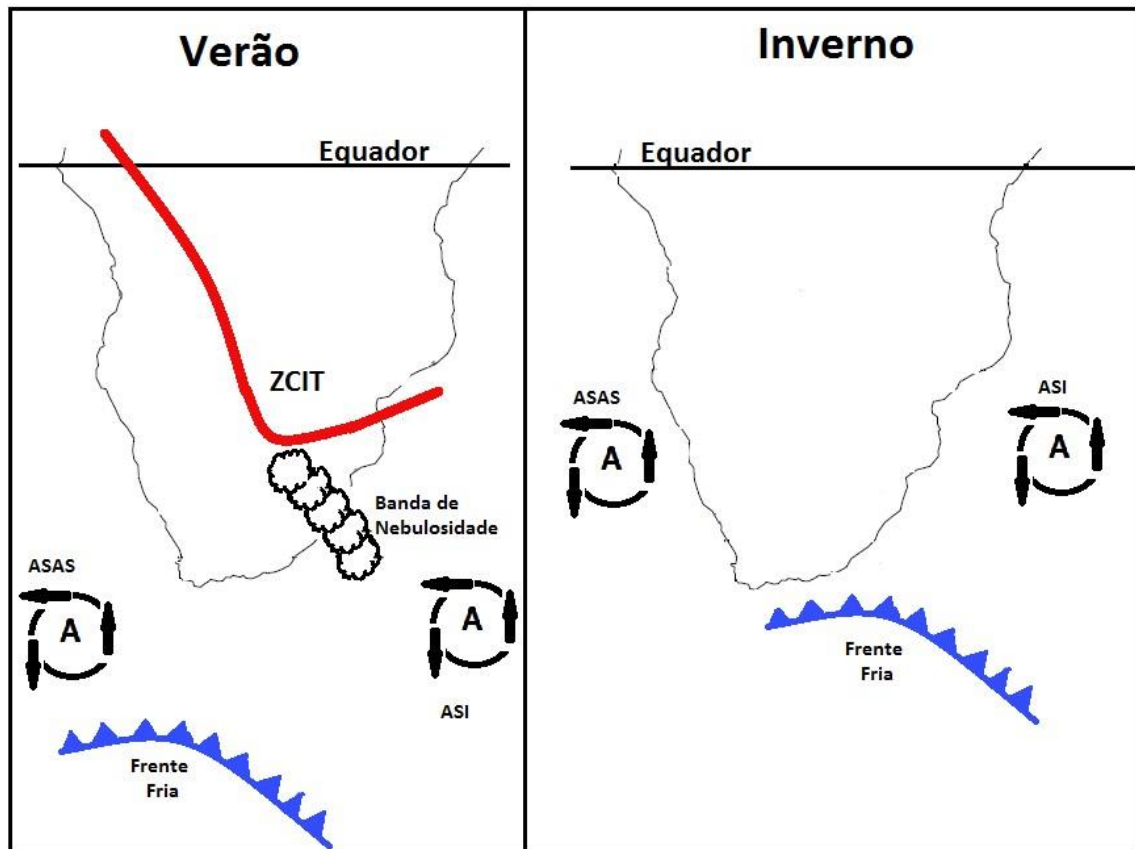


Figura 2.2: Principais sistemas meteorológicos que influenciam na variabilidade anual da precipitação em Moçambique no verão (a esquerda) e no inverno (a direita). Adaptada de van Wyk, et al.(2012)

CAPÍTULO 3

3 Estimativa de precipitação por satélites

Uma vez que os sensores a bordo dos satélites não medem diretamente a chuva, ela pode ser estimada a partir da interação da radiação eletromagnética (REM) com o meio. Para perceber como essas estimativas são feitas é preciso entender como superfície da terra, gases atmosféricos e hidrometeoros suspensos na atmosfera (gotículas de nuvem, gotas de chuva e cristais de gelo) interagem com a radiação eletromagnética. Dependendo do comprimento de onda incidente a radiação pode ser absorvida, emitida, espalhada ou refletida (figura 3.1).

Na figura 3.1 podemos perceber que a REM proveniente do sol pode ser espalhada (refletida) na presença de nuvens, sendo a absorção desprezível, enquanto que a atmosfera pode absorver e espalhar essa radiação. Ao chegar a superfície parte dessa radiação será absorvida e outra parte espalhada. Uma vez absorvida a radiação é reemitida em forma de radiação infravermelha (IR). A radiação infravermelha pode ser absorvida e espalhada pelas partículas presentes na atmosfera e pelas nuvens. A superfície também emite radiação em micro-ondas, que pode ser absorvida e espalhada pela atmosfera, mas também pode ser transmitida. As nuvens também espalham, absorvem e emitem a radiação em micro-ondas. Dessa maneira, nos próximos itens será descrito como é a essa interação com o meio, a partir da equação de transferência radiativa, seguido das diferentes técnicas de estimativa da precipitação.

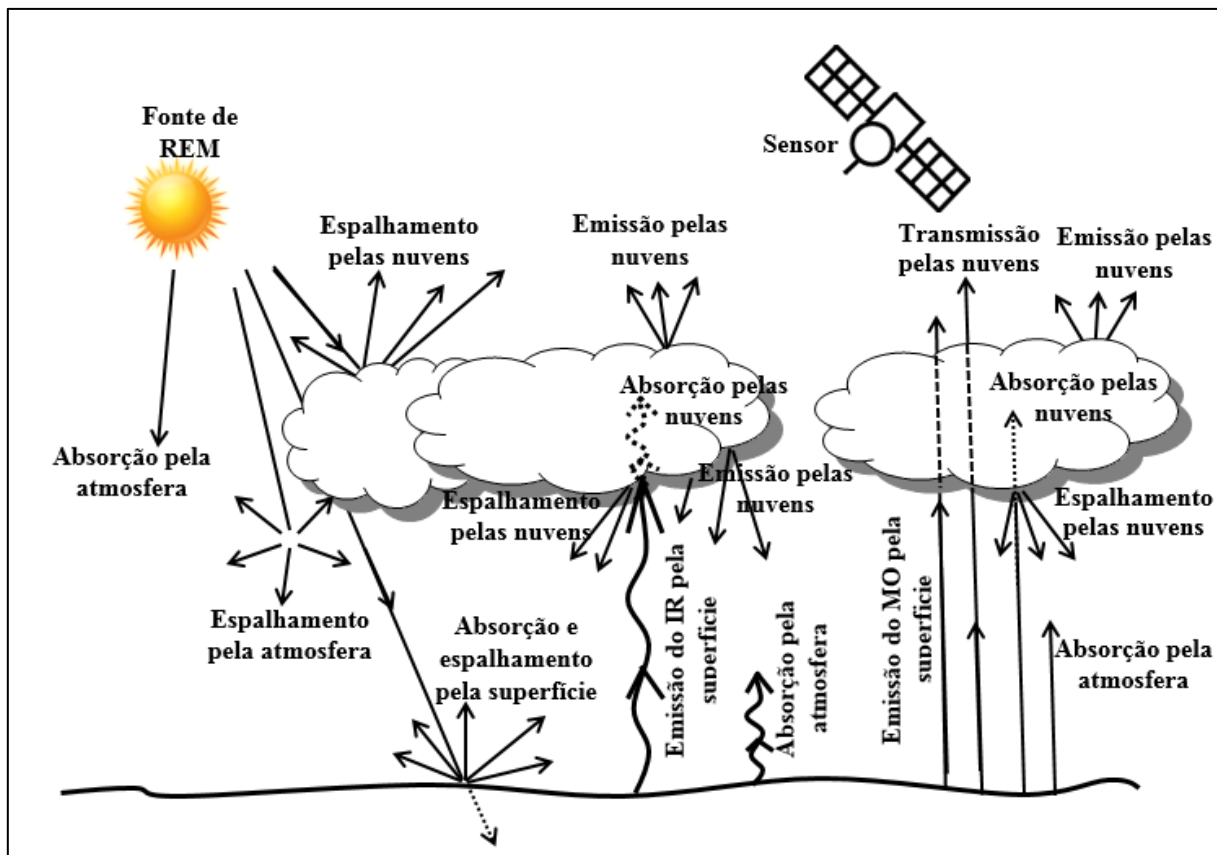


Figura 3.1: Interação da radiação em diferentes comprimentos de onda com a superfície e os constituintes atmosféricos

Espectro de radiação eletromagnética

Basicamente, radiação eletromagnética é a combinação dos campos elétrico e magnético que oscilam perpendicularmente entre eles e de uma forma perpendicular a direção de propagação. As ondas eletromagnéticas podem ser descritas pela sua frequência (ν) ou comprimento de onda (λ) e estão relacionadas com a velocidade da luz através da relação $\nu = c/\lambda$, onde $c = 3 \times 10^8$ m/s é a velocidade da luz no vácuo.

Radiação do corpo negro

Ao interagir com a matéria, a radiação eletromagnética pode ser absorvida, espalhada e emitida. É considerado como um corpo negro, um material que absorve toda a radiação incidente sobre ele, independentemente da frequência ou ângulo de incidência e emite toda a radiação incidente. Sendo que de acordo com a Lei de Wien corpo negro emite o máximo de radiação a uma dada temperatura (comprimento de onda).

A procura de uma derivação teórica do corpo negro, Planck mostrou que a radiância emitida por um corpo negro a um dado comprimento de onda pode ser dado por:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{hc}{\lambda kT}\right) - 1} \quad (1)$$

onde $B_{\lambda}(T)$ é a radiância do corpo negro ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$), $h = 6,626 \times 10^{-34} \text{ J s}^{-1}$ é a constante de Planck, $k = 1,381 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$ é a constante de Boltzmann e T é a temperatura do corpo (K).

Por questões de simplicidade a função de Planck pode ser escrita da seguinte forma:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{c_1\lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{c_2}{\lambda T}\right) - 1} \quad (2)$$

onde $c_1 = 2hc^2$ e $c_2 = \frac{hc}{k}$ são a primeira e a segunda constante da radiação.

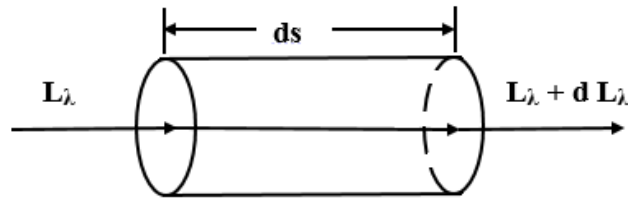
Se resolvermos a equação acima em função da temperatura, teremos a temperatura de brilho (T_b) do corpo negro a um dado comprimento de onda:

$$T_b = \frac{c_2\lambda^{-1}}{\ln\left(1 + \frac{c_1\lambda^{-5}}{B_{\lambda}}\right)} \quad (3)$$

3.1 Interação da radiação na atmosfera

ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITES

Consideremos um feixe de radiação incidente sobre um volume diferencial na atmosfera (figura 3.1). Quatro processos podem contribuir para a variação da radiância (L_λ) ao atravessar o meio (ds): a radiação pode ser absorvida pelo material (A); a radiação pode ser emitida pelo material (B); a radiação pode ser espalhada para outras direções (C); a radiação pode ser espalhada de volta ao feixe incidente (D). Portanto taxa de variação da radiância em função da distância pode ser escrita como sendo:



$$\frac{dL_\lambda}{ds} = A + B + C + D \quad (4)$$

Figura 3.2: Elemento diferencial de volume contendo material que altera o feixe de radiação ao passar por ele. Adaptada de Kidder & Vonder Haar (1995).

De acordo com a lei de Beer, a intensidade da radiação ao atravessar o meio pode ser dada por:

$$dL_\lambda = -L_\lambda k ds \quad (5)$$

onde k é o coeficiente de extinção devido a absorção e/ou espalhamento, descrito como:

$$k = k_a + k_s \quad (6)$$

sendo k_a o coeficiente de absorção e k_s o coeficiente de espalhamento.

Combinando as expressões 5 e 6, temos que o termo A da equação 4 (que contribui para a diminuição da radiação a medida que esta passa pelo volume diferencial) pode ser escrito como sendo igual a:

$$\text{Termo A} = -k_a(\lambda)L_\lambda \quad (7)$$

O termo B (que contribui para o aumento da radiação) fica igual a:

$$\text{Termo B} = k_a(\lambda)B_\lambda(T) \quad (8)$$

ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITES

O termo C (que também contribui para a diminuição da radiação) fica igual a $-k_s L_\lambda$.

$$\text{Termo C} = -k_s(\lambda)L_\lambda \quad (9)$$

O termo D (que contribui para o aumento da radiação) é mais complexo, pois descreve a quantidade de radiação proveniente de todas as direções (devido ao espalhamento múltiplo) em direção ao feixe da onda incidente. Se considerarmos que a radiação se propaga em uma direção especificada pelos ângulos θ (ângulo zenital) e ϕ (ângulo azimutal), então o termo C pode ser escrito da seguinte forma:

$$\text{Termo D} = \frac{k_s}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi L_\lambda(\theta', \phi') p(\psi_s) \sin\theta' d\theta' d\phi' \quad (10)$$

onde θ' e ϕ' , representam a direção da radiação espalhada e ψ , representa o ângulo entre θ, ϕ e θ', ϕ' (ângulo de espalhamento). $p(\psi_s)$ é a função de fase do espalhamento.

Por questões de simplicidade o termo D pode ser escrito como sendo:

$$\text{Termo D} = k_s L'_\lambda \quad (11)$$

onde:

$$L'_\lambda = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi L_\lambda(\theta', \phi') p(\psi_s) \sin\theta' d\theta' d\phi' \quad (12)$$

Dessa maneira, combinando todos os termos temos podemos definir a equação de transferência radiativa como sendo:

$$\frac{dL_\lambda}{ds} = k_a(\lambda)[B_\lambda(T) - L_\lambda(\theta, \phi)] + k_s(\lambda)[L'_\lambda - L_\lambda(\theta, \phi)] \quad (13)$$

A interpretação da equação acima pode ser feita da seguinte forma. O primeiro termo do lado direito da equação representa os efeitos de absorção e emissão. Se $k_a(\lambda) = 0$ a atmosfera é transparente no que diz respeito a absorção. Se $k_a(\lambda) \neq 0$ a temperatura da camada e a radiância vão determinar a mudança da radiação. A radiação aumenta se $B_\lambda(T) > L_\lambda(\theta, \phi)$ e diminui se $B_\lambda(T) < L_\lambda(\theta, \phi)$. O segundo termo representa os efeitos do espalhamento. Se $k_s(\lambda) = 0$ o espalhamento não tem efeito na variação da radiação. Se $k_s(\lambda) \neq 0$ a radiação aumenta se $L'_\lambda > L_\lambda(\theta, \phi)$ e diminui se $L'_\lambda < L_\lambda(\theta, \phi)$.

3.2 Técnicas de estimativa de precipitação por satélites

As técnicas de estimativa de precipitação por satélites podem ser divididas em três categorias: a) visível e infravermelho; b) micro-ondas passivo; c) micro-ondas ativo (radares meteorológicos).

3.2.1 Técnicas do visível e infravermelho

Como visto anteriormente, na faixa de frequência do visível e infravermelho, a radiação é refletida e emitida pelo topo das nuvens. Dessa maneira, as técnicas de estimativa de precipitação no visível e infravermelho se baseiam na radiação proveniente da informação do topo da nuvem. Dessa maneira, estas técnicas de estimativa de precipitação não são diretas, pois a chuva é relacionada com a área da nuvem, através da refletância ou da T_b emitida pelo topo da nuvem, mas os hidrometeoros presentes dentro da nuvem não são medidos (Kidder & Vonder Haar, 1995).

Para tentar trazer mais física sobre a inferência da precipitação no visível e no infravermelho foram desenvolvidas as técnicas bi-espectral (Lovejoy & Austin, 1979) e a do ciclo de vida (Stout et al., 1979). A técnica bi-espectral combina imagens dos canais do visível e do infravermelho para identificar as nuvens precipitantes, sendo que as nuvens mais brilhantes e mais frias apresentam maior probabilidade de chuva. Já na técnica do ciclo de vida, a taxa de precipitação de uma nuvem é função do estágio do seu ciclo de vida. Sendo que Stout et al. (1979) desenvolveram uma equação que relaciona a taxa de precipitação com a evolução temporal da nuvem, de tal maneira que:

$$R = a_0 A + a_1 \frac{dA}{dt} \quad (14)$$

ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITES

onde A é a área da nuvem, $\frac{dA}{dt}$ é a taxa de variação temporal da área da nuvem, a_0 e a_1 são coeficientes determinados empiricamente.

Por último temos a técnica de indexação (Arkin & Meisner, 1987) que foi denominada de GPI [GOES (Geostationary Operational and Environmental Satellites) Precipitation Index]. Durante o experimento GATE, Arkin (1979) encontrou que a precipitação estava altamente correlacionada ($r=0,86$) com a fração de área coberta por nuvens com T_b inferior a 235 K dentro de uma região de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, o que levou a desenvolver a seguinte relação para estimar a chuva em regiões tropicais.

$$R = 3f\Delta t \quad (15)$$

onde R (mm/h) é a taxa de precipitação, f é a fração da área com T_b inferior a 235 K dentro de uma área de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ e Δt é o intervalo de tempo (em horas) que f é aplicado, ou seja, o intervalo de tempo entre as imagens do IR.

3.2.2 Técnicas em micro-ondas passivo

Como mencionado antes, na faixa de frequência de micro-ondas a radiação interage com a matéria, portanto estas técnicas tendem a ser mais físicas e podem ser mais precisas. Por outro lado, os radiômetros de micro-ondas encontram-se a bordo de satélites de órbita baixa, portanto têm uma fraca cobertura espacial e temporal (Kidder & Vonder Haar, 1995). No entanto, com o lançamento do programa Global Precipitation Measurement (GPM), Hanson & Gray (2013), uma constelação de satélites permitirá estimativas de chuva a cada 3 horas em uma área de $25 \times 25 \text{ km}^2$.

Para entender melhor a interação da radiação em microondas com os hidrometeoros, utiliza-se o trabalho desenvolvido por Spencer et al. (1989), que calcularam os efeitos de emissão, absorção e espalhamento da chuva para três comprimentos de onda (19,35; 37 e 85,5 GHz) que são sumarizados abaixo.

- A absorção de radiação por partículas de gelo é desprezível, apenas o espalhamento desempenha um papel importante para comprimentos de onda bem pequenos;
- Gotas de chuva absorvem e espalham a radiação, mas a absorção domina;

ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITES

- Absorção e espalhamento aumentam com o aumento da frequência da radiação e com o aumento da taxa de precipitação. Porém, o espalhamento pelas partículas de gelo aumenta rapidamente com a frequência do que pelas gotas de chuva.

De acordo com este estudo duas conclusões são feitas:

- 1) Abaixo de 22 GHz, a absorção é o principal processo de interação da radiação na faixa de frequência de micro-ondas.
- 2) Entre os 22 e 60 GHz, tanto a absorção como o espalhamento são importantes, mas acima dos 60 GHz o espalhamento domina a absorção.

Dessa maneira, é possível observar as diferentes estruturas verticais da chuva a partir do emprego das micro-ondas. Por exemplo, abaixo de 22 GHz o gelo presente na nuvem é quase transparente aos radiômetros, que respondem diretamente a camada da chuva; já acima de 60 GHz, os radiômetros apenas interagem com o gelo e não observam a chuva que se encontra abaixo. Por isso as estimativas de precipitação feitas com canais de altas frequências são mais indiretas que as estimativas feitas nas baixas frequências, pois se correlaciona o conteúdo de gelo com a chuva na superfície.

Além destes efeitos, também foi observado que a superfície (continente ou oceano) tinha um papel fundamental na interação da radiação com os hidrometeoros. Basicamente, como a água é uma molécula polar, ela interfere na emissividade da superfície, ou seja, com mais úmida menor a emissividade, logo mais fria. Para entender melhor este processo, Spencer et al. (1988) simularam os efeitos da interação da radiação eletromagnética em micro-ondas sobre o continente e oceano através de um modelo de transferência radiativa que calculava a T_b como função da taxa de precipitação, conforme ilustrado na figura 3.3.

Nota-se que sobre o oceano, a T_b aumenta com o aumento da taxa de precipitação (principalmente para os canais de 18 e 37 GHz) e depois diminui. O aumento da T_b com taxa de precipitação se deve ao aumento da emissão. Por outro lado, a medida que a taxa de precipitação aumenta, o efeito de espalhamento aumenta (pois os hidrometeoros são maiores) e sobrepõe o efeito de absorção/emissão, e assim a T_b diminui. No continente o efeito da absorção/emissão não é tão evidente, pois o aumento da irradiância é comparável à variação

ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITES

da emissividade da superfície (0,8-0,9), bem diferente do oceano já que a emissividade é inferior a 0,5. Finalmente o efeito do espalhamento no continente é igual ao do oceano, que é o de remover energia ao longo do caminho de propagação. O efeito do espalhamento é maior para frequências maiores, logo as partículas de gelo, que são menores, acabam contribuindo para esta redução. Portanto em 85 GHz temos basicamente a contribuição do gelo, enquanto que para 37 GHz temos tanto a água como o gelo e em 18 GHz somente a água.

Dessa forma podemos observar que no oceano é possível utilizar diversas faixas de frequência que possibilitam detectar os efeitos de absorção/emissão e espalhamento. Já sobre o continente é mais adequado utilizar frequências acima de 60 GHz, pois o espalhamento é mais significativo. Portanto, os modelos de estimativa de precipitação em micro-ondas sobre o oceano são mais físicos e no continente são mais indiretos (relacionam gelo com chuva).

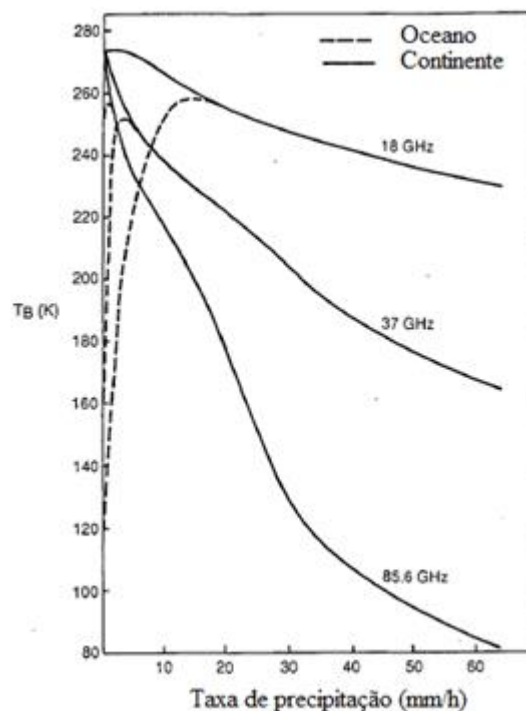


Figura 3.3: Relação entre a temperatura de brilho e a taxa de precipitação para as frequências de 18; 37 e 85,6 GHz. Adaptada de Spencer et al. (1989).

3.2.3 Técnicas em micro-ondas ativo

ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITES

Os sensores ativos, radares meteorológicos, são equipamentos que emitem radiação na faixa de micro-ondas que é retro-espalhada pelos hidrometeoros presentes no volume iluminado pelo radar, que por sua vez é proporcional ao tamanho destas partículas. Portanto é possível estimar a precipitação com mais precisão e resolução do que os sensores passivos. De uma forma geral, a potência detectada pelo radar pode ser expressa pela equação do radar como sendo (Rinehart, 1997):

$$P_R = \frac{P_t}{64\pi^3 r^4} G^2 \lambda^2 \sigma \quad (16)$$

Onde P_R é a potência recebida pelo radar, P_t é a potência transmitida pelo radar, G é o ganho da antena do radar, λ é o comprimento de onda da radiação emitida pelo radar, σ é a secção transversal de retro-espalhamento e r é a distância entre o radar e o alvo.

No regime de espalhamento Rayleigh, onde o tamanho da partícula é muito menor quando comparada ao comprimento de onda emitido pelo radar, σ é proporcional a concentração de gotas vezes o diâmetro à sexta potência e pode ser expressa como:

$$\sigma = \frac{\pi^5 |K|^2 D^6}{\lambda^4} \quad (17)$$

onde $|K|^2$ é a constante do dielétrico ou simplesmente o índice de refração complexo da partícula de diâmetro D .

Uma vez que um feixe do radar é descrito por um volume que ilumina múltiplos alvos, que por sua vez contribuem individualmente com o espalhamento. Pode-se definir este espalhamento como sendo a área total da secção transversal de retro-espalhamento dentro do volume iluminado, ou seja, refletividade do radar, η .

$$\eta = \sum_{vol} \sigma \quad (18)$$

Considerando que os alvos se encontram dentro do regime de Rayleigh, pode se definir o fator de refletividade do radar, Z , como sendo a contribuição da concentração de gotas de diâmetro D a sexta potência por unidade de volume:

ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITES

$$Z = \sum_{vol} D^6 \quad (mm^6 m^{-3}) \quad (19)$$

Substituindo as equações (19) e (17) na equação (16), teremos que a equação de radar pode ser expressa em termos do fator de refletividade do radar:

$$P_R = CTE \frac{|K|^2}{r^2} Z \quad (20)$$

onde CTE é uma constante que depende das propriedades do radar (P_{tr} , G , λ , ...).

Sendo a refletividade uma variável definida pela concentração de tamanho das partículas presentes em um volume é possível relacionar a sua magnitude às concentrações conhecidas, como por exemplo: gotículas de nuvens em nevoeiros $\sim 0.01 \text{ mm}^6/\text{m}^3$, chuva fraca $\sim 1,000 \text{ mm}^6/\text{m}^3$ até chuva forte $1,000,000 \text{ mm}^6/\text{m}^3$. É possível observar que Z varia exponencial, em parte por causa do diâmetro a sexta potência. Portanto tal qual a potência recebida, é conveniente expressar Z na forma logarítmica, tal qual a expressão abaixo:

$$Z \text{ (dBZ)} = 10 \log[Z (mm^6 m^{-3})] \quad (21)$$

Como o volume concentra diversos hidrometeoros, portanto, se soubermos representar a distribuição de tamanho de gotas $N(D)$ podemos reescrever a equação 20 da seguinte forma:

$$Z = \sum_{D=0}^{Dmax} N(D)D^6 (mm^6 m^{-3}) \quad \text{ou} \quad Z = \int_0^{\infty} N(D)D^6 dD \quad (22)$$

Por outro lado, também podemos inferir a taxa de precipitação a partir da expressão abaixo:

$$R(mm/h) = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D)D^3 V_T(D) dD \quad (23)$$

onde $V_T(D)$ é a velocidade terminal das gotas de chuva. Se utilizarmos o estudo inicial proposto por Marshall & Palmer (1948), a distribuição de tamanho de gotas pode ser representada por uma função exponencial do tipo:

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (24)$$

onde N_0 é o coeficiente de intercessão (m^{-4}), Λ é o coeficiente angular (m^{-1}).

ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO POR SATÉLITES

Dessa maneira, a partir da distribuição de tamanho de gotas da equação (24) e das equações (22) e (23) é possível derivar uma relação que converte o fator refletividade do radar em taxa de precipitação (relação Z - R) dada pela equação:

$$Z = aR^b \quad (25)$$

onde os coeficientes a e b dependem das características da chuva.

CAPÍTULO 4

4 O satélite TRMM e os algoritmos utilizados na estimativa da precipitação

O satélite TRMM foi lançado em 28 de novembro de 1997 em uma missão conjunta entre a Agência Espacial dos Estados Unidos da América (NASA) e a Agência Espacial do Japão (NASDA), com o objetivo de coletar dados de chuva ao longo das latitudes tropicais e subtropicais entre os 35°N e 35°S. Após 17 anos de atividade, o satélite TRMM foi descontinuado em 8 abril de 2015. Um dos principais objetivos do TRMM foi de avançar o nosso conhecimento sobre os ciclos globais de água e energia (calor) a partir da caracterização da distribuição tridimensional da precipitação e da respectiva liberação de calor latente nos trópicos (Simpson et al., 1988; Kummerow et al., 1998).

O satélite TRMM tinha uma órbita circular, não síncrona e com uma inclinação de 35° em relação ao equador. Inicialmente o TRMM orbitava a Terra a uma altitude de 350 km, mas para estender o seu tempo de vida o satélite foi impulsionado a aproximadamente 402,5 km, em agosto de 2001, diminuindo assim a resistência da atmosfera e poupando combustível. O satélite levava 91 minutos para completar uma órbita ao redor da Terra, resultando em 16 órbitas em um dia que cobriam os trópicos. O satélite sobrevoava duas vezes ao dia uma região de 10° X 10° e devido a sua órbita não síncrona levava quase 23 dias para observar a mesma região no mesmo horário no equador e aproximadamente 46 dias para as latitudes mais altas (Negri et al., 2002). A figura 4 mostra a geometria e o esquema de funcionamento dos três sensores (TMI, PR e VIRS) que o TRMM usava para a estimativa de precipitação.

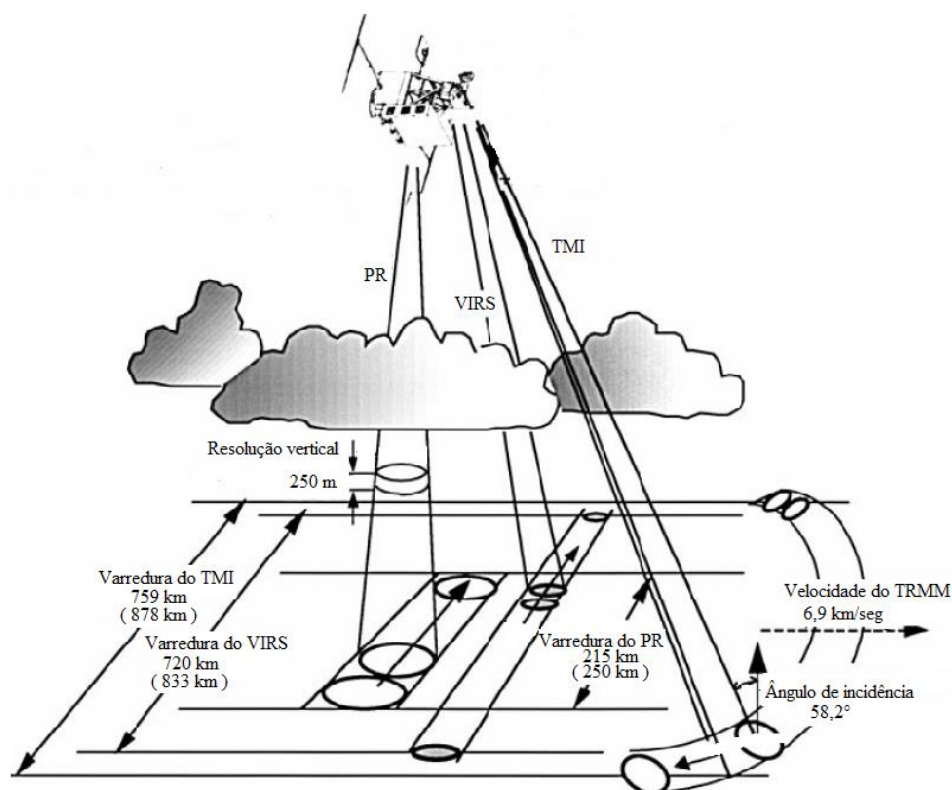


Figura 4.1: Esquema do Satélite TRMM e a geometria de varredura dos três sensores principais antes do satélite ser impulsionado (depois de ser impulsionado). Adaptada de Kummerow et al. (1998)

4.1 Sensores utilizados na estimativa da precipitação

4.1.1 Imageador de micro-ondas do TRMM (TMI)

O TMI é um radiômetro multicanal de micro-ondas passivo que operava em cinco frequências, sendo quatro com dupla polarização (10,65; 19,35; 37 e 85,5 GHz) e um com uma única polarização (21,3 GHz) (Tabela 4.1). A antena do TMI era uma parábola com um tamanho de abertura de 61 cm (projetada ao longo da direção de propagação do satélite) e com uma distância focal de 50.8 cm. O feixe de antena incidia sobre a superfície da terra com um ângulo de inclinação de 52.8°, o que permitia uma varredura em forma cônica que permitia uma cobertura de 720 km (878 km depois que o TRMM foi impulsionado). Esta varredura cônica permitia que os pixels observados pelo TMI sempre tivessem o mesmo tamanho, independentemente do ângulo de varredura. A antena do TMI girava em torno de um eixo apontado ao nadir a uma velocidade de 31,6 rpm (rotações por minuto), mas apenas

O TRMM E OS ALGORITMOS USADOS NA ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO

os 130° frontais do círculo descrito pela antena eram usados para coletar os dados (Kummerow et al.1998). Dado que o feixe de abertura da depende do comprimento de onda e do tamanho da antena, cada canal de frequência tinha uma resolução espacial na superfície (Tabela 4.1), onde os canais de alta frequência tinham a maior resolução.

Tabela 4.1: Principais características do TMI antes do satélite ser impulsionado (depois de ser impulsionado). Adaptada de Kummerow et al. (1998)

Canal	1 e 2	3 e 4	5	6 e 7	8 e 9
Frequência (GHz)	10,65	19,35	21,3	37	85,5
Polarização	V,H	V,H	V	V,H	V,H
Resolução (km x km)	63 x 37 (72 x 43)	30 x 18 (35 x 21)	23 x 18 (26 x 21)	16 x 9 (18 x 10)	7 x 5 (8 x 6)

4.1.2 Radar de precipitação (PR)

O PR permitia observar a estrutura tridimensional das tempestades sobre o oceano e sobre o continente através das medidas do fator de refletividade do radar (Z) (Iguchi et al., 2000). O PR utilizava uma frequência de 13,8 GHz e tinha uma resolução horizontal 4,3 km sobre a superfície e 250 m (no nadir) na vertical. Uma vez que a antena do radar fazia uma varredura de $\pm 17^\circ$ na direção transversal à trajetória do satélite o PR cobria uma faixa de 215 km. O PR observava somente 80 volumes de 250 metros de espessura na vertical, o que resultava em uma amostragem da superfície até 20 km de altitude (Kummerow et al., 1998). Depois que o satélite foi impulsionado algumas especificações foram alteradas (tabela 4.2), a resolução horizontal do PR passou a ser de 5 km e o alcance horizontal passou para 247 km. Dada estas características o PR amostrava 49 perfis verticais e 80 na vertical.

Tabela 4.2: Principais características do PR antes do satélite ser impulsionado (depois de ser impulsionado). Adaptada de Kummerow et al. (1998)

Item	Especificações
Frequência	13,8 GHz
Sinal mínimo detectado	17 (18) dBZ
Angulo de varredura	$\pm 17^\circ$
Largura do feixe	$0,71^\circ$
Alcance horizontal	215 (247) km
Alcance vertical	20 km
Resolução horizontal	4,3 (5) km [no nadir]
Resolução vertical	250 m [no nadir]
Perfis horizontais	80
Perfis verticais	49

4.1.3 Sensor infravermelho e visível (VIRS)

O VIRS é um radiômetro de cinco canais que funciona no intervalo de comprimentos de onda de 0,6 a 12 μm . O primeiro e o segundo canal estão na banda visível do espectro de radiação eletromagnética, o terceiro na banda de infravermelho próximo (banda de absorção do vapor d'água) e os dois últimos na banda de infravermelho (tabela 4.3). A antena do VIRS fazia uma varredura do tipo transversal com um ângulo de $\pm 45^\circ$, observando uma faixa de 720 km e com resolução de 2,11 km no nadir (Kummerow et al.1998). Depois que o TRMM foi impulsionado a faixa de varredura passou a ser de 833 km e a resolução horizontal para 2,4 km no nadir.

