



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/01.31.23.40-TDI

CICLO DIURNO E CARACTERIZAÇÃO ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO TROPICAL DA AMÉRICA DO SUL

João Maria de Sousa Afonso

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Manoel Alonso Gan e Daniel Alejandro Vila, aprovada em 21 de dezembro de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/444H7RH>>

INPE
São José dos Campos
2020

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):**Presidente:**

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/01.31.23.40-TDI

CICLO DIURNO E CARACTERIZAÇÃO ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO TROPICAL DA AMÉRICA DO SUL

João Maria de Sousa Afonso

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Manoel Alonso Gan e Daniel Alejandro Vila, aprovada em 21 de dezembro de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/444H7RH>>

INPE
São José dos Campos
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Afonso, João Maria de Sousa.

Af66c Ciclo diurno e caracterização espacial da precipitação na região tropical da América do Sul / João Maria de Sousa Afonso. – São José dos Campos : INPE, 2020.

xxii + 153 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/01.31.23.40-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2020.

Orientadores : Drs. Manoel Alonso Gan e Daniel Alejandro Vila.

1. Ciclo diurno. 2. Precipitação. 3. Sistemas convectivos.
4. Estimativas por satélite. I.Título.

CDU 551.577(8)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

Serviço de Pós-Graduação - SEPGR

Pós Graduação em Meteorologia

ATA DE REUNIÃO

DEFESA FINAL DE TESE : JOÃO MARIA DE SOUSA AFONSO

No dia 21 de dezembro de 2020, às 09h, por videoconferência, o aluno mencionado acima defendeu seu trabalho final, intitulado "CICLO DIURNO E CARACTERIZAÇÃO ESPACIAL DA PRECIPITAÇÃO NA REGIÃO TROPICAL DA AMÉRICA DO SUL." (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O aluno foi **APROVADO** pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor em Meteorologia. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca Examinadora e revisão final pelo orientador Dr. Manoel Alonso Gan e membro convidado Dr. Romulo Augusto Jucá.

O Aluno terá o prazo de 60 dias para reformulação sugerida pela banca.

Eu, Nelson Jesus Ferreira, como Presidente da banca examinadora, assino esta ATA em nome de todos os membros.

Membros da Banca:

Dr. Nelson Jesus Ferreira - Presidente - INPE

Dr. Manoel Alonso Gan - Orientador - INPE

Dr. Daniel Alejandro Vila - Orientar - INPE

Dr. Renato Galante Negri - Convidado - INPE

Dra. Michelle Simões Rebolta - Convidado - UNIFEI

Dr. Rômulo Augusto Jucá Oliveira - Convidado - OMP



Documento assinado eletronicamente por **Nelson Jesus ferreira (E)**, **Usuário Externo**, em 28/12/2020, às 17:17 (horário oficial de Brasília), com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **6275334** e o código CRC **BF9D14E0**.

*Aos meus pais **Bário** e **Maria***

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores, Prof. Dr. Manoel Alonso Gan e Prof. Dr. Daniel Alesandro Vila, pelo apoio, confiança e atenção.

Aos pesquisadores do INPE, em especial aos Drs. Sergio Henriques, Roberto Rozante, Renato Galante, Bruno Zanetti pelos suportes técnicos.

Aos meus amigos David Pareja, Bruno Guimarães, João Chinchay, Angel Chovert, Patrick Essien, Rayane Palharini, Lianet Hernandez, Jeane Lima, Naurinete Barreto, George Pedra, Isidro Tuleni, Layrson Gonçalves, Mylene Cabrera, se inclua na lista caso me esqueci de você.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) e ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo apoio financeiro.

Ao INAMET (Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica de Angola) pela oportunidade.

Aos meus familiares, em especial ao Manuel Caetano e Branca Afonso.

RESUMO

O objetivo deste estudo é analisar e compreender a morfologia, climatologia e variabilidade espaço-temporal da convecção nos trópicos da América do Sul (AS), através de imagens de satélites no canal infravermelho (IR) e, caracterizar o ciclo diurno da precipitação (CDP) usando dados de estações meteorológicas e estimativas de precipitação por satélite (EPS) de alta resolução do *Global Satellite Mapping of Precipitation* (GSMaP), do *CPC Morphing Technique* (CMORPH) e do *Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM* (IMERG), associando o CDP aos padrões convectivos. Informações horárias de pluviômetros de diferentes redes nacionais e regionais foram usadas como referência após testes de controle de qualidade, visando a validação dos diferentes produtos de EPS. Todos os conjuntos de dados foram interpolados em uma grade de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ a cada 3 h para comparação. Sete regiões com diferentes características de CDP (amplitude e fase) foram selecionadas para o estudo. Foi observado que: (i) nas regiões onde o aquecimento térmico produz nuvens convectivas profundas, o CDP (amplitude e fase) é igualmente representado, satisfatoriamente, por todos os algoritmos ao contrário das regiões onde atua a convecção rasa; (ii) o conjunto GSMaP (GSMaP-*Gauge* (G) e GSMaP-*Motion Vector Kalman* (MVK)), em termos gerais, supera o restante dos algoritmos com menor viés e menor dispersão, onde a versão ajustada por pluviômetro melhora as estimativas somente por satélite do mesmo algoritmo, sugerindo que a análise diária dos dados pluviométricos é útil para reduzir o viés em uma escala sub-diária; (iii) o conjunto IMERG (IMERG-*Late* (L) e IMERG-*Final* (F)) superestima as chuvas em quase todos os horários e em todas as regiões, enquanto que a versão somente baseada em dados de satélite fornece melhores resultados que a versão final e (iv) o CMORPH tem o melhor desempenho para um regime de transição entre a brisa terrestre-marítima e o regime da Amazônia continental. Dados do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) no canal IR, a cada 3 horas, foram utilizados para a identificação dos padrões morfológicos da convecção profunda de verão sobre os trópicos da AS, utilizando a técnica *Forecast and Tracking the Evolution of Active Cloud Clusters* (ForTraCC). Foram quantificados, no máximo, 155.688 sistemas convectivos (SCs) durante o período de verão de 2004 a 2015, com maior número de ocorrência em 2011 (16.920 SCs). Os SCs de escalas Meso- β e Meso- α predominaram; em termos de excentricidade (exc) os com $\text{exc} \geq 0,7$ e $0,5 \leq \text{exc} < 0,7$, respectivamente, explicada pela presença de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs). O número menor de ocorrência dos SCs de Grande escala com as limitações espaciais e temporais das fontes de calor e energia da região. O ciclo diurno (CD) dos SCs mostrou que o aquecimento da superfície no verão é o principal modulador. Sobre as diferentes localidades da região de estudo observou-se que a maior ocorrência de SCs de diferentes tamanhos foi na Amazônia Brasileira (9.955 SCs) e a menor, no nordeste do Brasil (2.848 SCs). Os CDPs do CMORPH mostraram os mesmos padrões dos CDs de SCs em todas as localidades, com chuvas intensas associadas aos SCs de Macro escala. Foi observado que a Alta da Bolívia (AB), Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) presentes no Nordeste do Brasil

e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) influenciam a morfologia dos SCs.

Palavras-chave: Ciclo diurno. Precipitação. Sistemas convectivos. Estimativas por satélite.

DIURNAL CYCLE AND SPATIAL CHARACTERIZATION OF PRECIPITATION IN THE TROPICAL REGION OF SOUTH AMERICA

ABSTRACT

The objective of this study is to analyze the morphology, climatology and time-space variability of the convection in tropical South America (SA), using infrared (IR) satellite imagery. It also includes the characterization of the precipitation diurnal cycle (PDC) using conventional meteorological data and satellite precipitation that estimates (SPE) high resolution Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP), CPC Morphing Technique (CMORPH) and Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG), by associating the PDC to the convective standards. An hourly pluviometric data from different national and regional networks were used as a reference after tested for quality, aiming for the validation of the different SPE products. All datasets were interpolated to $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ grid at 3 hour interval. Seven regions with different PDC characteristics (phase and amplitude) were selected for the study. It was observed that: (i) in regions where there are deep convection clouds, the PDC (phase and amplitude) is equally well represented by all algorithms, which was not the case for the shallow convection clouds; (ii) generally the set GSMaP (GSMaP-Gauge (G) and GSMaP-Motion Vector Kalman (MVK)) is superior to the remaining algorithms, with smaller bias and dispersion, although the pluviometric data adjusted version does improve the same satellite estimates, thus suggesting that the daily rain data is useful to decrease the bias on time scales less than one day. (iii) the IMERG (IMERG-Late (L) and IMERG-Final (F)) overestimates the precipitation in almost all times and regions while, the version based only on satellite data yields results than those of the final version and (iv) CMORPH has the best performance for a transition regime between the sea-land breeze and the continental Amazonia. IR Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) data, at every 3 hours were used to identify the morphological patterns of the deep convection during summer over the tropical region of SA in conjunction with the Forecast and Tracking the Evolution of Active Cloud Clusters (ForTraCC). At most, 155688 convective systems (CSs) were quantified during the summers from 2004 to 2015, with the largest number of occurrence in 2011 (16920 CSs). The meso- β and meso- α CSs were dominant; in terms of the eccentricity were indicated as (exc) $\text{exc} \geq 0,7$ and $0,5 \leq \text{exc} < 0,7$, respectively, accounting for the presence of Mesoscale Convective Complexes (MCC). The smallest number of large scale occurrences of the CSs with the time-space limitation of the heat sources of the region. The diurnal cycle (DC) of the CSs showed that surface heating during summer is the main modulator. Regarding the different localities of the study region, it was noticed that most SC of different scales occurred in Amazonia (9955 CSs) and the smallest number of events in Northeastern Brazil (2848 CSs). Furthermore, PDC provided by the CMORPH algorithm showed the same patterns of the DC of the CS in all localities with intense rainfall associated with macroscale CS. In conclusion, it was observed that Bolivian High (BH), Upper Tropospheric Cyclonic Vortice (UTCv) present in Northeast Brazil and South American Convergence Zone (SACZ) influence the morphological parameter of CSs.

Keywords: Daily cycle. Precipitation. Convective systems. Satellite estimates.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Visão geral da estrutura da Tese.	7
2.1 Gráfico tempo-longitude (20°N - 20°S) da porcentagem de precipitação diária por cada período de 3 horas para DJF (2002/2003, 2003/2004). O eixo vertical indica o tempo em UTC. As linhas diagonais são linhas de tempo local igual. Nota: se as chuvas fossem distribuídas igualmente ao longo do período de 24 horas, então 12,5 % seria a porcentagem esperada do total diário para cada intervalo de 3 horas.	15
2.2 Porcentagem média de precipitação total diária para 23-02 LST, 05-08 LST, 11-14 LST e 17-20 LST. A média são calculadas para os períodos combinados de dezembro a fevereiro para os períodos de 2002-2003 e 2003-2004. Nota: se a precipitação fosse distribuída igualmente ao longo do período de 24 horas, então 12,5 % seria a porcentagem esperada do total diário por cada intervalo de 3 horas. As porcentagens foram mascaradas em regiões onde a precipitação é inferior a 1 mm/dia.	17
2.3 Representação esquemática das diversas situações geradas a partir do rastreamento de um SCM. As figuras sem preenchimento representam sistemas de nuvem no instante t-1, enquanto que os sistemas em tom de cinza correspondem ao tempo t. (a) Continuidade, (b) Split, (c) Merge.	24
3.1 Região estudada e distribuição espacial dos pluviômetros. Pontos representam as redes de pluviômetros da ANA em azul, CEMIG em verde, IAC em amarelo, INMET em vermelho e SIMEPAR em roxo.	30
3.2 Fluxograma do controle de qualidade (a). Distribuição espacial e porcentagem de dados válidos (b) e do número máximo de pluviômetros (c) para cada ponto de grade degradado para 0.3° para efeito de visualização.	33
3.3 Sub-regiões (caixas) definidas para a avaliação dos produtos de Estimativas de Precipitação por Satélite (EPS), determinadas pela análise de agrupamento do CDP com dados dos pluviômetros. (a) Caixas 1 e 2 no verão, 3 e 4 no inverno e 5, 6 e 7 no outono austral. Histogramas dos diferentes grupos de CDP's: (b) verão, (c) outono e (d) inverno.	40
3.4 Climatologia do ciclo sazonal da precipitação das regiões das caixas do (a) SE e CO, (b) NE e (c) N, com os dados observados do INMET durante o período de 30 anos (janeiro de 1989 a dezembro de 2018).	41

3.5	Ciclo diurno da precipitação (CDP) médio para alguns algoritmos de precipitação por satélite em diferentes regiões do Brasil.	48
3.6	Diagrama de Taylor do CDP estimado por diferentes algoritmos em diferentes regiões do Brasil: GSMaP-G em azul, GSMaP-MVK em azul escuro, IMERG em verde, IMERG-L em verde escuro e CPMORPH em vermelho. Números representam as horas.	50
3.7	Distribuição espacial da frequência relativa (%) das chuvas convectivas dos pluviômetros (a), GSMaP-G (b), GSMaP-MVK (c), IMERG-F (d), IMERG-L (e) e CMORPH (f) sobre o Brasil durante o verão de 2015-2018.	54
3.8	Distribuição espacial do viés (%) das chuvas convectivas do GSMaP-G (a), GSMaP-MVK (b), IMERG-F (c), IMERG-L (d) e CMORPH (e) sobre o Brasil durante o verão de 2015-2018.	56
4.1	Localização da região de estudo com a respectiva topografia. O domínio maior (40°S-10°N e 90°-5°W) contorno preto, utilizado para a geração dos campos sinóticos e o domínio menor (0°-23.5°S e 82°-34°W) linha vermelha, para a identificação dos SC. Os dados utilizados para a geração dos mapas topográficos estão descritos em Smith e Sandwell (1997).	62
4.2	Campo de temperatura de Brilho (K) filtrado para valores menores que 240 K, às 1200 UTC do dia 04/12/2003.	69
4.3	Campo de temperatura de Brilho (K) filtrado para valores menores que 240 K, às 1200 UTC do dia 01/12/2007.	74
4.4	Campo de temperatura de Brilho (K) filtrado para valores menores que 240 K, as 12Z do dia 04/12/2003.	75
4.5	Campo de temperatura de Brilho (K) filtrado para valores menores que 240 K, às 0300 UTC do dia 03/12/2009.	76
4.6	Campo de temperatura de Brilho (K) filtrado para valores menores que 240 K, às 2100 UTC do dia 01/12/2011.	77
4.7	Evolução temporal do total de SCs de diferentes tamanhos atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.	78
4.8	Evolução temporal do total de SCs de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.	79
4.9	Evolução temporal dos SCs com excentricidade (a) $< 0,3$, (b) $0,3 < e < 0,5$, (c) $0,5 < e < 0,7$, (d) $> 0,7$ atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.	80
4.10	Ciclo diurno do total de SCs de diferentes tamanhos atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.	82

4.11	Distribuição espacial dos SCs de diferentes excentricidades ocorridos às 1200 UTC com tamanho Meso-Alpha (a) e Macro (b) ocorridos nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015. Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado às 1200 UTC do dia 04/12/2003.	83
4.12	Ciclo diurno da distribuição espacial dos SCs com tamanho Micro de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS entre o verão de 2004-2015, as 0000 (a), 0300 (b), 0600 (c), 0900 (d), 1200 (e), 1500 (f), 1800 (g) e 2100 (h) UTC.	86
4.13	Ciclo diurno da distribuição espacial dos SCs com tamanho Meso- γ de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS entre o verão de 2004-2015, as 0000 (a), 0300 (b), 0600 (c), 0900 (d), 1200 (e), 1500 (f), 1800 (g) e 2100 (h) UTC.	87
4.14	Ciclo diurno da distribuição espacial dos SCs com tamanho Macro de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS entre o verão de 2004-2015, as 0000 (a), 0300 (b), 0600 (c), 0900 (d), 1200 (e), 1500 (f), 1800 (g) e 2100 (h) UTC.	88
4.15	Ciclo diurno da distribuição espacial dos SCs com tamanho Grande de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS entre o verão de 2004-2015, as 0000 (a), 0300 (b), 0600 (c), 0900 (d), 1200 (e), 1500 (f), 1800 (g) e 2100 (h) UTC.	89
4.16	Ciclo diurno do total de SCs de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.	90
4.17	Ciclo diurno dos SCs com excentricidade (a) $< 0,3$, (b) $0,3 < e < 0,5$, (c) $0,5 < e < 0,7$, (d) $> 0,7$ atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.	91
4.18	Regiões definidas para o estudo de ocorrência de SCs sobre os trópicos da AS. As regiões da Caixa 1 (1), de atuação de Jatos em Baixos Níveis (JBN), da Caixa 2 (2), de Maior Frequência de Convecção (MFC), do Nordeste Brasileiro (NEB) e de atuação de Linhas de Instabilidade (LI).	93
4.19	Frequência de ocorrência de SCs de diferentes tamanhos sobre as regiões definidas para o estudo.	94
4.20	Ciclo Diurno de tamanho dos SCs ocorridos nas regiões Caixa 1 (a), JBN (b), Caixa 2 (c), MFC (d), NEB (e) e LI (f).	96
4.21	Diagramas de setores da distribuição de excentricidade dos SCs nas regiões (a) da Caixa 1,(b) JBN,(c) da Caixa 2,(d) MFC, (e) NEB e (f) LI sobre os trópicos da AS.	98
4.22	Ciclo diurno dos SCs de diferentes excentricidade sobre a região LI.	99