Tabela 4.3: Principais características do VIRS. Adaptada de Kummerow et al antes do satélite ser impulsionado (depois de ser impulsionado). (1998)

Canal	1	2	3	4	5
λ (μm)	0,623	1,61	3,784	10,826	12,028
$\Delta\lambda$ (μm)	0,088	0,055	0,34	1,045	1,055

4.2 Algoritmos de estimativa de precipitação no TRMM

4.2.1 Algoritmo 2A12

O algoritmo 2A12 é o algoritmo de estimativa de precipitação baseado nos dados do TMI [também conhecido como Goddard Profiling Algorithm (GPROF), Kummerow & Giglio, 1994] que usa uma aproximação Bayesiana para “comparar” as temperaturas de brilho medidas pelo TMI com as temperaturas de brilho simuladas através de um modelo de transferência radiativa acoplado aos perfis verticais dos hidrometeoros obtidos a partir de simulações de um modelo de nuvem (Kummerow et al., 2001). Basicamente, o modelo de transferência radiativa em micro-ondas determina um vetor de temperatura de brilho (\vec{T}_B) para cada perfil vertical de hidrometeoros (\vec{R}). Depois é aplicado um processo de inversão (baseado no teorema de Bayes) para determinar o perfil vertical do hidrometeoros, a partir de um dado conjunto de temperaturas de brilho medidas pelo satélite:

$$\Pr(\vec{R} | \vec{T}_B) = \Pr(\vec{R}) \times \Pr(\vec{T}_B | \vec{R}) \quad (26)$$

onde $\Pr(\vec{R} | \vec{T}_B)$ é a probabilidade de se obter um certo perfil vertical de hidrometeoros dado um conjunto de temperaturas de brilho medidas pelo satélite, $\Pr(\vec{R})$ é a probabilidade de um certo perfil vertical de hidrometeoros ser observado e $\Pr(\vec{T}_B | \vec{R})$ é a probabilidade de se observar o dado conjunto de temperaturas de brilho para um certo perfil vertical de hidrometeoros.

Como visto no item 3.2.2, o tipo de superfície (oceano ou continente) impõe limitações nas observações, portanto o algoritmo GPROF divide as estimativas de precipitação em componentes oceânica e continental, tal qual o fluxograma da Figura 4.2. Sobre o oceano todos os canais podem ser usados para a estimativa da chuva e da estrutura vertical da precipitação (figura 4.2). Sobre o continente é utilizado o canal de 85 GHz e 37 GHz caso algumas condições existam.

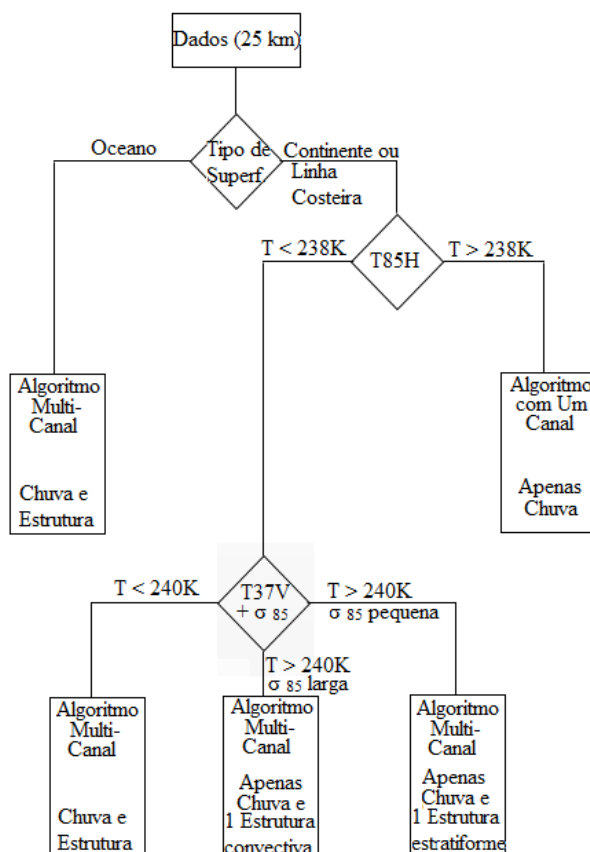


Figura 4.2: Diagrama esquemático das diferentes formas nas quais o algoritmo de estimativa pode ser aplicado. Adaptada de Kummerow & Giglio, 1994.

a) Estimativa sobre o oceano

O primeiro passo consiste na identificação de estruturas de nuvens que podem ser vistas pelo satélite. A estrutura de nuvem consiste em cinco camadas contendo diferentes tipos de hidrometeoros. Temperatura da superfície, perfis de umidade relativa e de temperatura da atmosfera são também especificados. Diferentes conjuntos de estruturas de nuvem são construídos com base na altura do nível de congelamento dos diferentes regimes climáticos.

O algoritmo considera níveis de congelamento que variam de 2 a 4,5 km com intervalos de 0,5 km. Para cada nível de congelamento são geradas estatísticas para 27 estruturas verticais de nuvem, 18 das quais são consideradas como sendo de precipitação convectiva e 9 de precipitação estratiforme. Estruturas convectivas são aquelas que contêm

O TRMM E OS ALGORITMOS USADOS NA ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO

quantidade significativa de gotas de chuva, sendo que há presença de água líquida e/ou chuva acima do nível de congelamento. Estruturas estratiformes são caracterizadas pela ausência do conteúdo de água líquida acima do nível de congelamento. A camada mais baixa (da superfície até a isoterma de 0°C) é sempre assumida como sendo líquida.

No passo seguinte, a chuva na superfície, a fração de pixel coberta pela chuva e a velocidade do vento na superfície são tratadas como variáveis desconhecidas em cada estrutura de nuvem. Variando aleatoriamente os parâmetros desconhecidos e calculando a T_b correspondente, produz-se um conjunto de dados a partir do qual são geradas estatísticas de regressão multivariada relacionando os parâmetros desconhecidos às temperaturas de brilho observadas.

Temperaturas de brilho do pixel são calculadas a partir da média das porções do pixel com chuva e sem chuva. Na porção com chuva é assumida uma distribuição log normal da chuva. Fora da porção com chuva o pixel é assumido como se estivesse limpo. Devido a relação não linear entre a chuva e as temperaturas de brilho, a chuva foi categorizada em quatro intervalos nos quais as relações entre a T_b e a taxa de precipitação são quase lineares. A fração do pixel preenchida pela precipitação foi limitada em cada um dos intervalos de chuva (tabela 4.4).

Tabela 4.4: Intervalos de variação dos parâmetros de estimativa sobre o oceano. Adaptada de Kummerow & Giglio, 1994.

Categoria de taxa de Precipitação	Intervalo de Chuva (mm/h)	Intervalo de cobertura fracional do pixel	Velocidade do vento (m/s)
1	0-3	0,5-1,0	0-30
2	3-6	0,6-1,0	0-30
3	6-12	0,7-1,0	0-30
4	12-25	0,8-1,0	0-30

A inversão dos dados de T_b mostrado no lado direito da figura 4.3, começa das estruturas disponíveis para um subconjunto de estruturas aplicáveis para o objetivo pretendido. Primeiro são selecionadas estruturas de nuvem com a altura da isoterma de 0°C apropriada ao ambiente. Esse passo é complementado pela referência da temperatura da

O TRMM E OS ALGORITMOS USADOS NA ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO

superfície. O passo seguinte é usar a variabilidade da precipitação para limitar as estimativas se os casos convectivos ou estratiformes forem claramente indicados. Para regiões convectivas são esperadas situações alta variabilidade da chuva. Deste modo pixels com desvio padrão maior que 5 mm/h são sempre considerados como convectivos. Em regiões estratiformes são esperadas situações de chuva mais homogênea. De tal modo que pixels com desvio padrão inferior a 0,5 mm/h são sempre considerados como estratiformes.

Identificadas as potenciais estruturas de nuvem aplicáveis para o ambiente, um passo adicional é efetuado antes de testar as várias estruturas de nuvem: verificar se o conteúdo de água líquida da nuvem pode sozinho contribuir na T_b observada. Essa verificação é feita usando uma estrutura de nuvem sem chuva. A diferença do erro quadrático médio (RMSE) entre as temperaturas de brilho estimadas e observadas constitui a medida básica do sucesso do algoritmo de estimativa. Se o RMSE for menor que 5 K a estimativa é considerada um sucesso, o pixel é considerado sem chuva.

Uma vez removidos os pixels com nuvens sem chuva, coeficientes de regressão referentes a cada estrutura de nuvem são usados para calcular os parâmetros estimados. Neste passo um intervalo de chuva é assumido e a chuva correspondente é calculada a partir dos coeficientes de regressão correspondentes. Se a chuva resultante se encontrar no intervalo assumido, então o intervalo é usado. Se a chuva estimada se encontrar em um intervalo diferente, então esse intervalo é usado como o próximo.

O processo é repetido até que a chuva assumida e a estimada se encontrem no mesmo intervalo. Os parâmetros estimados são então usados em conjunto com a estrutura de nuvem apropriada para gerar as temperaturas de brilho estimadas. A estrutura de nuvem que produzir o mínimo na diferença de RMSE das temperaturas de brilho é selecionada como a melhor estimativa. O passo final consiste na identificação de pixels com valores de RMSE excessivos. Para tal, pixels com desvio de RMSE superior a 5 K são marcados e a sua chuva é temporariamente igualada a zero. Cada pixel marcado é então substituído pela chuva mediana de nove pixels (um correspondente ao próprio pixel e os outros oito são os pixels vizinhos).

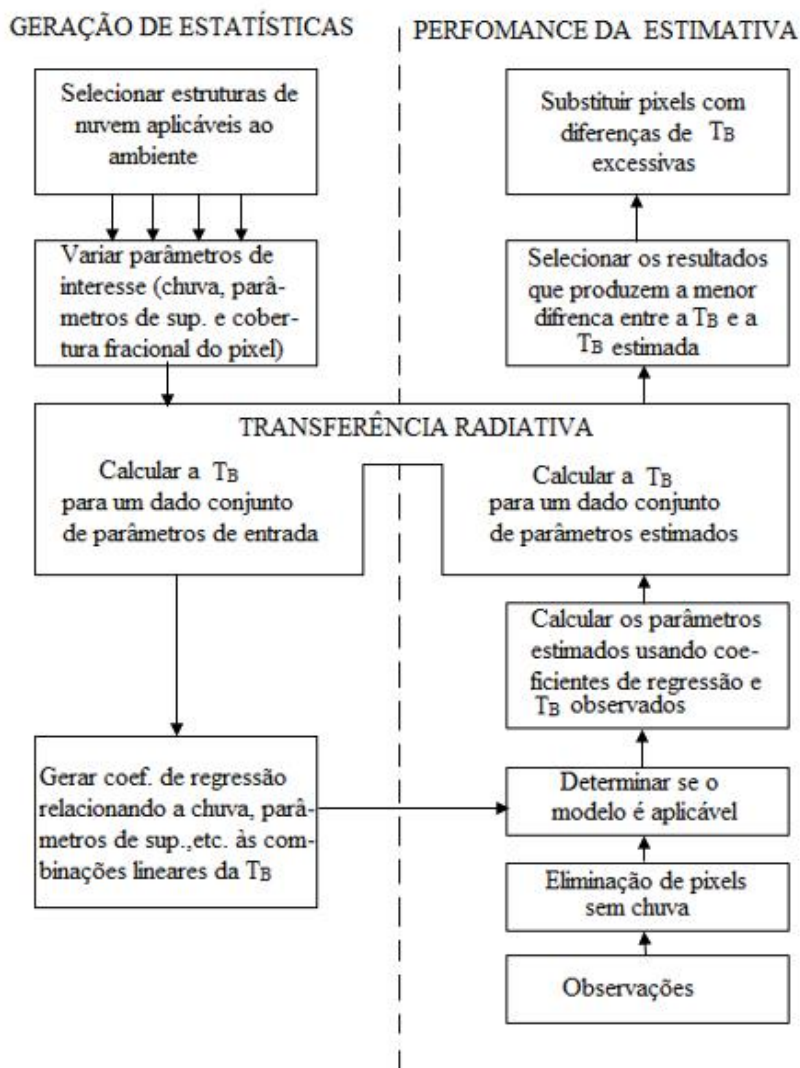


Figura 4.3: Diagrama esquemático do algoritmo de recuperação (estimativa). Adaptada de Kummerow & Giglio, 1994.

b) Estimativa sobre o continente

Sobre o continente, o algoritmo busca uma depressão (diminuição) na T_b causada pelo espalhamento da radiação devido à presença a partículas de gelo nos níveis mais altos da nuvem. Porém, o gelo na nuvem não é o único parâmetro que pode causar a diminuição da T_b . A neve, lagos e rios também podem diminuir a T_b sobre o continente. Portanto, alguns critérios adicionais (tabela 4.5) são necessários para eliminar pixels sem chuva sobre o continente.

Tabela 4.5: Critérios para a classificação de pixels sem chuva sobre o continente. Adaptada de Kummerow & Giglio, 1994.

Critérios para ausência de chuva	Descrição
$T_{85H} > 265K$	Sem hidrometeoros na atmosfera
$T_{85H} > T_{37V}$	Sem espalhamento na atmosfera
$T_{19V} - T_{19H} > 15K$	Solo úmido
$T_{19H} < 225K$ e $T_{85H} > 150 K$	Gelo na superfície
$T_{85H} < 230K$ e $T_{19H} > 160 K + 0,4T_{85H}$	Gelo glacial e gelo no oceano

Após a eliminação dos pixels sem chuva, verifica-se se a T_b do canal de 85 GHz polarização horizontal (T_{85H}) é maior ou menor que 238 K. Se a temperatura for maior que 238 K o algoritmo usa a Equação (27), que é uma regressão simples que relaciona a T_b deste canal com a chuva na superfície, e restringe-se a precipitação fraca.

$$R (mm h^{-1}) = 0,239(251 - T_{85H}) \quad (27)$$

Agora, se T_{85H} for menor que 238 K verifica-se com a T_b do canal de 37 GHz com polarização horizontal (T_{37H}) varia. Se T_{37H} for maior que 245 K, o algoritmo usa um formalismo intermediário. Neste caso, o desvio padrão é usado para definir as estruturas como sendo convectivas ou estratiformes, o um desvio padrão de 2 mm/h é usado para separar a chuva convectiva da estratiforme. Porém apenas uma estrutura média é usada para a precipitação convectiva e estratiforme, neste regime do algoritmo.

Quando T_{37H} for menor que 245 K geralmente há informações suficientes para aplicar um algoritmo multicanal. Nesse caso, o mesmo algoritmo aplicado no oceano é usado porém com algumas modificações: i) modelos de estrutura no continente são diferentes dos modelos de estrutura no oceano; ii) a velocidade do vento na superfície não é usado; iii) é utilizado um parâmetro de umidade para verificar a variação da emissividade.

4.2.2 Algoritmo 2A25

O algoritmo 2A25 estima a taxa de precipitação a partir do fator de refletividade Z_e após a correção da atenuação da chuva (Iguchi et al., 2000). Neste procedimento o algoritmo usa dados dos produtos 1C21, 2A21 e 2A23. Os dados do 1C21 são os perfis de refletividade (Z_m) medidos e altura da chuva. O 2A21 fornece a aparente diminuição da secção transversal da superfície na presença da chuva em relação ao que foi medido sem a presença de chuva e serve para identificar a atenuação da chuva. Já o produto 2A23 (Awaka et al., 1997) fornece informações sobre a classificação dos perfis verticais de chuva (convectivo e estratiforme), alturas da banda brilhante, nível de congelamento e topo da chuva.

Correção da atenuação e estimativa de chuva

A correção da atenuação (k) é feita a partir de um método híbrido que está baseado no método de referência da superfície e no método Hitschfeld-Bordan (Iguchi & Meneghini, 1994). Basicamente para cada perfil do PR temos uma medida da atenuação integrada ao longo caminho (PIA), logo é necessário encontrar um coeficiente α ($k = \alpha Z_e^\beta$) que a partir das medidas de Z_e estime a PIA observada.

Durante esta correção da atenuação, ou seja, a conversão de Z_m para Z_e , várias relações $k-Z_e$ e Z_e-R são inferidas, logo é equivalente dizer que várias distribuições de tamanho de gotas (DSD) são calculadas. A seleção adequada do modelo DSD é muito importante porque vai afetar as estimativas finais de R . Neste algoritmo são assumidos dois modelos DSD correspondentes a chuva estratiforme e chuva convectiva. A Tabela 4.6 apresenta os coeficientes iniciais das relações $k-Z_e$ e Z_e-R em função do tipo de chuva e altura.

Para chuva estratiforme com presença da banda brilhante, é utilizado o modelo DSD estratiforme com um modelo de perfil vertical. Os coeficientes nas relações $k-Z_e$ e Z_e-R são calculados para misturas de neve e água com uma fração de conteúdo de água de 17%; 1,7% e 1,1%. Os coeficientes são também calculados para as gotas da água a temperaturas de 20°C e 0°C. Os coeficientes para uma mistura de neve e água de 17% são usados para o pico da banda brilhante, a fração de 1,7% de água é usada a 500 m acima da banda brilhante e a fração de 1,1% de água é usada no topo das tempestades.

O TRMM E OS ALGORITMOS USADOS NA ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO

Os coeficientes em alturas acima da superfície e cerca de 500 m abaixo da banda brilhante são calculados a partir da temperatura assumindo uma taxa de resfriamento de $5^{\circ}\text{C}/\text{km}$, onde o nível de 0°C é assumido como se encontrando a 500 m abaixo do pico da banda brilhante (figura 4.4).

Para chuva estratiforme na ausência da banda brilhante, o modelo DSD estratiforme é novamente usado, mas assumindo que os hidrometeoros se encontram num intervalo de ± 750 m da isoterma de 0°C . Neste caso, a isoterma de 0°C é estimada utilizando a temperatura climatológica da superfície e uma taxa de resfriamento de $5^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

Para a chuva convectiva, é utilizado o modelo DSD convectivo. O perfil vertical assumido é exatamente o mesmo que o descrito para a chuva estratiforme sem presença de uma banda brilhante.

Para a chuva de categoria outros, o modelo usado é quase o mesmo que o usado na chuva convectiva, mas a fase de água de 0°C é assumida apenas na altura de 0°C e os coeficientes para uma mistura de 1,7% são assumidos acima da altura de 0°C . Esta escolha de perfil é baseada nas observações de que a chuva de categoria outros é geralmente fraca, isolada e geralmente não apresenta água acima da isoterma de 0°C .

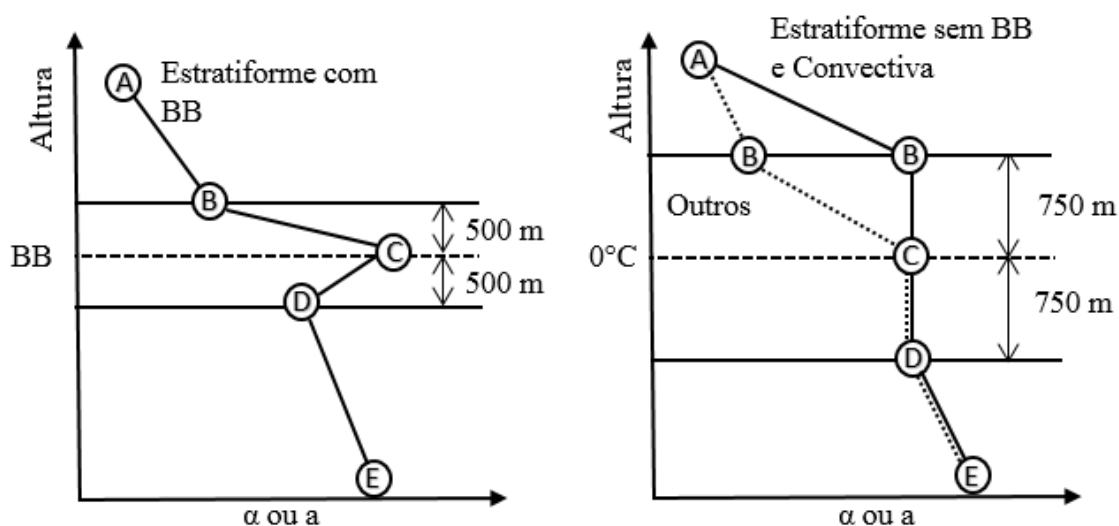


Figura 4.4: Representação esquemática dos perfis α e a , para chuva estratiforme com banda brilhante (a esquerda) e para chuva estratiforme sem banda brilhante, convectiva e da categoria outros (a direita). Na figura a esquerda, o ponto A representa o topo do eco do radar, os pontos B e D encontram-se a 500 m do centro da banda brilhante (ponto C), o ponto E corresponde ao mínimo alcance do feixe do radar. Na figura a direita, o ponto C corresponde a isoterma de 0°C e os pontos B e D encontram-se a 750 m deste nível. Adaptada de Iguchi et al. (2000).

O TRMM E OS ALGORITMOS USADOS NA ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO

Tabela 4.6: Valores iniciais dos parâmetros $k-Z_e$ e Z_e-R ($k = \alpha Z_e^\beta, R = a Z_e^b, Z_e = a'' R^{b''}$)

Parâmetro	Posição mostrada na figura 4.4					
	A	B	C	D (água a 0°C)	E (água a 20°C)	
Estratiforme	α	0,0000861	0,0001084	0,0004142	0,0002822	0,0002851
	β	0,79230	0,79230	0,79230	0,79230	0,79230
	a	0,01398	0,01263	0,004521	0,02010	0,02282
	b	0,7729	0,7644	0,7288	0,6917	0,6727
	a''	250,8	304,3	1649,3	283,9	275,7
	b''	1,294	1,308	1,372	1,446	1,487
Convectiva	α	0,0001273	0,0004109	0,0004109	0,0004109	0,0004172
	β	0,7713	0,7713	0,7713	0,7713	0,7713
	a	0,02027	0,03484	0,03484	0,03484	0,04024
	b	0,7556	0,6619	0,6619	0,6619	0,6434
	a''	174,1	159,5	159,5	159,5	147,5
	b''	1,323	1,511	1,511	1,511	1,554
Outros	α	0,0001273	0,0001598	0,0004109	0,0004109	0,0004172
	β	0,7713	0,7713	0,7713	0,7713	0,7713
	a	0,02027	0,01871	0,03484	0,03484	0,04024
	b	0,7556	0,7458	0,6619	0,6619	0,6434
	a''	174,1	207,4	159,5	159,5	147,5
	b''	1,323	1,341	1,511	1,511	1,554

4.2.3 Algoritmo 2B31

O algoritmo 2B31 combina as estimativas de precipitação dos algoritmos 2A25 e 2A12 de forma que a alta resolução das medições do PR compense a ambiguidade correspondente nas medições do TMI. Por outro lado, a robustez das medidas do radiômetro deve reduzir o erro que o radar pode fazer na estimativa de quantidades integradas na coluna (Haddad et al., 1997).

O TRMM E OS ALGORITMOS USADOS NA ESTIMATIVA DE PRECIPITAÇÃO

O algoritmo usa três parâmetros de DSD independentes entre si: um parâmetro de quantidade R (taxa de chuva), e dois parâmetros de forma D'' e s'' . O primeiro, parâmetro de forma, representa o diâmetro médio das gotas e o segundo representa o desvio padrão do diâmetro das gotas em relação ao diâmetro médio.

Tendo os perfis verticais de refletividade medidas pelo radar representados pelos vetores de \vec{Z}_n (o índice n refere-se ao enésimo feixe do radar), juntamente com as estimativas da atenuação (A_n) pelo método de referência de superfície em cada um dos N feixes do radar que constituem um feixe do radiômetro e a T_b associada ao canal do radiômetro, pode-se a partir destas medidas estimar os perfis verticais da taxa de chuva (\vec{R}_n), os parâmetros de forma associados e a incerteza em R e nos parâmetros de forma.

Assumindo que os parâmetros de forma da DSD (D'' , S'') sejam uniformes em altitude e dentro do feixe radiômetro, o algoritmo basicamente obedece aos seguintes passos:

- 1a) Introduzir o \vec{Z}_n medido no enésimo feixe do radar, juntamente com a atenuação integrada na coluna (A_n) e o tipo de chuva.
- 1b) Para cada valor do parâmetro de forma de DSD (D''), onde a probabilidade $PR(D'')$ é diferente de zero, executar uma versão ligeiramente modificada do algoritmo 2^a25, armazenar os perfis de chuva estimada $\vec{R}_n(D'')$ e a estimativa da atenuação integrada na coluna $kn(D'')$.

No modelo de inversão adaptado a partir do algoritmo 2^a25, a taxa de precipitação média a partir de um nível x é estimada considerando a atenuação pelo método de referência da superfície usando a seguinte fórmula:

$$r(D'', Z, A) = \frac{Z(x)^{1/b}}{[(a10^{-0,2A})^{\frac{\beta}{b}} + \frac{0,21 \log(10) \alpha \beta}{b} \int_x^{x_s} Z^{\beta/b}]^{1/\beta}} \quad (28)$$

onde Z indica as refletividades de radar, A representa o PIA, x_s é o alcance da superfície $a = a(D'')$, $b = b(D'')$, $\alpha = \alpha(D'')$ e $\beta = \beta(D'')$ são os coeficientes das relações Z - R e k - R como função dos parâmetros da DSD (s'' e D''). O algoritmo 2B31 assume s'' como tendo um valor constante de 0,39.

Se o método de referência de superfície não for adequado, a taxa de precipitação é estimada com base no método de Hitschfeld-Bordan, usando a expressão:

$$r(D'', Z, A) = \frac{Z(x)^{1/b}}{[(\alpha)^{\frac{\beta}{b}} + \frac{0,211 \log(10) \alpha \beta}{b} \int_0^{x_s} z^{\beta/b}]^{1/\beta}} \quad (29)$$

- 2) Combina as estimativas de atenuação $kn(D'')$ com a atenuação correspondente prevista a partir das temperaturas de brilho do radiômetro, utilizando um modelo do radiômetro e prever a T_b que deve ser observada no radiômetro.

O modelo do radiômetro consiste em uma fórmula que expressa a atenuação média do radar integrada na coluna como função da T_b correspondente:

$$\bar{A}(T_b) = c_0 + c_1 \log(c_2 - T_b) \quad (30)$$

onde c_0 , c_1 , e c_2 são coeficientes resultantes dos cálculos de transferência radiativa associados a equação acima.

- 3) Calcular a probabilidade condicional do grau de diferença entre a T_b calculada e a observada no radiômetro. A incerteza na presente estimativa é determinada pela variação da probabilidade.
- 4) Para cada feixe do radar, calcular a taxa de precipitação ponderada pela probabilidade calculada no passo (3) e sua variância.

4.2.4 Algoritmo 3B42

O algoritmo 3B42 do TRMM produz estimativas de precipitação em uma resolução de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ de latitude e longitude para uma faixa de $\pm 50^\circ$ de latitude com uma resolução temporal de 3 horas. Diferentemente dos demais algoritmos do TRMM, o modelo 3B42 utiliza várias estimativas de precipitação a partir de sensores do infravermelho (IR) dos satélites geoestacionários Geosynchronous Operational Environmental Satellites (GOES-E e GOES-W), (Geosynchronous Meteorological Satellite) (GMS), Multi-functional Transport Satellite (MTSat-2) e Meteorological Satellite (Meteosat-9 e Meteosat-7)] e de microondas a partir dos sensores TMI do TRMM, Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth Observing Systems (AMSR-E) do satélite AQUA, Special Sensor Microwave Imager (SSM/I)

do satélite do Programa de Defesa Meteorológica do EUA (DMSP) e Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU) da série de satélites da NOAA, (Huffman et al., 2007).

As medidas de Tb do TMI, AMSR-E, e SSM / I são convertidos em chuva a partir de versões específicas do GPROF para cada sensor, enquanto que as medidas do AMSU-B são convertidas em chuva usando versões operacionais do algoritmo de Zhao & Weng(2002) e Weng et al. (2003). Já as medidas de Tb do IR dos satélites GOES, METEOSAT, MetSat e GMS são convertidas em taxa de precipitação a partir da técnica do GPI.

Além disso, o algoritmo 3B42 utiliza três fontes de dados adicionais para ajustar/calibrar as estimativas de precipitação em escala mensal: algoritmo 2B31 do TRMM (TRMM Combined Instrument - TCI), análises mensais de chuva do GPCP (Centro Climatológico de Precipitação Global) e as análises mensais de chuva do Sistema de Monitoramento e Avaliação Climática (CAMS).

De uma forma geral temos que as estimativas do 3B42 são produzidas em quatro etapas: a) as estimativas de precipitação via micro-ondas são calibradas e combinadas, b) estimativas de precipitação via infravermelho são calculadas e calibradas pelos algoritmos de micro-ondas, c) as estimativas de micro-ondas e de IR calibradas são combinadas e d) finalmente os dados pluviométricos são incorporados para o ajuste final.

a) Calibração e combinação das estimativas dos sensores de micro-ondas

Os dados dos sensores passivos de micro-ondas em campos de visão individuais são convertidos em estimativa de precipitação, em seguida, para cada conjunto de dados é feita a média para uma grade espacial de $0,25^\circ$ durante um intervalo de tempo de ± 90 minutos em torno da hora nominal de 3 horas (00, 03, ..., 21 UTC). Essas estimativas usam os dados do TCI como fonte de calibração. No entanto a cobertura do TCI é fraca, por isso estabeleceu-se uma calibração TCI-TMI que é então aplicada ao TMI, e este passa a ser a fonte de calibração.

b) Calibração das estimativas dos sensores do infravermelho (IR) pelos sensores de micro-ondas

Nesta etapa, histogramas de taxas de precipitação de micro-ondas e Tb do IR, representado na mesma grade de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ para cada 3 horas, são acumulados durante um mês para criar coeficientes de calibração que convertem a Tb do IR em taxas de precipitação. Uma filtragem de dados ambíguos é aplicada para dados coincidentes. Nesta etapa não há precipitação quando a Tb média na grade de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ é maior que um limiar definido.

c) Combinação das estimativas de micro-ondas e IR calibradas pelo micro-ondas

Nesta etapa, uma abordagem simples é aplicada para combinar as estimativas do micro-ondas e IR. As estimativas micro-ondas são levadas como elas são, quando disponíveis, e o restante das grades são preenchidas com estimativas IR calibradas pelo micro-ondas.

c) Incorporação dos dados pluviométricos

O passo final é a utilização de dados pluviométricos a fim de minimizar o erro da estimativa de precipitação. No entanto, em escalas de tempo menor que um mês os dados pluviométricos não são reportados com uma densidade suficiente para justificar uma inclusão direta em um algoritmo global em tempo real. Nesta etapa todas estimativas combinadas disponíveis para 3 horas são somadas ao longo de um mês para criar um produto mensal multi-satélite (MS). O MS e os pluviômetros são integrados de forma a criar uma combinação mensal satélite-pluviômetro (SG), que é o produto 3B43.

CAPÍTULO 5

5 Dados e metodologia

Neste capítulo são apresentados os dados de precipitação utilizados neste estudo, bem como a metodologia desenvolvida para a análise dos dados.

5.1. Dados de pluviométricos

Foram usados dados pluviométricos de 27 estações, para o período de 1998 a 2012, fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia de Moçambique (INAM). As medidas pluviométricas correspondiam a acumulações diárias de precipitação. Para evitar que dados errados e faltosos pudessem comprometer a análises, um controle de qualidade foi aplicado. Inicialmente estações com mais de 10% (Marrupa, Inharrime e Manjacaze) de falhas foram excluídas da análise, logo diminuindo de 27 para 24 estações (Figura 5.1).

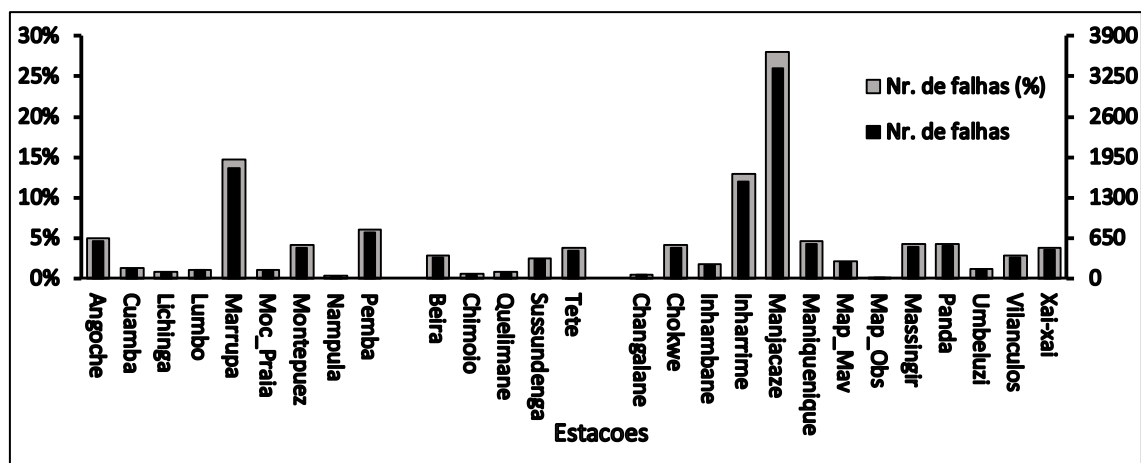


Figura 5.1: Número de falhas por estação, representado por barras de cor preta (eixo secundário) e a percentagem que essas falhas representam, barras de cor cinza (eixo principal).

Posteriormente, se mais de 10% dos reportados no ano em cada estação não eram reportados, aquele ano da estação não era utilizado na análise. Por exemplo, de acordo com a Figura 5.2 as estações de Massingir (a esquerda) e Pemba (a direita) apresentaram falhas em diversos anos.

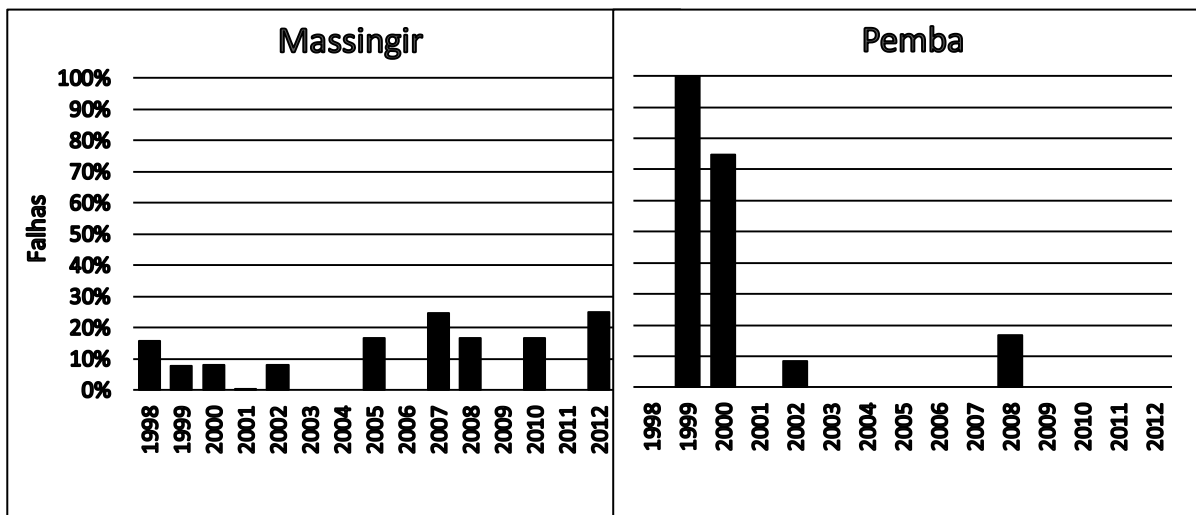


Figura 5.2: Percentagem de falhas por ano para Massingir (a esquerda) e Pemba (a direita) durante o período de 1998-2012

Algo interessante que se pode notar a partir desta análise é que a estação de Pemba, mesmo tendo uma maior percentagem de falhas (6,06%) no total de dados como mostra a Figura 5.1, disponibiliza mais dados para as análises (depois desta varredura anual) do que a estação de Massingir que apresentou somente 4,25% de falhas. Basicamente as falhas de Pemba são maiores em anos individuais (1999 com 100%, 2000 com 74,9% e 2008 com 16,7% de falhas) enquanto que em Massingir dos 6 anos que foram excluídos nenhum teve percentagem de falhas que chegava a 30%. Mais detalhes sobre esta análise são apresentados na Tabela em anexo.

A estação de Massingir foi a que teve mais anos excluídos (seis), as estações de Panda e Chokwe tiveram cinco anos excluídos, Angoche e Tete tiveram quatro anos excluídos, Pemba e Maniquenique tiveram três anos excluídos, as estações de Inhambane, Vilanculos Xai-Xai, Montepuez, Beira e Sussundenga tiveram dois anos excluídos, as estações de Maputo Mavalane, Umbeluzi, Cuamba, Lumbo e Mocimboa de Praia tiveram apenas um ano excluído e as restantes (Changalane, Maputo Observatório, Lichinga, Nampula, Chimoio e Quelimane) não tiveram nenhum ano excluído.