4.23	Diagrama Hovemoller do CDP em diferentes regiões nos trópicos da AS com os dados do CMORPH. As regiões (a) da Caixa 1, (b) JBN, (c) da Caixa 1, (d) MFC, (e) NEB e (f) LI.	102
4.24	Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado às 0000 UTC do dia 03/12/2003.	105
4.25	Campos de temperatura de brilho (K) filtrado, linhas de correntes em 200hPa, corrente de jato em altos e baixos níveis (a), advecção de temperatura potencial equivalente em 1000hPa e linhas de correntes em 1000hPa (b), espessura da camada entre 1000-500hPa e Pressão ao nível médio do mar (c), umidade relativa em 850hPa e linhas de correntes em 500hPa (d) às 0000 UTC do dia 03/12/2003.	106
4.26	Campos de temperatura de brilho (K) filtrado, linhas de correntes em 200hPa, corrente de jato em altos e baixos níveis (a), advecção de temperatura potencial equivalente em 1000hPa e linhas de correntes em 1000hPa (b), espessura da camada entre 1000-500hPa e Pressão ao nível médio do mar (c), umidade relativa em 850hPa e linhas de correntes em 500hPa (d) às 0000 UTC do dia 31/12/2007.	107
4.27	Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado às 0000 UTC do dia 31/12/2007.	108
4.28	Campos de temperatura de brilho (K) filtrado, linhas de correntes em 200hPa, corrente de jato em altos e baixos níveis (a), advecção de temperatura potencial equivalente em 1000hPa e linhas de correntes em 1000hPa (b), espessura da camada entre 1000-500hPa e Pressão ao nível médio do mar (c), umidade relativa em 850hPa e linhas de correntes em 500hPa (d) às 0000 UTC do dia 19/02/2004.	109
4.29	Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado às 0000 UTC do dia 19/02/2004.	110
4.30	Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado às 1800 UTC do dia 12/01/2011.	111
4.31	Campos de temperatura de brilho (K) filtrado, linhas de correntes em 200hPa, corrente de jato em altos e baixos níveis (a), advecção de temperatura potencial equivalente em 1000hPa e linhas de correntes em 1000hPa (b), espessura da camada entre 1000-500hPa e Pressão ao nível médio do mar (c), umidade relativa em 850hPa e linhas de correntes em 500hPa (d) às 1800 UTC do dia 12/01/2011.	112
4.32	Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado das 0000 UTC do dia 13 ate às 0000 UTC do dia 16/01/2011.	113

A.1	Análise de Quantil da precipitação horária dos pluviômetros nas regiões (a) N, (b) NE, (c) CO, (d) SE e (e) S do Brasil.	149
A.2	Taxa de ocorrência de precipitação horária na escala logarítmica para as regiões (a) N, (b) NE, (c) CO, (d) SE e (e) S do Brasil.	150
A.3	Publicação do artigo científico referente aos resultados da Tese.	152

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>	
3.1	Informações das redes de pluviômetros utilizadas no estudo. Siglas dos estados de Minas Gerais (MG), Goiás (GO) e Paraná (PR).	31
3.2	Cobertura e resolução espaço-temporal dos produtos de estimativa de precipitação por satélite usados no estudo.	38
3.3	Informações das regiões das caixas definidas para as análises dos CDPs. .	41
3.4	Análise de quantil para os dados tri-horários das redes de pluviômetros do INMET, ANA, CEMIG e IAC durante o período de 01/2014 – 12/2018.	44
3.5	Lista dos índices estatísticos de validação para avaliar produtos de precipitação por satélite.	45
3.6	Índices estatísticos do CDP em diferentes regiões do Brasil durante o período de 2015-2018. A melhor performance dos algoritmos estão representadas em azul.	52
4.1	Saida intermediária do FortraCC para o dia 01 de Dezembro de 2007 às 1200 UTC.	67
4.2	Limiar de tamanho dos sistemas convectivos.	68
4.3	Período de operação dos satélites entre 2003 a 2015.	69
4.4	Saída intermediária do FortraCC para o dia 01 de Dezembro de 2007 às 1200 UTC.	73
4.5	Saida intermediária do FortraCC filtrada para o dia 01 de Dezembro de 2007 às 1200 UTC.	73
4.6	Saida intermediária do FortraCC filtrada para o dia 04 de Dezembro de 2003 às 1200 UTC.	74
4.7	Saida intermediária do FortraCC filtrada para o dia 03 de Dezembro de 2009 às 0300 UTC.	75
4.8	Saida intermediária do FortraCC filtrada para o dia 01 de Dezembro de 2009 às 2100 UTC.	76
A.1	Informações sobre os pluviômetros da rede INMET usados para análise climatológica sazonal da precipitação sobre as regiões com diferentes CDP. Siglas dos estados de Minas Gerais (MG), São Paulo (SP), Acre (AC), Alagoas (AL), Pernambuco (PE), Paraíba (PB), Maranhão (MA), Amazonas (AM) e Pará (PA).	151
B.1	Regiões definidas para o estudo detalhado sobre os trópicos da AS. . . .	153

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Introdução e contexto	1
1.2 Descrição do problema, motivação e questões científicas	4
1.3 Objetivos	6
1.4 Estrutura da tese	6
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	9
2.1 Medição da precipitação por satélite	9
2.2 Ciclo diurno da precipitação tropical	14
2.3 Caracterização da convecção nos trópicos da AS	19
2.4 Projeto CHUVA	25
3 Avaliação das Estimativas de Precipitação por Satélite (EPS) sobre o Brasil	29
3.1 Introdução	29
3.2 Área de estudo e dados	29
3.2.1 Área de estudo	29
3.2.2 Dados de pluviômetros em superfície e controle de qualidade	30
3.2.3 Dados de estimativas de precipitação por satélite	34
3.2.3.1 GSMP	34
3.2.3.2 IMERG	35
3.2.3.3 CMORPH	36
3.3 Metodologia	38
3.3.1 Padronização dos dados	38
3.3.2 Avaliação do ciclo diurno da precipitação	39
3.3.3 Avaliação espacial das chuvas de sistemas convectivos	43
3.3.4 Índices estatísticos	44
3.4 Resultados	45
3.4.1 Avaliação do ciclo diurno da precipitação	45
3.4.2 Avaliação espacial das chuvas de sistemas convectivos	53
3.5 Conclusões	56

4	Caracterização da convecção nos trópicos da AS e ciclo diurno da precipitação (CDP) associada	61
4.1	Introdução	61
4.2	Dados e Metodologia	61
4.2.1	Área de estudo	61
4.2.2	Dados	62
4.2.3	Metodologia	63
4.2.3.1	Estudo dos Sistemas Convectivos (SC)	63
4.2.3.2	Algoritmo ForTraCC	64
4.2.3.3	Utilização do ForTraCC	66
4.2.3.4	Ciclo diurno da precipitação convectiva em diferentes regiões	70
4.2.3.5	Influência dos sistemas sinóticos na morfologia dos SCs	70
4.3	Resultados	72
4.3.1	Validação dos resultados do ForTraCC	72
4.3.2	Climatologia dos Sistemas Convectivos (SC)	77
4.3.2.1	Frequência de ocorrência dos SCs	77
4.3.2.2	Ciclo diurno dos SCs	81
4.3.2.3	Climatologia dos SCs em regiões limitadas	92
4.3.2.4	Ciclo diurno da precipitação convectiva em diferentes regiões	99
4.3.2.5	Influência dos sistemas sinóticos na morfologia dos SC	104
4.4	Conclusões	113
5	PRINCIPAIS CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS	117
5.1	Conclusões	117
5.2	Trabalhos Futuros	120
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123
	APÊNDICE A	149
A.1	Análise de Quantil em diferentes regiões do Brasil	149
A.2	Frequência de chuva horária com diferentes limiares de precipitação sobre o Brasil	150
A.3	Estações Meteorológica do INMET com informações climatológicas de chuva	151
A.4	Publicação do Artigo científico	152
	APÊNDICE B	153
B.1	Domínio das regiões definidas para o estudo de SCs e CDP	153

1 INTRODUÇÃO

1.1 Introdução e contexto

A região tropical da América do Sul (AS) engloba a maior porção do continente e, nela se encontra a maior das florestas tropicais do planeta, constituindo uma das três maiores áreas chuvosas dentro da faixa tropical global. Por esta razão, desempenha um papel importante no balanço global de energia e de água (MARENGO et al., 2012). O regime da precipitação pluviométrica nos trópicos da AS é de suma importância, pois a região tem um enorme potencial econômico que inclui a gestão de recursos hídricos (com ênfase no abastecimento de água para o consumo da população), atividades agrícolas, e a geração hidráulica de energia em hidroelétricas.

A precipitação nos trópicos sobre a AS não é homogênea, apresentando uma enorme variabilidade espaço-temporal, com muitas particularidades como em algumas regiões onde a precipitação no noroeste da bacia amazônica chega a um acumulado anual de 3500 mm. Nestas regiões, a precipitação é parte integrante do Sistema de Monção da América do Sul (VERA et al., 2006b), e é influenciada por forçantes remotas, como o El Niño Oscilação Sul (ENOS) na escala de tempo interanual (GRIMM; AMBRIZZI, 2009) e com a Oscilação de Madden-Julian (OMJ) na escala de tempo intrassazonal (MADDEN; JULIAN, 1994; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; RAIA; CAVALCANTI, 2008). Estas regiões funcionam como importantes fontes de calor para a circulação atmosférica global, que estão conectadas aos principais sistemas responsáveis pela precipitação em grande escala como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Jato de Baixo Nível da América do Sul (JBN) e à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Por outro lado, o Nordeste Brasileiro (NEB) apresenta um acumulado de precipitação anual que não ultrapassa o valor de 400 mm, com localidades no semiárido nordestino com total pluviométricos bastante baixos (HASTENRATH et al., 1984; ARA-GÃO, 1990; VASQUES, 2007). Segundo Molion e Bernardo (2002), um dos mecanismos mais importantes para o entendimento da semi-aridez do NEB é a circulação da célula de Walker, quando seu ramo descendente está situado sobre esta região, o que provoca subsidência e inibição de formação de nuvens convectivas.

Os processos meteorológicos e climáticos de multi-escala que influenciam o regime de precipitação nos trópicos ainda não foram suficientemente compreendidos, e desde décadas, a previsão do volume de precipitação por modelos numéricos sobre os trópicos representa um enorme desafio para a comunidade meteorológica (JOETZJER

et al., 2013; YIN et al., 2013), devido a sua complexa variabilidade espaço-temporal sobre a região (ou, também à provável falta de resolução espacial nos modelos e outras deficiências inerentes à modelagem numérica). No entanto, o ciclo diurno é um processo importante na compreensão da variabilidade pluviométrica em regiões continentais tropicais. Como apontado por Janowiak et al. (2005), a análise do espectro de potência revela que as variações diurnas na precipitação global dominam a variabilidade em todas as outras escalas de tempo.

Segundo Mooney et al. (2016), o ciclo diurno da precipitação (CDP) é importante e fundamental no sistema climático da Terra. Como resultado, uma das preocupações centrais é simular com modelos numéricos e com precisão, o horário da máxima precipitação e a amplitude do ciclo. Isso levou a um grande número de estudos de modelagem sobre o ciclo diurno de precipitação, que se concentraram principalmente na influência do espaçamento da grade e/ou parametrizações dos processos convectivos de subgrade (BECHTOLD et al., 2004; SILVA et al., 2012; DU; ROTUNNO, 2018; LI et al., 2020). Carbone e Tuttle (2008) mostram que a precipitação convectiva é problemática, principalmente quando está relacionada com os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).

Muitos estudos sobre o ciclo diurno de precipitação tiveram, como objetivo principal, o aprimoramento dos processos de sub-grade (CARBONE; TUTTLE, 2008). Carbone et al. (2002) sugerem que, se o tempo, a cobertura da área e a intensidade da precipitação nos ciclos diurnos forem melhor representados nos modelos numéricos, esses modelos poderiam ser usados para ampliar o alcance da previsão e melhorar o desempenho dos modelos em prever precipitação.

Velasco e Fritsch (1987) estudaram os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) sobre a América do Sul usando imagens infravermelhas do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) e encontraram uma grande população deles sobre a AS oriental entre 20° e 40° S. Os efeitos locais do ciclo diurno dos SCM são importantes na precipitação em algumas regiões da AS tropical, como por exemplo, na Amazônia (ANGELIS et al., 2004; VERA et al., 2006b; MARENGO et al., 2012). Porém, o ciclo diurno estudado nessas regiões foi limitado devido a escassez de observações meteorológicas convencionais adequadas na região, tornando a execução desta tarefa um grande obstáculo (KOUSKY, 1980; NEGRI et al., 2000; ANGELIS et al., 2004; ANGULO, 2016). Esta mesma escassez de dados, normalmente relacionada aos custos de operação e manutenção das redes de monitoramento de pluviômetros (TERINK et al., 2018), faz com que medidas realizadas por satélites meteorológicos

sejam essenciais para estudar a estrutura das nuvens e as precipitações associadas tão importantes no ciclo diário.

A disponibilidade de medições relacionadas à chuva a partir de satélites aumentou significativamente desde o final dos anos 1980 com o *U.S. Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP) e de seguida, o lançamento da missão *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) em 1997, que hospedava uma série de instrumentos relacionados à precipitação, notadamente o TRMM *Microwave Imager* (TMI) e o *Precipitation Radar* (PR). Mais adiante no ano de 2014, em substituição do TRMM, foi lançada pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) em parceria com a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA), a missão *Global Precipitation Measurement* (GPM), juntando-se a uma constelação de satélites internacionais equipados com sensores capazes de estimar adequadamente a precipitação, fornecendo recursos aprimorados para a medição de precipitação através de sensores de microondas passivos e ativos (HOU et al., 2014). Os dados de precipitação da missão GPM fornecem uma nova fonte de informação com alta resolução espaço-temporal que supera as limitações das informações de precipitação baseadas no solo em todo o mundo (GADELHA et al., 2019).

Os sensores a bordo de satélites são atualmente os únicos instrumentos que podem fornecer medições globais e homogêneas de precipitação (SUN et al., 2018). Eles podem ser classificados em (1) sensores visíveis/infravermelhos (VIS/IR) em satélites geoestacionários e de órbita terrestre baixa, (2) sensores de microondas passivos (PMW) e (3) ativos (AMW) em satélites de órbita terrestre baixa (MICHAELIDES et al., 2009; PRIGENT, 2010). Métodos correspondentes usados para derivar a precipitação foram desenvolvidos, incluindo os métodos baseados em VIS/IR, técnicas AMW e PMW e abordagens combinadas de VIS/IR e MW (KIDD; LEVIZZANI, 2011). Informações dos principais produtos de precipitação estimado a partir de satélite da atualidade podem ser encontradas em Sun et al. (2018).

Os dados de estimativas de precipitação por satélite mostraram-se eficazes em representar as chuvas tropicais sobre a AS quando derivados de sensores MW (MOTA, 2003). O GPM fornece informações de chuva globalmente com alta resolução espacial ($0,1^\circ \times 0,1^\circ$) e temporal (até 30 minutos) com informações derivadas de produtos integrado de diferentes tipos de sensores (HOU et al., 2014; SKOFRONICK-JACKSON et al., 2017). Alguns dos produtos usados extensivamente ao redor do mundo resultado da missão GPM são o *Multi-satellite Retrievals for GPM* (IMERG) da NASA (HUFFMAN et al., 2015), o *Global Satellite Mapping of Precipitation* (GSMaP) da

JAXA (KUBOTA et al., 2007) e o *Morphing Technique* (CMORPH) do NCEP/NOAA (JOYCE et al., 2004) que foram utilizados neste estudo.

É importante compreender a precisão e limitações dos dados de precipitação estimados a partir de satélites. Normalmente essa tarefa é realizada comparando as estimativas de satélite com dados de pluviômetros e radares em superfície. As incertezas associadas às estimativas de chuva abrangem várias escalas de medição: desde pluviômetros e radares baseados em solo até as recuperações de precipitação por satélite (AMARAL et al., 2018). Essas incertezas são resultantes de diferentes fatores, como exemplo a amostragem espacial e temporal, os sensores, entre outros (TANG et al., 2016).

Esforços conjuntos estabelecido pelo *International Precipitation Working Group* (IPWG) (IPWG, 2007) visa o conhecimento das incertezas das estimativas por satélite, avaliando, intercomparando e validando diversos algoritmos de precipitação de alta resolução espaço-tempo atualmente disponíveis, através do *Program to Evaluate High Resolution Precipitation Products* (PEHRPP). Também com o intuito de quantificar os erros característicos da estimativa de precipitação baseada em satélite, sobre o Brasil surgiu a campanha de medição de campo GPM denominado projeto CHUVA (*Cloudprocesses of tHe main precipitation systems in Brazil: A contribUtion to cloud resolVing modeling and to the GlobAl Precipitation Measurement*)(MARTIN et al., 2016), que teve como um dos principais objetivos avaliar e melhorar a qualidade das estimativas de precipitação baseadas em satélite da constelação GPM (MACHADO et al., 2014).

1.2 Descrição do problema, motivação e questões científicas

A alta variabilidade temporal e espacial intrínseca dos padrões de precipitação nos trópicos é um obstáculo para a compreensão dessas características. Uma forma de abordar essas questões é examinar sistematicamente o tempo e a duração dos eventos de precipitação em função da hora do dia (KAWAMURA et al., 2005), uma vez que a precipitação é modulada pela variabilidade da atividade solar (ciclo diurno). O ciclo diurno da radiação solar altera a temperatura da superfície causando variações nos padrões de convecção e formação de nuvens e, conseqüentemente, na própria precipitação. O estudo do CDP é um fator chave para compreender a variabilidade da precipitação, importante não apenas para a compreensão dos processos físicos envolvidos na geração de precipitação, mas também para avaliar o desempenho de modelos de tempo, clima e hidrologia (XIN-XIN et al., 2015). Adams et al. (2015) mostraram que um problema central do modelo climático, relacionado à convecção

diurna da Amazônia e à variabilidade da precipitação, é a transição da convecção rasa para a profunda que ocorre em uma escala de tempo de algumas horas.