5.2. Dados de precipitação estimada pelos produtos do TRMM

Para a análise do ciclo diurno e do horário de ocorrência de máxima chuva estimada pelo TRMM foram usados os dados dos algoritmos 2A12, 2A25, 2B31 e 3B42, para o período de 1998 a 2014. Os dados do 2A12, 2A25 e 2B31 faziam parte do produto 3G68 que calcula valores médios horários em uma grade de $0,25 \times 0,25^\circ$ e estão disponíveis no endereço eletrônico: <ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov/pub>. O 3B42 estava disponibilizado no endereço eletrônico: ftp://disc3.nascom.nasa.gov/data/s4pa/TRMM_L3/TRMM_3B42_daily.

Na análise da precipitação mensal do TRMM foram usados dados dos produtos 3A25, 3A12, 3B31 e 3B43 que estão disponíveis no portal <http://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/trmm>. O produto 3A25 calcula acumulados mensais de precipitação a partir do 2A25, o 3A12 a partir do 2A12, o 3B31 a partir do 2B31 e finalmente o produto 3B43 a partir do 3B42 ajustado com os pluviômetros.

Os dados foram extraídos em uma área que abrange Moçambique, limitada pelas latitudes 10°S a 27°S e pelas longitudes 30°E a 41°E (figura 5.3) e para a comparação com os dados pluviométricos, os dados foram extraídos no ponto de grade correspondente à posição dos 24 pluviômetros durante o período de 1998-2012. A tabela 5.1 apresenta o resumo da resolução espacial de cada produto, bem como a cobertura espacial e temporal dos dados.

Tabela 5.1: Produtos de precipitação do TRMM usados no estudo

Produto	Resolução espacial	Cobertura espacial	Cobertura Temporal
2A12	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	$35^\circ\text{N} - 35^\circ\text{S}$	1998 – 2014
2A25	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	$35^\circ\text{N} - 35^\circ\text{S}$	1998 – 2014
2B31	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	$35^\circ\text{N} - 35^\circ\text{S}$	1998 – 2014
3B42	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	$50^\circ\text{N} - 50^\circ\text{S}$	1998 – 2014
3A12	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	$35^\circ\text{N} - 35^\circ\text{S}$	1998 – 2014
3A25	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	$35^\circ\text{N} - 35^\circ\text{S}$	1998 – 2014
3B31	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	$35^\circ\text{N} - 35^\circ\text{S}$	1998 – 2014
3B43	$0,25^\circ \times 0,25^\circ$	$50^\circ\text{N} - 50^\circ\text{S}$	1998 – 2014

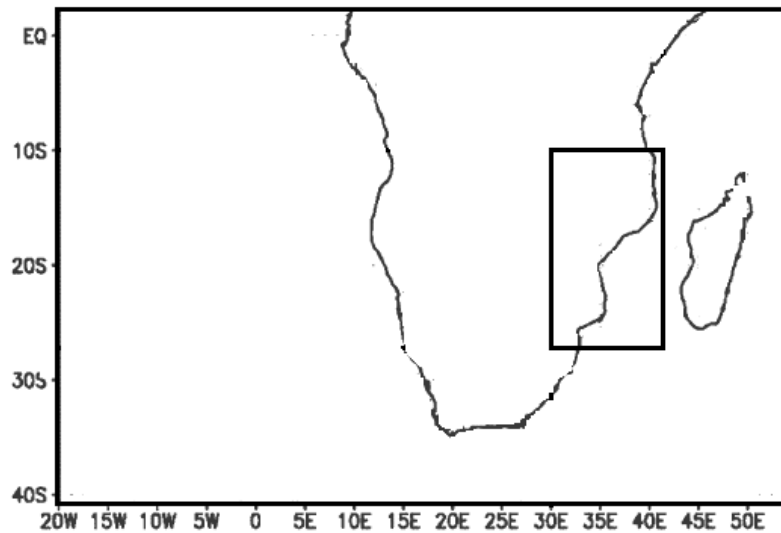


Figura 5.3: Domínio usado na análise do ciclo diurno da precipitação (retângulo menor).

Para facilitar a análise dos resultados, as estações foram separadas pelas três regiões (norte, centro e sul) de acordo com a divisão administrativa de Moçambique (Figura 5.4a). Dessa maneira, a região norte ficou com oito estações (Angoche, Cuamba, Lichinga, Lumbo, Mocimboa da Praia, Montepuez, Nampula e Pemba), a região central conta com cinco estações (Beira, Chimoio, Quelimane, Sussundenga e Tete) e por fim a região sul tem onze estações (Changalane, Chokwe, Inhambane, Maniquenique, Mavalane, Observatório, Massingir, Panda, Umbeluzi, Vilanculos e Xai-Xai), como mostra a Figura 5.4b.

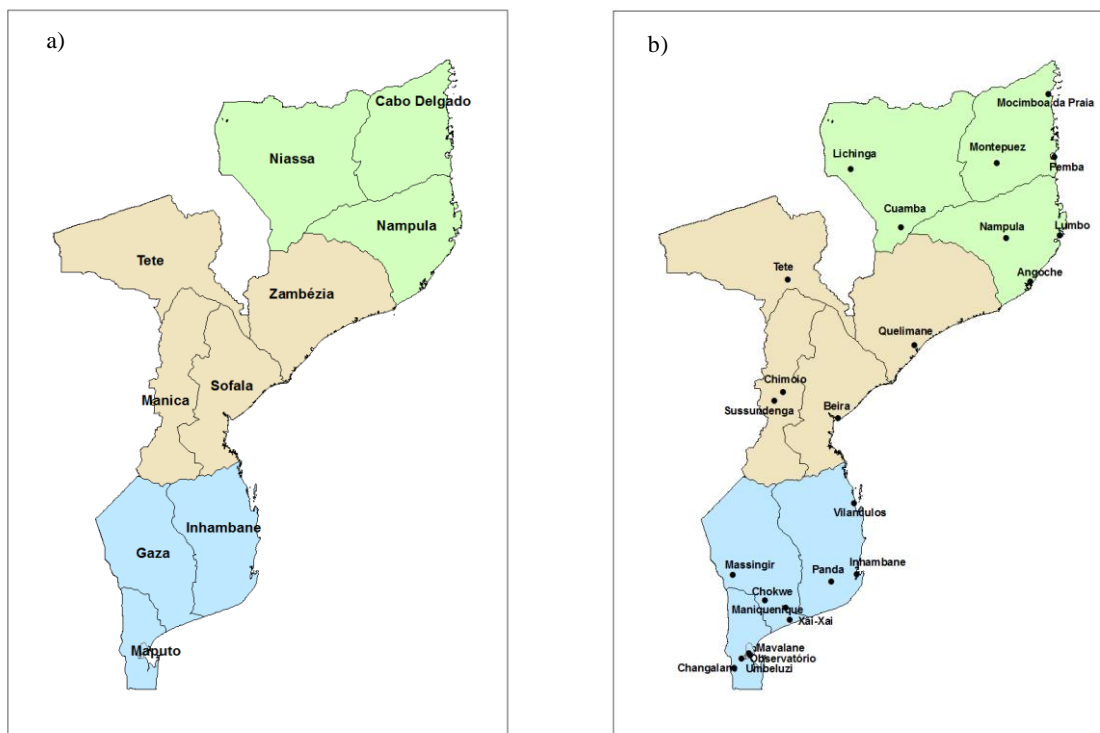


Figura 5.4: Localização geográfica das províncias de Moçambique (a) de acordo a divisão administrativa das regiões norte (cor verde), centro (cor marrom) e sul (cor azul) e as estações usadas no estudo (b).

5.3. Métodos estatísticos para a avaliação

Para a comparação da precipitação observada nos pluviômetros com a precipitação estimada pelos diferentes algoritmos TRMM foram usados parâmetros estatísticos que mostram se existe alguma relação entre os conjuntos de dados e o grau de aproximação de um conjunto em relação ao outro.

a) Coeficiente de correlação (r)

O coeficiente de correlação (r) é uma medida adimensional que vai mostrar o grau de correlação entre os dados, Equação 31. Os seus valores variam de -1 a +1, de tal maneira que quanto mais próximo de ± 1 for o valor de r maior será o grau de correlação entre as variáveis. Sendo que valores positivos de r significam que as variáveis são diretamente correlacionadas e quando o r é negativo significa que as variáveis são inversamente

correlacionadas. Quando r é igual a zero significa que não existe nenhuma correlação entre as variáveis.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (P_{TRMMi} - \overline{P_{TRMM}}) \cdot (P_{PLUVi} - \overline{P_{PLUV}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (P_{TRMMi} - \overline{P_{TRMM}})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (P_{PLUVi} - \overline{P_{PLUV}})^2}} \quad (31)$$

Onde n é o número total de observações. P_{TRMMi} e P_{PLUVi} indicam a precipitação estimada pelo satélite e observada no pluviômetro no intervalo de tempo i . $\overline{P_{TRMM}}$ e $\overline{P_{PLUV}}$ indicam a precipitação média estimada pelo satélite e a observada no pluviômetro.

b) Bias

Uma vez que a correlação apenas mostra a resposta de uma variável em relação a variação da outra, mas não quantifica essa variação, foi calculado o Bias ou erro médio (Equação 37), que mostra o desvio médio de uma variável em relação a outra. Valores positivos deste índice significam que a variável em análise superestima a variável de referência e valores negativos mostram uma subestimativa. Quanto mais próximo de zero melhor o resultado.

$$Bias = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{TRMMi} - P_{PLUVi}) \quad (32)$$

c) RMSE

O erro quadrático médio (RMSE) indica o ajuste absoluto das estimativas em relação às observações.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{TRMMi} - P_{PLUVi})^2} \quad (33)$$

Diferente do Bias o RMSE é mais sensível aos valores extremos uma vez que o quadrado do erro não permite que haja cancelamento de valores com sinas contrários. Menores valores de RMSE indicam melhores ajustes.

CAPÍTULO 6

6 Avaliação dos Algoritmos de Estimativa de Precipitação do TRMM

6.1 Escala mensal

A avaliação dos algoritmos de estimativa do TRMM em escala mensal (3A25, 3A12, 3B31 e 3B42) é feita a partir da correlação, do bias e do RMSE em relação às observações pluviométricas para cada ponto referente às estações das três regiões de Moçambique. Como explicado anteriormente, os dados dos produtos 3A25, 3A12 e 3B31 têm uma resolução de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, enquanto que a resolução dos dados do produto 3B43 é de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. As estatísticas apresentadas aqui foram calculadas para todo o período de estudo (1998-2012).

i) Correlação

Todos os produtos mensais do TRMM apresentam uma correlação positiva com a precipitação mensal observada em todas as estações usadas neste estudo, Tabela 6.1. De uma forma geral, a correlação diminui de norte para o sul, sendo o produto 3B43 o que apresenta os maiores valores de correlação (chegam a 0,96), seguido do produto 3A12 (chegam até 0,82). Os produtos 3A25 e 3B31 geralmente apresentam valores de correlação próximos.

Na região norte (Tabela 6.1a), os produtos 3A25, 3A12 e 3B31 apresentam semelhanças nas estações com o menor e o maior valor de correlação. O menor valor observa-se na estação de Nampula, sendo 0,43 para o produto 3B31 e 0,46 para os produtos 3A25 e 3A12. A estação de Cuamba com uma correlação de 0,68 para o 3A25, de 0,79 para o 3A12 e de 0,7 para o 3B31 é a que apresenta os maiores valores para estes três produtos. Cuamba é também a estação com a maior correlação para o 3B43 (0,94), sendo a estação de Lumbo a que apresenta o menor valor (0,88).

No centro (Tabela 6.1b), a semelhança do que acontece na região norte, os produtos 3A12, 3A25 e 3B31 também compartilham as estações com o menor e o maior valor de correlação. Quelimane é a estação com as menores correlações para estes três produtos, apresentando um valor de 0,48 para o 3A25, de 0,54 para o 3A12 e de 0,43 para o 3B31. Sendo que Tete é a que apresenta as maiores correlações, ou seja, 0,6 para o 3B31, de 0,62

RESULTADOS

para o 3A25 e de 0,72 para o 3A12. Para o 3B43, Sussundenga é a estação que apresenta o menor valor de correlação (0,86), enquanto a estação de Tete é a que apresenta o maior valor (0,96).

Na região sul (Tabela 6.1c), o produto 3A25 apresenta correlações que variam de 0,34 (Maniquenique) a 0,63 (Mavalane e Panda). Para o 3A12 as correlações variam de 0,36 (Mavalane) a 0,82 (Vilanculos), já para o 3B31 elas variam de 0,27 (Mavalane) a 0,59 (Panda) e finalmente para o 3B43 as correlações variam de 0,71 (Inhambane) a 0,94 (Panda).

Todos os algoritmos apresentam as melhores correlações para a região norte e a região sul como a menor. É importante destacar que o 3B43 é o melhor algoritmo na escala mensal, uma vez que usa os pluviômetros para fazer o ajuste final. Já os produtos 3A25, 3A12 e 3B31 não apresentam altas correlações ($< 0,8$), talvez a amostragem temporal seja responsável por estas diferenças.

Tabela 6.1: Coeficientes de correlação entre a precipitação mensal observada e estimada pelos produtos do TRMM para a região norte (a), região centro (b) e região sul (c).

Coefficiente de correlação (r)				
Estação	3A25	3A12	3B31	3B43
a)				
Angoche	0,65	0,58	0,64	0,89
Cuamba	0,68	0,79	0,70	0,94
Lichinga	0,51	0,66	0,50	0,84
Lumbo	0,54	0,68	0,49	0,88
Mocimboa	0,58	0,72	0,59	0,93
Montepuez	0,60	0,68	0,60	0,92
Nampula	0,46	0,46	0,43	0,93
Pemba	0,51	0,75	0,52	0,89
b)				
Beira	0,51	0,67	0,52	0,94
Chimoio	0,50	0,69	0,46	0,93
Quelimane	0,48	0,54	0,43	0,94
Sussundenga	0,51	0,63	0,45	0,86
Tete	0,62	0,72	0,60	0,96

RESULTADOS

Tabela 6.1: Continuação

Estação	3A25	3A12	3B31	3B43
<i>c)</i>				
Changalane	0,52	0,49	0,48	0,86
Chokwe	0,49	0,63	0,48	0,84
Inhambane	0,45	0,49	0,43	0,71
Maniquenique	0,34	0,47	0,33	0,85
Mavalane	0,63	0,36	0,27	0,84
Observatório	0,38	0,41	0,35	0,87
Massingir	0,53	0,68	0,53	0,89
Panda	0,63	0,67	0,59	0,94
Umbeluzi	0,47	0,51	0,43	0,84
Vilanculos	0,51	0,82	0,51	0,91
Xai-Xai	0,56	0,39	0,57	0,86

ii) Bias

Os produtos do TRMM geralmente apresentam um bias negativo na maior parte das estações pluviométricas, com exceção do produto 3B43 que apresenta um comportamento contrário, superestimando precipitação mensal observada na maioria das estações usadas neste estudo. Além disso, de uma forma geral, o 3B43 é o que apresenta os menores valores de bias.

Na região norte (Tabela 6.2a), apenas uma estação (Pemba) apresenta bias positivo para o 3A25. Essa estação é também a que apresenta a menor porcentagem de bias para este produto (1,2%), a estação de Angoche apresenta a maior subestimativa (-24,6%). O produto 3A12 subestima a precipitação mensal observada em todas as estações desta região, sendo a estação de Mocimboa da Praia a que mais se aproxima das observações (-0,4%), enquanto Lumbo é a estação com maior subestimativa (-54,6%). O produto 3B31 apresenta duas estações (Lichinga e Pemba) com bias positivo. Para este produto, a menor superestimativa é observada na estação de Lichinga (6,4%) e Angoche a estação com a maior subestimativa (-20,5%). Nesta região, o produto 3B43 subestima a precipitação mensal pluviométrica apenas

RESULTADOS

na estação de Lumbo. Sendo que esta estação é a que apresenta a menor percentagem (-2,6%), enquanto que a estação de Pemba é a que apresenta a maior percentagem (23,3%).

Na região centro (Tabela 6.2b), o 3A25 subestima a precipitação mensal observada em todas as estações pluviométricas. Sendo que na estação de Tete é observado a menor subestimativa (-6,1%) e em Sussundenga a maior subestimativa (-41,5%). O produto 3A12, superestima a precipitação apenas na estação de Tete. Já Chimoio (-6,6%) e Beira (-57,8%) são as estações que apresentam a menor e a maior subestimativa respectivamente. O produto 3B31, à semelhança do 3A25, apresenta bias negativo em todas as estações. As estações de Tete (-3,8%) e Sussundenga (-36,5%) são as que apresentam a menor e a maior subestimativa respectivamente. Nesta região, o produto 3B43 superestima a precipitação pluviométrica em duas estações (Chimoio e Tete). Estas mesmas estações são as que apresentam o menor e o maior bias, ou seja, 17,2% em Chimoio e 50,5% em Tete.

Na região sul (Tabela 6.2c), o produto 3A25 superestima a precipitação pluviométrica em apenas uma estação (Changalane), que é a estação com a menor percentagem de bias para este produto (0,6%), já Xai-Xai apresenta a maior percentagem (-40,4%). Para o produto 3A12, as estações Changalane e Xai-Xai também apresentam a menor (-24,7%) e a maior (-54,9%) subestimativa respectivamente. Este produto superestima a precipitação observada apenas na estação de Mavalane. O produto 3B31 superestima a precipitação observada em três estações (Changalane, Mavalane e Umbeluzi). Sendo a estação de Mavalane a que apresenta o maior bias (62,5%) enquanto que Xai-Xai tem o menor valor (-34,1%). O produto 3B43 subestima a precipitação pluviométrica em quatro estações (Inhambane, Mavalane, Umbeluzi e Xai-Xai). Para este produto, a estação de Xai-Xai é a que apresenta a menor percentagem de bias (-2,8%), enquanto que Massingir o maior (40,2%).

De uma forma geral temos que os produtos 3A25, 3A12 e 3B31 subestimam a precipitação mensal observada em todas as regiões, enquanto que o 3B43 superestima principalmente na região norte.

RESULTADOS

Tabela 6.2: Biais (%) da precipitação estimada pelos produtos do TRMM em relação a precipitação mensal observada e para a região norte (a), região centro (b) e região sul (c).

Estação	Prec. média observada (mm/mês)	Biais (%)			
		3A25	3A12	3B31	3B43
a)					
Angoche	76,5	-24,7	-33,1	-20,5	6,6
Cuamba	86,5	-17,6	-6,7	-14,0	12,3
Lichinga	96,7	-6,6	-5,6	6,4	4,9
Lumbo	86,3	-21,0	-52,4	-11,9	-2,6
Mocimboa	73	-16,1	-0,4	-11,1	3,3
Montepuez	96,4	-25,3	-4,0	-18,6	18,5
Nampula	68,2	-20,9	-33,6	-13,3	12,7
Pemba	68,4	1,2	-39,2	14,6	23,3
b)					
Beira	131,3	-21,2	-57,8	-19,9	-27,2
Chimoio	79,1	-11,1	-6,6	-4,0	17,2
Quelimane	106,9	-18,1	-40,1	-9,5	-19,2
Sussundenga	113,4	-41,5	-34,9	-36,5	-21,9
Tete	57,9	-6,1	10,7	-3,8	50,5
c)					
Changalane	58,4	0,6	-24,7	6,8	20,7
Chokwe	58,3	-29,0	-49,7	-28,4	16,5
Inhambane	90,2	-30,9	-54,1	-27,0	-12,6
Maniquenique	55,3	-18,9	-46,7	-16,8	18,3
Mavalane	35,9	-9,2	33,5	62,5	-8,1
Observatório	79,7	-36,9	-42,8	-30,4	11,1
Massingir	82,5	-25,4	-37,5	-20,8	40,2
Panda	68,7	-20,6	-46,3	-23,6	11,2
Umbeluzi	62,6	-1,8	-30,4	3,8	11
Vilanculos	79,1	-14,5	-39,0	-12,5	-6,5
Xai-Xai	84	-40,4	-54,9	-34,1	-2,8

RESULTADOS

iii) RMSE

Os resultados do RMSE apontam o produto 3B43 como sendo o que apresenta os menores erros, sendo que nenhuma estação tem RMSE acima de 100 mm/mês. Em seguida temos o produto 3A12 que apresenta apenas duas estações com RMSE acima de 100 mm/mês na região norte (Tabela 6.3a). Nesta região, o RMSE do 3A12 varia de 66,4 mm/mês (Pemba) a 108 mm/mês (Montepuez). Para o 3A25 temos uma variação de 74,3 mm/mês (Angoche) a 131,8 mm/mês (Lumbo). Para o produto 3B31, as estações de Angoche e Lumbo tem respectivamente um RMSE de 75 e 160,1 mm/mês, e representam o menor e maior erro observado. Finalmente, o 3B43 apresenta varia de 37,5 mm/mês (Mocimboa da Praia) a 71,2 mm/mês (Lichinga).

Na região centro (Tabela 6.3b), o 3A12 tem o menor e maior RMSE em Tete com 82,9 mm/mês e 131,5 mm/mês em Beira. Este mesmo padrão é observado para o 3A25, porém com 91,4 e 159,9 mm/mês respectivamente. Para o 3B31, o RMSE varia de 95,2 mm/mês (Tete) a 160,2 mm/mês (Sussundenga). Nesta região os erros relacionados ao produto 3B43 variam de 28 mm/mês (Tete) a 89,6 mm/mês (Sussundenga).

Na região sul (Tabela 6.3c), o RMSE do produto 3A12 varia de 60,1 mm/mês (Maniquenique) a 110,1 mm/mês (Inhambane). Para o produto 3A25, os valores variam de 72,2 mm/mês (Mavalane) a 137,2 mm/mês (Vilanculos). O produto 3B31 apresenta erros que variam de 82,4 mm/mês (Chokwe) a 133 mm/mês (Vilanculos). Finalmente para o produto 3B43 o RMSE varia de 33,5 mm/mês (Panda) a 79,3 mm/mês (Vilanculos).

Levando em consideração a média mensal de chuva de cada estação, observa-se que o produto 3B43 é único que não apresenta erros que superam a precipitação observada e estão em torno de 38% do valor médio. Já os demais algoritmos estão acima da precipitação média sendo que o melhor deles é o 3A12 que tem 10% acima da média, seguido 3A25 que apresenta 35% e o 3B31 que tem 44%.

RESULTADOS

Tabela 6.3: RMSE (mm/mês) da precipitação estimada pelos produtos do TRMM em relação a precipitação mensal observada para a região norte (a), região centro (b) e região sul (c).

Estação	Prec. média observada (mm/mês)	RMSE (mm/mês)			
		3A25	3A12	3B31	3B43
a)					
Angoche	76,5	74,3	89,2	75,0	43,9
Cuamba	86,5	98,7	81,4	95,7	44,2
Lichinga	96,7	129,8	100,9	141,3	71,2
Lumbo	86,3	131,8	98,4	160,1	55,3
Mocimboa	73,0	101,8	82,7	101,5	37,5
Montepuez	96,4	113,8	108,0	114,6	46,4
Nampula	68,2	96,0	88,1	104,2	50,1
Pemba	68,4	105,7	66,4	113,9	49,4
b)					
Beira	131,3	159,9	131,5	153,2	62,2
Chimoio	79,1	114,0	85,7	131,8	42,1
Quelimane	106,9	130,5	125,6	155,3	47,3
Sussundenga	113,4	147,5	131,4	160,2	89,6
Tete	57,9	91,4	82,9	95,2	28
c)					
Changalane	58,4	101,6	71,7	114,1	41,9
Chokwe	58,3	84,2	60,8	82,4	40,3
Inhambane	90,2	119,1	110,1	124,1	79,3
Maniquenique	55,3	86,2	60,1	93,1	36,9
Mavalane	35,9	72,2	70,5	102,1	57,5
Observatório	79,7	116,0	109,4	122,5	42,7
Massingir	82,5	100,4	80,3	100,6	34,6
Panda	68,7	84,6	74,6	85,5	33,5
Umbeluzi	62,6	109,3	75,5	121,8	46,1
Vilanculos	79,1	137,2	79,8	133,0	55,6
Xai-Xai	84,0	84,7	95,3	83,5	41,9

RESULTADOS

iv) Dispersão

Diagramas de dispersão entre as observações pluviométricas e a precipitação mensal estimada pelos produtos do TRMM são usados para entender até que ponto os algoritmos subestimam ou superestimam a precipitação observada em cada região. Uma vez que as regiões apresentam características similares, é apresentada uma comparação para cada região com todas as medidas pluviométricas e assim é possível avaliar como cada algoritmo estima em cada região. De modo a facilitar a visualização, pontos com precipitação mensal que excedem 1000 mm (pontos vermelhos) são apresentados fora de escala na cor vermelha.

Nos diagramas de dispersão da região norte (figura 6.1), observa-se que de uma maneira geral os produtos 3A12, 3A25 e 3B31 subestimam precipitação para precipitações mensais acima de 300 mm/mês, enquanto o 3B43 subestima para precipitações mensais superiores a 500 mm. Observa-se que o produto 3B43 está bem correlacionado com as observações e não se desvia muito, tal qual como apontado pelo coeficiente de correlação e o RMSE. O produto 3A12 subestima principalmente chuva acima de 400 mm/mês, enquanto que para precipitação mensal inferiores são observados subestimativa e superestimativa. Para os produtos 3A25 e 3B31 tem um ponto fora de escala (vermelho), referente a precipitação de 1364 e 1827 mm/mês, respectivamente. Os produtos 3A25 e 3B31 tendem a subestimar a precipitação mensal para estações que tem mais de 400 mm ao mês, para estações com precipitação menor que 300 mm/mês é observado tanto subestimativa quanto superestimativa, porém com uma maior frequência para subestimativa.

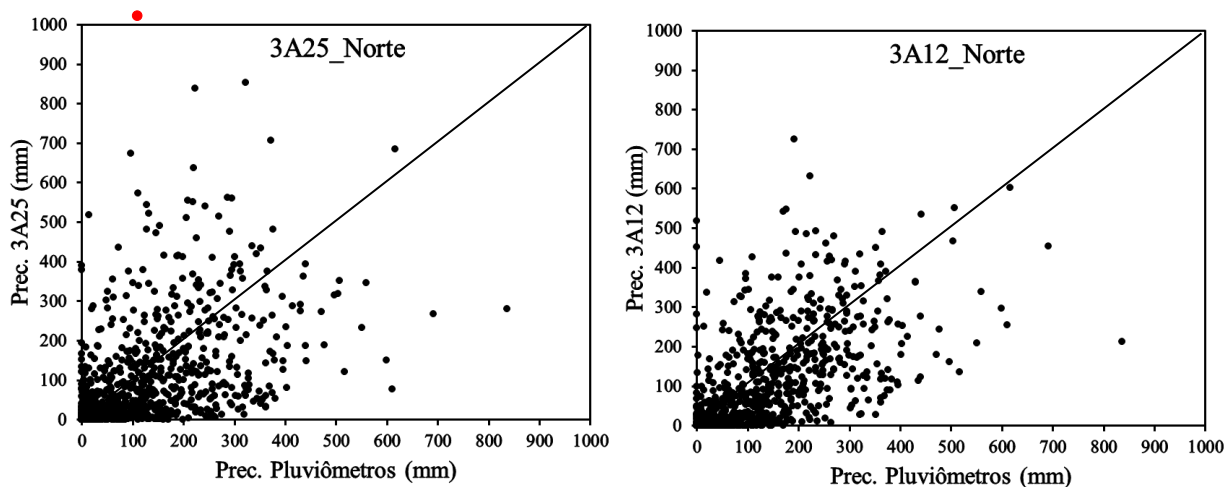


Figura 6.1: Diagramas de dispersão entre os dados do TRMM e pluviométricos na região norte.

RESULTADOS

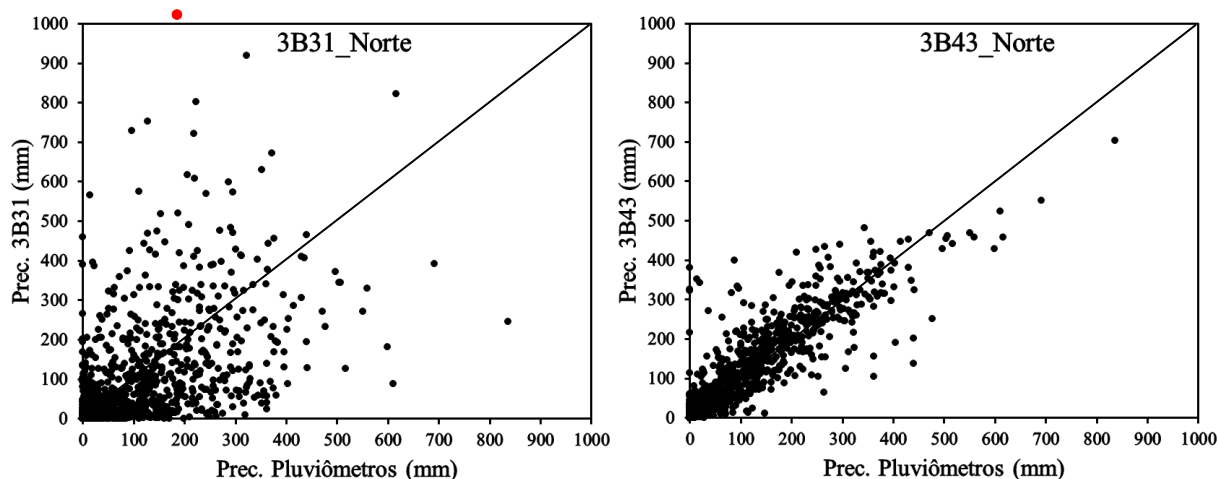


Figura 6.1: Continuação.

Na região centro (figura 6.2), os produtos 3A12, 3A25 e 3B31 subestimam a precipitação para as estações com precipitação mensal superior 400 mm, enquanto que o 3B43 apresenta uma tendência de subestimar para todos os intervalos. O produto 2A12 subestima a chuva mensal principalmente para as estações com precipitação mensal acima de 400 mm, esta subestimativa aumenta quando a chuva mensal é maior que 500 mm. O 3A25 apesar de ter estimado em um mês 1325 mm, em geral subestima a precipitação para estações com mais de 300 mm/mês. O produto 3B31 também estimou acima de 1000 mm/mês (1009, 1142 e 1587 mm), mas subestima para estações com chuva acima de 300 mm.

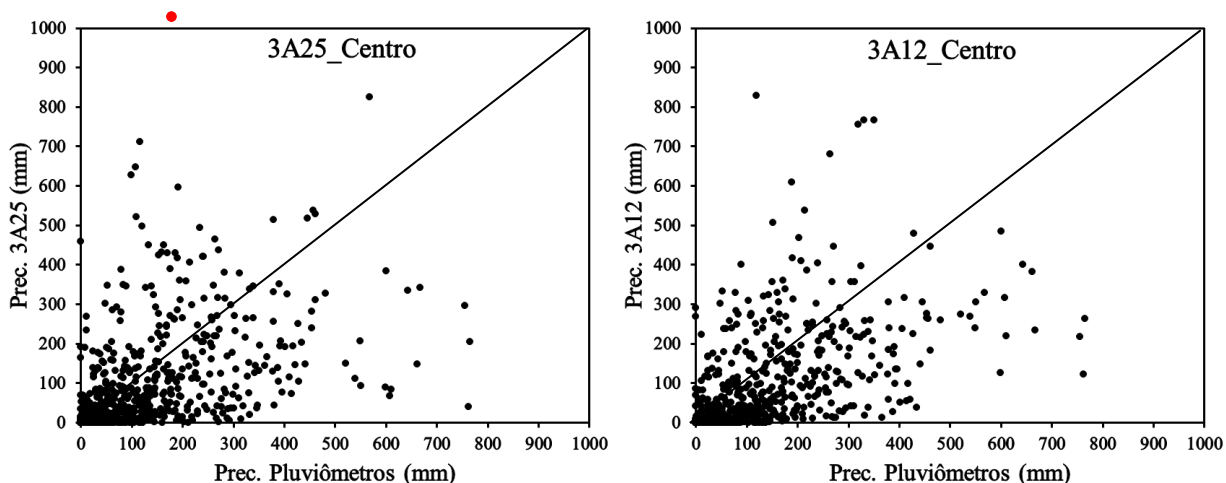


Figura 6.2: Diagramas de dispersão entre os dados do TRMM e pluviométricos na região centro.

RESULTADOS

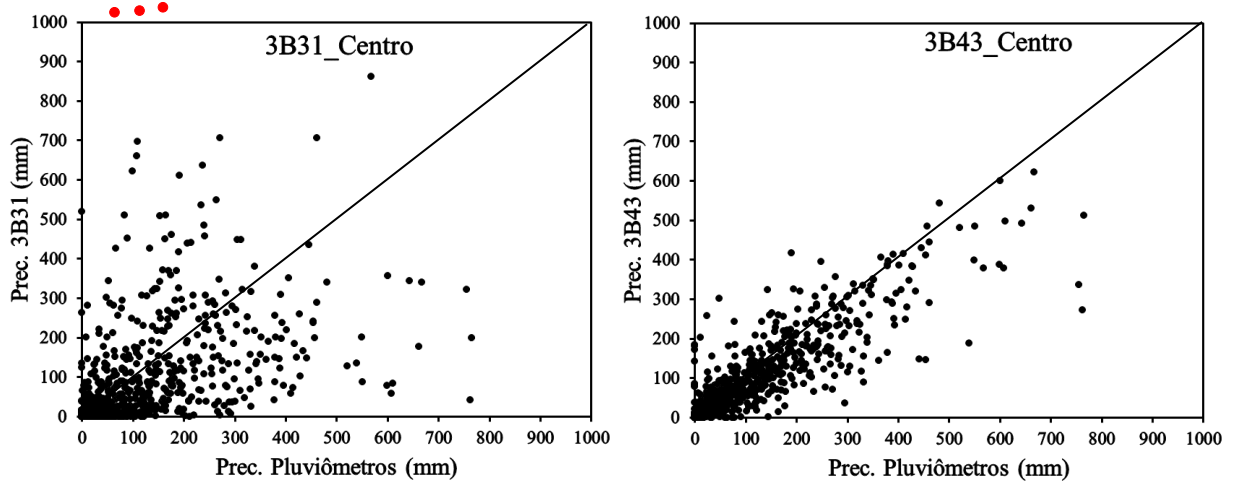


Figura 6.2: Continuação.

Na região sul (figura 6.3), nenhum produto estimou precipitação acima de 1000 mm/mês. O 3A12 tende a subestimar a chuva mensal para estações com precipitação superior 300 mm/mês, enquanto os produtos 3A25 e 3B31 tendem a superestimar e subestimar em todos intervalos. O 3B43 por sua vez, tende a subestimar a precipitação mensal para as estações que observaram mais de 200 mm/mês.

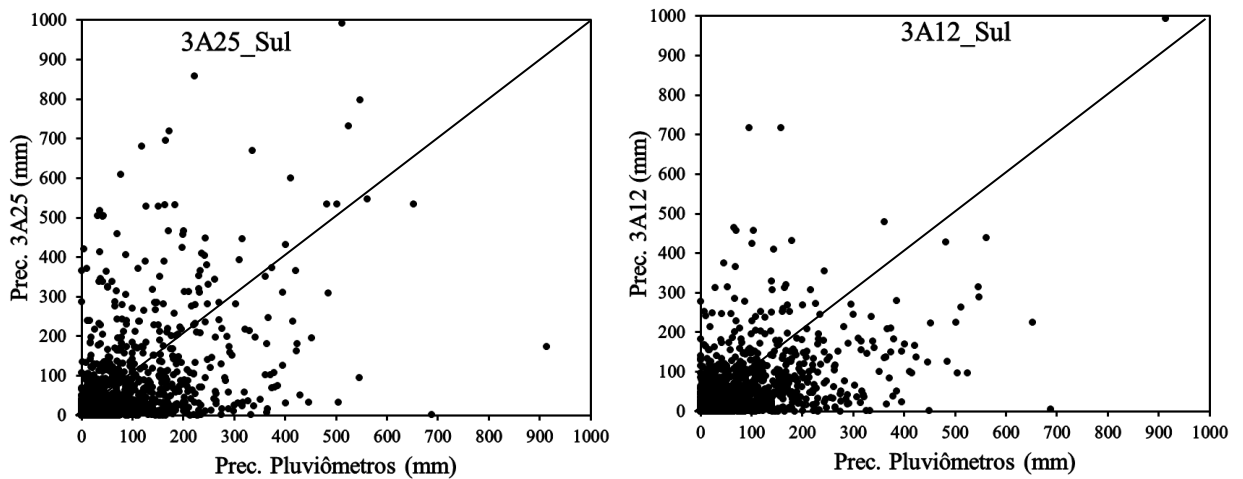


Figura 6.3: Diagramas de dispersão entre os dados do TRMM e pluviométricos na região sul.