O clima tropical da AS é dominado pelas chamadas Monções da AS (GAN et al., 2004) e a maior parte da precipitação está associada à convecção profunda organizada e à propagação de SCs de diferentes escalas (VELASCO; FRITSCH, 1987; VILA, 2004). Nesta região, alguns SCs intensos na meso escala, durando apenas algumas horas (escala diurna) localmente, explicam o acúmulo anual de chuvas e sua variabilidade (MACHADO et al., 2002; RICKENBACH, 2004). No entanto, detectar e quantificar a precipitação associada a esses sistemas convectivos é de extrema importância para muitas aplicações, como de pesquisa climática, hidrologica ou agronomica operacional (previsão de vazamento e alerta de enchentes), monitoramento de recursos hídricos, entre outros (EBERT, 2007; KIDD; HUFFMAN, 2011; SCHNEIDER et al., 2016; MAHMOUD et al., 2018).

A escassez da rede de medidores operacionais nesta região torna a estimativa de precipitação por satélite ainda mais atraente. Na região intertropical, os radiômetros de satélite são ferramentas poderosas para medir a precipitação, já que as redes de pluviômetros ou radares, as principais fontes de informações sobre a precipitação no solo, são escassas nesta parte do globo (CHAMBON et al., 2012), gerando incertezas para o estudo dos processos de precipitação. Embora melhorias tenham sido feitas nas técnicas de estimativa de precipitação por satélite ao longo dos anos, ainda existem erros sistemáticos devido aos regimes regionais e sazonais de chuva, e possíveis erros aleatórios, devido à natureza indireta dessas medições (SHEN et al., 2014). Para minimizar esses erros, várias técnicas que combinam dados de satélite com dados de pluviômetro foram ou estão sendo desenvolvidas. Diante desse contexto, a principal questão que motivou esta pesquisa é: Qual é o papel da morfologia da convecção na variabilidade espaço-temporal da precipitação de escala diurna na região tropical da AS?. Para apoiar esta questão científica geral, este estudo procura responder às seguintes questões específicas:

- Quais são as principais características (desempenho) das estimativas de precipitação por satélites (EPS) sobre a representação das diferentes classes de chuvas observadas na escala diurna em diferentes regiões do Brasil? (Capítulo 3)
- Qual é o papel da convecção tropical na variabilidade do CDP sobre a região? (Capítulo 4)

- Qual são as principais características espaciais que representam o ciclo diurno da precipitação convectiva sobre a região de estudo? (Capítulo 4)

1.3 Objetivos

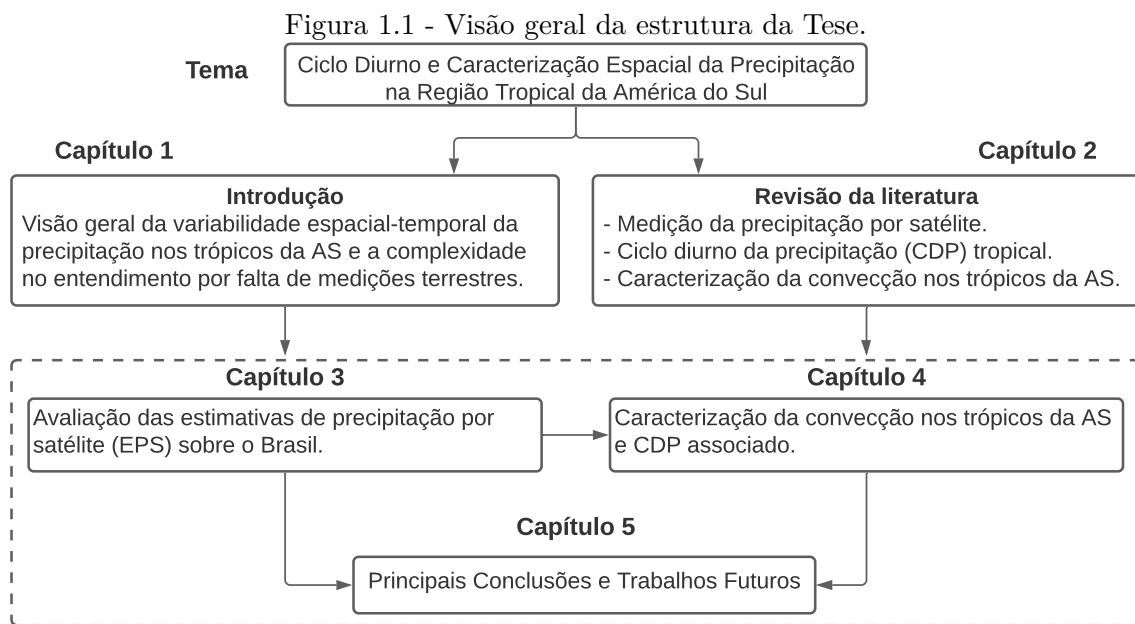
O objetivo principal deste estudo é analisar e compreender a morfologia, climatologia e variabilidade espaço-temporal da convecção sobre os trópicos da AS, através de imagens de satélites no canal infravermelho, bem como caracterizar o CDP com os dados de estações meteorológicas e de estimativas de precipitação de alta resolução do *Global Satellite Mapping of Precipitation* (GSMaP), do *CPC Morphing Technique* (CMORPH) e do *Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM* (IMERG), associado aos padrões convectivos, com a finalidade de contribuir no entendimento de ocorrência da precipitação em regiões de escassez de observações. Para tal, torna-se necessário definir os seguintes objetivos específicos:

- validar os dados de EPS do GSMaP, do CMORPH e do IMERG em relação aos dados observados nas redes de estações meteorológicas, através de testes estatísticos, na representação da precipitação diurna durante os períodos chuvosos sobre diferentes regiões do Brasil (com ênfase na região tropical);
- caracterizar a nebulosidade convectiva durante o verão austral e analisar sua variabilidade espaço-temporal durante um período de 13 anos com o auxílio do algoritmo *Forecast and Tracking the Evolution of Active Cloud Clusters* (ForTraCC) e o CDP associados a esses padrões convectivos com informações de EPS;
- analisar a influência de sistemas de escala sinótica nos padrões morfológicos dos sistemas convectivos (SCs) sobre os trópicos da AS.

1.4 Estrutura da tese

A presente tese está estruturada com 5 capítulos. A Figura 1.1 apresenta uma visão geral dos tópicos abordados em cada capítulo e como eles se relacionam. Uma introdução do tema da tese é apresentada no Capítulo 1, onde também são fornecidos os objetivos principais e específicos. O Capítulo 2 apresenta a revisão da literatura, onde é fornecida uma visão geral das técnicas de EPS bem como validações das mesmas em diferentes regiões do globo. No mesmo capítulo aborda-se sobre o CDP

tropical, uma visão geral sobre sistemas convectivos e os processos geradores e moduladores de precipitação em diferentes escalas espaço-tempo, e por fim, apresenta-se uma breve abordagem sobre o projeto CHUVA. Esse capítulo serviu como base teórica para as metodologias desenvolvidas e também como suporte para as discussões dos resultados encontrados. Os resultados da pesquisa da tese estão divididos em 2 capítulos, na ordem, o Capítulo 3 que tem como objetivo avaliar as EPS dos algoritmos GSMaP, IMERG e CMORPH sobre o Brasil, com ênfase na região tropical; O estudo da caracterização da convecção nos trópicos da AS, utilizando o algoritmo ForTraCC e os CDP associados aos padrões convectivos, é apresentado no Capítulo 4, onde a informação de precipitação da EPS utilizada dependeu dos resultados encontrados na avaliação do Capítulo 3. Finalmente, no Capítulo 5 são apresentadas as principais conclusões e as sugestões futuras.



Fonte: Produção do autor.

Foram desenvolvidos uma série de estudos que são apresentados nos capítulos 3 e 4 em forma de artigos, com o intuito de responder os objetivos da tese. Os capítulos foram redigidos a partir das seguintes publicações:

Capítulo 3: Afonso, J. M. D. S.; Vila, D. A.; Gan, M. A.; Quispe, D. P.; Barreto, N. D. J. D. C.; Huamán Chinchay, J. H. and Palharini, R. S. A. (2020). Precipitation diurnal cycle assessment of satellite-based estimates over Brazil. *Remote Sensing*,

12(14), 2339. Impact Factor: 4.509.