RESULTADOS

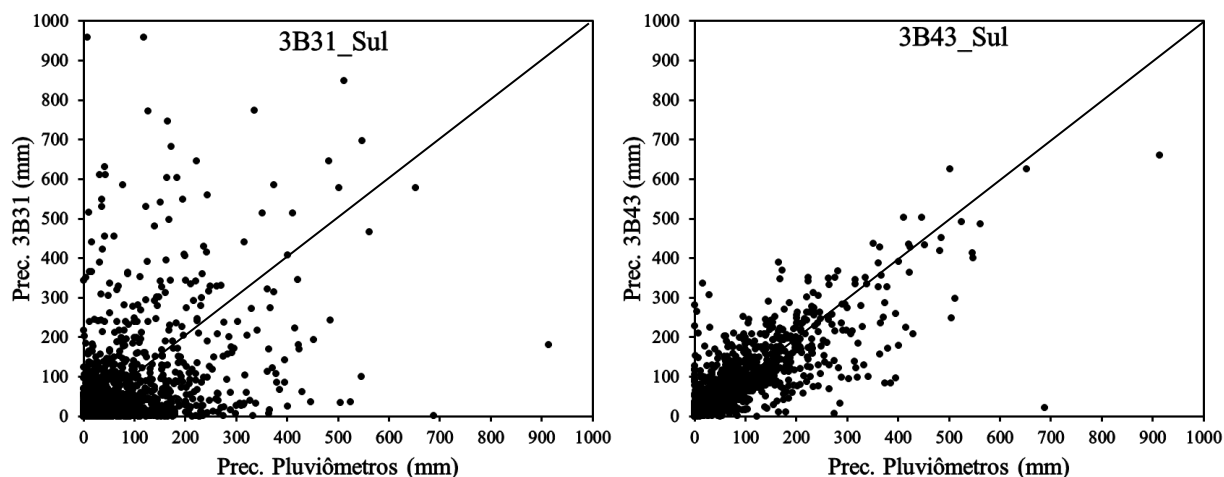


Figura 6.3: Continuação.

6.2 Distribuição espacial da precipitação

Para avaliar a distribuição espacial da precipitação estimada pelos produtos do TRMM são apresentados mapas de precipitação média anual para o período de 1998 a 2012, figura 6.4. Uma vez que as 24 estações pluviométricas representam medidas pontuais, foi aplicada uma interpolação de acordo com método ponderado pelo inverso da distância (Inverse Distance Weight - IDW).

A precipitação observada (Figura 6.4a) apresenta uma média anual que varia entre 400 (estação de Massingir) a 1650 mm (estação da Beira). As regiões centro e norte são as que apresentam as maiores precipitações médias anuais observadas. Nestas regiões, temos que as estações de Beira, Lichinga, Nampula, Quelimane e Sussundenga excedem os 1050mm/ano. As estações de Angoche, Montepuez, Pemba e Tete têm médias anuais de precipitação que não ultrapassam os 950 mm/ano e representam os menores índices nestas duas regiões, sendo Tete a que apresenta o menor índice pluviométrico, ou seja, 695 mm/mês. As observações indicam que a região sul é a que tem menor chuva em Moçambique. Os locais mais chuvosos desta região (estações de Vilanculos, Inhambane e Xai-Xai) apresentam uma média anual em torno de 1050 mm/ano. Porém as estações de Changalane, Maniquenique e Massingir não chegam a 750 mm/ano, e Massingir é a estação que registra os menores volumes de chuva em todo o País, apresentando uma média anual de 387 mm.

RESULTADOS

Em relação aos produtos do TRMM, o produto 3B43 (Figura 6.4e) é o que apresenta a distribuição espacial mais semelhante a interpolação dos dados observados. Na região mais chuvosa, norte, observa-se precipitação acima de 950 mm e aumentado da costa em direção ao interior e podendo chegar a 1650 mm/ano no extremo noroeste da província de Niassa. Na região centro, a província da Zambézia é a mais chuvosa (a média chega a 1650 mm/ano), enquanto Tete a menor com 650 mm/ano. À semelhança das observações, a região sul é a menos chuvosa e o 3B43 não estima mais que 1050 mm/ano. Além disso, também apresenta as menores estimativas (< 450 mm/ano) na parte oeste da província de Gaza.

Para o produto 3A25 (Figura 6.4b), a região sul é também a mais seca de Moçambique. Nesta região, a média da chuva do 3A25 não passa de 950 mm/ano, diminuindo da costa em direção ao interior onde apresenta uma média inferior a 450 mm/ano em partes das províncias de Gaza e Maputo. Na região centro, na província de Tete que é a mais seca o 3A25 não estima mais que 550 mm/ano. Já nas províncias de Sofala e Zambézia as estimativas são superiores 1450 mm/ano. Na região norte a chuva estimada pelo 3A25 diminui da costa para o interior. Cabo Delgado com pontos onde a média da chuva não passa de 650 mm/ano é a província menos chuvosa desta região enquanto que em Niassa (a média chega a 1450 mm/ano) é a mais chuvosa.

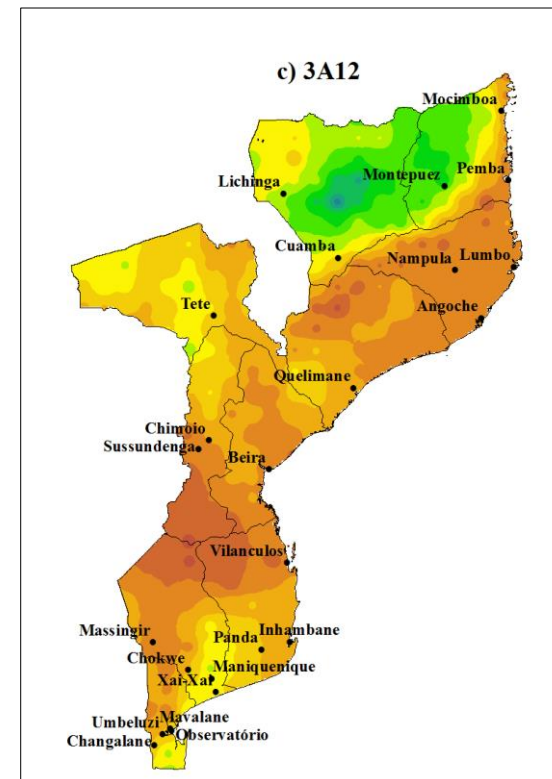
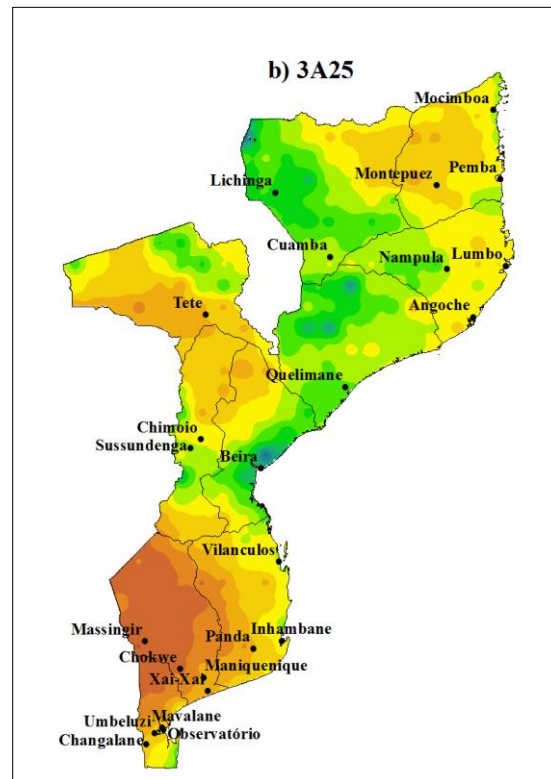
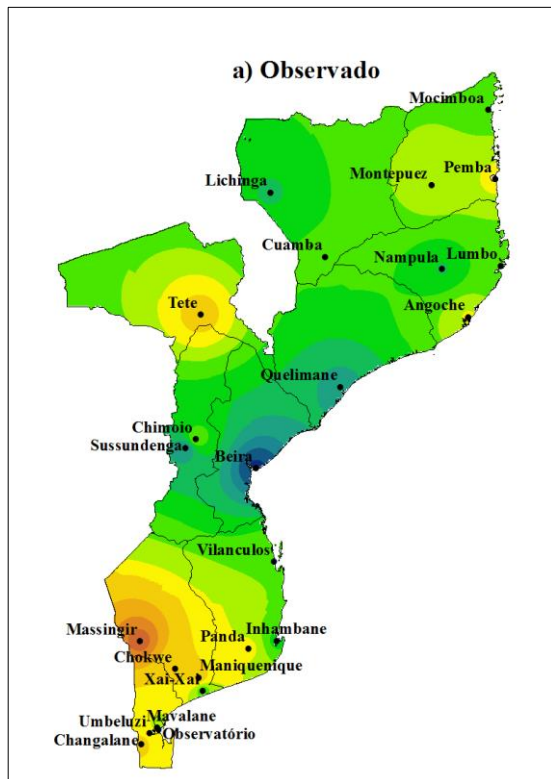
O padrão da chuva do produto 3A12 (Figura 6.4c) apresenta um comportamento similar aos anteriores até aqui analisados, ou seja, mais chuva nas regiões centro e norte e menos chuva na região sul. Entretanto, para o produto 3A12 a maior parte de Moçambique apresenta chuva abaixo de 850 mm/ano. A região norte é a mais chuvosa, tendo um núcleo de chuva acima de 850 mm/ano que abrange parte das províncias de Cabo Delgado e Niassa, que pode chegar a 1450 mm/ano em Niassa. As regiões centro e sul são as mais secas para o 3A12. Excluindo as províncias de Tete, Gaza e Maputo aonde a média chega a 950 mm/ano, as demais destas regiões têm chuva abaixo de 850 mm/ano. Nas províncias mais secas, (centro e sul) a precipitação média anual estimada não ultrapassava 350 mm/ano.

Para o produto 3B31 (Figura 6.4d), a chuva da região norte aumenta da costa em direção ao interior, apresentando média que varia de 550 mm/ano em Nampula a 1450 mm/ano em Niassa. Na região centro, em geral a precipitação estimada é inferior a 850 mm/ano. Nos locais mais chuvosos desta região (fronteira entre as províncias de Zambézia e Tete) a média da chuva chega a 1450 mm/ano, enquanto que nos locais menos chuvosos (província de Manica) não passa de 450 mm/ano. Na região sul, o 3A12 apresenta parte das

RESULTADOS

províncias de Gaza e Maputo com chuva acima de 850 mm/ano, tendo pontos onde a chuva estimada chega a 1350 mm/ano. Os locais menos chuvosos desta região apresentam chuva abaixo de 450 mm/ano, sendo Inhambane a província mais seca onde não passa de 850 mm/ano.

RESULTADOS



RESULTADOS

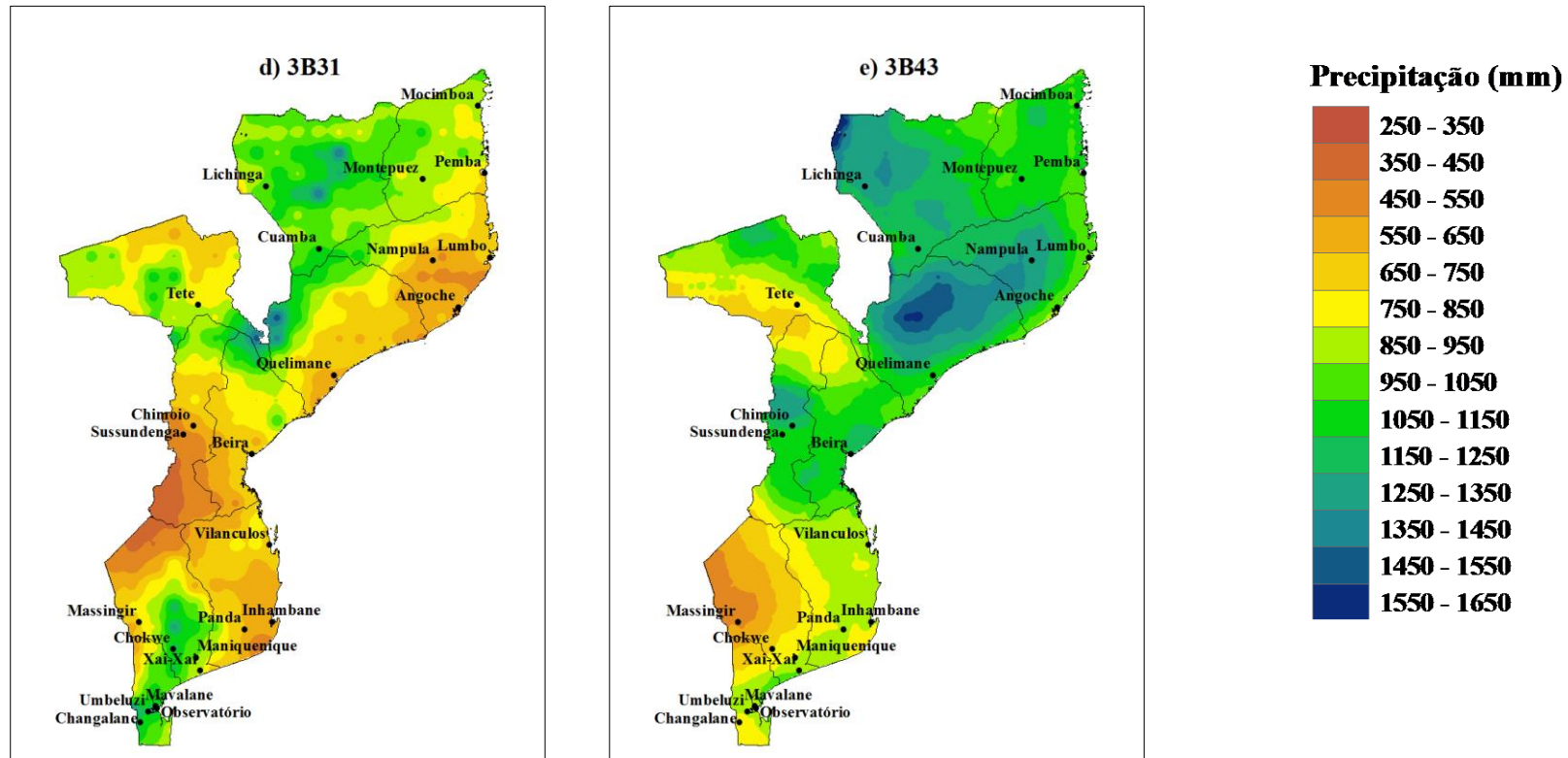


Figura 6.4: Precipitação média anual observada (a), do produto 3A25 (b), do produto 3A12 (c), do produto 3B31 (d) e do produto 3B43 (e)

6.3 Ciclo anual

O ciclo anual da precipitação observada nos pluviômetros e estimada pelos produtos do TRMM nas três regiões é apresentado nas figuras 6.5, 6.6 e 6.7. Nesta análise, as médias mensais para o período de 1998-2012 são comparadas em cada ponto referente às estações pluviométricas. A linha preta representa a precipitação observada, enquanto as linhas vermelhas, verdes, roxas e azuis representam a precipitação estimada pelos produtos 3A25, 3B43, 3A12 e 3B31, respectivamente.

a) Região Norte

Observando o ciclo anual da precipitação observada nas estações da região norte (Figura 6.5), verifica-se que o período de novembro a abril representa o período mais chuvoso e tem chuva mensal acima de 100 mm. Nesta região, as estações de Lichinga, Nampula e Cuamba são as que apresentam os valores mais altos de precipitação média mensal observada, com o mês mais chuvoso, geralmente janeiro ou fevereiro, apresentando uma média acima de 300 mm enquanto nas outras estações a média do mês mais chuvoso não chega a 250 mm. Nos meses mais secos, de maio a setembro, a média da precipitação mensal observada geralmente fica abaixo dos 50 mm em quase todas as estações, sendo que em Montepuez, Cuamba e Lichinga praticamente não chove durante esses meses.

Conforme apresentado na seção anterior, os produtos do TRMM, exceto o 3B43, geralmente subestimam precipitação em Moçambique, porém este padrão não é observado o ano inteiro. O produto 3B43 apresenta um ciclo anual muito próximo dos pluviômetros, mas em geral superestima a precipitação principalmente durante os meses mais chuvosos. Geralmente o mês mais chuvoso para o 3B43 apresenta média acima de 200 mm, chegando a atingir 350 mm durante o mês de janeiro em Nampula. As diferenças do 3B43 em relação às observações chegam a 114 mm (em dezembro) na estação de Lichinga, sendo que os meses mais secos (de maio à setembro) a chuva do 3B43 tem estado próxima das observações, apresentado diferenças que não passam de 20 mm.

Os produtos 3A25 e 3B31 também apresentam ciclos anuais que se aproximam das observações. Para estes dois produtos, excluindo a estação de Lumbo onde a média da precipitação estimada pelo 3B31 é de 288,7 mm (mês de fevereiro), a média dos meses mais

RESULTADOS

chuvosos não ultrapassa de 250 mm em todas as estações desta região. As estações de Cuamba, Lichinga, Lumbo, Montepuez e Nampula, com médias do mês mais chuvoso acima de 200 mm são as que apresentam maiores valores de precipitação para estes dois produtos. Os produtos 3A25 e 3B31 subestimam a precipitação principalmente nos meses mais chuvosos (de outubro a abril), sendo mais notável durante o período de janeiro à abril. Durante estes meses as diferenças são geralmente superiores a 20 mm e podem chegar a aproximadamente 120 mm em Cuamba (no mês de janeiro), na chuva estimada pelo 3A25. Durante os meses mais secos (de maio a setembro), os produtos geralmente têm superestimado a precipitação, mas as diferenças não passam de 20 mm. Em algumas estações (Lichinga, Montepuez e Pemba), essas diferenças positivas tendem a continuar durante os meses de outubro a dezembro e ficando cada vez maiores. Por exemplo, em Lichinga, as diferenças do mês de dezembro chegam próximo de 140 mm para o produto 3B31.

O ciclo anual do produto 3A12 também acompanha o ciclo anual da precipitação observada, mais chuva durante os meses de outubro a abril e menos chuva durante os meses de maio a setembro. Durante os meses mais chuvosos, as médias da precipitação estimada por este algoritmo podem chegar a 300 mm (superando as estimativas do 2A25 e 2B31) nas estações com os maiores volumes de chuva (Cuamba e Nampula). Por outro lado, nos meses menos chuvosos a chuva estimada é praticamente nula. Este produto geralmente tem subestimado a precipitação na maior parte do ano, sendo que podem chegar a 127 mm durante o mês de fevereiro, em Lumbo. Os meses de outubro a dezembro são os que geralmente apresentam uma superestimativa. Excluindo a estação de Lichinga, onde a diferença (positiva) é de cerca de 140 mm no mês de dezembro, nas demais regiões a diferença não ultrapassa os 55 mm.

RESULTADOS

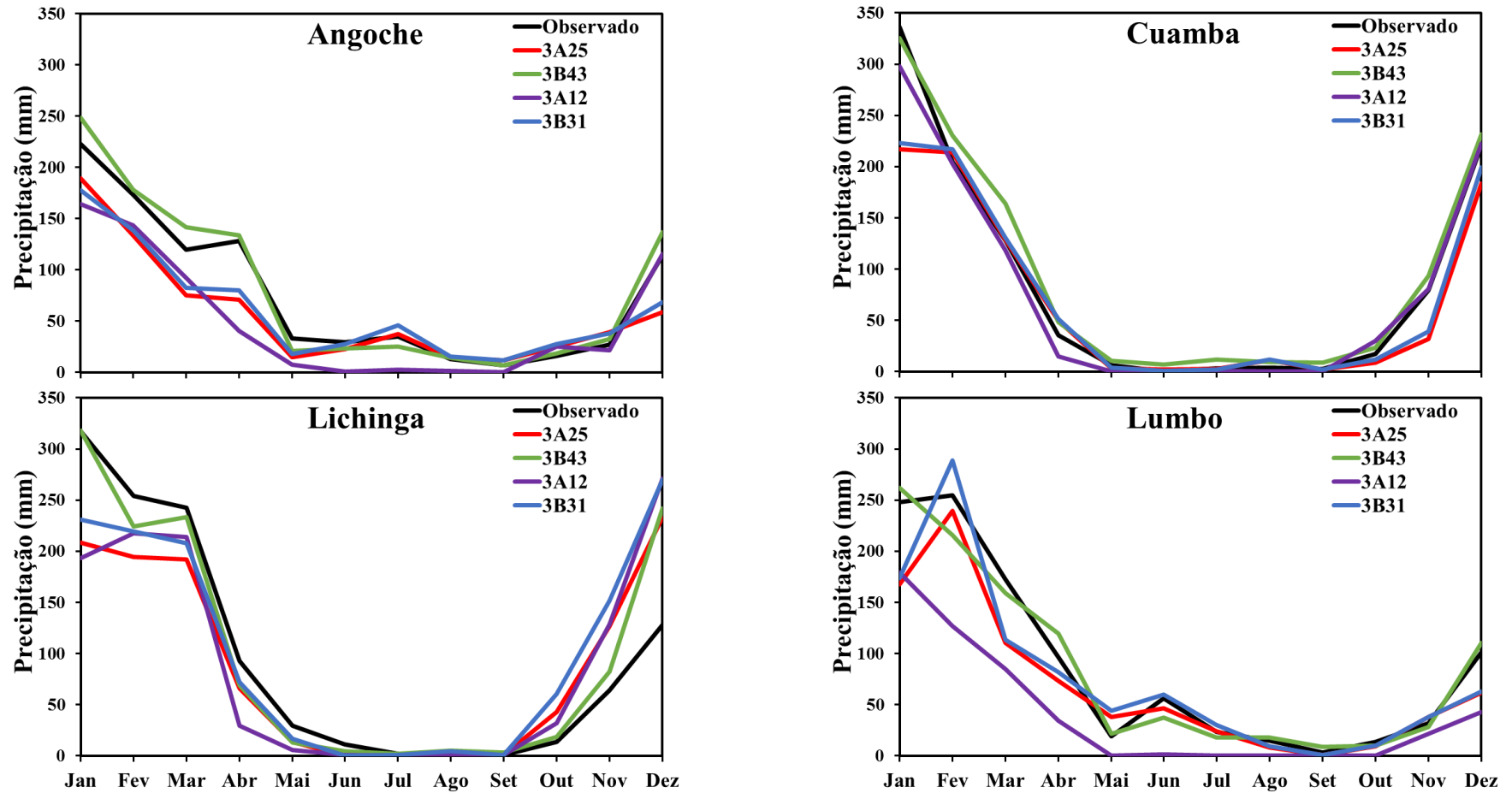


Figura 6.5: Ciclo anual da precipitação observada e estimada pelos produtos do TRMM para a região norte. A linha preta representa a precipitação observada, as linhas vermelha, verde, roxa e azul representam a precipitação estimada pelos produtos 3A25, 3B43, 3A12 e 3B31, respectivamente.

RESULTADOS

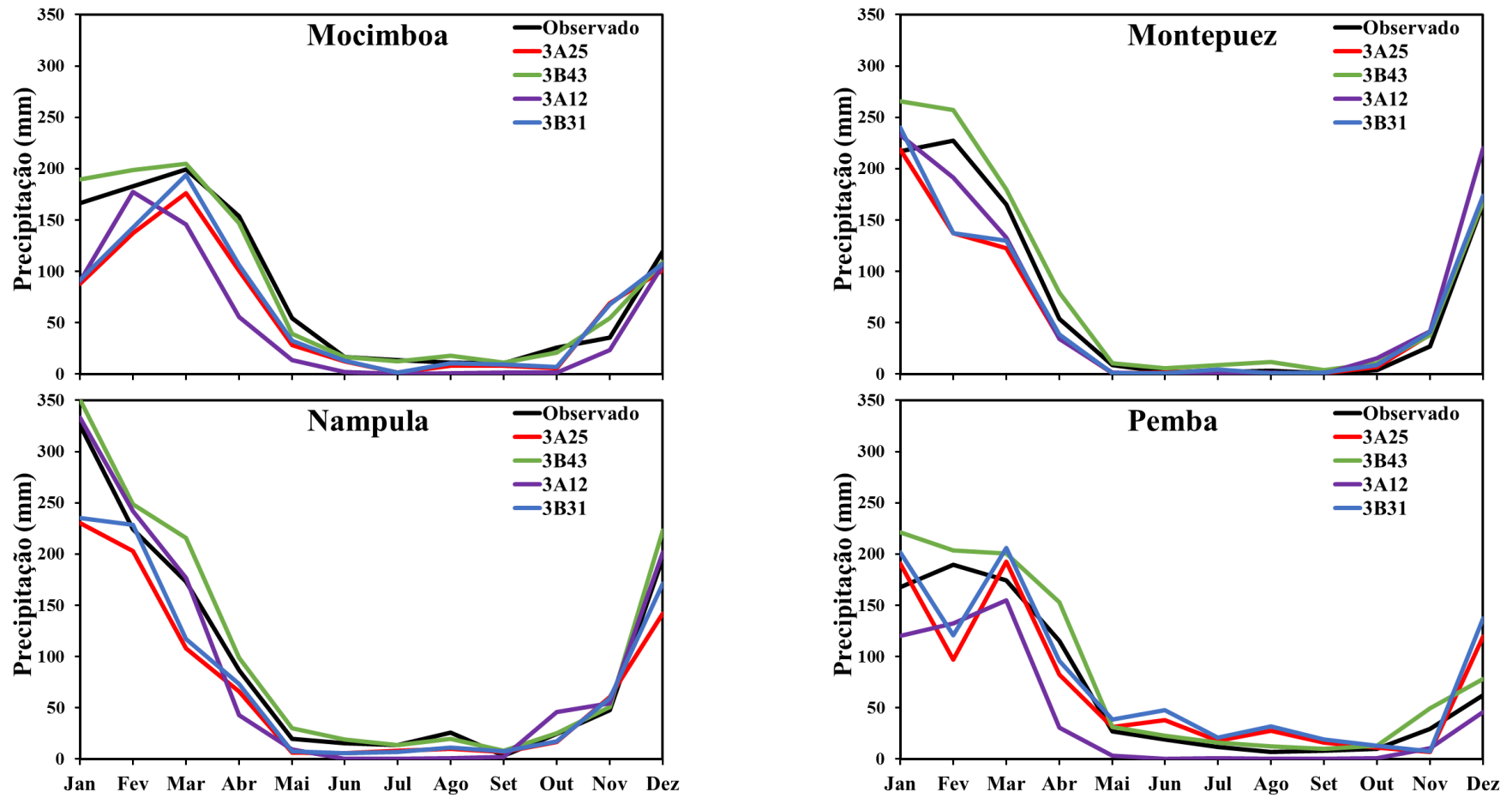


Figura 6.5: Continuação.

RESULTADOS

b) Região Centro

No centro do País (Figura 6.6), as estações de Beira e Quelimane e Sussundenga são as que apresentam os maiores volumes de chuva mensal observada pelos pluviômetros, sendo que o mês mais chuvoso apresenta precipitação média acima de 250 mm e podendo chegar a 313,1 mm no mês de dezembro em Sussundenga. Exceto a estação de Tete, que praticamente não chove de abril a outubro, as observações mostram que os meses menos chuvosos desta região têm uma média mensal acima dos 10 mm e não são tão secos quando comparados com os da região norte.

À semelhança da região norte, o ciclo anual da chuva inferida pelo produto 3B43 é o que mais se aproxima das observações, a diferença está no fato do 3B43 subestimar a precipitação em quase todas as estações desta região, exceto Chimoio. Nesta região a média da chuva do 3B43 não ultrapassa os 260 mm, variando de 75 a 258 mm durante os meses mais chuvosos, enquanto nos meses mais secos não atinge 50 mm. As maiores diferenças são observadas em Beira durante estação chuvosa, 70 mm em Fevereiro, e na mais seca em torno de 25 mm.

Os produtos 3A25 e 3B31 também estão em fase com a precipitação observada. Durante os meses mais secos (de maio a setembro), os produtos 3A25 e 3B31 praticamente não estimam chuva nas estações de Chimoio, Sussundenga e Tete. As médias da chuva destes produtos não passam de 250 mm, sendo os meses de dezembro, janeiro e fevereiro os que apresentam os maiores volumes de chuva (médias acima de 200 mm). Nesta região, a superestimativa dos produtos 3A25 e 3B31 é mais notável durante os meses de outubro a dezembro para as estações de Chimoio e Quelimane e para o mês de janeiro em Tete, onde as diferenças podem chegar a 105 mm, como por exemplo em Chimoio. As maiores diferenças de subestimativa são observadas entre janeiro e abril, principalmente nas estações de Chimoio, Quelimane e Sussundenga, onde podem chegar a 150 mm durante o mês de fevereiro na estação de Sussundenga.

O produto 3A12 subestima a chuva nos meses secos e praticamente não estima chuva entre os meses de junho a setembro em todas as estações desta região. A média da precipitação estimada também não atinge os 250 mm, sendo os meses de dezembro e janeiro os mais chuvosos, com médias acima de 200 mm, exceto na Beira. O 3A12 geralmente tem subestimado a precipitação na maior parte do ano, chegando a subestimar durante todo o ano

RESULTADOS

na estação de Beira. Os valores de subestimativa são maiores durante os meses de janeiro a abril, podendo chegar a 177 mm em março na estação de Beira. Este produto tem superestimado a precipitação entre os meses de novembro a janeiro nas estações de Chimoio, Quelimane e Tete, e inclusive atingindo 78 mm em Chimoio.

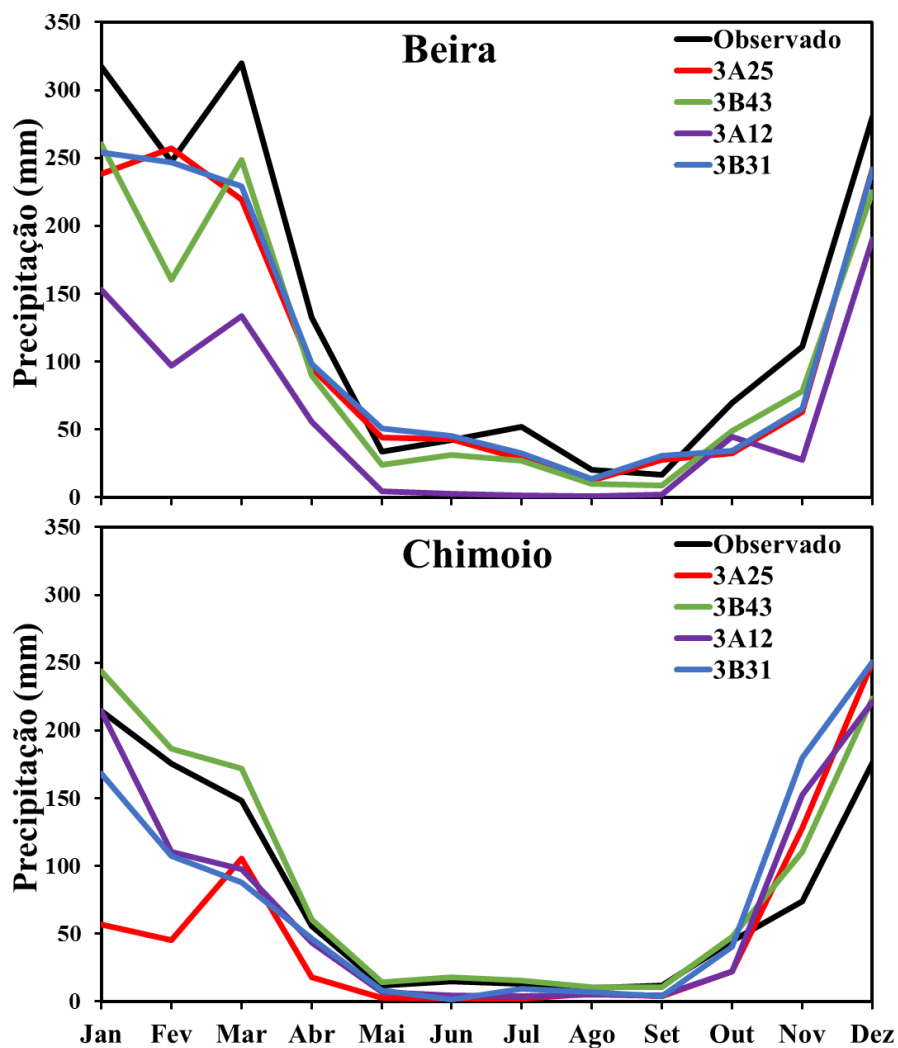


Figura 6.6: O mesmo que a Figura 6.5, mas para a região centro.

RESULTADOS

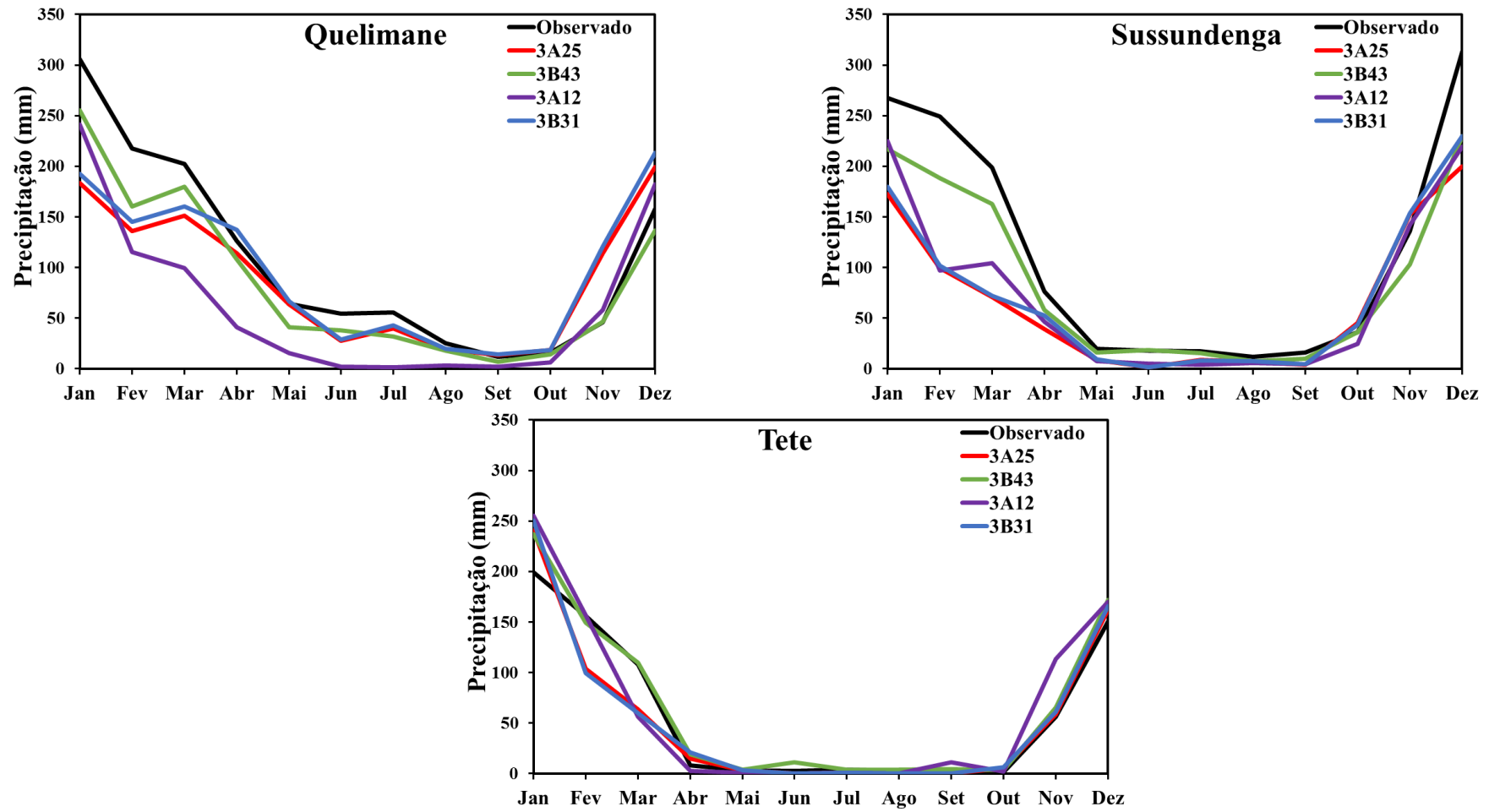


Figura 6.6: Continuação.