Capítulo 4: Afonso et al. Convective systems in the tropics of South America and influence of SAMS on the morphology of convection. A ser submetido na revista *Meteorological Applications*.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo serão apresentados alguns conceitos e pesquisas sobre medições de precipitação a partir de satélites e avaliações de diversos produtos de estimativas de precipitação por satélite (EPS) de diferentes resoluções espaço-tempo. Conceitos sobre o ciclo diurno da precipitação (CDP) tropical e sua importância são abordados e também apresentados estudos sobre a convecção nos trópicos da América do Sul (AS). Por último, são abordadas resumidamente algumas campanhas realizadas sobre o Brasil, denominadas projeto CHUVA (*Cloudprocesses of tHe main precipitation systems in Brazil: A contribUtion to cloud re-solVing modeling and to the GlobAl Precipitation Measurement*) e GoAmazon (*Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon*) sobre a Amazônia Brasileira durante 2014/2015, pesquisas que incorporam medições por satélite, ciclo diurno das chuvas e sistemas convectivos na região de estudo.

2.1 Medição da precipitação por satélite

As observações de precipitação por métodos alternativos, como vários sensores de satélite, tornaram-se uma solução viável nas últimas décadas para superar as limitações dos dados baseados em terra (HOBOUCHIAN et al., 2017; LEVIZZANI et al., 2018). Esse método tem sido uma aplicação fundamental do sensoriamento remoto passivo desde os primeiros dias da meteorologia por satélite, isso na década de 1960 (LEVIZZANI; CATTANI, 2019). A necessidade de medir a precipitação a partir de satélites é inevitável, pois os pluviômetros na superfície não são distribuídos uniformemente e cobrem uma porção muito limitada da Terra (KIDD et al., 2016), assim como também as redes de radares que são escassas devido o seu alto custo e não cobre grande parte dos oceanos (ZHANG et al., 2016; FREEMAN et al., 2017).

Desde 27 de novembro de 1997, a *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) e o produto *TRMM Mutisatellite Precipitation Analysis* (TMPA) que combina amostragem frequente de infravermelho (IR) e estimativas de precipitação de observações de microondas ativas e passivas (AMW+PMW), além de dados de pluviômetros, fornecem estimativas de precipitação quase globais com diferentes resoluções temporais e espaciais. Nas últimas décadas, muitas pesquisas usaram o TMPA para diversos fins no Brasil, como na modelagem hidrológica devido à baixa densidade e intermitência de pluviômetros em algumas bacias hidrográficas (COLLISCHONN et al., 2008; PAIVA et al., 2013; FALCK et al., 2015; MELO et al., 2016; COELHO et al., 2017) e à nível global, usados extensivamente para estudar ciclos de energia e água nos trópicos, incluindo o CDP em diferentes regiões (HSU et al., 1997; TANG et al., 2016).

As EPS podem ser um excelente complemento para dados convencionais nas regiões em que outros sistemas de medição são difíceis de se implementar e manter (HOSSAIN; LETTENMAIER, 2006). Os produtos da nova geração GPM abrem novas oportunidades para investigações hidrológicas (ASONG et al., 2017). No entanto, o desempenho dos produtos GPM, assim como das demais EPS existentes, precisam ser avaliados criticamente em diferentes regiões do mundo como fontes de informação para usuários finais e produtores de dados (PRAKASH et al., 2018). Estudos enfatizaram o potencial de validações em escala regional e subdiária de EPS em combinação com pluviômetros e/ou radares na superfície, particularmente para regiões de dados esparsos como a África Ocidental e a Amazônia (OLIVEIRA et al., 2016; GADELHA et al., 2019; MARANAN et al., 2020).

Estudo pioneiro utilizando produtos TRMM sobre a AS foi realizado por Mota (2003). O autor avaliou o desempenho dos algoritmos de chuva do TRMM durante o período de dezembro de 1997 a novembro de 2000 na AS e oceanos adjacentes. Os produtos de chuva avaliados foram o *Precipitation Radar* (PR) e o *TRMM Microwave Imager* (TMI) que foram comparados com as estimativas de precipitação do *Precipitation Index* (GPI) do *Geostationary Environmental Satellite* (GOES), análise do *Global Precipitation Climatology Center* (GPCC), onde concluiu que os dados de chuva derivados do TMI são mais consistentes com as observações in situ na representação do CDP.

Em 28 de fevereiro de 2014 foi lançada a missão *Global Precipitation Measurement* (GPM) com um avançado radar *dual-frequency precipitation radar* (DPR) com banda Ka e Ku (35,5 e 13,6 GHz, respectivamente), além do *GPM microwave imager* (GMI) com várias frequências entre 10–183 GHz (SKOFRONICK-JACKSON et al., 2017), que substituiu o bem sucedido satélite TRMM. A constelação GPM, que inclui dados de vários satélites, permite que as agências espaciais de todo o mundo desenvolvam técnicas avançadas para gerar produtos com melhor amostragem temporal e espacial, além de observações de cobertura de chuvas (SKOFRONICK-JACKSON et al., 2018). A alta resolução espacial e temporal dessa nova geração de produtos cria novos desafios para a comunidade científica. Existem alguns estudos no Brasil para avaliar essa nova geração de produtos, principalmente em escala diária. Por exemplo, Rozante et al. (2018) compararam diferentes algoritmos desenvolvidos pela *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) e pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e concluíram que todos os produtos são capazes de reproduzir, com um grau aceitável de precisão, diferentes padrões de precipitação no território brasileiro.

As versões mais recentes das EPS têm uma resolução espacial em torno de 10 km e uma resolução temporal de 30 minutos a uma hora, o que permite usar essas informações para obter uma boa representação dos processos atmosféricos como o CDP (JOYCE et al., 2004; KUBOTA et al., 2007; WESTRA et al., 2013; HUFFMAN et al., 2015). No entanto, como já destacado, é necessário avaliar a robustez dos vários produtos de precipitação baseados em satélite, a fim de verificar as incertezas associadas a essas recuperações (TAN; DUAN, 2017; ROCA et al., 2019).

Gadelha et al. (2019) avaliaram, em ponto de grade, as chuvas do algoritmo IMERG no Brasil em várias escalas espacial e temporal. O produto IMERG utilizado neste estudo foi o IMERG-V05 *Final Run* em comparação com uma rede de observação de chuva composta por 4.911 pluviômetros dispostos em pontos de grade que foram usados como referência. As análises foram realizadas de forma distribuída em escalas de tempo diária, mensal e anual ao longo do ano de 2016. A versão utilizada do IMERG foi considerada a mais adequada em diversas áreas de pesquisas, especialmente para fins de modelagem hidrológica (TANG et al., 2016). Os seus resultados mostraram que o produto IMERG pode capturar de forma eficaz os padrões espaciais de chuva em todo o Brasil, no entanto, apresentou uma ligeira tendência de superestimar a precipitação em todas as escalas de tempo. Em todas as análises, a melhor concordância foi observada na escala de tempo mensal em comparação com a escala de tempo diária. Também foi observado que o desempenho do produto variou em toda a região, com os maiores erros e vieses encontrados nas regiões norte e centro-oeste do Brasil, onde a baixa densidade dos pluviômetros pode ser uma fonte de grandes desvios entre as observações e as estimativas do IMERG.

Tan et al. (2018) avaliaram as estimativas de precipitação nível 2 do *Dual-Frequency Precipitation Radar* (DPR) banda Ku (AMW) e a estimativa do GPROF de sensores PMW, ambos do GPM. A avaliação foi feita para cada pixel da imagem do satélite (5-15 km) contra três redes densas de medidores de chuva localizadas em tipos de superfície de terra e regimes de precipitação diferentes, nomeadamente na costa leste dos Estados Unidos (PCMK), na região vegetada de *Feldbach* na Áustria (WEGN) e na região semiárida do sudeste do Arizona nos Estados Unidos (WGEW). As redes de medidores apresentaram grandes quantidades de pluviômetros por ponto de grade do satélite, com representação temporal considerável e precisa que garantiu uma comparação representativa. Os autores verificaram que as estimativas com sensores AMW do DPR banda Ku tiveram um desempenho melhor em comparação com as estimativas PMW do GPROF, tanto em termos de detecção como de intensidade de chuva. Encontraram um contraste marcante de desempenho entre as

várias redes, com os melhores desempenhos sobre o WEGN densamente vegetada, um desempenho misto sobre a costa radiometricamente complexa de PCMK e o pior desempenho sobre o semi-árido WGEW. No entanto, ambas as estimativas têm dificuldades em ambientes costeiros e semiáridos, como exemplo para o primeiro caso, na região da costa leste PCMK onde a mistura da superfície fria do oceano e da superfície terrestre quente frequentemente apresenta um desafio para o sensoriamento remoto por satélite. No segundo caso, na região semiárida WGEW, a virga (chuva que evapora antes de atingir a superfície) parece ser um sério desafio para as fontes de estimativas de precipitação avaliadas, onde as mesmas apresentaram uma taxa de alarme falso incomumente alta. Também foi detectada a existência de atraso devido ao tempo que leva para a precipitação observada por satélite atingir o solo, mas o atraso preciso é difícil de quantificar.