RESULTADOS

c) Região Sul

Das três regiões analisadas, o Sul (Figura 6.7) é que apresenta os menores valores de precipitação média mensal observada nos pluviômetros. Exceto a estação de Vilanculos que apresenta uma média de 214 mm em fevereiro, as demais estações não têm nenhum mês com uma média de precipitação superior a 200 mm. Nesta região durante os meses mais secos maio a setembro, a média não ultrapassa os 15 mm na estação de Massingir. Enquanto que em Inhambane e Xai-Xai pode chegar a 60 mm no mês de junho.

O produto 3B43 continua acompanhando bem o ciclo anual da chuva observada nos pluviômetros. Nesta região o 3B43 geralmente superestima a chuva durante todo ano na maioria das estações pluviométricas, exceto Inhambane, Mavalane, Panda, Vilanculos e Xai-Xai onde subestima durante os meses mais chuvosos. A média da chuva estimada pelo 3B43 nesta região não passa dos 200 mm, apresentando maiores diferenças em relação às observações durante o período mais chuvoso onde podem chegar a 110 mm (em novembro) na estação de Inhambane. Durante os meses de maio a setembro (período mais seco), as diferenças têm sido relativamente menores não passando de 15 mm.

Já para os produtos 3A25 e 3B31 é notável a superestimativa para os seguintes meses e estações: março e abril para as estações de Changalane, Chokwe, Inhambane e Umbeluzi; junho e julho para as estações de Mavalane, Observatório e Panda; e de outubro a dezembro para as estações de Maniquenique, Massingir e Vilanculos. As superestimativas podem chegar a 107 mm no mês de novembro em Vilanculos. Já as subestimativas são observadas nos meses mais chuvosos (de outubro a abril) e podem chegar 148 mm em novembro na estação de Inhambane.

O produto 3A12 praticamente subestima a precipitação observada durante todo ano. Quando superestima, geralmente é por um ou dois meses e para acumulações mensais baixas, ~20 mm, exceto em Massingir onde superestima praticamente de abril a janeiro e com valores que chegam a 60 mm em novembro. As subestimativas foram registradas nos meses mais chuvosos, principalmente entre novembro e março, e podem chegar a 130 mm em Inhambane.

RESULTADOS

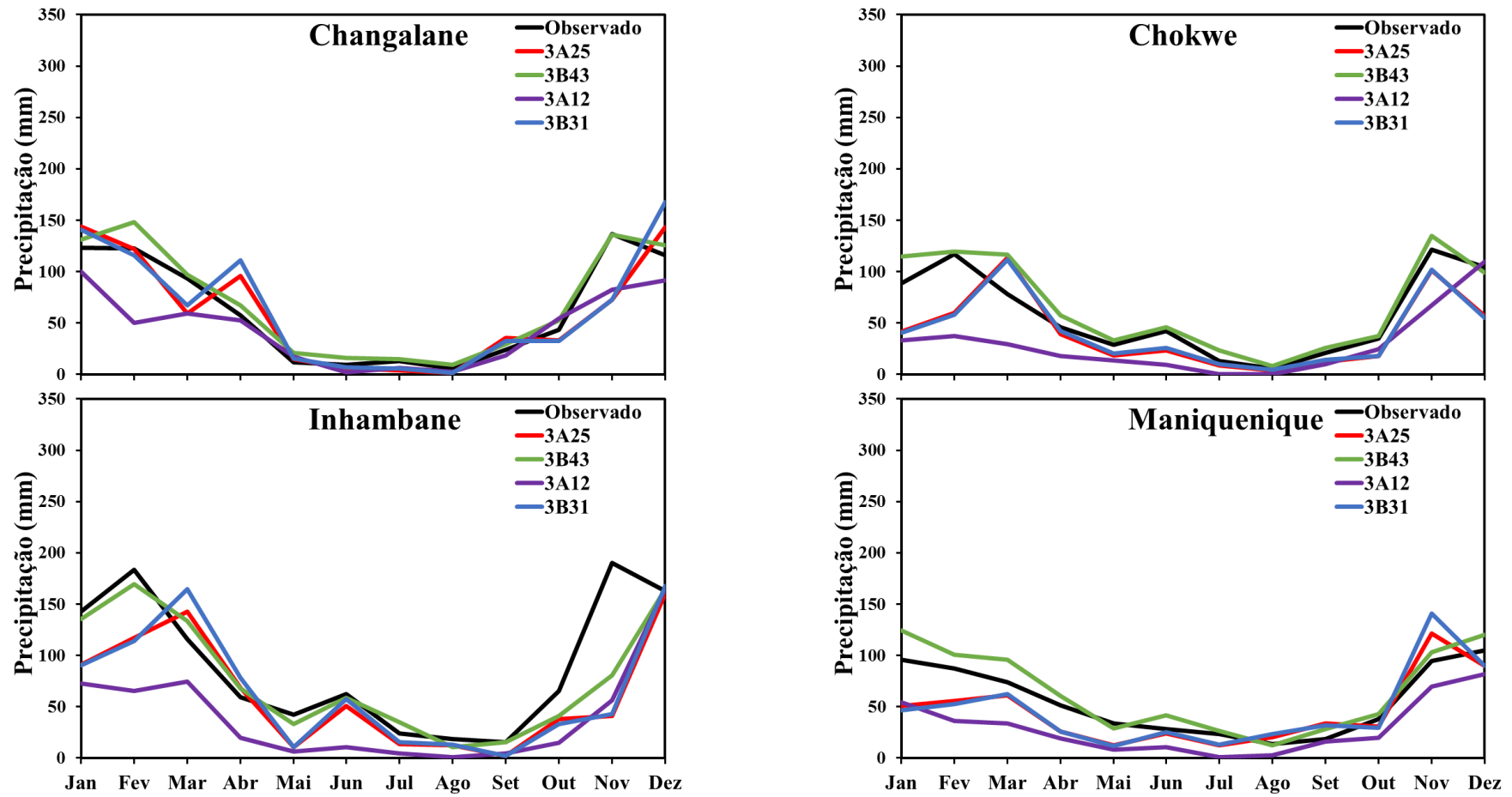


Figura 6.7: O mesmo que a Figura 6.5, mas para a região sul.

RESULTADOS

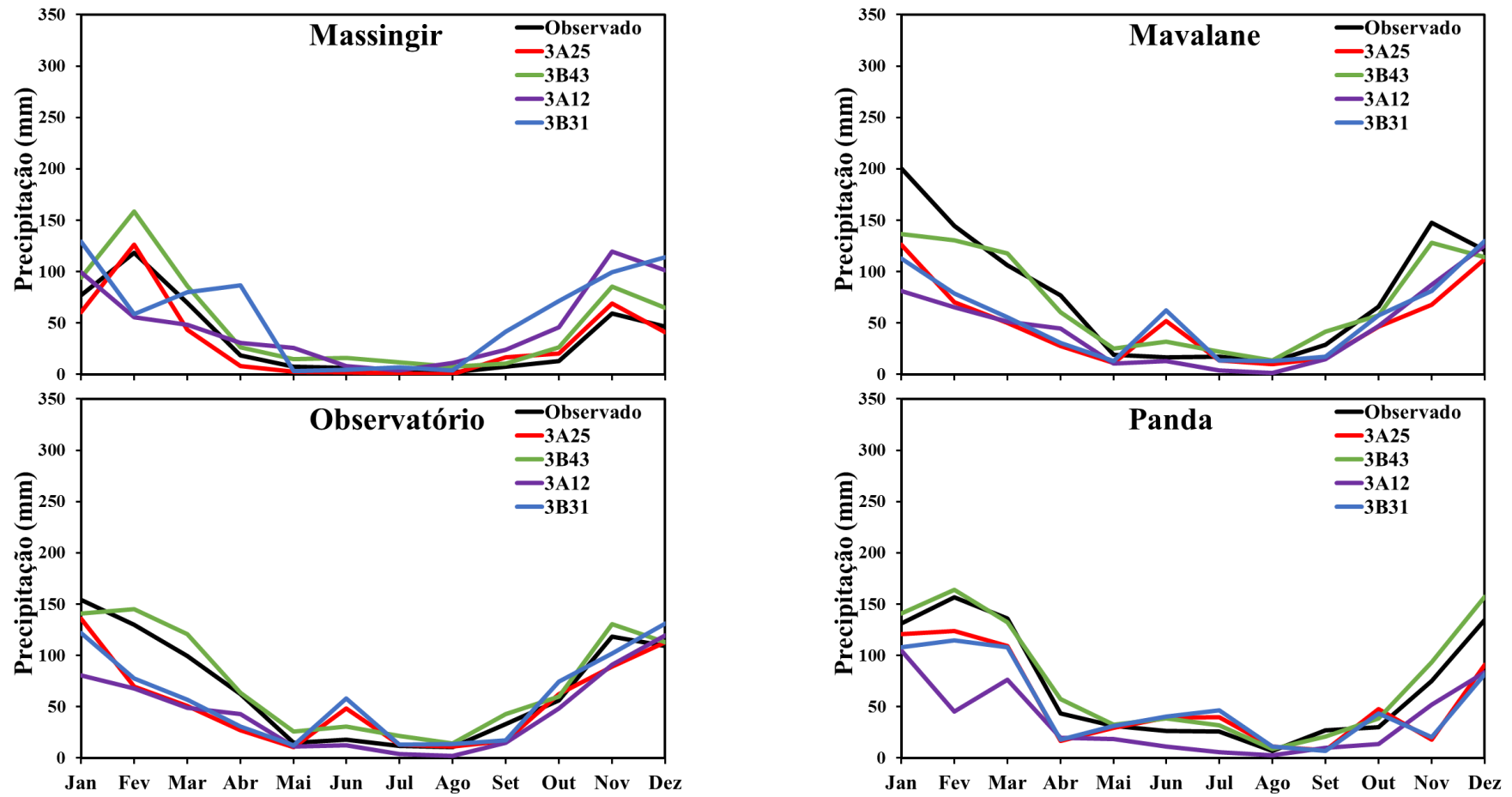


Figura 6.7: Continuação.

RESULTADOS

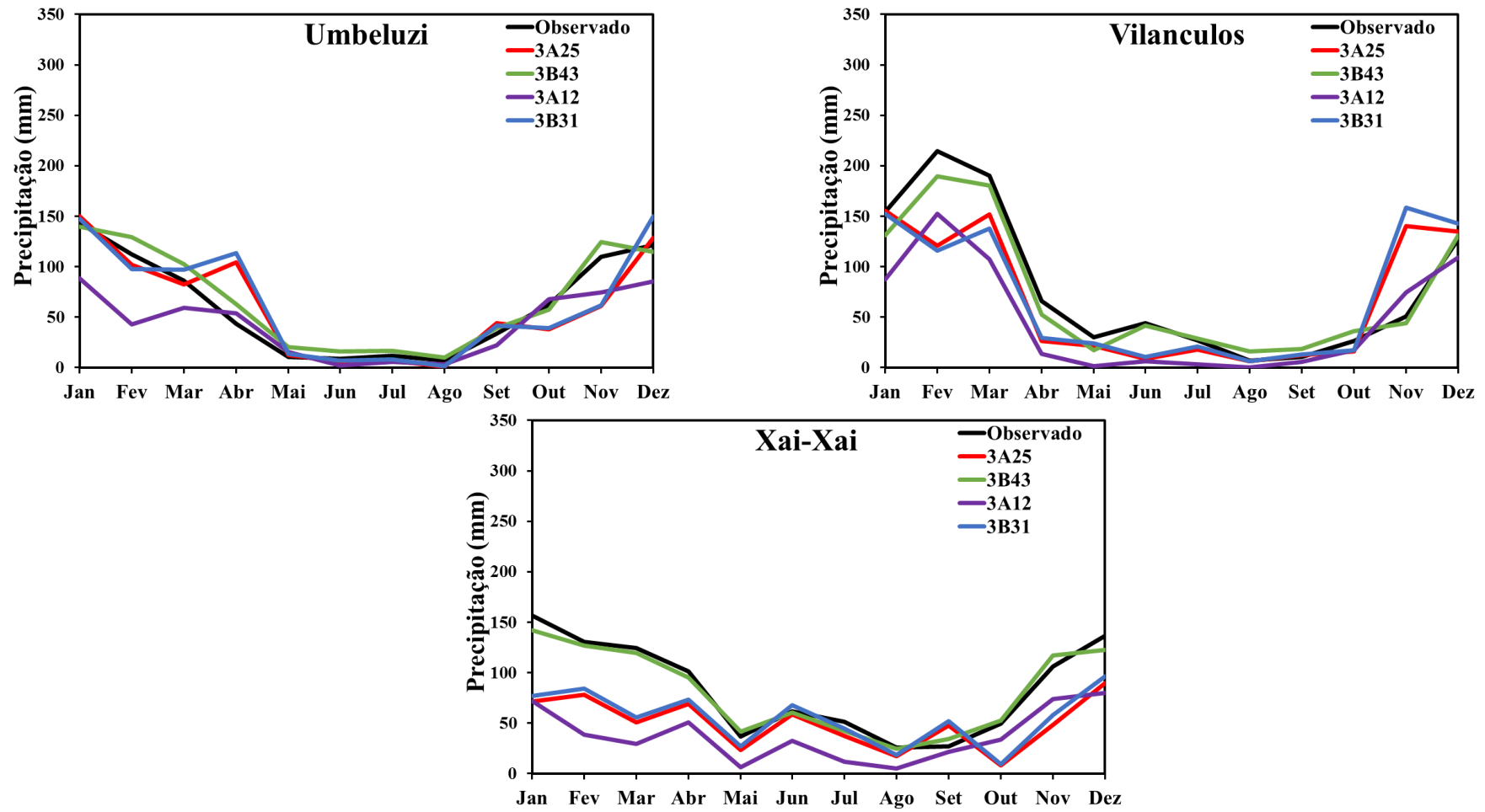


Figura 6.7: Continuação.

6.4 Ciclo diurno

Para avaliar o ciclo diurno da chuva estimada por cada algoritmo de estimativa de precipitação do TRMM, foram elaborados diagramas que apresentam o ciclo diurno médio em cada mês entre os anos de 1998 a 2012 para as regiões norte, centro e sul (figuras 6.8, 6.9 e 6.10). A precipitação média horária mensal foi calculada dos dados horários gridados no arquivo 3G68 conforme Tabela 5.1. É importante ressaltar que a precipitação média calculada não é condicional, ou seja, leva em conta os pixels com e sem chuva, todos os dados foram convertidos para hora local. O domínio usado para delimitar a região norte é definido pelas latitudes 10°S a 15°S e pelas longitudes 30°E a 41°E, a região sul é limitada pelas latitudes 15°S a 21°S e pelas longitudes 30°E a 41°E e finalmente a região sul apresenta um domínio delimitado pelas latitudes 21°S a 27°S e pelas longitudes 30°E a 41°E.

i) Região norte

Nos diagramas da região norte (figura 6.8) é possível notar que no período que se estende de maio a setembro praticamente não há chuva. Todos os algoritmos são concordantes em relação ao período chuvoso, que vai de outubro a abril, sendo que os maiores volumes de chuva horária (média acima de 0,3 mm/h) se concentram entre os meses de dezembro a março.

A distribuição do ciclo diurno da chuva estimada pelo produto 2A12 na região norte apresenta taxa de precipitação média acima de 0,3 mm/h a partir das 12h até cerca de 23h durante os meses de janeiro e fevereiro, enquanto nos meses de dezembro e março não passa das 21h. O período de máxima atividade da precipitação para o 2A12 encontra-se entre as 13 e 16h, com taxa de precipitação média horária acima de 0,6 mm/h. Durante o período das 0 às 11h a taxa de precipitação média horária do 2A12 fica abaixo de 0,3 mm/h. Para o algoritmo 2A25, também se observam taxas de precipitação média acima de 0,3 mm/h entre as 12 até as 23h durante os meses de dezembro e janeiro, porém apresenta valores relativamente inferiores ao 2A12, pois não tem taxa de precipitação média superior a 0,5 mm/h. A precipitação máxima do 2A25, (média acima 0,4 mm/h) é observada principalmente entre as 12 e 15h e entre as 18 e 20h durante os meses de janeiro e fevereiro. No período das 0 às 11h, o 2A25

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

geralmente apresenta taxa de precipitação média que não passa de 0,3 mm/h. O algoritmo 2B31, apresenta os maiores volumes de chuva (média acima de 0,4 mm/h) entre as 12 e 23h durante os meses de janeiro e fevereiro, em dezembro essa chuva não passa das 18h. O pico máximo do 2B31 (cerca de 0,5 mm/h), está entre as 12 e 14h e entre as 18 e 19h durante os meses de janeiro e fevereiro. O 2B31 apresenta taxa de precipitação média inferior a 0,3 mm/h, por volta das 0 às 11h durante os meses de janeiro a março. Em relação ao ciclo diurno da chuva estimada pelo algoritmo 3B42 é importante ressaltar que horário do 3B42 não está em fase com os demais algoritmos analisados, suas estimativas são para ± 90 minutos a cada 3h, ou seja, são para $0h \pm 90 \text{ min}$, $3h \pm 90 \text{ min}$, ..., $21h \pm 90 \text{ min}$. Os maiores valores de taxa de precipitação média do 3B42 (acima de 0,3 mm/h) geralmente se encontram entre as 13 e 3h da manhã, sendo que os máximos (acima de 0,6 mm/h) se observam mais tarde em relação aos restantes algoritmos, basicamente entre as 16 e 18h. Durante o período das 4 às 12h, o 3B42 apresenta as menores taxas de precipitação média, ou seja, abaixo de 0,3 mm/h.

ii) Região centro

Na região centro (figura 6.9) chove relativamente menos em relação a região norte. A taxa de precipitação média nesta região não passa de 0,6 mm/h. É possível notar que para o algoritmo 2A12 praticamente não há chuva entre maio e setembro, sendo os meses de dezembro, janeiro e fevereiro os que apresentam os maiores volumes de chuva horária (média acima de 0,3 mm/h). O ciclo diurno da chuva estimada pelo produto 2A12 na região centro apresenta taxa de precipitação média acima de 0,3 mm/h a partir das 13h até 19h durante os meses de janeiro e fevereiro, sendo que para o mês de dezembro não passa das 18h. O período de máxima atividade da precipitação para o 2A12 nesta região, encontra-se entre as 15 e 17h, apresentando taxa de precipitação média horária que chega a 0,53 mm/h. Durante o período das 20 às 12h a taxa de precipitação média horária do 2A12 fica abaixo de 0,3 mm/h. Para o algoritmo 2A25, taxas de precipitação média acima de 0,3 mm/h ocorrem entre as 13 e 17h somente nos meses de dezembro e janeiro. A taxa precipitação máxima média do 2A25 na região centro não chega a 0,4 mm/h, observando-se entre as 13 e 16h em janeiro. No período das 18 às 12h, o 2A25 geralmente apresenta taxa de precipitação média que não passa de 0,3 mm/h. Para o algoritmo 2B31, os maiores volumes de chuva encontram-se entre as 12 e 18h,

sendo que o pico máximo do 2B31 (cerca de 0,43 mm/h), acontece entre as 14 e 15h. Nesta região, o 2B31 apresenta taxa de precipitação média inferior a 0,3 mm/h, entre 19 e 11h durante os meses de janeiro a março. Em relação ao algoritmo 3B42 o comportamento é similar ao da região norte. Os maiores valores de taxa de precipitação média (acima de 0,3 mm/h) geralmente se encontram entre as 13 e 3h da manhã, sendo que os máximos (acima de 0,5 mm/h) se observam entre as 16 e 18h. Durante o período das 4 às 12h, o 3B42 apresenta as menores taxas de precipitação média, ou seja, abaixo de 0,3 mm/h.

iii) Região sul

Como foi observado nas análises anteriores, a região sul (figura 6.10) é a que apresenta menos precipitação. A taxa de precipitação média estimada pelo algoritmo 2A12 nesta região não passa de 0,32 mm/h. Diferente das outras regiões, é possível notar que para a região sul algoritmo 2A12 apresenta alguma chuva em junho e setembro. Durante os meses de maio, julho e agosto não apresenta chuva. Maiores volumes de chuva para o 2A12 nesta região (média acima de 0,1 mm/h), tem ocorrido entre as 6 e 9h, 12 e 17h e no período das 21 às 23h, sendo que o período de máxima atividade da precipitação, encontra-se entre as 15 e 17h, apresentando taxa de precipitação média horária que chega a 0,3 mm/h. Para o algoritmo 2A25, observa-se que a chuva se estende até julho. Taxas de precipitação média acima de 0,1 mm/h ocorrem durante quase todo o dia, sendo que as 15h regista-se a máxima atividade de precipitação, com taxa de precipitação média de 0,29 mm/h. No algoritmo 2B31, as características são similares ao 2A25, sendo que este algoritmo apresenta dois picos máximos com cerca de 0,3 mm/h, as 9 e as 15h. Para algoritmo 3B42 percebe-se que a região sul não apresenta chuva em maio, agosto e setembro. Os maiores valores de taxa de precipitação média (0,26 mm/h) observam-se entre as 0 e 9h e entre as 13 e 18h. No resto do dia não chove em média acima de 0,2 mm/h.

De acordo com Yamamoto et al., (2008), que estudaram a diferença entre os horários de precipitação máxima do 2A25, 2A12 e a T_b mínima observada pelo VIRS, a precipitação máxima do PR ocorria ligeiramente mais cedo em relação aos máximos do TMI, enquanto que os picos de T_b mínima do VIRS tendiam a aparecer mais tarde. Esses resultados são consistentes com os resultados obtidos aqui, pois de acordo com este estudo o fato do PR e o

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

TMI observarem diretamente a chuva e os hidrometeoros faz com que a diferença entre eles seja pequena. Já em relação ao VIRS, uma vez que depende da T_b do topo das nuvens, a diferença no horário do pico tem sido maior, pois a chuva está relacionada com a expansão da área da nuvem com T_b menor que 235 K.

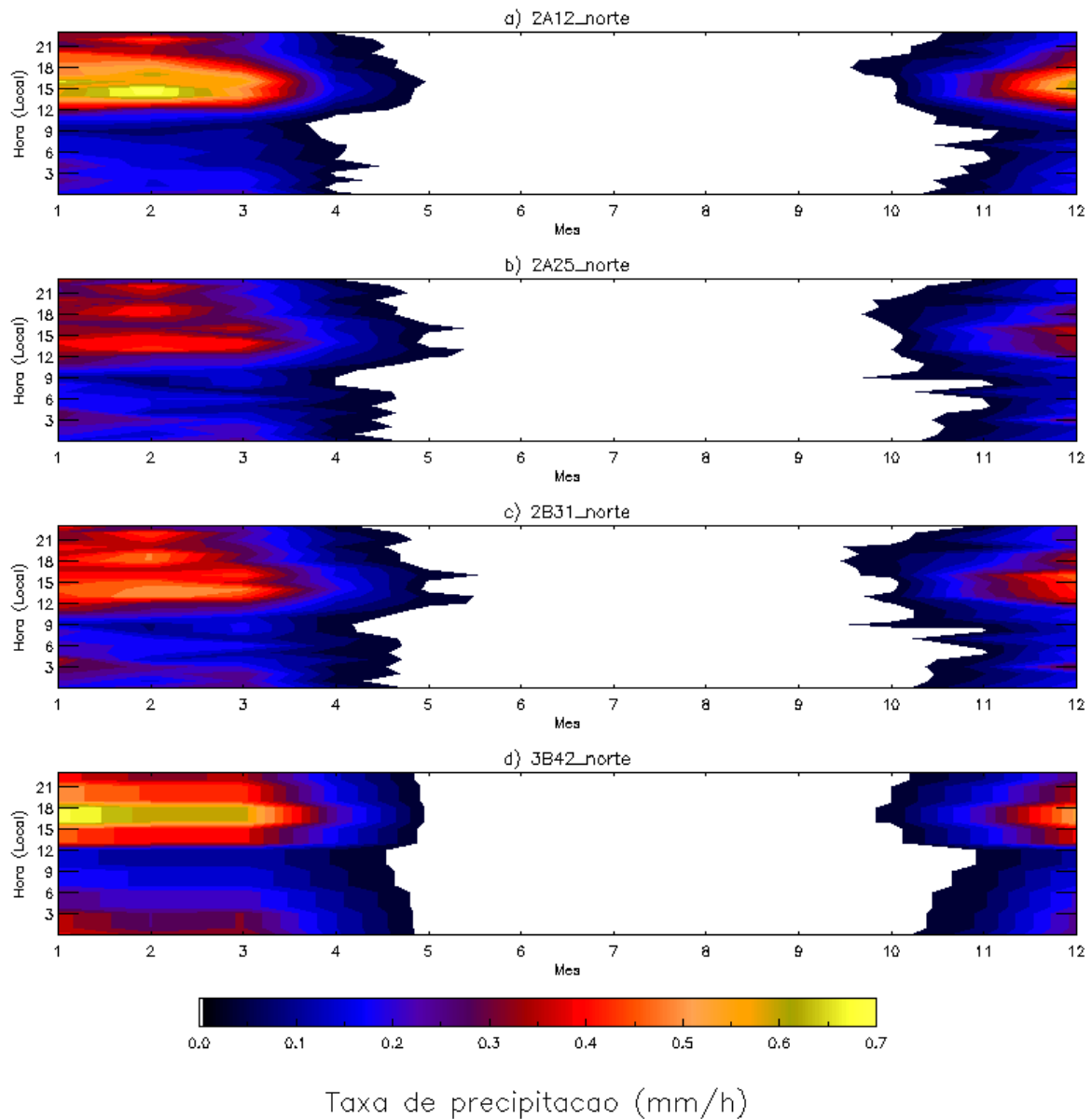


Figura 6.8: Ciclo diurno da precipitação estimada pelos algoritmos 2A12(a), 2A25(b), 2B31(c) e 3B42(d) durante os meses do ano em Moçambique na região norte.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

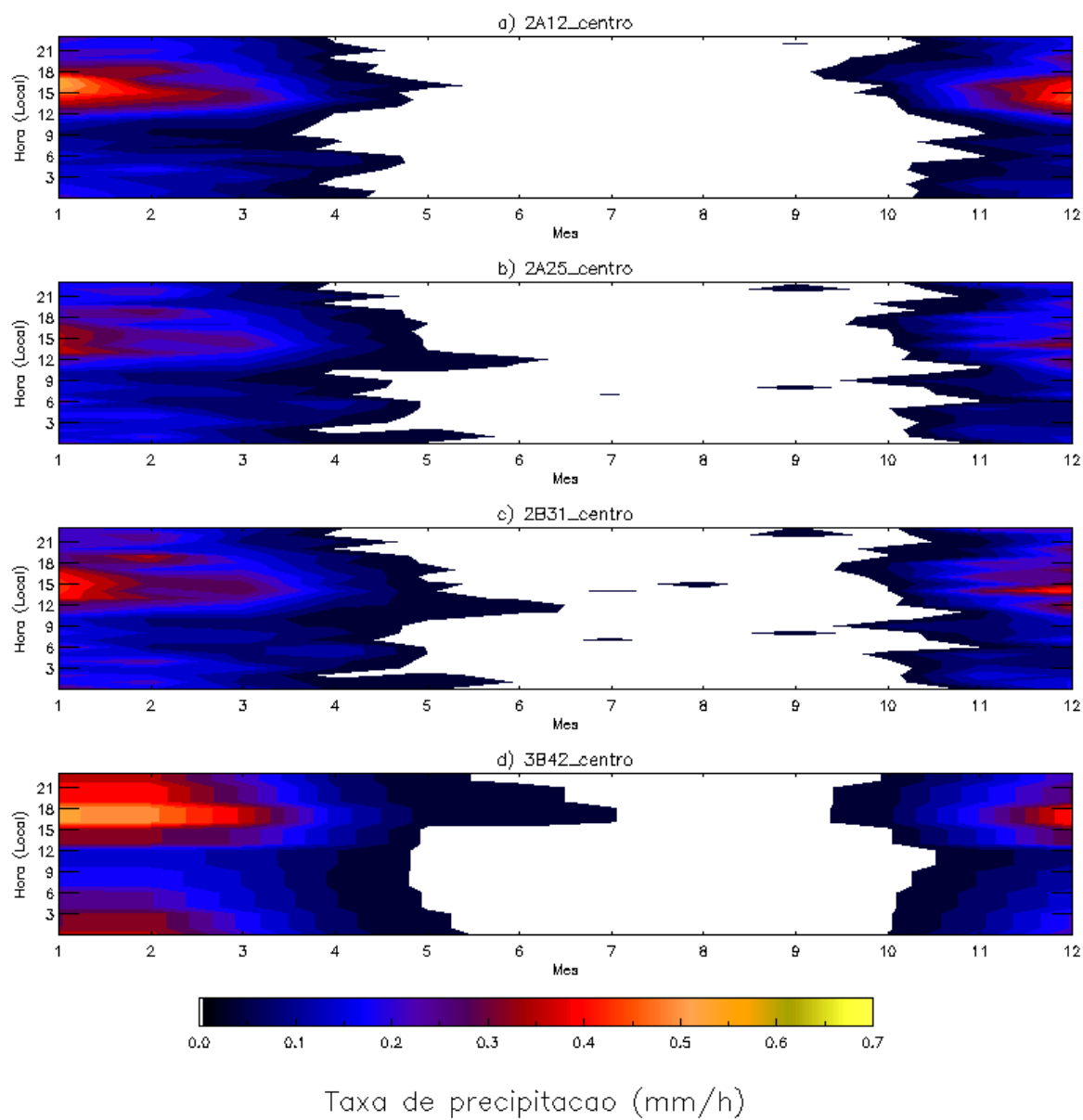


Figura 6.9: O mesmo que a figura 6.8, mas para a região centro.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

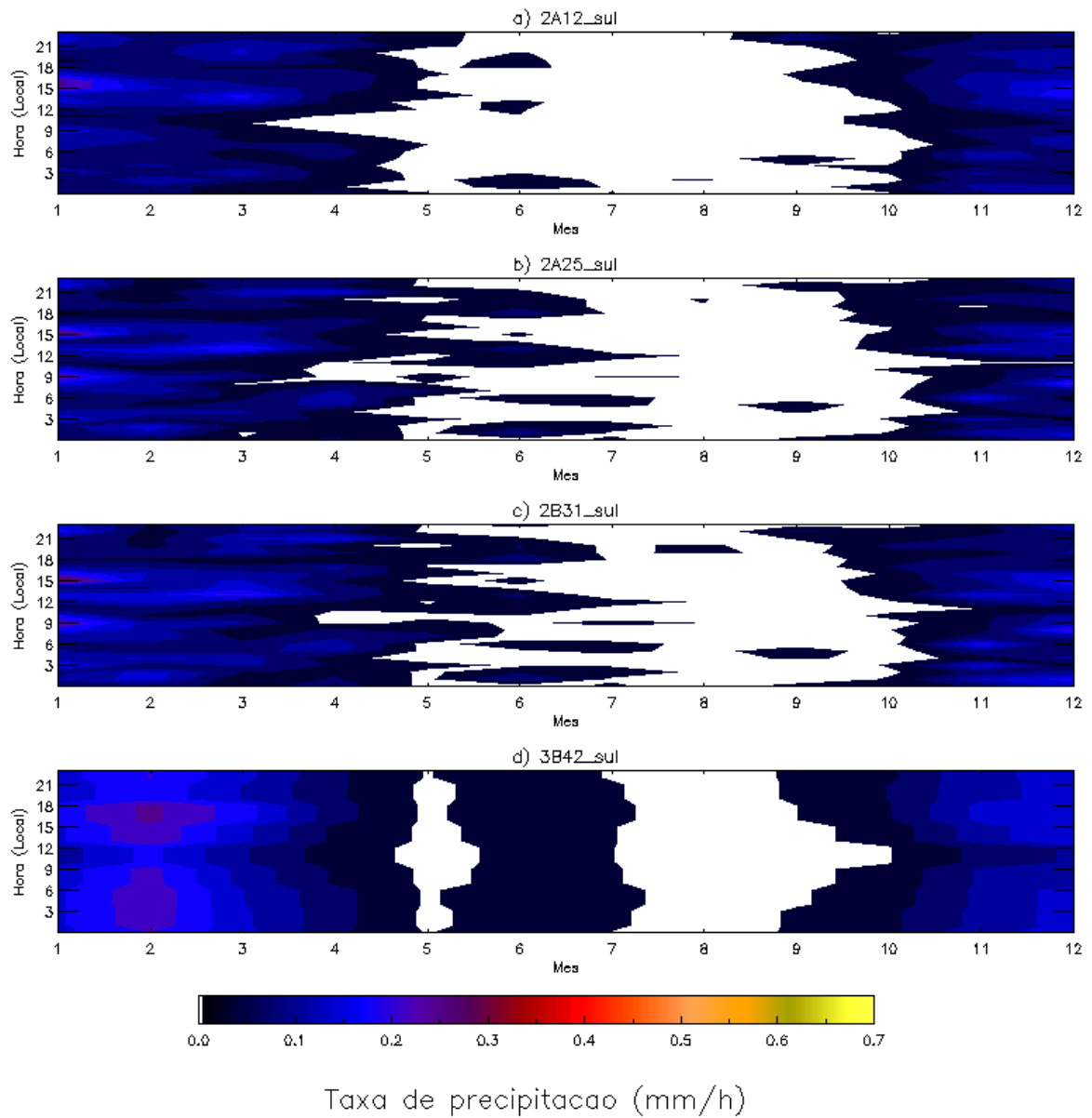


Figura 6.10: O mesmo que a figura 6.8, mas para a região sul.

6.5 Horário com precipitação máxima

O conjunto de dados utilizados na seção anterior foi usado para construir a base desta análise. Neste caso para cada grade, de acordo com as resoluções apresentadas na Tabela 5.1, dentro do domínio da Figura 5.3, foram calculados o ciclo diurno médio e determinado o horário de ocorrência da taxa de precipitação máxima. Para facilitar a interpretação dos resultados optou-se por dividir os horários em quatro períodos: madrugada (das 0 às 6h, cor verde), manhã (das 6 às 12h, cor amarela), tarde (das 12 às 18h, cor vermelha) e noite (das 18 às 0h, cor azul), assumindo a hora local.

Uma vez que os algoritmos 2A25 e 2B31 apresentam distribuições semelhantes (figuras 6.11 e 6.12), será feita uma análise conjunta para os dois. Para estes algoritmos, é possível observar que durante os meses de novembro a março (parte do período chuvoso) há uma predominância de máximos de chuva a tarde (12-18h) e à noite (18-0h), na maior parte do continente. Estes máximos de chuva podem ser resultado do efeito da instabilidade atmosférica provocada pelo máximo aquecimento da superfície durante a tarde (Biasutti et al., 2012). Durante este período (chuvoso), as regiões norte e centro são as que apresentam maior ocorrência de máximos à tarde e noite, enquanto que no sul os máximos têm sido mais variáveis. Por exemplo, em fevereiro a região sul praticamente não apresenta máximos de chuva a noite.

Durante os meses junho a setembro (parte do período seco), há predominância de chuva de madrugada (0-6h) no interior das regiões centro e norte e em algumas partes da região sul. Esses picos de madrugada também são observados no período chuvoso e podem estar associados com os efeitos do resfriamento radiativo durante a noite, que faz com que o ar no topo das nuvens se encontre relativamente mais frio que o ar na base, permitindo a convecção (Gray & Jacobson, 1977). Máximos de tarde e de noite também são observados nos meses mais secos, estando mais concentrados a leste das regiões centro e norte, enquanto que no sul têm sido mais dispersos. Há pouca ocorrência de picos de chuva durante o período da manhã (6-12h) no continente, em geral observam-se em pequenas áreas, ocorrendo com mais frequência na região sul.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

Sobre o oceano, o horário de máxima atividade de chuva é bem variável em todo ano. Porém pode-se destacar uma tendência de ocorrência de máximos durante a manhã, seguido de máximos a tarde durante os meses de novembro a março.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

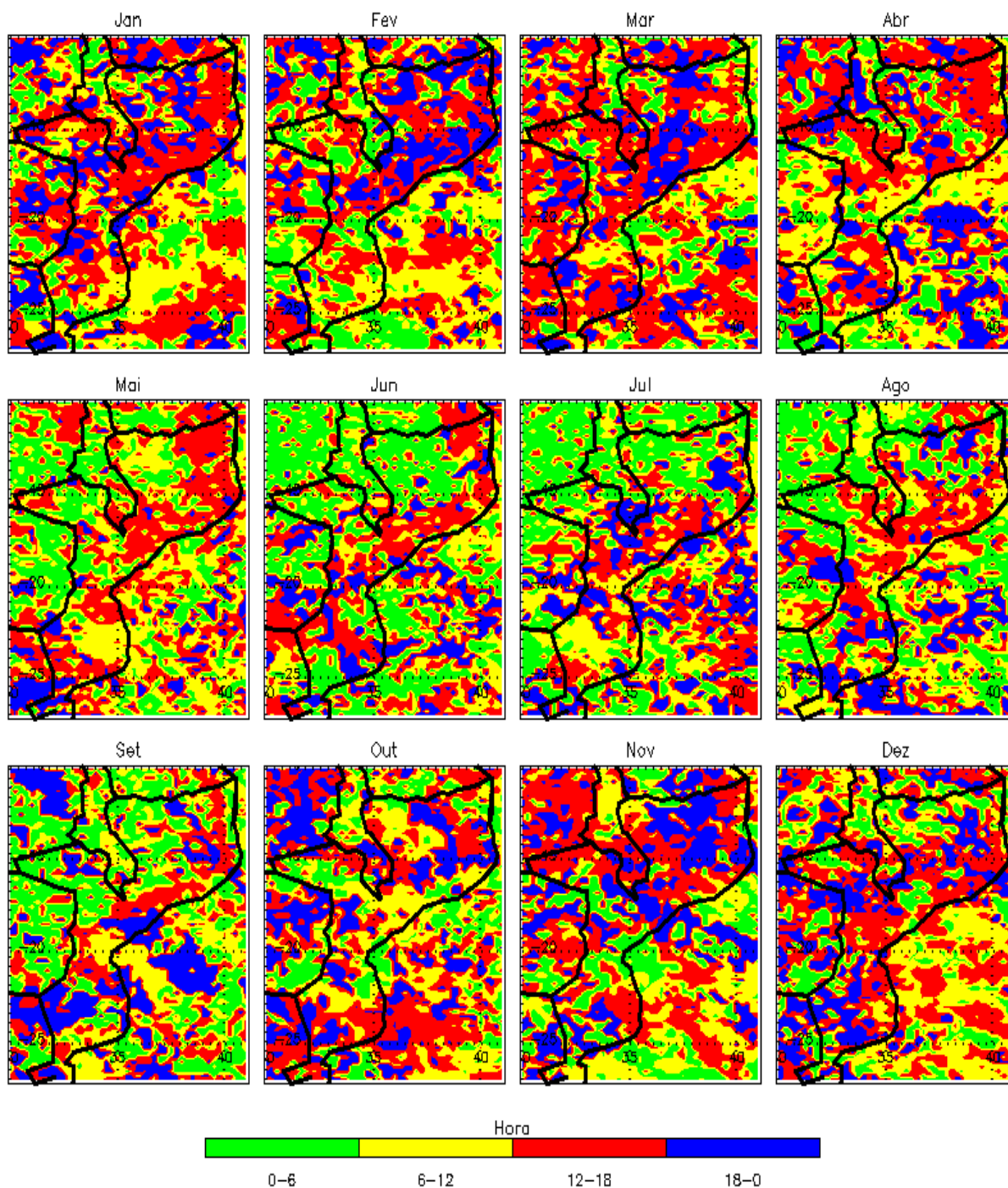


Figura 6.11: Distribuição espacial do horário em que se verifica a chuva máxima estimada pelo algoritmo 2A25 durante os meses do ano. O horário está dividido em quatro períodos, madrugada (das 0 às 6h, cor verde), manhã (das 6 às 12h, cor amarela), tarde (das 12 às 18h, cor vermelha) e noite (das 18h às 0h, cor azul).

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

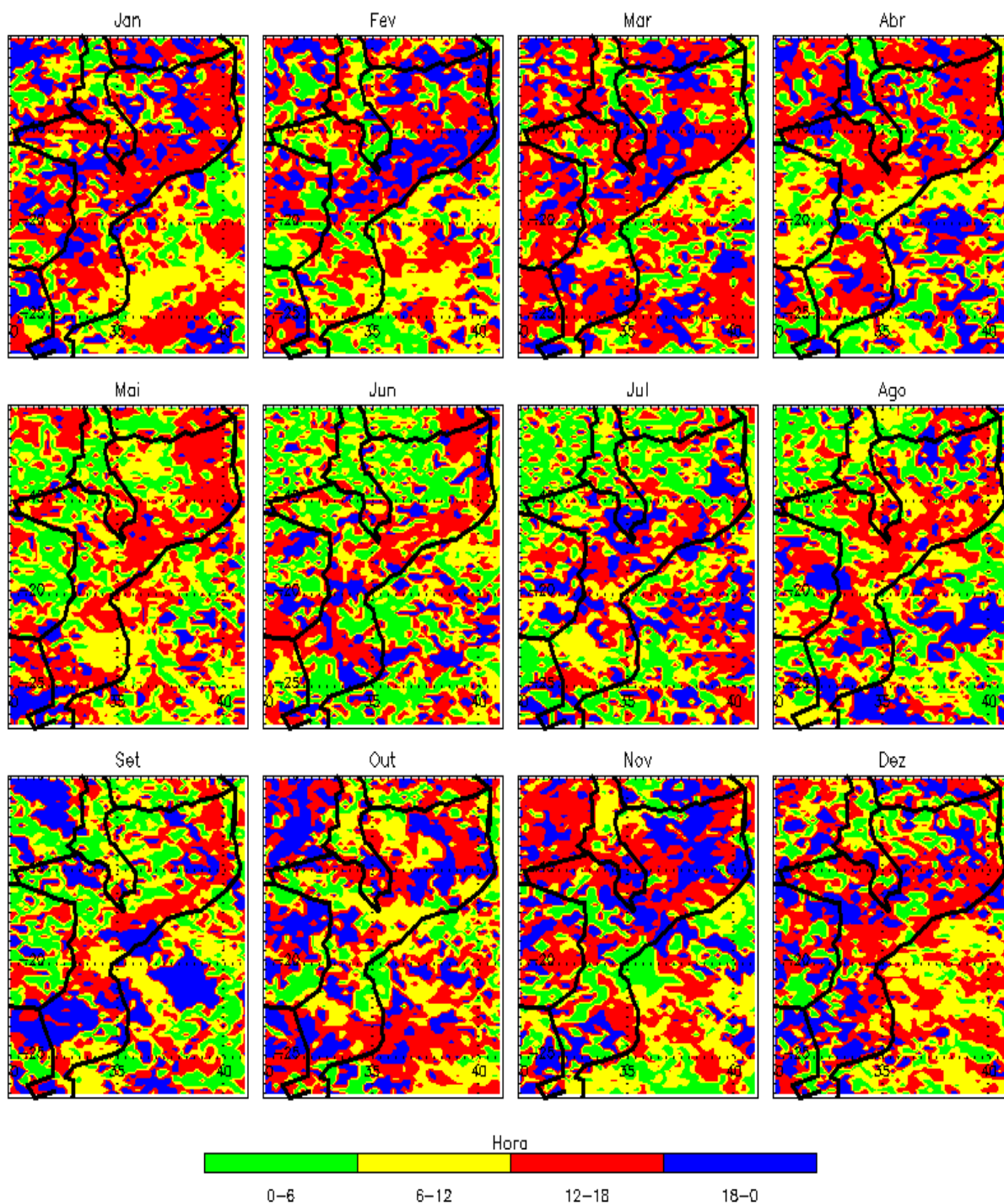


Figura 6.12: O mesmo que a figura 6.11, mas para o algoritmo 2B31.

Diferente do padrão observado pelos algoritmos 2A25 e 2B31 é evidente a diferença do horário dos máximos de chuva entre o continente e o oceano nas estimativas do algoritmo 2A12 (figura 6.13). No continente, durante os meses mais chuvosos, o 2A12 apresenta máximos de chuva predominantemente durante a tarde em quase todo País. Além disso, são observados máximos durante a noite e madrugada principalmente no interior das regiões centro, norte e em partes da região sul. Nos meses secos, os máximos de chuva concentram-se predominantemente de madrugada na maior parte de Moçambique. Durante este período do ano, alguns picos de manhã são observados em partes das regiões centro e sul. Os máximos observados a tarde estão principalmente na região norte e de noite concentram-se mais no centro e sul. Os máximos de chuva sobre o oceano são mais complexos também para o 2A12. Durante os meses de outubro a fevereiro, há uma predominância de ocorrência de picos durante o período da manhã e da tarde. Por outro lado, durante os meses de junho a setembro, os máximos de chuva têm ocorrido mais a noite e de madrugada. De acordo com Biasutti et al. (2012) esta diferença deve estar relacionada com a física por detrás de cada algoritmo, que faz com que eles observem diferentes regiões dos sistemas precipitantes.

Na chuva estimada pelo algoritmo 3B42 (figura 6.14) é bem notável a diferença entre os horários de máxima atividade da chuva sobre o continente e oceano. Durante o período chuvoso temos máximo no período da tarde em grande parte de Moçambique, porém também se observa alguns máximos a noite e de madrugada principalmente no interior da região norte e em partes das regiões centro e sul. O 3B42 praticamente não apresenta máxima atividade de chuva durante a manhã no continente no período chuvoso, mas o mesmo não pode se dito no oceano. Além dos máximos observados pela manhã, o oceano apresenta também picos durante a tarde e de madrugada e também de noite.

Durante os meses mais secos, os máximos de chuva têm sido mais variáveis tanto no continente como no oceano. Sobre o continente há uma tendência de ocorrência de picos predominantemente durante a noite, mas também em menor frequência de tarde, de madrugada e de manhã. Sobre o oceano parece haver maior atividade de chuva durante a tarde e de madrugada. Aqui os picos de noite não são tão predominantes como no continente, e a ocorrência de picos de manhã continua sendo fraca.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

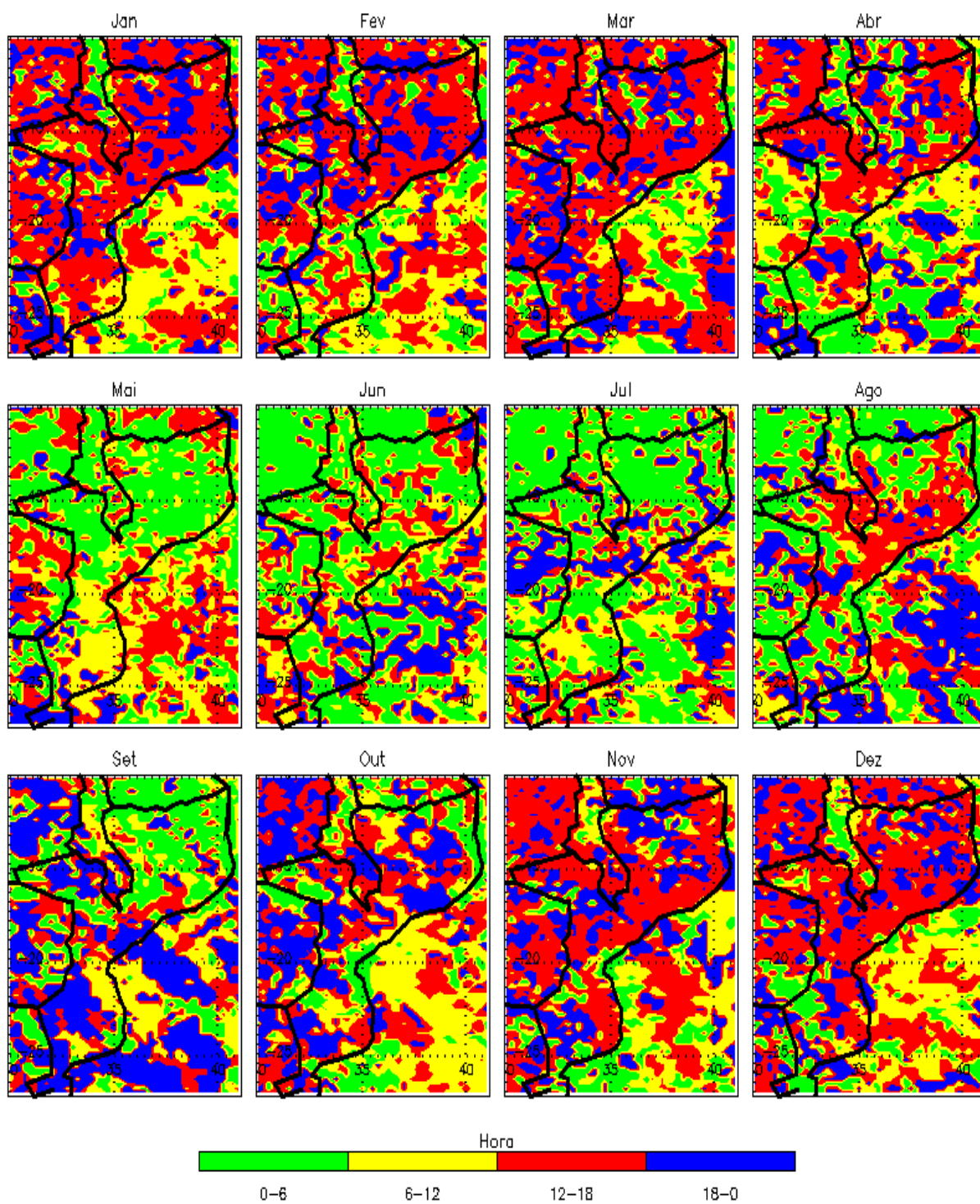


Figura 6.13: O mesmo que a figura 6.11, mas para o algoritmo 2A12.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

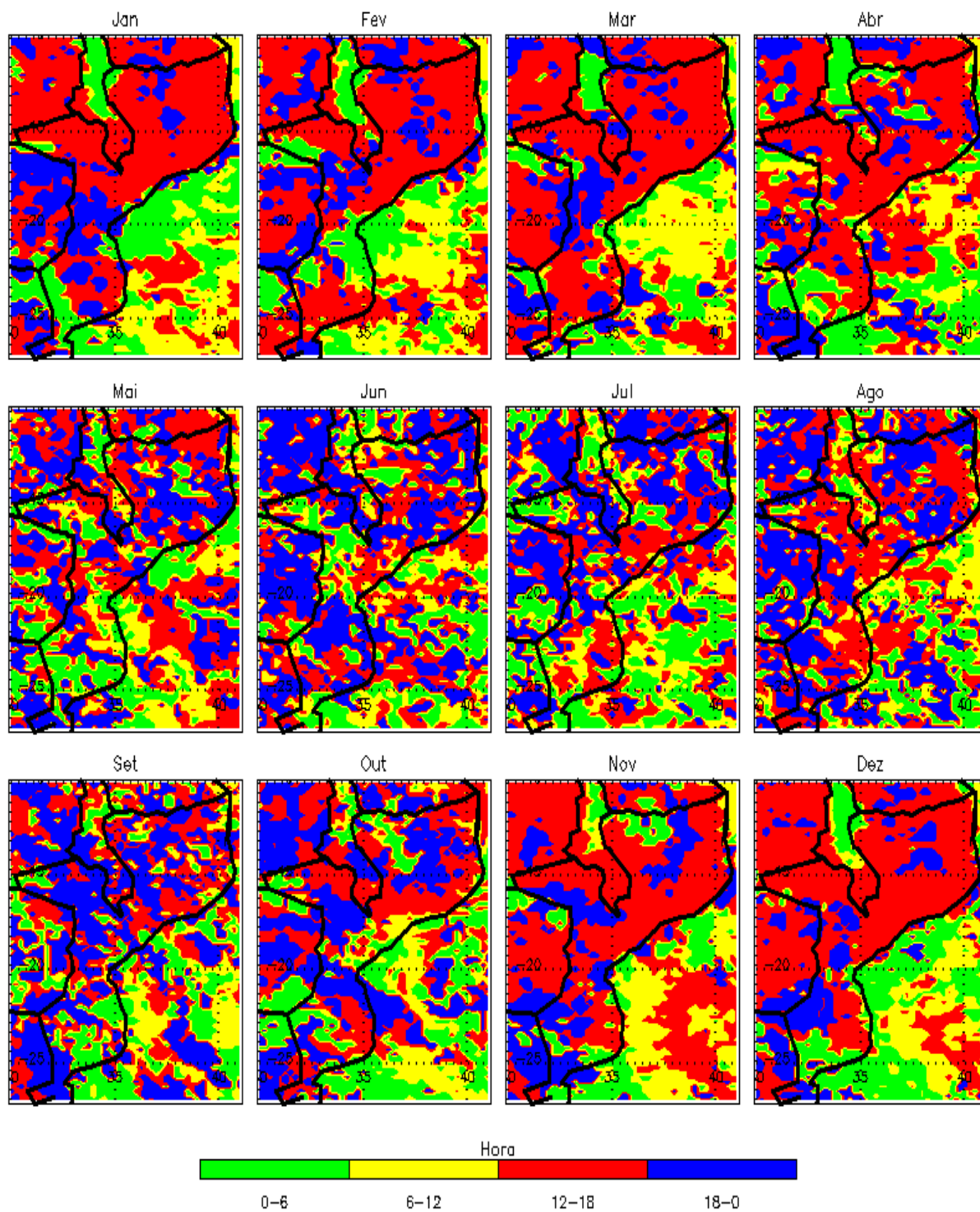


Figura 6.14: O mesmo que a figura 6.11, mas para o algoritmo 3B42.

CAPÍTULO 7

7 Características da precipitação em Moçambique a partir do 3A25

Neste último capítulo de resultados é apresentada uma caracterização da precipitação observada em Moçambique a partir do produto 3A25, uma vez que pode auxiliar o nosso entendimento sobre os erros e acertos na estimativa de precipitação por satélite. Para tanto são analisados a altura do topo da chuva e a contribuição do volume de chuva convectivo na precipitação total.

Alguns estudos (Kummerow et al., 2001; Short & Nakamura, 2000) mostraram que a altura da chuva está relacionada com o tipo e intensidade da precipitação. Em geral sistemas mais desenvolvidos verticalmente estão associados com perfis convectivos e tem maior volume de chuva. Por outro lado, perfis estratiformes têm menor intensidade de precipitação e representam mais de 60% dos pixels de chuva. Por último, sistemas de nuvens quentes não têm desenvolvimento acentuado, porém as nuvens frias apresentam uma maior complexidade o que pode ditar um maior ou menor volume de chuva.

7.1 Análise da altura da chuva

Para entender qual tipo de chuva predomina em Moçambique, foram elaborados gráficos do ciclo anual da altura média da chuva (linha azul), altura dos perfis verticais convectivos (linha vermelha) e estratiformes (linha preta) extraídos dos histogramas de eco top do 3A25 para o período de 1998-2012. Tal qual nas seções anteriores as análises são feitas por regiões.

a) Região Norte

O ciclo anual da altura média dos perfis de chuva nesta região (figura 7.1) apresenta um comportamento similar ao ciclo anual da precipitação observada e estimada pelos produtos do TRMM (figura 6.5), apesar de algumas estações (Cuamba, Lichinga e Montepuez) apresentarem a altura do perfil convectivo aumentando nos meses secos (de maio a setembro). Nesta região observa-se que altura do perfil médio da chuva varia de 3 a 8 km nos meses chuvosos (de outubro a abril), sendo que nos meses secos tem variado de 2 a 7 km, exceto em Lichinga (chega a 8 km em junho e setembro) e Montepuez (passa de 7 km em maio e agosto).

O perfil convectivo tem sido geralmente mais alto que o estratiforme e essa diferença é mais explícita durante o período seco. Durante o período chuvoso os dois perfis de chuva (convectiva e estratiforme) apresentam alturas similares, sendo que o perfil convectivo varia entre 3 e 9 km. Durante o período seco, o perfil convectivo pode chegar a aproximadamente 10 km (em maio e agosto) na estação de Montepuez e 12 km (mês de setembro) em Lichinga. Com exceção destas duas estações (Lichinga e Montepuez) e a estação de Cuamba, as demais estações apresentam um perfil convectivo que geralmente varia de 2 até 7 km de altura.

O perfil estratiforme tem sido menos variável que o convectivo. A altura varia entre 4 a 8 km durante o período chuvoso, enquanto que no período seco fica em torno de 3 até 6 km. As estações de Lichinga e Montepuez não apresentam perfil estratiforme durante o mês de junho, sugerindo que os poucos eventos precipitantes nesta região têm origem isolada e convectiva.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

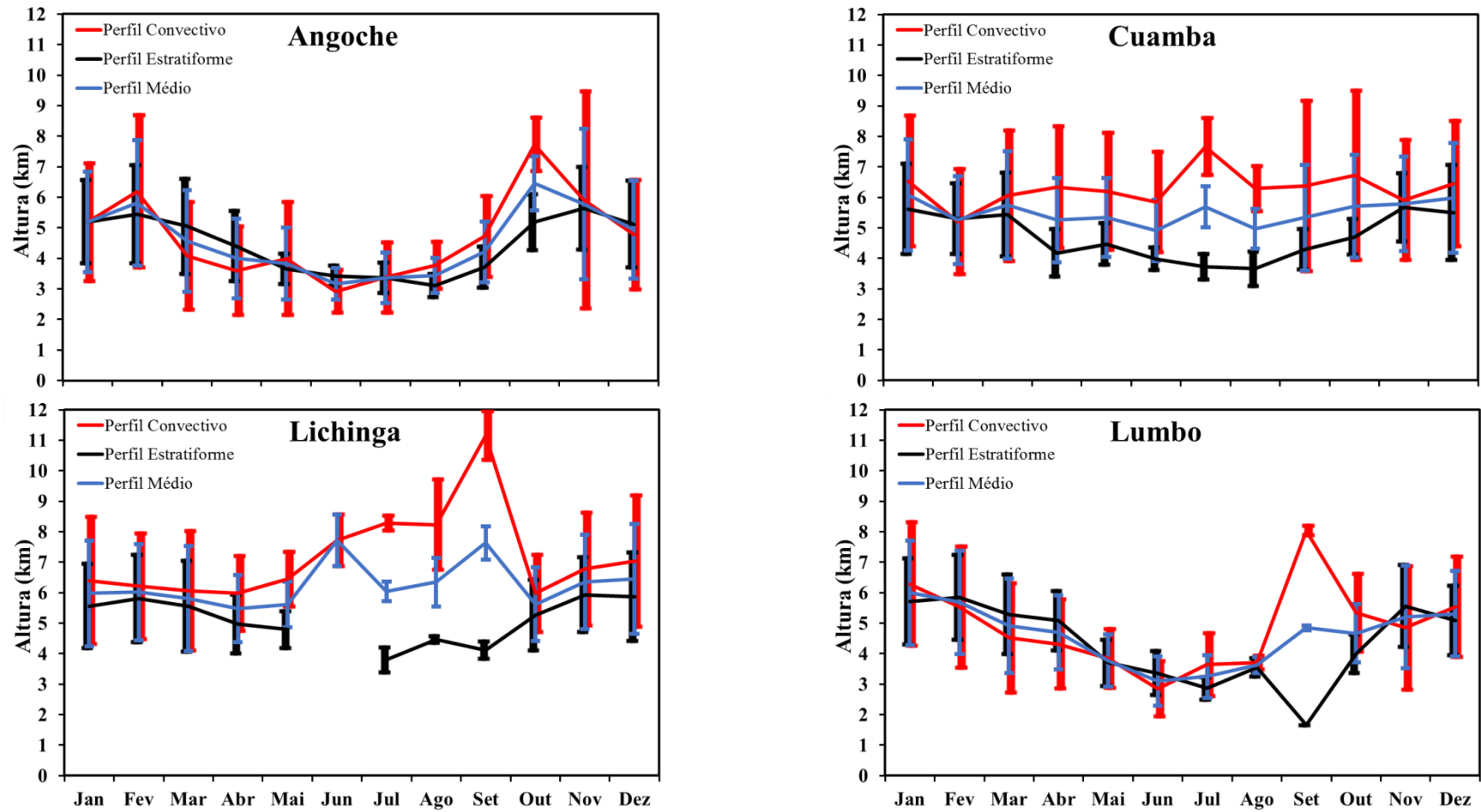


Figura 7.1: Ciclo anual da altura da chuva para as estações da região norte. As linhas e as barras vermelhas representam a altura média e o desvio padrão do perfil convectivo, as linhas e as barras pretas representam a altura média e o desvio padrão do perfil estratiforme.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

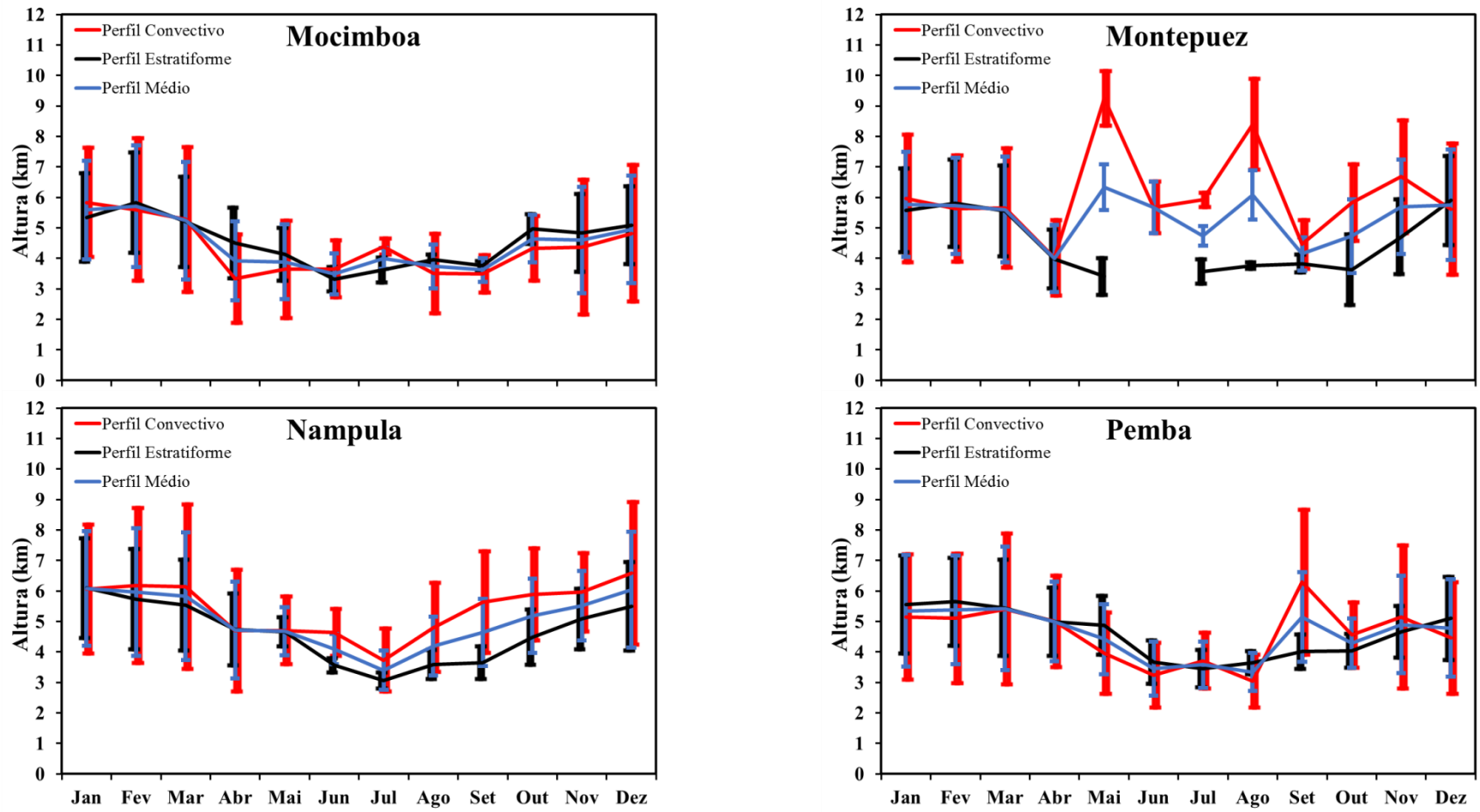


Figura 7.1: Continuação

b) Região Centro

Nas estações da região centro (Figura 7.2), o ciclo anual da altura média dos perfis de chuva também se encontra em fase com o ciclo anual da precipitação observada e estimada pelos produtos do TRMM, exceto a estação de Tete que apresenta um ciclo anual do perfil convectivo mais alto durante o período seco. Também se observa que nesta estação os meses de junho, julho e agosto não apresentam o perfil estratiforme. As estações de Chimoio e Sussundenga por se encontrarem dentro do mesmo pixel (grade de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$) apresentam os mesmos perfis de chuva, por isso não é apresentado o gráfico de Sussundenga. A altura média da chuva desta região geralmente não difere da região norte. Excluindo a estação de Tete que apresenta um máximo superior a 11 km em agosto, a altura da chuva tem variado entre 3 e 8 km no período chuvoso, e entre 2 a 7 km nos meses secos.

Nesta região nota-se uma similaridade durante quase todo ano na altura dos perfis convectivo e estratiforme nas estações de Beira e Quelimane, que de acordo com as análises anteriores são as que registram mais chuva. Nestas duas estações, altura mínima do perfil convectivo (entre 2 e 3 km) se concentra nos meses secos. Sendo que em Chimoio e Tete, esses mínimos (entre 3 e 4 km) são observados predominantemente nos meses chuvosos, apesar da estação de Chimoio apresentar um mínimo abaixo de 3 km em julho. A altura máxima do perfil convectivo nesta região geralmente está entre 7 e 9 km, chegando a atingir 11 km na estação de Tete (meses de agosto e outubro).

A altura do perfil estratiforme varia de 3 e 5 km no período seco, exceto em Tete onde o mês de setembro apresenta a altura mínima abaixo de 3 km. Nos meses chuvosos, este perfil varia entre 3 a 8 km de altura.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

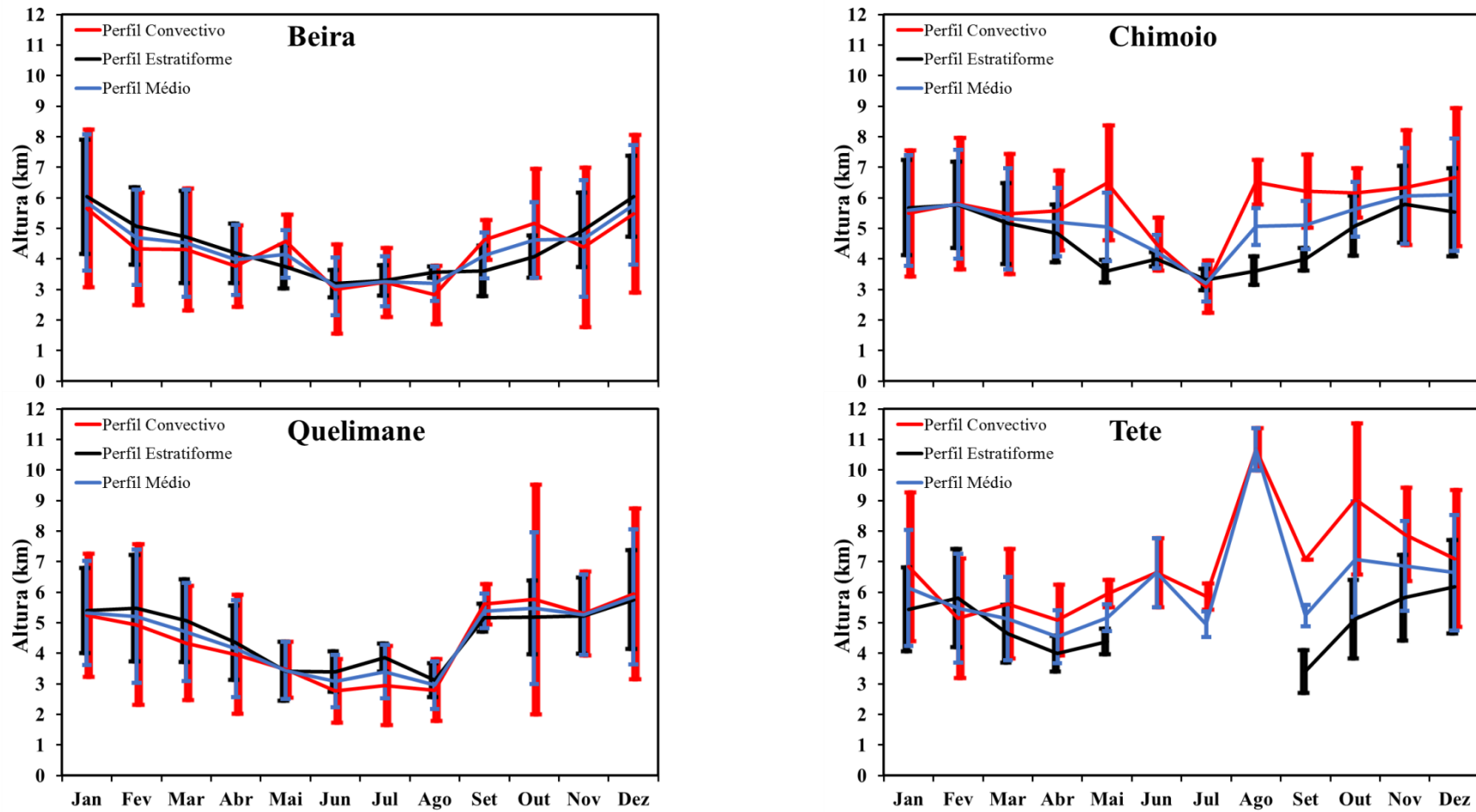


Figura 7.2: O mesmo que a Figura 7.1, mas para a região centro.

c) Região Sul

Na região sul (Figura 7.3), a altura média do perfil estratiforme é superior à do perfil convectivo, em pelo menos três meses do período chuvoso, principalmente os meses de janeiro, fevereiro e março. Esse comportamento tem se verificado na maioria das estações, exceto Massingir. Nesta região a altura média do perfil convectivo tem sido maior principalmente nos meses mais secos ou no início do período chuvoso, variando entre pouco menos de 2 km a 8 km na maioria das estações e chegando a atingir 10 km nas estações de Changanane, Massingir e Umbeluzi. O perfil estratiforme apresenta uma altura média que varia entre cerca de 3 e 8 km, sendo que as maiores alturas se observam nos meses chuvosos. Em relação ao perfil médio, a sua altura tem variado entre menos de 3 km a um pouco mais de 7 km em quase todas as estações, podendo chegar a 8 km entre os meses de outubro e novembro, nas estações de Massingir, Observatório e Panda.

De uma maneira geral, observa-se que os sistemas precipitantes da região sul são mais baixos que os das outras regiões. O perfil convectivo é o que apresenta as maiores diferenças de região para região, enquanto nas regiões norte e centro a sua altura tem variado entre 2 km a aproximadamente 12 km, na região sul se concentra entre 2 a 10 km. Por outro lado o perfil estratiforme não tem sido tão diferente, pois nas regiões centro e norte varia de 3 a 8 km, enquanto que no sul varia de 2 km a aproximadamente 8 km.