Maranan et al. (2020) avaliaram o desempenho do GPM IMERG e seus produtos (apenas PMW, apenas IR e a mistura de PMW+IR) usando uma rede pluviométrica em mesoescala sobre a zona florestal úmida da África Ocidental, na região do Gana, entre os anos de 2016 a 2017. A resolução dos dados dos pluviômetros foi na escala de minutos, a versão do IMERG foi a 6B com $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ a cada 30 minutos. Também foi utilizado o conjunto de dados de propriedade das nuvens, o produto multicanais *Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (SEVIRI), edição 2 (CLAAS-2) a cada 15 minutos, para vincular a precipitação IMERG às propriedades do topo da nuvem. Nos diferentes tipos de chuva da monção do Oeste da África foi observado que a duração dos eventos foi geralmente superestimada, com uma superestimação sistemática na chuva integrada para eventos convectivos fracos e curtos. As altas intensidades de chuva foram subestimadas em todas as fontes do IMERG, levando a uma subestimação na chuva integrada tanto para SCs raros, quanto para SCMs e uma compensação de erro nas chuvas convectivas fracas. Os autores mostraram que o IMERG tem um desempenho drasticamente melhor na presença de nuvens de gelo do que em nuvens quentes.

Uma variedade de estimativas de precipitação multiplataforma na resolução diária de $1^\circ \times 1^\circ$ foram avaliadas em comparação com três densas redes de pluviômetros na África Ocidental (Níger, Burkina Faso e Benin), na estação chuvosa (junho a setembro), durante o período de 2012 a 2016 por Roca et al. (2018). O estudo teve como objetivo principal avaliar a estimativa de chuva do *Tropical Analysis of Precipitation with an Estimation of Errors* (TAPEER) e outros produtos como o GSMaP, CMORPH, *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Network* (PERSIANN), TMPA e o IMERG que foram utilizados para

colocar o desempenho do TAPEER em perspectiva. Para cada produto apenas a versão que usa somente informações de satélite (sem ajuste de observações) foi utilizada. Concluíram que o TAPEER mostrou bom desempenho sobre a região em estudo, com alta correlação (até 0.79) e boa reprodução da distribuição de frequência das taxas de chuva, especialmente na região do Sahel (Níger e Burkina Faso) com viés próximo a zero, sobre o Benin uma tendência de subestimação das chuvas. Os outros produtos apresentaram tendência a subestimação sobre o Benin e superestimação sobre o Sahel, no entanto, um destaque foi observado na estimativa do CMORPH com correlações relativamente boas.

AghaKouchak et al. (2011) utilizaram 4 produtos de precipitação derivados de satélite, nomeadamente o CMORPH, o PERSIANN, o *TMPA real time* (RT) e o *version 6* (V6) para a avaliação dos desempenhos na captura de chuvas extremas. Como dados de referencia foram utilizadas estimativas de precipitação baseadas em radar que foram ajustadas com pluviômetros. Esse estudo mostrou também que os conjuntos de dados do CMORPH e do PERSIANN apresentaram os melhores desempenhos no que diz respeito a probabilidade de detecção de extremos e ao volume de precipitação, no entanto, a proporção e o volume de falsos alarmes nesses produtos foram maiores do que os do TMPA-RT e TMPA-V6. Foi sugerido no mesmo estudo que nenhum produto único de precipitação por satélite pode ser considerado ideal para detectar eventos extremos, pois demonstraram que todos eles tendem a perder um volume significativo de chuvas e a piorar os seus desempenhos à medida que a escolha do limiar extremo de precipitação aumenta.

Zhang et al. (2019) avaliaram o desempenho da última versão na época (V5B) do IMERG e da versão 4 (V4) do *Global Satellite Mapping of Precipitation* (GSMaP) durante uma tempestade de precipitação extrema ocorrida em 7 de Maio de 2017 na cidade de Guangdong, sul da China, utilizando observações de pluviômetros como dados de referência. Concluíram neste estudo que as limitações de resolução e precisão dos algoritmos ainda persistem na estimativa de precipitação extrema. A definição da precisão na representação de eventos extremos de chuva para intervalos variáveis de agregação de tempo é um problema adicional. Mazzoglio et al. (2019) concluíram em seu estudo que os dados de precipitação por satélite garantem bons resultados quando o intervalo de agregação de precipitação é ≥ 12 horas; um intervalo de agregação de 24 horas garante uma probabilidade de detecção $> 80\%$. Ao mesmo tempo, os resultados dependem do domínio espacial adotado e exigem uma abordagem em várias escalas para a análise de tendências regionais (LIBERTINO et al., 2019). Assim, mais estudos precisam focar na captura da fina escala

de tempo/espço dos extremos dos satélites.

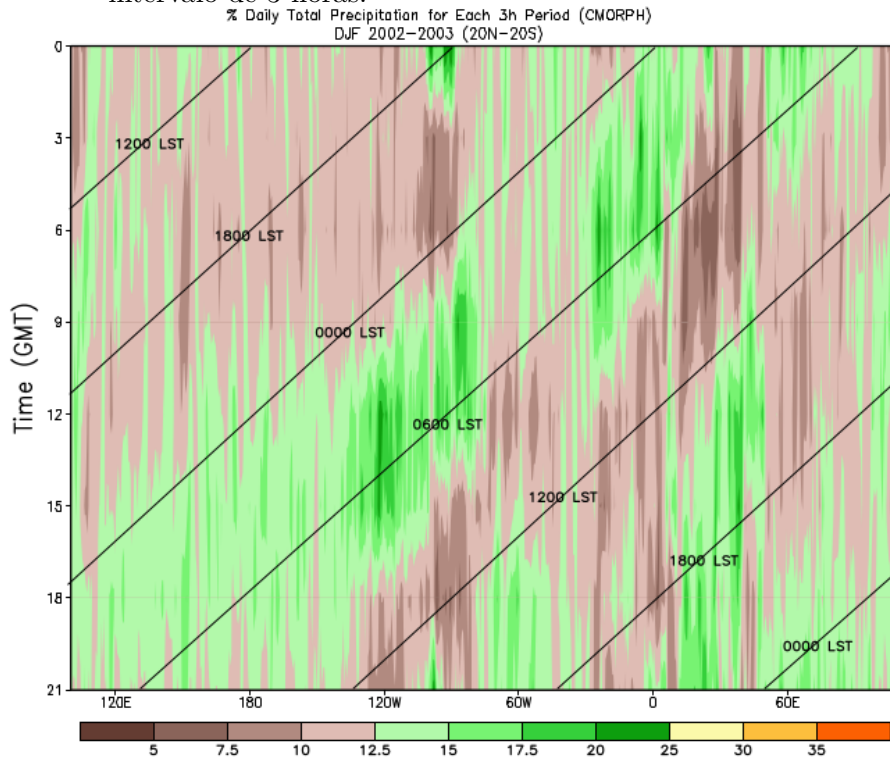
Sobre a AS, no estudo recente de Palharini et al. (2020) foram avaliados avaliou os produtos *Climate Hazards Infrared Precipitation* (CHIRP), PERSIANN, TMPA, GSMaP, CMORPH, TAPEER e o *Combined Scheme approach* (CoSch) na representação dos eventos extremos diários de precipitação. Os principais resultados deste estudo revelaram que os produtos sem ajustes de precipitação observada tendem a subestimar os valores mais baixos e a superestimar os valores mais altos nas regiões sul e nordeste do Brasil. Também observaram que o GSMaP e o TAPEER, que não são ajustadas com dados de pluviômetros, apresentaram melhor desempenhos quando os valores máximos ocorreram entre 75 mm e 100 mm, quando comparados as outras EPSs.

2.2 Ciclo diurno da precipitação tropical

O ciclo diurno é um processo importante na compreensão da variabilidade pluviométrica das regiões continentais tropicais. Sobre estas regiões, o CDP é geralmente regulado pelo aquecimento superficial durante o dia, induzindo a elevação da temperatura na superfície do solo e criando a instabilidade convectiva na atmosfera. Durante a noite, a precipitação mínima é sobre o continente, devido ao resfriamento da superfície terrestre, forçando a dissipação da nuvem (SOROOSHIAN et al., 2002; JANOWIAK et al., 2005). Portanto, na superfície terrestre, a maior precipitação ocorre no final da tarde e no início da noite. Depois de aquecer a superfície, o ar superficial ascende, transportando vapor da superfície para níveis elevados, gerando nuvens e chuvas. A precipitação continental mínima ocorre entre meia-noite e meio-dia, com superfície de arrefecimento e redução do movimento ascendente. Existem algumas exceções, como a precipitação máxima noturna no centro dos Estados Unidos e na AS, que está associada às características de jato de baixo nível (JBN) e da orografia (JANOWIAK et al., 2007).