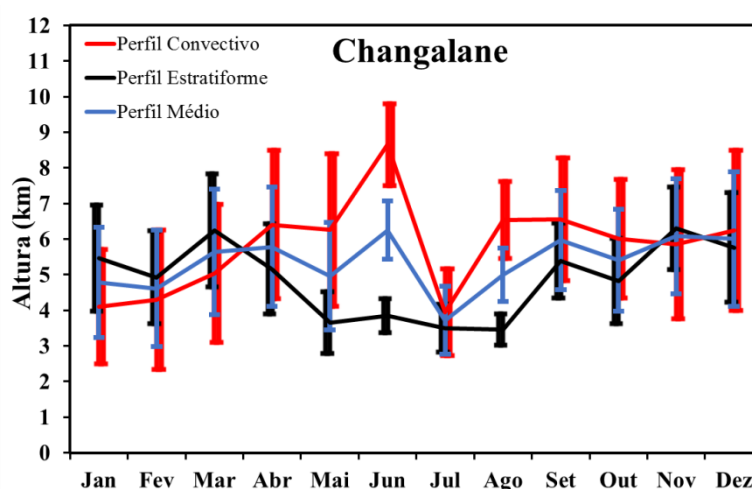


Figura 7.3: O mesmo que a Figura 7.1, mas para a região sul.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

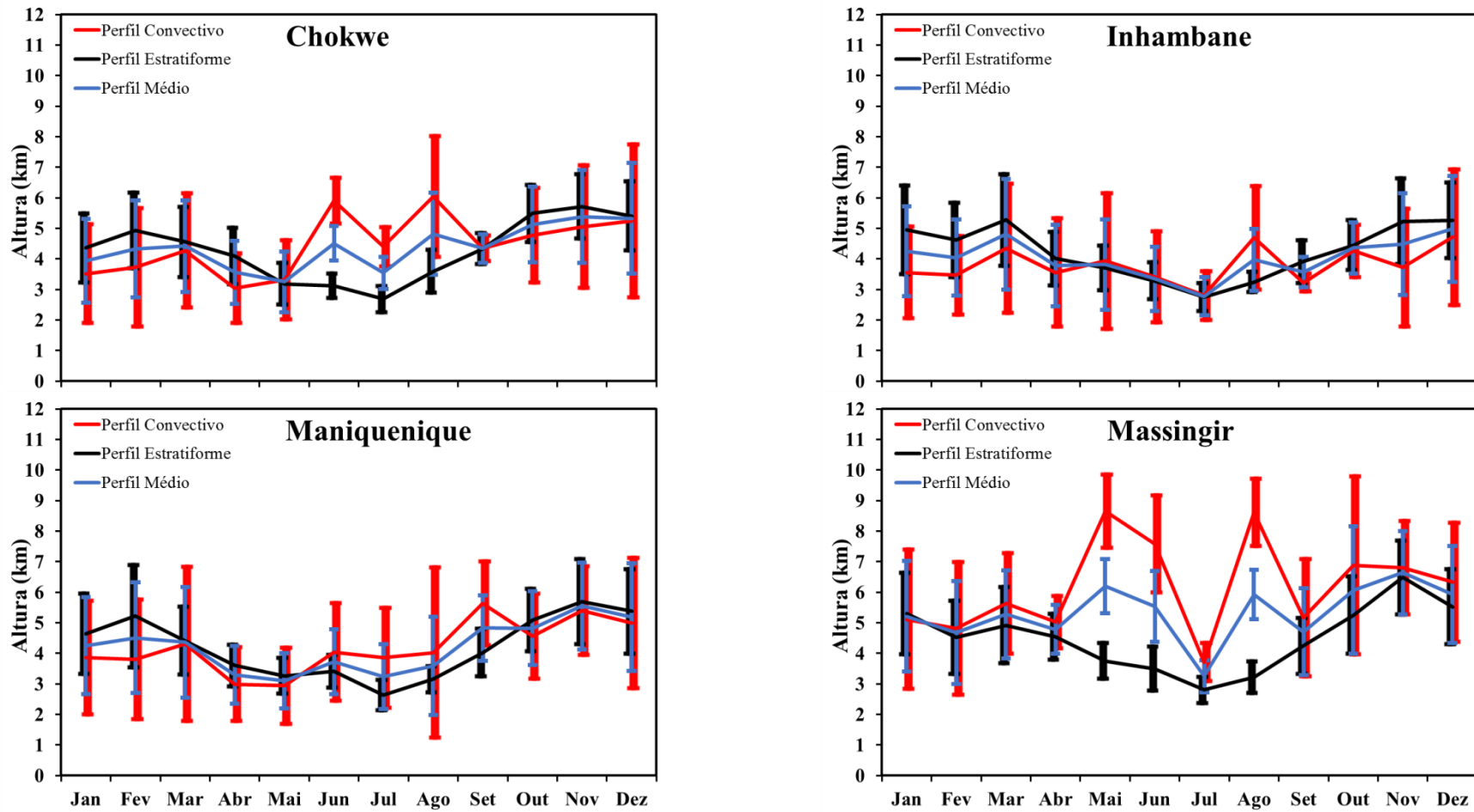


Figura 7.3: Continuação.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

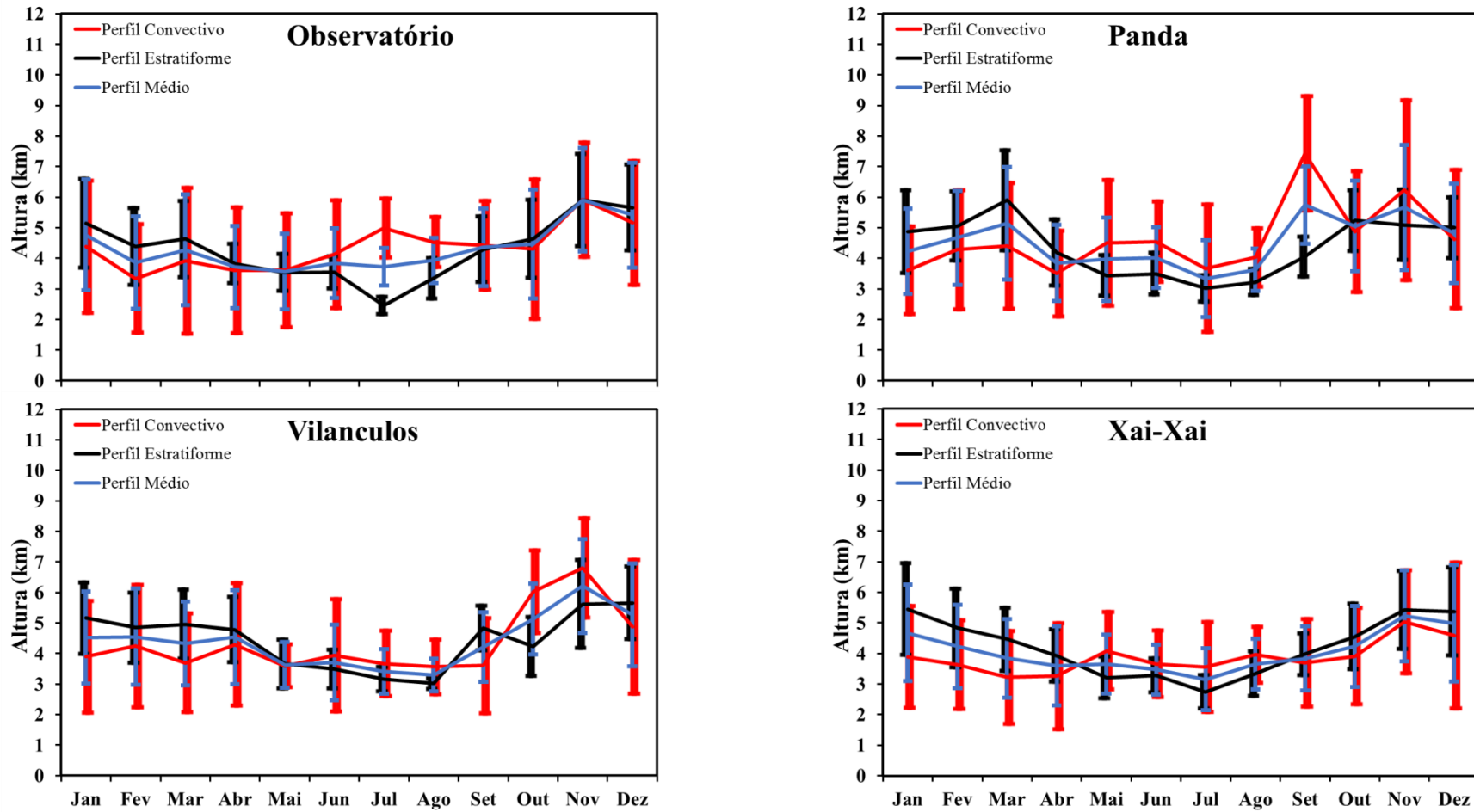


Figura 7.3: Continuação.

7.2 Contribuição do tipo de precipitação no volume de chuva

Por fim, nesta seção é analisada a contribuição do tipo de precipitação (convectiva ou estratiforme) no volume total de chuva. Nesta análise (figuras 7.4, 7.5 e 7.6), o ciclo anual da fração da chuva estratiforme (linhas pretas) e da chuva convectiva (linhas vermelhas) é comparado com o ciclo anual da chuva observada (barras verdes) e estimada pelo produto 3A25 (barras azuis). A fração da chuva, que é a razão do tipo de chuva (convectiva ou estratiforme) pelo volume total de chuva, será analisada em cada ponto referente as estações distribuídas pelas três regiões usadas nas análises.

a) Região Norte

Nas estações da região norte (figura 7.4) observa-se uma contribuição maior da chuva convectiva no volume total de chuva observado na região. Na média existe uma contribuição superior a 40% em todas as estações e podendo chegar a 100% em Lichinga e Montepuez. Durante o período seco (maio a setembro) a contribuição da chuva convectiva está acima de 60% (apresentando um desvio padrão que chega a 40%). Durante este período tanto a média da chuva observada nos pluviômetros como a estimada pelo produto 3A25 praticamente não passam de 50 mm nesta região. No período que vai de outubro a abril (meses com os maiores volumes de chuva), a predominância da fração da chuva convectiva diminui, apresentando um equilíbrio em relação a fração da chuva estratiforme.

Em geral no período chuvoso período a fração da chuva convectiva varia em média entre 40 a 60% com um desvio padrão que varia entre 20 e 40%. Deste modo pode-se dizer que nesta região no período seco a precipitação convectiva tem maior contribuição no volume de chuva. Enquanto que no período chuvoso tanto a chuva estratiforme como a convectiva contribuem similarmente.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

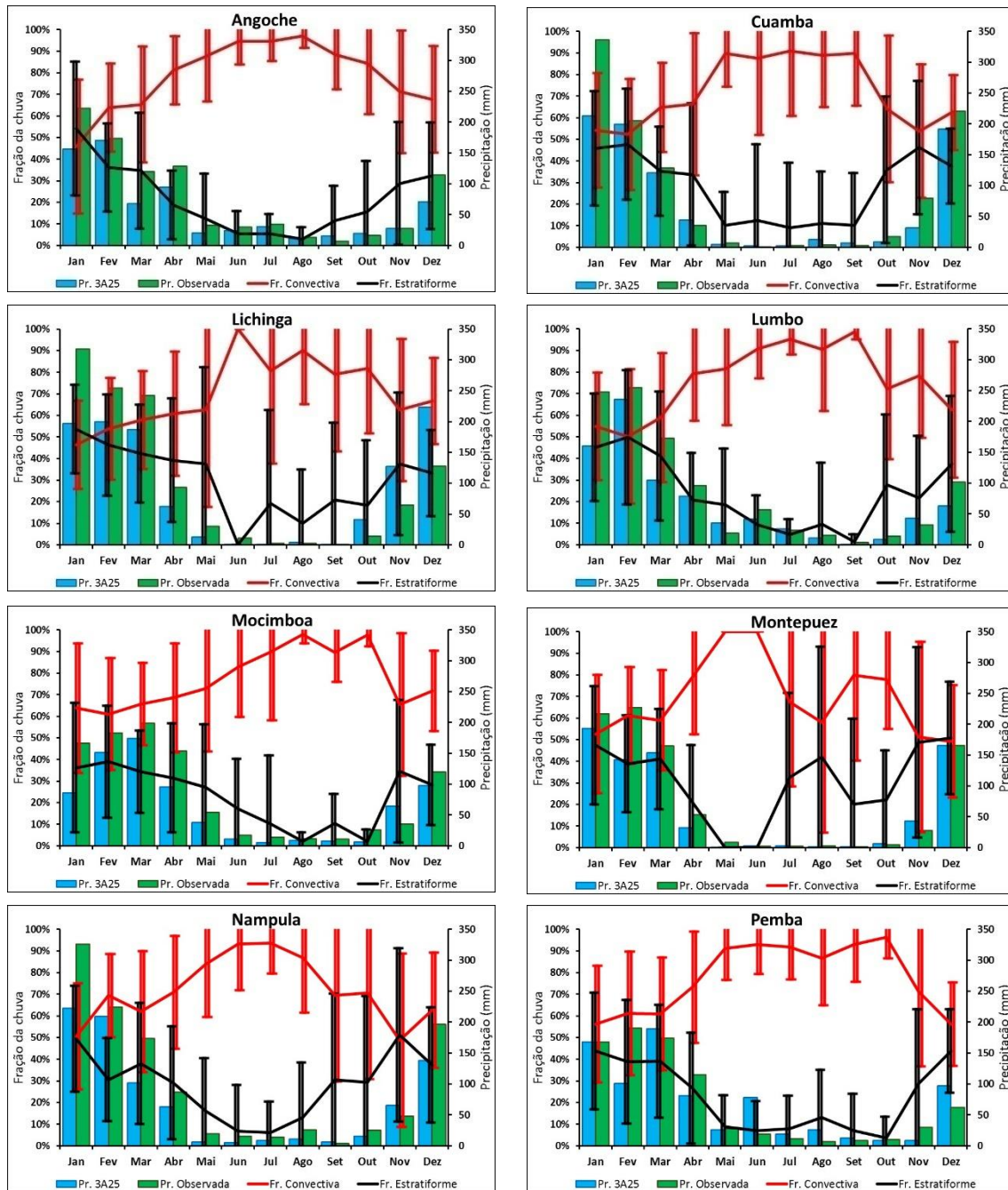


Figura 7.4: Ciclo anual da chuva observada (barras verdes), chuva estimada pelo produto 3A25 (barras azuis), fração da chuva convectiva (linhas vermelhas) e fração da chuva estratiforme (linhas pretas) e os respetivo desvio padrão para cada fração da chuva para a região norte.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

b) Região Centro

O comportamento da fração da chuva nas estações da região centro (figura 7.5) não é tão diferente do que se observa na região norte, a precipitação convectiva é predominante. Nesta região, durante o período seco (maio a setembro) a fração da chuva convectiva está em média acima de 40%, tendo um desvio padrão que não passa de 40%. Nas estações da Beira, Quelimane e Tete a média é superior a 70%, sendo que a estação de Tete que praticamente é seca de abril a outubro não apresenta fração da chuva estratiforme em junho, agosto e setembro.

No período de novembro a março (período chuvoso), a fração da chuva estratiforme aumenta. Porém neste período, tanto a chuva convectiva como a estratiforme contribuem de maneira quase similar para com o volume total de chuva, exceto em Quelimane onde a fração da chuva estratiforme é inferior a 40%.

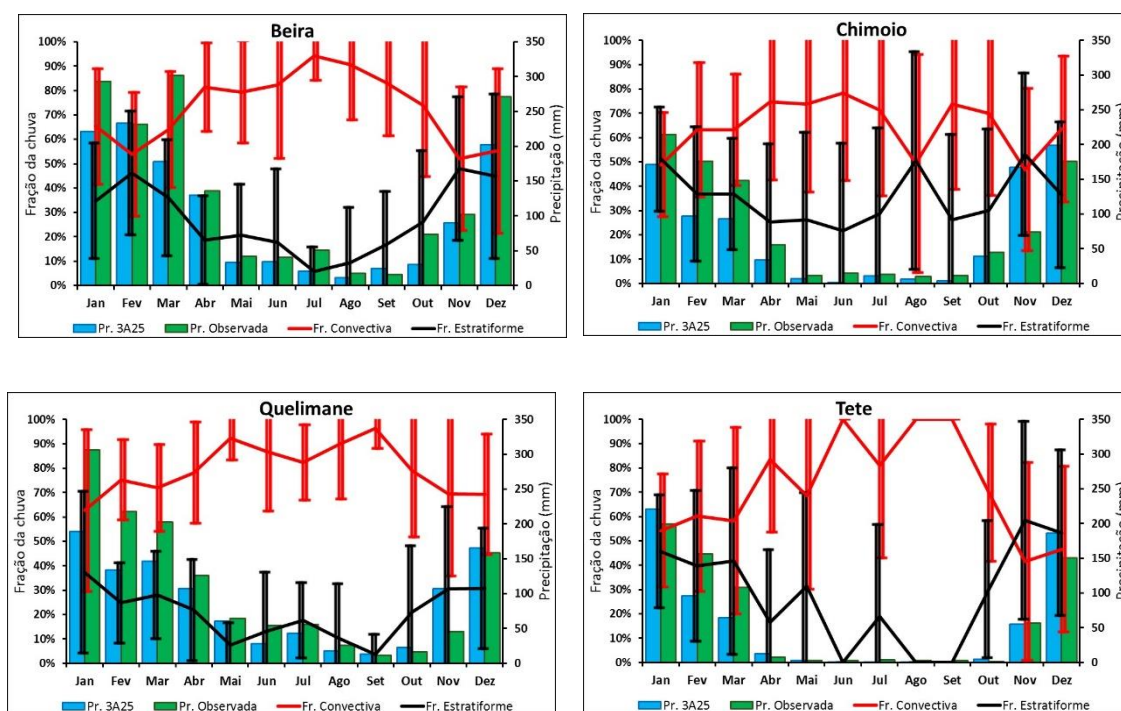


Figura 7.5: O mesmo que a figura 7.4, mas para a região centro.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

c) Região Sul

No Sul (figura 7.6), a fração da chuva convectiva também é dominante no período seco, mas a sua contribuição (em média entre 60 a 80%) é relativamente inferior do que nas outras regiões. Por exemplo, nenhuma estação do Sul tem 100% de média na fração de chuva convectiva apesar de ter um desvio padrão que chega a 45%. Nesta região é comum que a contribuição da chuva estratiforme supere a convectiva que pode apresentar valores inferiores a 30%, principalmente nos meses secos. De acordo Schumacher e Houze (2003) esta característica de contribuição expressiva da chuva estratiforme nas latitudes abaixo dos 20°S (acima dos 20°N, no hemisfério norte) está relacionada com chuvas provocadas por sistemas frontais que são provavelmente mais estratiformes do que convectivas.

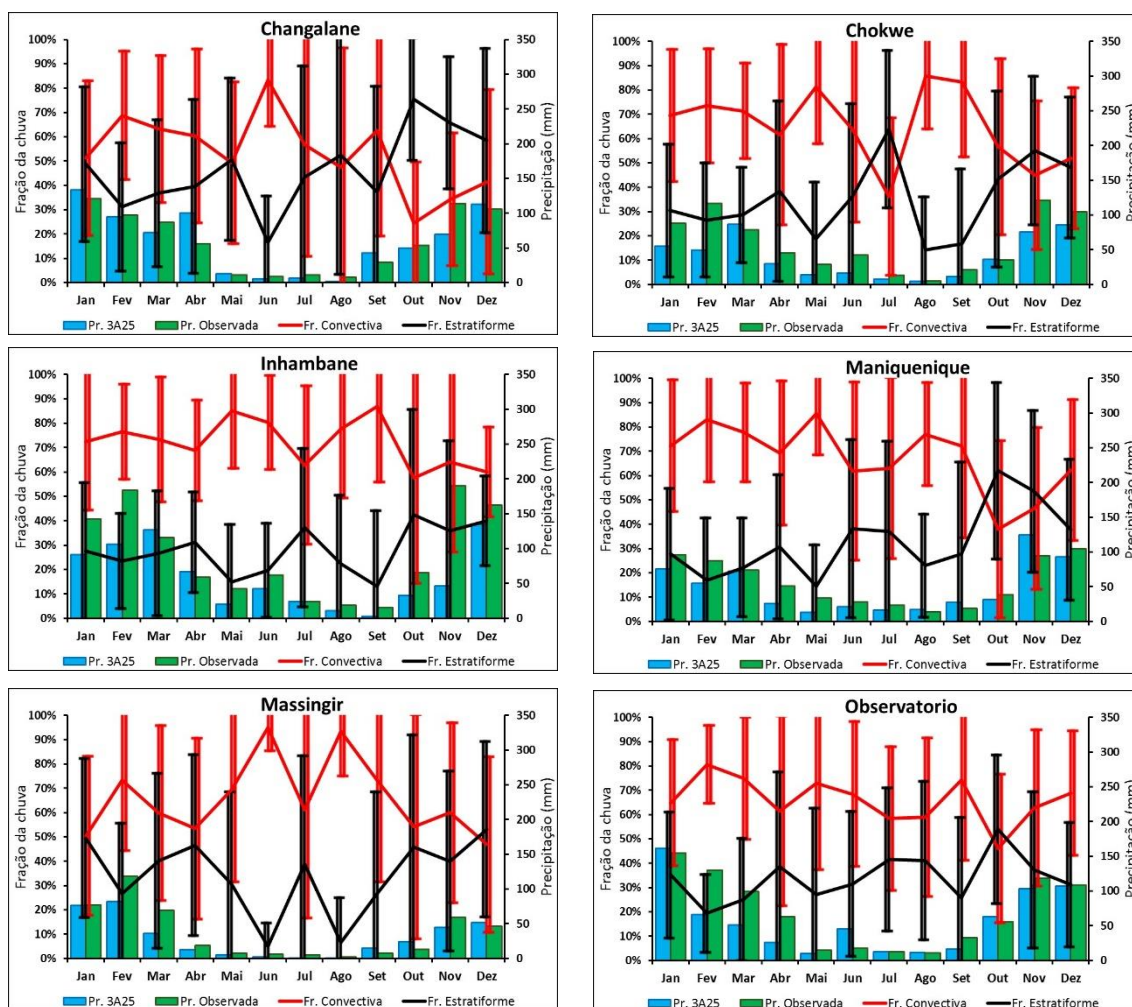


Figura 7.6: O mesmo que a figura 7.4, mas para a região sul.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

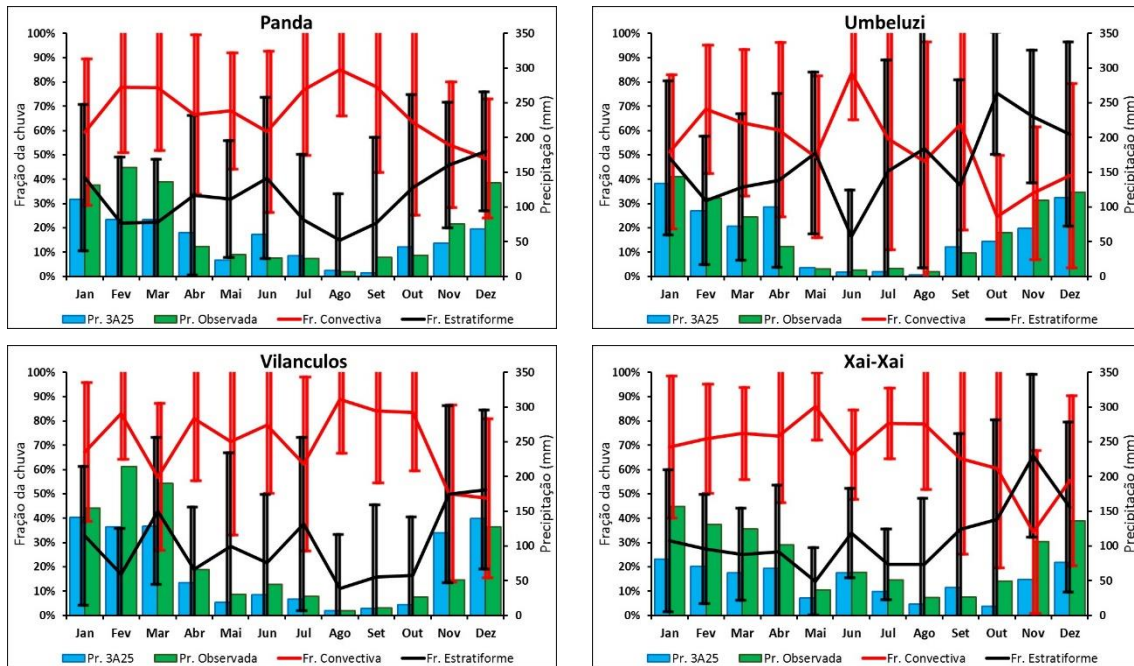


Figura 7.6: Continuação.

7.3 Distribuição espacial da precipitação

A figura 7.7 apresenta a climatologia da chuva mensal em Moçambique de acordo com o produto 3A25. Observa-se que o período chuvoso começa em novembro e termina em abril, chovendo mais no continente do que sobre o oceano. No continente, durante o período chuvoso os maiores volumes de chuva (média acima de 200 mm) estão concentrados a norte dos 20°S (regiões centro e norte de Moçambique). Os meses de dezembro a março são os que apresentam os maiores volumes de chuva, sendo janeiro o mês mais chuvoso, chegando a ter uma média de 350 mm em partes das regiões centro e norte. No sul, a média da chuva geralmente não passa de 250 mm, apresentando os maiores volumes próximo da costa e diminuindo a medida que avança para o interior. Sobre o oceano, a média do 3A25 geralmente encontra-se abaixo de 250 mm, exceto em alguns pontos durante o mês de dezembro, onde atinge 400 mm. Durante os meses de maio a setembro, chove mais sobre o oceano do que no continente. Neste período, a média no oceano geralmente não passa de 150 mm e apresenta maior ocorrência sobre a zona costeira das regiões centro e sul. No interior do continente a média dos acumulados mensais da chuva estimada pelo algoritmo 3A25 não passam de 50 mm.

A contribuição da chuva convectiva no volume total de chuva (figura 7.8) sobre o oceano em média é superior a 40% em quase todo ano, exceto algumas partes da região sul (em novembro) onde a fração média é de 30%. Nota-se que a contribuição convectiva é mais variável sobre o continente. Por exemplo, durante os meses de abril a setembro temos que a maior parte das regiões centro e norte tem uma contribuição média acima de 80%, já para o sul a contribuição convectiva geralmente varia entre 60 e 90%. Durante o período de outubro a março, a contribuição dos dois tipos de chuva no volume total tem sido mais equilibrada. Neste período geralmente a chuva convectiva contribui em média com cerca de 30 a 70% na região sul, entretanto nas regiões centro e norte varia de 40 a 80%. Sobre o oceano, esta contribuição tem sido menos variável, sendo que a contribuição convectiva é responsável por mais de 60% na maior parte do ano principalmente a sul da latitude de -20° durante o período de janeiro a outubro. Durante os meses de novembro e dezembro, nota-se um equilíbrio dos dois tipos de chuva, principalmente perto da costa onde a contribuição da chuva convectiva geralmente apresenta uma média entre 40 a 60%.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

Nos mapas da Figura 7.9 são apresentados a distribuição espacial mensal da altura da chuva e é observado que a chuva é mais alta (> 5 km) em regiões onde há um equilíbrio entre a contribuição da chuva convectiva e estratiforme e grandes volumes de chuva. Isso se verifica entre os meses de novembro a março, onde a chuva pode chegar a 6,5 km de altura sobre o continente, principalmente nas regiões centro e norte de Moçambique. Na região sul, a média da altura da chuva poucas vezes ultrapassa 5 km de altura, o que sugere em sistemas menos desenvolvidos verticalmente. Durante o período de abril a outubro a média da altura da chuva praticamente não ultrapassa 4 km de altura em todo Moçambique, exceto a região sul que se observa valores acima de 5 km de altura. Nota-se que em alguns locais, principalmente no interior das regiões centro e norte a média da altura da chuva encontra-se abaixo de 1 km.

Sobre o oceano, a chuva é menos desenvolvida em relação ao continente, durante o período chuvoso na média temos sistemas que não atingem 5 km de altura. Isso pode explicar a ocorrência de baixa precipitação e maior fração da chuva convectiva sobre o oceano em relação ao continente uma vez que devem ser nuvens quentes. Em relação ao período de maio a setembro, que tem chovido mais no oceano, observa-se que o perfil de chuva tende a ser mais alto no oceano, apresentando em média topos entre 2 e 4 km, principalmente perto da costa.

Em resumo pode-se dizer que a chuva convectiva tem maior contribuição durante o período mais seco, enquanto no período chuvoso existe uma contribuição similar. De acordo com Schumacher e Houze (2003), a alta ocorrência de chuvas convectivas em regiões de pouca precipitação está associada a sistemas convectivos pouco profundos (provavelmente cumulus congestus e ou cumulonimbus isolados). Por outro lado, o equilíbrio dos dois tipos de chuva que se verifica em regiões de muita precipitação está associado a sistemas mais desenvolvidos.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

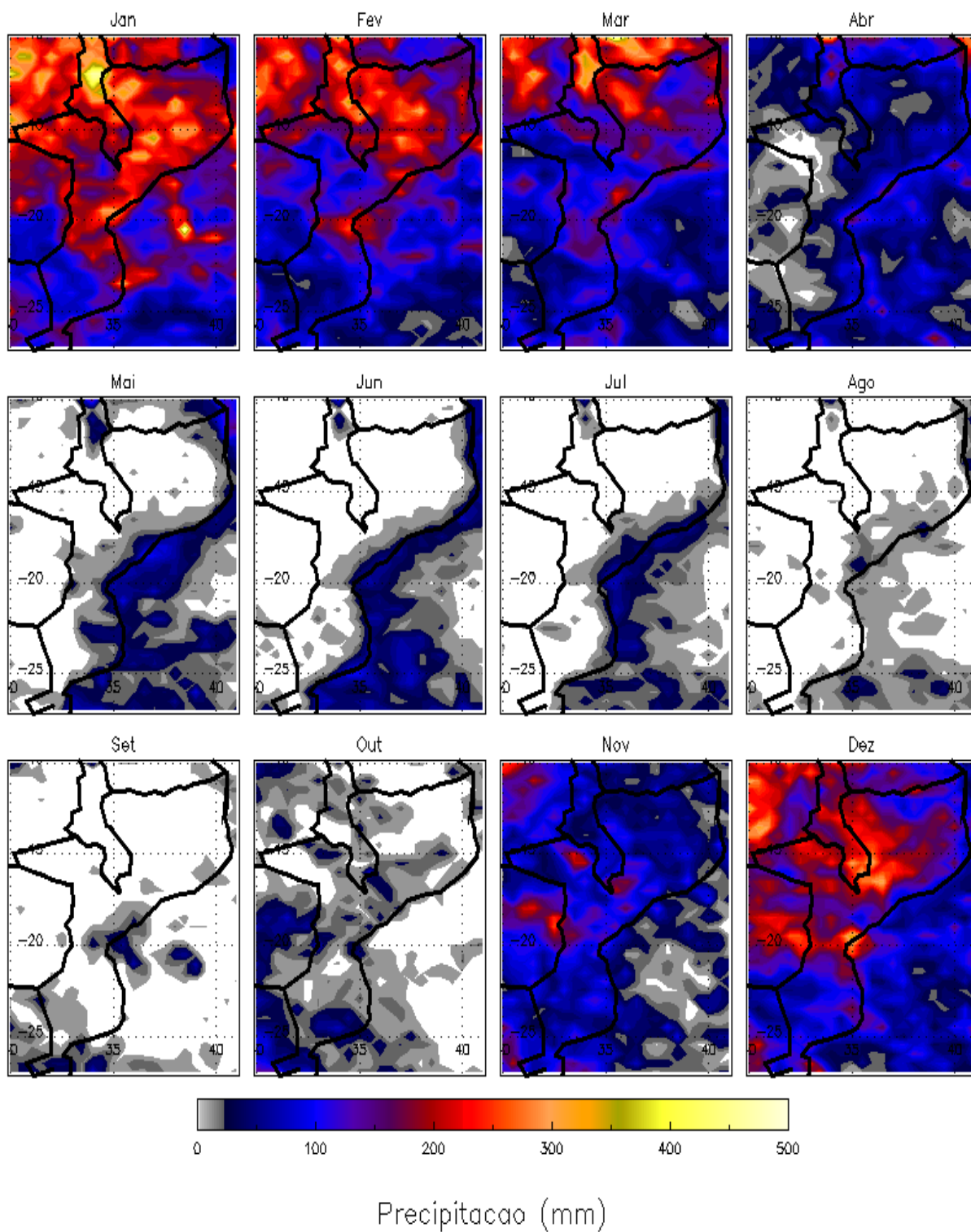


Figura 7.7: Climatologia da chuva em Moçambique para o período de 1998 - 2014, a partir do algoritmo 2A25 do TRMM.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

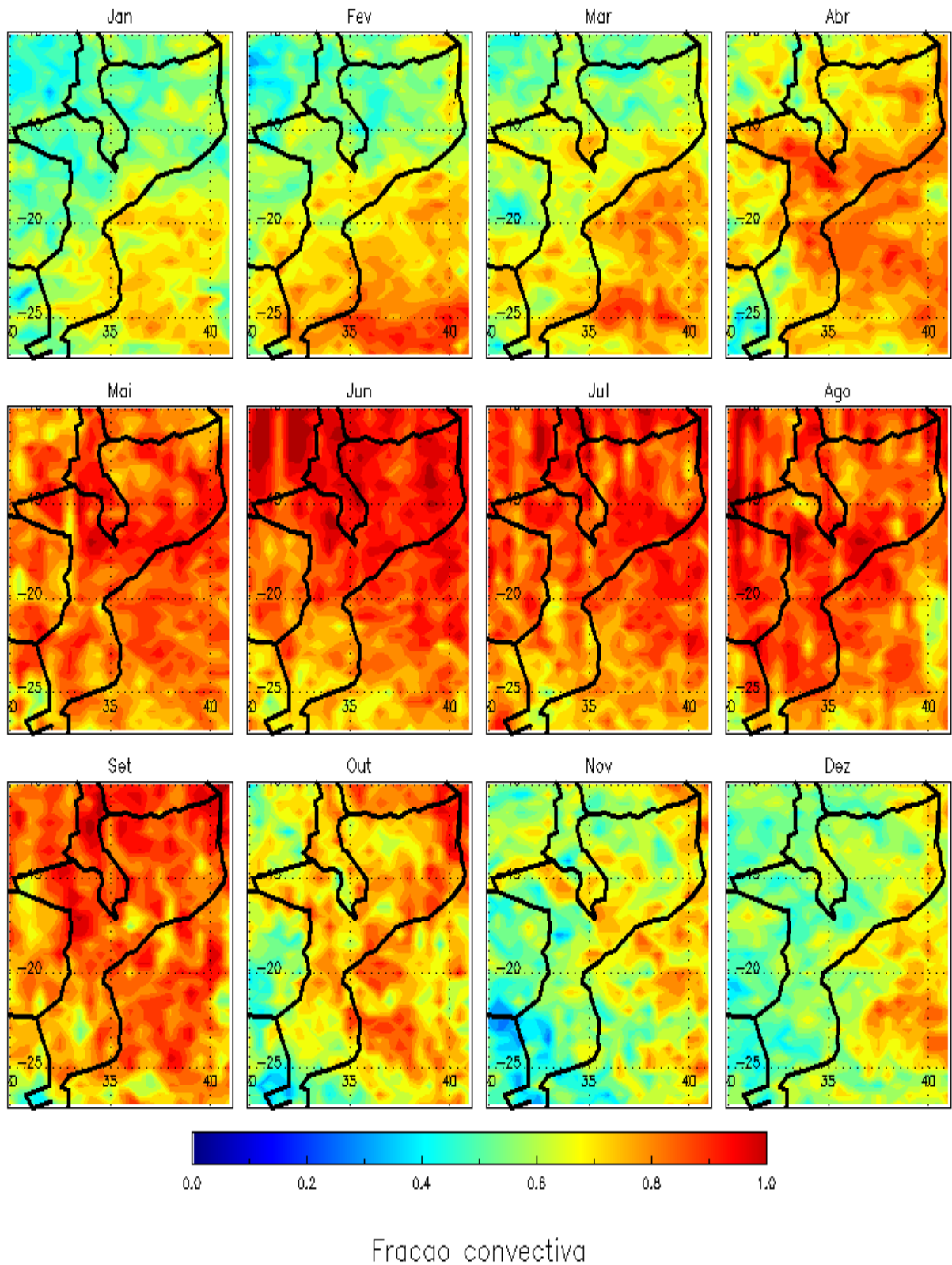


Figura 7.8: Fração da chuva convectiva em Moçambique, para o mesmo período da figura 6.19.

CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO EM MOÇAMBIQUE

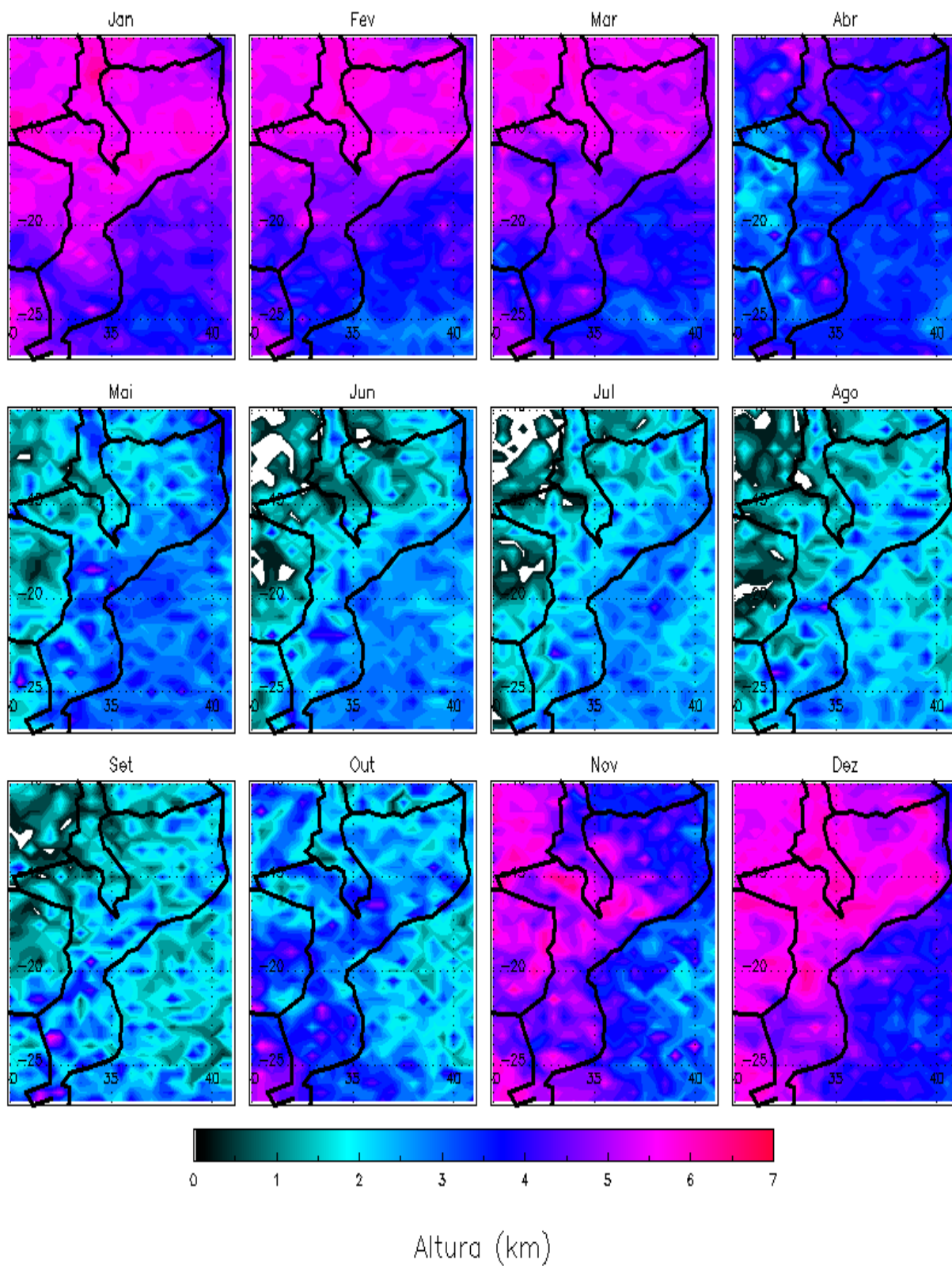


Figura 7.9: Altura do perfil de chuva, para o mesmo período da figura 6.19

CAPÍTULO 8

8 Conclusões

A estimativa de precipitação via satélite é uma ferramenta muito importante, uma vez que os pluviômetros, apesar de serem mais “precisos”, existentes podem não ser suficientes para descrever a variabilidade espacial e temporal da precipitação em uma região. Além disso, estas estimativas não apresentam várias falhas ao longo do tempo, tal qual se nota com as observações.

Neste estudo, além de fazer uma avaliação dos modelos de estimativa de precipitação do TRMM em escala mensal, foi possível avaliar o ciclo diurno e as características da precipitação em Moçambique, algo que não é possível de ser fazer com os dados observados pluviométricos.

Na correlação dos dados TRMM com os dados pluviométricos, observou-se que de uma forma geral os valores de correlação diminuem de norte para o sul, ou seja, da região com mais chuva para menos chuva. O algoritmo 3B43 apresentou os maiores índices de correlação, sendo que a correlação máxima observada na região norte foi de 0,94, 0,96 no centro e 0,94 na região sul. O 3A12 apresentou uma correlação máxima de 0,79 na região norte; 0,72 no centro e 0,82 na região sul. O 3A25 teve uma máxima correlação de 0,68 na região norte, 0,62 no centro e 0,63 no sul. Já o 3B31 apresentou 0,7 de correlação máxima na região norte; 0,6 no centro e 0,59 no sul.

Em termos do bias, os algoritmos tendem a subestimar a precipitação em todas as estações pluviométricas, com exceção do produto 3B43 que superestimou a precipitação na maioria das estações. Em valores quantitativos temos que o produto 3B43 apresentou os melhores resultados. O bias variou de -2,6 a 23,3% na região norte, de 17,2 a 50,5% no centro e de -2,8 a 40,2% na região sul. Já o 3A12 apresentou um bias que varia entre -0,4 a -54,6% no norte, de -6,6 a -57,8% no centro e de -24,7 a -54,9% na região sul. Para o produto 3A25 o bias variou de 1,2 a -24,6% na região norte, de 6,1 a -41,5% na região centro e de 0,6 a -40,4% no sul. O produto 3B31 por sua vez apresentou um bias que variava de 6,4 a -20,5% na região norte, de -3,8 a -36,5% no centro e de -34,1 a 62,5% na região sul.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Na análise do RMSE temos que o produto 3B43 apresentou os menores erros, sendo que o RMSE do 3B43 variou entre 37,5 a 71,2 mm/mês na região norte, 28 a 89,6 mm/mês no centro e 33,5 a 79,3 mm/mês na região sul. Para o produto 3A12 o RMSE variou de 66,4 a 108 mm/mês na região norte, de 82,9 a 131,5 mm/mês no centro e de 60,1 a 110,1 mm/mês no sul. Para o 3A25, o RMSE variou de 74,3 a 131,8 mm/mês na região norte, de 91,4 a 159,9 mm/mês na região centro e de 72,2 a 137,2 mm/mês no sul. Já produto 3B31 apresentou um RMSE que variava de 75 a 160,1 mm/mês na região norte, de 95,2 a 160,2 mm/mês no centro e de 82,4 a 133 mm/mês na região sul.

Ao analisarmos a dispersão das estimativas em relação às observações pluviométricas, os algoritmos 3A12, 3A25 e 3B31 apresentam uma tendência de subestimar a precipitação para chuvas mensais acima de 300 mm/mês. Os produtos 3A25 e 3B31 são coincidentes em subestimar chuva mensal acima de 400 mm na região norte, na região centro subestimam chuva acima de 500 mm e na região sul subestimam chuva acima de 200 mm. O 3A12 subestima chuva acima de 300 mm nas regiões norte e sul, enquanto no centro subestima chuva acima de 500 mm. Já o 3B43 subestima chuva acima de 500 mm, na região centro praticamente superestima toda chuva e na região sul subestima chuva acima de 200 mm.

Em relação à distribuição espacial da precipitação anual, o produto 3B43 é o que tem um padrão que mais se aproxima das observações pluviométricas e indicando que as regiões centro e norte como as mais chuvosas e a região sul como a menos chuvosa. O 3A25 também capturou os detalhes dos locais com mais e menos chuva nas observações, apresentando a região sul como a menos chuvosa, enquanto a costa da região centro e interior da região norte são os locais mais chuvosos para este produto. O 3B31 não captura bem os detalhes das observações, principalmente na costa da região centro onde apresenta pouca chuva e no interior e sul da região sul onde apresenta muita chuva. O 3A12 também não consegue capturar os detalhes observacionais, apesar de apresentar a região norte como a mais chuvosa.

Na análise do ciclo anual da precipitação foi observado que a chuva estimada pelo produto 3B43 é a que mais se assemelha ao ciclo anual das observações. Os produtos 3A25 e 3B31 também estão em fase com as observações e diferem nos valores de acumulações mensais. O 3A25 e 3B31 geralmente apresentam menos chuva do que os pluviômetros durante o período chuvoso (de outubro a abril), e estas diferenças podem chegar a 120 mm na região norte, 150 mm no centro e 148 mm na região sul. Já a superestimativa é observada no período seco (entre maio e setembro) e pode chegar a 141 mm na região norte, 105 mm no

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

centro e 107 mm na região sul. As estimativas do produto 3A12 também conseguem reproduzir o ciclo anual da precipitação pluviométrica, apesar de praticamente não estimar chuva entre os meses de maio a setembro, enquanto no período chuvoso (principalmente nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro) apresenta uma tendência de estimar mais chuva que o 3A25 e 3B31. Segundo Wang et al. (2008), essa tendência do 2A12 deve estar correlacionada com o aumento do espalhamento do gelo no canal de 85 GHz devido presença de sistemas de precipitação mais convectivos. Por outro lado, temos que nos demais meses o 3A12 subestima a precipitação pluviométrica na maior parte do ano. As subestimativas podem chegar a 127 mm na região norte, 177 mm na região centro e 130 mm no sul. Em relação a superestimativa, geralmente se observa no último trimestre do ano, podendo chegar a 142 mm na região norte, 78 mm no centro e 60 mm na região sul. O produto 3B43 superestima a precipitação principalmente durante o período chuvoso, chegando a 114 mm em Lichinga. Já durante o período seco a chuva do 3B43 tem estado muito próximo das observações, onde as diferenças não ultrapassam os 20 mm.

Dessa maneira, em uma escala mensal, pode-se concluir que o produto 3B43 tem a melhor avaliação global. Entretanto é importante ressaltar que este produto utilizar medidas pluviométricas para minimizar os erros, logo era de se esperar tal comportamento.

A partir da análise do perfil vertical da chuva observou-se que o topo da chuva em Moçambique não ultrapassava de 12 km e em geral encontrava-se abaixo de 9 km de altura. Nesta análise percebeu-se que a fração convectiva da chuva podia chegar a 12 km na região norte, 11 km no centro e 10 km na região sul. Já a estratiforme não passava dos 8 km em todas as regiões.

Em termos volumétricos de chuva, foi calculado que a contribuição da chuva convectiva é predominante, principalmente nos meses com menos chuva (maio a setembro). Neste período, a contribuição da chuva convectiva variava entre 50 e 100%, principalmente nas regiões norte e centro. No período chuvoso existia um equilíbrio entre a chuva convectiva e estratiforme, porém na região sul e chuva estratiforme contribuía mais que a convectiva.

As análises do ciclo diurno da chuva mostraram que: o algoritmo 2A12 apresenta o período de máxima precipitação entre as 13 às 16 horas na região norte, sendo que nas regiões centro e sul o 2A12 apresenta os picos máximos entre as 15 e 17 horas. Os algoritmos 2A25 e 2B31 apresentam a máxima precipitação entre as 12 e 15 horas na região norte, entre as 13 e

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

16 horas no centro enquanto que no sul o pico máximo tem sido as 15 horas, sendo que o 2B31 apresenta um pico secundário as 9 horas. Para o 3B42 a chuva máxima é observada entre as 16 e 18 horas nas três regiões analisadas.

O horário de máxima atividade de chuva também revelou características distintas entre os algoritmos. 2A25 e 2B31 têm registrado mais chuva de tarde e de noite durante o período chuvoso. No período seco, os picos têm se registrado mais de madrugada, mas também tem se verificado de tarde e de noite. Sobre o oceano, os picos de chuva estimada por estes dois algoritmos têm sido muito variáveis, principalmente nos meses mais secos. Durante o período chuvoso observa-se uma predominância de picos durante a manhã e à tarde. O algoritmo 2A12, sobre o continente, também tem registrado mais chuva de tarde e de noite durante o período chuvoso. No período seco os picos têm sido predominantes de madrugada, mas também se verificam de tarde e de noite. Sobre o oceano os picos têm sido mais de manhã e de tarde durante o período chuvoso, enquanto durante a estação seca tem tido mais picos de noite e de madrugada. O 3B42 apresenta picos predominantemente de tarde e de noite sobre o continente durante o período chuvoso, na região sul há ocorrência de alguns picos de madrugada. No período seco existe uma diminuição dos máximos a tarde e um aumento de madrugada. Sobre o oceano os máximos são observados de madrugada, de manhã e de noite, durante o período chuvoso. Durante o período seco são mais frequentes de madrugada e de noite.

Na climatologia da chuva a partir do 3A25, percebe-se que praticamente não chove no continente entre maio e setembro. Durante esse período tem chovido mais no oceano do que no continente, sendo que os maiores volumes de chuva (acima de 250 mm) estão concentrados a norte dos 20°S (regiões centro e norte de Moçambique). Na região sul, a chuva geralmente não passa de 250 mm, apresentando os maiores índices pluviométricos perto da costa e diminuindo a medida que avança para o interior. O contrário se verifica no período chuvoso, chove mais sobre o continente do que sobre o oceano. No continente, durante este período, a chuva cai predominantemente nas regiões sul e centro. A média dos acumulados mensais não passa de 50 mm. Sobre o oceano esses valores podem chegar a 100 mm entre os meses de maio a setembro.

Na análise da contribuição do tipo de chuva no volume de chuva estimada pelo algoritmo 2A25, foi notado que chuva convectiva mais sobre o oceano do que no continente, principalmente durante os meses de fevereiro a julho. Durante esses meses, a chuva

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

convectiva chega a contribuir em mais de 80% no volume total de chuva estimada pelo 2A25, sobre o oceano. Sobre o continente a contribuição é equilibrada, principalmente durante o período chuvoso. Nesse período, a contribuição da chuva convectiva varia entre 40 a 60% na maior parte do continente.

Finalmente, as precipitações tendem a ser mais altas (topos > 5 km de altura) quando existe um equilíbrio entre a contribuição convectiva e estratiforme. No continente esta característica se observa entre novembro e abril e o topo da chuva pode chegar a 7 km de altura. Entre maio a agosto, a chuva tem sido mais alta sobre o oceano. Mas diferente do que acontece no continente, nesta região a chuva não passa de 5 km.

Recomendações

Esta pesquisa mostra a importância do uso de informações de precipitação estimada por satélites para entender as características da chuva em regiões onde há escassez de observações. Esta avaliação contribui para a melhoria dos modelos de estimativas de precipitação, ajudando a entender os pontos fortes e fracos das estimativas. No sentido de aprofundar este estudo são feitas as seguintes recomendações:

- Avaliar o algoritmo 3B42 em escala mensal, uma vez que a incorporação dos dados pluviométricos no 3B43, provavelmente contribuiu para o bom desempenho das estimativas deste produto.
- Fazer a avaliação dos algoritmos em escala sazonal, para entender melhor o comportamento das suas estimativas durante as estações do ano.
- Analisar as condições atmosféricas para entender a razão dos algoritmos subestimarem ou superestimarem a precipitação em Moçambique.
- Explorar mais as informações fornecidas pelo PR (TRMM Precipitation Radar) para entender as características da precipitação em Moçambique.
- Uma vez que o TRMM foi descontinuado, é recomendado também a avaliação das estimativas de precipitação do GPM (Global Precipitation Measurement), pois é o projeto que sucedeu o TRMM.

Referências bibliográficas

- Adeyewa, Z. D., & Nakamura, K. (2003). Validation of TRMM Radar Rainfall Data over Major Climatic Regions in Africa. *Journal of Applied Meteorology*, 42(2), 331–347. [http://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<0331:VOTRRD>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<0331:VOTRRD>2.0.CO;2)
- Adler, R. F., & Negri, A. J. (1988). A satellite infrared technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, 27(1), 30-51.
- Arkin, P. A. (1979). The Relationship between Fractional Coverage of High Cloud and Rainfall Accumulations during GATE over the B-Scale Array. *Monthly Weather Review*. [http://doi.org/10.1175/1520-0493\(1979\)107<1382:TRBFCO>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107<1382:TRBFCO>2.0.CO;2)
- Arkin, P. A., & Meisner, B. N. (1987). The Relationship between Large-Scale Convective Rainfall and Cold Cloud over the Western Hemisphere during 1982-84. *Monthly Weather Review*. [http://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<0051:TRBLSC>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<0051:TRBLSC>2.0.CO;2)
- Awaka, J., Iguchi, T., Kumagai, H., & Okamoto, K. (1997). Rain type classification algorithm for TRMM precipitation radar. *IGARSS'97. 1997 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings. Remote Sensing - A Scientific Vision for Sustainable Development*, 4(2), 1633–1635. <http://doi.org/10.1109/IGARSS.1997.608993>
- Battan, L. J. (1973). *Radar observation of the atmosphere*. The University of Chicago Press.
- Biasutti, M., Yuter, S. E., Burleyson, C. D., & Sobel, A. H. (2012). Very high resolution rainfall patterns measured by TRMM precipitation radar: Seasonal and diurnal cycles. *Climate Dynamics*, 39, 239–258. <http://doi.org/10.1007/s00382-011-1146-6>
- Clemens, M., & Bumke, K. (2001). A Comparison of Precipitation In-Situ Measurements and Model Predictions Over the Baltic Sea Area. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26(5), 437–442.
- Cook, K. H. (2000). The South Indian convergence zone and interannual rainfall variability over Southern Africa. *Journal of Climate*, 13, 3789–3804. [http://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3789:TSICZA>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3789:TSICZA>2.0.CO;2)
- Ebert, E. E., Janowiak, J. E., & Kidd, C. (2007). Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(1), 47–64. <http://doi.org/10.1175/BAMS-88-1-47>
- Gray, W. M., & Jacobson, R. W. (1977). Diurnal Variation of Deep Cumulus Convection. *Monthly Weather Review*. [http://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<1171:DVODCC>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<1171:DVODCC>2.0.CO;2)
- Haddad, B. Z. S., Smith, E. A., Kummerow, C. D., Iguchi, T., Farrar, M. R., Marcos Alves, S. L., & Olson, W. S. (1997). The TRMM ' Day-1 ' Radar / Radiometer, 75(4), 799–809.
- Hanson, H., & Gray, E. (2013). Global Precipitation Measurement: Core Observatory, 1–20. Retrieved from www.nasa.gov/gpm
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., ... Stocker, E. F. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of*

Hydrometeorology. <http://doi.org/10.1175/JHM560.1>

- Iguchi, T., Kozu, T., Meneghini, R., Awaka, J., & Okamoto, K. (2000). Rain-Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar. *Journal of Applied Meteorology*, *39*(12), 2038–2052. [http://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<2038:RPAFTT>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<2038:RPAFTT>2.0.CO;2)
- Iguchi, T., & Meneghini, R. (1994). Intercomparison of Single-Frequency Methods for Retrieving a Vertical Rain Profile from Airborne or Spaceborne Radar Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. [http://doi.org/10.1175/1520-0426\(1994\)011<1507:IOSFMF>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0426(1994)011<1507:IOSFMF>2.0.CO;2)
- Kidder, S. Q., & Vonder Haar, T. H. (1995). *Satellite Meteorology: An Introduction*. Academic Press.
- Kummerow, C., Barnes, W., Kozu, T., Shiue, J., & Simpson, J. (1998). The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *15*(3), 809–817. [http://doi.org/10.1175/1520-0426\(1998\)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2)
- Kummerow, C., & Giglio, L. (1994). A Passive Microwave Technique for Estimating Rainfall and Vertical Structure from Space. Part I: Algorithm Description. *Journal of Applied Meteorology*.
- Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W. S., Yang, S., Adler, R. F., McCollum, J., ... Wilheit, T. T. (2001). The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for Rainfall Estimation from Passive Microwave Sensors. *Journal of Applied Meteorology*, *40*(11), 1801–1820. [http://doi.org/10.1175/1520-0450\(2001\)040<1801:TEOTGP>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<1801:TEOTGP>2.0.CO;2)
- Lindesay, J. A., (1988). South African rainfall, the Southern Oscillation and a Southern Hemisphere semi-annual cycle. *Journal of Climatology*, *8*: 17–30.
- Lovejoy, S., & Austin, G. L. (1979). The delineation of rain areas from visible and IR satellite data for GATE and mid latitudes. *Atmosphere-Ocean*, *17*(1), 77–92. <http://doi.org/10.1080/07055900.1979.9649053>
- Manhique, A. J. (2008). *The South Indian Convergence Zone and Relationship with Rainfall variability in Mozambique*. Cape Town, South Africa.
- Manhique, A. J., Reason, C. J. C., Silinto, B., Zucula, J., Raiva, I., Congolo, F., & Mavume, A. F. (2015). Extreme rainfall and floods in southern Africa in January 2013 and associated circulation patterns. *Natural Hazards*, (January 2013), 679–691. <http://doi.org/10.1007/s11069-015-1616-y>
- Marshall, J. S., & Palmer, W. M. (1948). The Distribution of Raindrops With Size. *Journal of Meteorology*, *5*(4), 165–166. [http://doi.org/10.1175/1520-0469\(1948\)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2)
- McHugh, M. J., & Rogers, J. C. (2001). North Atlantic oscillation influence on precipitation variability around the Southeast African convergence zone. *Journal of Climate*, *14*(17), 3631–3642. [http://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3631:NAOIOP>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3631:NAOIOP>2.0.CO;2)
- Negri, A. J., Bell, T. L., & Xu, L. (2002). Sampling of the diurnal cycle of precipitation using TRMM. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *19*(9), 1333–1344. [http://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019<1333:SOTDCO>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<1333:SOTDCO>2.0.CO;2)

- Nicholson, S. E., & Kim, J. (1997). THE RELATIONSHIP OF THE EL NIÑO–SOUTHERN OSCILLATION TO AFRICAN RAINFALL. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY*, 17, 117–135.
- Nicholson, S. E., Some, B., McCollum, J., Nelkin, E., Klotter, D., Berte, Y., ... Traore, a. K. (2003). Validation of TRMM and Other Rainfall Estimates with a High-Density Gauge Dataset for West Africa. Part II: Validation of TRMM Rainfall Products. *Journal of Applied Meteorology*, 42(10), 1355–1368. [http://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<1355:VOTAOR>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<1355:VOTAOR>2.0.CO;2)
- Patrício, D. M., Samo, G., & Deus, N. De. (2009). Formulação de um Programa para a implementação da Convenção das Nações Unidas de Combate a Desertificação (UNCCD) nos países da CPLP: Relatório de Moçambique, 85.
- Reason, C. J. C., Landman, W., & Tennant, W. (2006). Seasonal to decadal prediction of southern African climate and its links with variability of the Atlantic ocean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87, 941–955. <http://doi.org/10.1175/BAMS-87-7-941>
- Rinehart, R. E. (1997). *Radar for Meteorologists* (Third Edit). Rinehart Publications.
- Rocha, A., & Simonds, I. (1997). Interannual Variability of South-Eastern African Summer Rainfall. Part 1: Relationships With Air–Sea Interaction Processes. *International Journal of Climatology*, 17(3), 235–265. [http://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19970315\)17:3<235::AID-JOC123>3.0.CO;2-N](http://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19970315)17:3<235::AID-JOC123>3.0.CO;2-N)
- Schumacher, C., & Houze, R. a. (2003). The TRMM Precipitation Radar’s View of Shallow, Isolated Rain. *Journal of Applied Meteorology*, 42(10), 1519–1524. [http://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042<1519:TTPRVO>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042<1519:TTPRVO>2.0.CO;2)
- Short, D. A., & Nakamura, K. (2000). TRMM radar observations of shallow precipitation over the tropical oceans. *Journal of Climate*, 13(23), 4107–4124. [http://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<4107:TROOSP>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<4107:TROOSP>2.0.CO;2)
- Simpson, J., Adler, R. F., & North, G. R. (1988). A proposed tropical rainfall measuring mission (TRMM) satellite. [http://doi.org/10.1175/1520-0477\(1988\)069<0278:APTRMM>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0477(1988)069<0278:APTRMM>2.0.CO;2)
- Spencer, R., Goodman, H., & Hood, R. (1989). Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and Characteristics of the Scattering Signal. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. [http://doi.org/10.1175/1520-0426\(1989\)006<0254:PROLAO>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0426(1989)006<0254:PROLAO>2.0.CO;2)
- Stout, J. E., Martin, D. M., & Sikdar, D. N. (1979). Estimating GATE Rainfall with Geosynchronous Satellite Images. *Monthly Weather Review*.
- Toté, C., Patricio, D., Boogaard, H., van der Wijngaart, R., Tarnavsky, E., & Funk, C. (2015). Evaluation of Satellite Rainfall Estimates for Drought and Flood Monitoring in Mozambique. *Remote Sensing*, 7(2), 1758–1776. <http://doi.org/10.3390/rs70201758>
- van Wyk, E., van Tonder, G., & Vermeulen, D. (2012). Characteristics of local groundwater recharge cycles in South African semi-arid hard rock terrains: Rainfall-groundwater interaction. *Water SA*, 38(5), 747–754. <http://doi.org/10.4314/wsa.v38i5.14>

- Wang, N.-Y., Liu, C., Ferraro, R., Wolff, D., Zipser, E., & Kummerow, C. (2009). TRMM 2A12 Land Precipitation Product - Status and Future Plans. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 87A, 237–253. <http://doi.org/10.2151/jmsj.87A.237>
- Washington, R., & Todd, M. (1999). Tropical-temperate links in southern African and Southwest Indian Ocean satellite-derived daily rainfall. *International Journal of Climatology*, 19(14), 1601–1616. [http://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19991130\)19:14<1601::AID-JOC407>3.0.CO;2-0](http://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19991130)19:14<1601::AID-JOC407>3.0.CO;2-0)
- Weng, F., Zhao, L., Ferraro, R. R., Poe, G., Li, X., & Grody, N. C. (2003). Advanced microwave sounding unit cloud and precipitation algorithms. *Radio Science*, 38(4).
- Wilheit, T. T., Chang, A. T., Raio, M. S., Rodges, E. B., & Theon, J. S. (1977). A Satellite Technique for Quantitative Mapping Rainfall Rates over the Oceans. *Journal of Applied Meteorology*, 16, 551 – 560.
- Xie, P., & Arkin, P. A. (1996). Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *Journal of Climate*. [http://doi.org/10.1175/1520-0450\(1995\)034<1143:AIOGO>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<1143:AIOGO>2.0.CO;2)
- Yamamoto, M. K., Furuzawa, F. A., Higuchi, A., & Nakamura, K. (2008). Comparison of diurnal variations in precipitation systems observed by TRMM PR, TMI, and VIRS. *Journal of Climate*, 21(16), 4011–4028. <http://doi.org/10.1175/2007JCLI2079.1>
- Zhao, L., & Weng, F. (2002). Retrieval of ice cloud parameters using the Advanced Microwave Sounding Unit. *Journal of Applied Meteorology*, 41, 384–395. [http://doi.org/10.1175/1520-0450\(2002\)041<0384:ROICPU>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0450(2002)041<0384:ROICPU>2.0.CO;2)

Apêndices

Apêndice A

Método híbrido para a correção da atenuação no algoritmo 2A25

Assumindo que a chuva é uniforme dentro do pixel do radar, o fator de refletividade observado no radar $Z_m(r)$ e o fator de radar refletividade efetiva $Z_e(r)$ estão relacionados da seguinte forma:

$$Z_m(r) = Z_e(r)A(r) = Z_e(r) \exp \left[-0,2 \ln(10) \int_0^r k(s) ds \right] \quad (34)$$

onde $A(r)$ é o fator de atenuação desde o radar até ao alcance r , e $k(r)$ é coeficiente de atenuação em decibéis por quilômetros (dB/km). Dada a estimativa do coeficiente de atenuação $A(r)$ e a medida de $Z_m(r)$, $Z_e(r)$ pode ser calculado pela expressão $Z_e(r) = Z_m(r)/A(r)$.

Uma vez que k está relacionado a Z_e pela lei de potência $k = \alpha Z_e^\beta$, a equação (28) pode ser resolvida para Z_e da seguinte maneira:

$$Z_e(r) = \frac{Z_m(r)}{A_{HB}(r)} \quad (35)$$

onde $A_{HB}(r)$ é dado por:

$$A_{HB}(r) = \left[1 - q\beta \int_0^r \alpha(s) Z_m^\beta(s) ds \right]^{\frac{1}{\beta}} \quad (36)$$

sendo $q = 0.2 \ln(10)$.

Considerando que PIA corresponde a atenuação pela superfície ($r=r_s$):

$$PIA = -10 \log_{10} A(r_s) = -10 \log_{10} \left[\frac{Z_m(r_s)}{Z_e(r_s)} \right] \quad (37)$$

Desde modo a estimativa da PIA pelo método de Hitschfeld-Bordan é:

$$PIA_{HB} = -10 \log_{10} A_{HB}(r_s) = -\frac{10}{\beta} \log_{10}(1 - \xi) \quad (38)$$

onde ζ é definido como sendo:

$$\xi = q\beta \int_0^{r_s} \alpha(s)Z_m^\beta(s)ds \quad (39)$$

O método de referência de superfície também apresenta uma estimativa independente da PIA denominada PIA_{SR} . Esta técnica assume que a diminuição aparente da secção transversal da superfície é causada pela perda do sinal do radar devido a presença da chuva:

$$PIA_{SR} = \Delta\sigma^0 = \langle \sigma_{sem\ chuva}^0 \rangle - \sigma_{com\ chuva}^0 \quad (40)$$

onde $\langle \sigma_{sem\ chuva}^0 \rangle$, representa a média da secção transversal da superfície na ausência de chuva para um dado ângulo de incidência.

Para se encontrar a melhor estimativa da PIA (denominada PIA_e) a partir de ζ e $\Delta\sigma^0$, um fator de correção de atenuação (ϵ) é introduzido. De tal maneira que a atenuação estimada pelo método de Hitschfeld-Bordan seja igual a PIA_e .

$$PIA_e = -\frac{10}{\beta} \log_{10}(1 - \epsilon\xi) \quad (41)$$

Deste modo o fator de refletividade efetiva (Z_e) com correção da atenuação pode ser escrito como:

$$Z_e(r) = \frac{Z_m(r)}{\left[1 - \epsilon q\beta \int_0^r \alpha(s)Z_m^\beta(s)ds\right]^{\frac{1}{\beta}}} \quad (42)$$

Se considerarmos $PIA_e = PIA_{SR} = \Delta\sigma^0$, o fator de correção da atenuação é dado por:

$$\epsilon = \epsilon_s = \frac{1 - 10^{\beta\Delta\sigma^0/10}}{\xi} \quad (43)$$

Uma vez que as medidas da secção transversal da superfície estão sujeitas a erros, altos valores de $\Delta\sigma^0$ podem introduzir erros na correção da atenuação. Por outro lado, quando a atenuação é forte, o valor de ζ se aproxima a 1 e o método de Hitschfeld– Bordan se torna instável. Devido a essa dependência de $\Delta\sigma^0$ e ζ na correção da atenuação, é necessário encontrar uma função peso que define um valor de ϵ entre 1 e ϵ_s . Dessa maneira, pode-se

definir o método híbrido entre o método de Hitschfeld– Bordan e o método de referência de superfície.

Para resolver o problema são introduzidas duas “variáveis” independentes θ_1 e θ_2 que estão relacionadas a PIA, de tal maneira que vão ajudar a encontrar o valor mais provável da PIA. Em outras palavras, irão auxiliar a encontrar a PIA referente a máxima probabilidade condicional para os valores θ_1 e θ_2 .

$$p(PIA|\theta_1, \theta_2) \quad (44)$$

Usando o teorema de Bayes, a equação 38 pode ser reescrita da seguinte maneira:

$$p(PIA|\theta_1, \theta_2) = \frac{p(\theta_1|PIA) p(\theta_2|PIA) p(PIA)}{\int p(\theta_1|PIA) p(\theta_2|PIA) p(PIA) dPIA} \quad (45)$$

Expressando $p(\theta_1|PIA)$ e $p(\theta_2|PIA)$ pelas suas fórmulas analíticas, então a PIA referente a máxima probabilidade da equação 39 pode ser calculada do seguinte modo:

$$p(PIA|\theta_1, \theta_2) = \frac{1}{2\pi\sigma_1\sigma_2} \exp \left\{ - \left[\frac{(\theta_1 - \theta_{10})^2}{2\sigma_1^2} + \frac{(\theta_2 - \theta_{20})^2}{2\sigma_2^2} \right] \right\} \quad (46)$$

sendo,

$$\begin{aligned} \theta_1 &= \Delta\sigma^0 & \theta_{10}(PIA) &= PIA \\ \theta_2 &= \ln(\xi) & \theta_{20}(PIA) &= \ln\{1 - \exp[-0,1\beta \ln(10)PIA]\} \end{aligned}$$

Apêndice B

Percentagem de falhas para cada ano durante o período de 1998-2012 e os anos excluídos

Ano	Angoche	Cuamba	Lichinga	Lumbo	Moc.Praia	Montepuez	Nampula	Pemba	Beira	Chimoio	Quelimane	Sussundenga
1998	4,7%	0,0%	0,0%	1,9%	0,3%	8,2%	0,0%	0,0%	0,0%	0,3%	0,0%	49,6%
1999	7,1%	0,0%	0,0%	0,0%	10,4%	64,1%	0,0%	100,0%	33,7%	0,0%	8,2%	0,0%
2000	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	8,2%	50,5%	0,0%	74,9%	8,5%	0,0%	8,5%	0,0%
2001	25,2%	8,2%	8,2%	0,0%	2,5%	3,0%	8,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
2002	74,8%	0,0%	0,3%	8,2%	2,5%	0,3%	0,0%	8,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
2003	0,0%	0,0%	8,5%	0,0%	0,0%	8,2%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
2004	24,9%	0,0%	0,3%	7,9%	0,8%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,3%	0,0%	25,1%
2005	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	8,2%	0,3%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
2006	0,0%	8,5%	0,0%	16,7%	0,3%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
2007	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,3%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
2008	2,2%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,3%	0,0%	16,7%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
2009	0,0%	8,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,3%	0,5%	0,0%	0,3%	0,0%	0,0%	0,0%
2010	25,2%	0,5%	0,3%	0,5%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	8,5%	0,0%	0,0%	8,5%
2011	0,0%	0,5%	7,7%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	32,6%	8,5%	0,0%	0,0%
2012	0,0%	16,4%	0,0%	0,0%	0,5%	0,0%	0,0%	0,0%	8,2%	8,5%	8,5%	0,3%
Excl.	4	1	0	1	1	2	0	3	2	0	0	2

Ano	Tete	Changalane	Chokwe	Inhambane	Maniquenique	Mavalane	Observatório	Massingir	Panda	Umbeluzi	Vilanculos	Xai-Xai
1998	16,2%	0,0%	16,4%	0,0%	8,2%	8,5%	0,0%	15,9%	8,5%	0,0%	0,0%	8,5%
1999	0,0%	0,0%	8,5%	0,0%	0,3%	50,4%	0,0%	7,7%	0,0%	0,0%	0,0%	0,3%
2000	0,0%	0,0%	0,8%	0,0%	49,7%	0,3%	0,0%	8,2%	0,0%	0,0%	0,0%	55,5%
2001	0,0%	0,0%	8,5%	0,0%	8,2%	0,0%	0,0%	0,3%	0,0%	6,3%	0,0%	0,0%
2002	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,8%	0,0%	8,2%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
2003	0,0%	0,0%	0,0%	0,3%	0,3%	0,0%	0,0%	0,0%	16,7%	0,0%	0,0%	0,0%
2004	0,0%	7,9%	16,7%	0,0%	58,5%	0,3%	0,3%	0,0%	49,7%	0,0%	0,0%	43,4%
2005	0,0%	0,0%	25,2%	8,5%	0,5%	0,0%	0,0%	16,7%	25,2%	8,5%	0,0%	0,0%
2006	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,3%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
2007	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	24,7%	0,0%	0,0%	33,4%	0,0%
2008	0,0%	0,0%	0,3%	0,0%	0,0%	2,5%	0,0%	16,7%	0,0%	0,0%	8,5%	0,0%
2009	24,4%	8,2%	8,2%	0,0%	0,0%	6,0%	0,0%	0,0%	0,0%	24,9%	0,0%	8,2%
2010	41,9%	0,0%	0,0%	16,7%	0,0%	0,3%	0,0%	16,7%	16,7%	0,0%	33,4%	8,5%
2011	32,9%	0,0%	24,9%	32,9%	16,7%	0,0%	0,0%	0,0%	25,5%	0,0%	7,7%	0,0%
2012	8,5%	0,0%	25,4%	0,3%	8,2%	0,3%	0,0%	25,1%	0,0%	0,0%	9,0%	0,0%
Excl.	4	0	5	2	3	1	0	6	5	1	2	2