A Figura 2.1 de Janowiak et al. (2005) resume o ciclo diurno médio da precipitação tropical entre 20°N - 20°S. Note-se que todas as bacias tropicais do Atlântico (20°-35°W) e do Oceano Pacífico (160°E - 100°W) apresentam chuvas mais altas perto das 06:00 horas locais do que seria esperado se as chuvas fossem distribuídas igualmente ao longo do dia. Em contraste, as áreas terrestres tropicais da AS (40°-70°W) e da África (10°- 40°E) reduziram a chuva entre as 06:00 e as 12:00 horas locais, quando a superfície terrestre se tornou mais fria, mas mudanças dramáticas ocorrem entre 12:00 e 00:00 hora local, quando os continentes se aquecem devido a insolação.

Figura 2.1 - Gráfico tempo-longitude ($20^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{S}$) da porcentagem de precipitação diária por cada período de 3 horas para DJF (2002/2003, 2003/2004). O eixo vertical indica o tempo em UTC. As linhas diagonais são linhas de tempo local igual. Nota: se as chuvas fossem distribuídas igualmente ao longo do período de 24 horas, então 12,5 % seria a porcentagem esperada do total diário para cada intervalo de 3 horas.



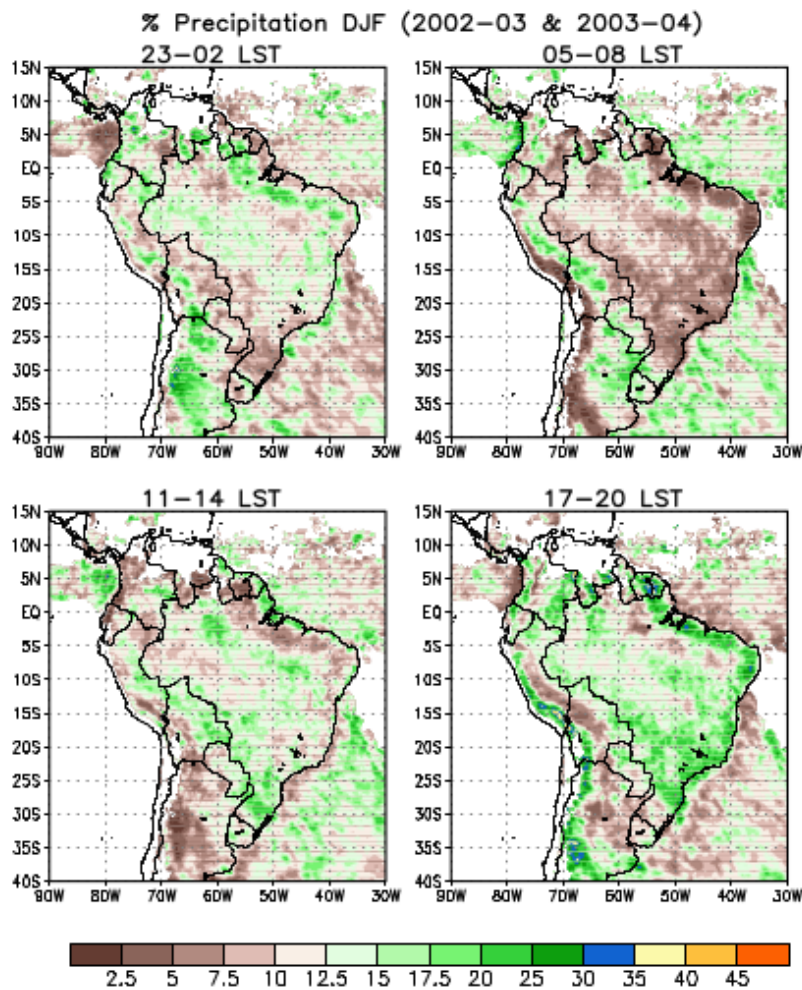
Fonte: Janowiak et al. (2005).

Alguns mecanismos físicos foram propostos para explicar a variabilidade diurna da precipitação e convecção tropical. Os principais são: 1) efeito da costa e circulação da brisa marítima (ZHOU; WANG, 2006), 2) aquecimento do sol em áreas inclinadas, 3) convergência de massa em baixos níveis, associada à mudança diurna do efeito de arrastamento (WALLACE, 1975), 4) o efeito da maré no campo de pressão superficial, que também pode gerar convergência em baixos níveis (DAI et al., 1999) e 5) efeito de convergência da circulação em grande escala no continente, com movimento ascendente e divergência em altos níveis, criando uma circulação leste-oeste, como ocorre na AS (KOUSKY, 1980). Nesta região, o movimento ascendente ocorre em baixos níveis na Bacha do Chaco (BC) e na Alta da Bolívia (AB) nos altos níveis, e movimento descendente no litoral do nordeste, onde há um cavado nos níveis superiores (DIAS, 1987a).

De acordo com Janowiak et al. (2005) as principais características do ciclo diurno

do verão, conforme descrito pelos dados do CMORPH para a região da monção da AS, incluem um máximo de precipitação à tarde sobre os Andes e sobre as superfícies elevadas no centro e leste do Brasil, um máximo noturno sobre as áreas exatamente a leste dos Andes (Bolívia central e oeste do Paraguai) e um máximo à noite ou durante a madrugada sobre o Oceano Atlântico nas proximidades da ZCAS (Figura 2.2). Um CDP notável ocorre nas áreas costeiras do norte e nordeste da AS. Com o aquecimento diurno, a precipitação se desenvolve rapidamente apenas sobre o interior, não muito distante da costa (Figura 2.2, painel inferior esquerdo), provavelmente relacionada à brisa marítima (KOUSKY, 1980; GARSTANG et al., 1994; NEGRI et al., 2002). A interação dessa brisa com o impulso dos alísios (CAVALCANTI, 1982; COHEN et al., 1989) contribui para ela avançar para o oeste e para o sul, produzindo um máximo noturno em áreas a aproximadamente 500 km a oeste do litoral (Figura 2.2, painel superior esquerdo). A propagação no interior dos sistemas de chuva induzidos pela brisa marítima é uma característica mais frequentemente encontrada durante o verão (dezembro-fevereiro) e outono (março-maio) tardio do hemisfério sul.

Figura 2.2 - Percentagem média de precipitação total diária para 23-02 LST, 05-08 LST, 11-14 LST e 17-20 LST. A média são calculadas para os períodos combinados de dezembro a fevereiro para os períodos de 2002-2003 e 2003-2004. Nota: se a precipitação fosse distribuída igualmente ao longo do período de 24 horas, então 12,5 % seria a porcentagem esperada do total diário por cada intervalo de 3 horas. As porcentagens foram mascaradas em regiões onde a precipitação é inferior a 1 mm/dia.



Fonte: Janowiak et al. (2005).

O CDP é forte dentro da bacia amazônica tropical. A circulação tropical é fortemente afetada pela condução termodinâmica do aquecimento latente das precipitações. Qian (2008) observou que o CDP associado à brisa marítima, à circulação vale-montanha e aos processos de fusão associados a cúmulos, são importantes para a precipitação sobre o continente marítimo tropical do Sudeste Asiático, de forma coletiva, afetam o aquecimento atmosférico regional que modula o clima da monção e influencia remotamente certas regiões (RODWELL; HOSKINS, 1996). Da mesma forma, as chuvas da Amazônia podem ser moduladas pela intensa radiação solar

local, bem como por perturbações diurnas originadas dos Andes, pelos ventos vale-montanha e das áreas costeiras por brisas terrestre-marítima que depois se propagam para o interior da Bacia Amazônica.

Negri et al. (2000) descreveram as características do CDP na Amazônia com base em uma climatologia de 10 anos obtida a partir de imagens de satélite na banda de microondas. Os autores notaram que, em média, havia padrões alternados de máximos entre a manhã e o início da noite, onde os padrões se estendem do nordeste (costa atlântica) até o continente. O efeito da precipitação nas circulações locais, causadas por topografia e áreas costeiras, é evidente principalmente em Manaus, onde há uma confluência dos Rios Negro e Solimões. Os autores também observaram vários máximos de chuva ao longo das encostas orientais da Cordilheira dos Andes e um máximo entre os rios Negro e Orinoco a 2.8°N e 67.8°W , que é o possível resultado de uma circulação de vale-montanha, como sugerido por Kousky (1980).

Com base em dados de 24 estações, Angelis et al. (2004) descobriram que o CDP na bacia amazônica não é homogêneo. O pico de precipitação no ciclo diurno no norte da Amazônia tende a ocorrer durante a noite. Essa região está localizada perto das montanhas, portanto, a precipitação máxima pode ser originada da precipitação máxima diária sobre as montanhas e depois propagada para o norte da Amazônia. No sul, centro e centro-oeste da Amazônia, o pico de chuva ocorre no período da tarde antes do pôr-do-sol. Enquanto na Amazônia oriental, a uma distância de 500 km da costa leste, a chuva ocorre tarde da noite e início da manhã, devido à propagação de oeste da precipitação máxima da costa, originada pela brisa terrestre-marítima.

Kousky (1980) usou observações horárias de superfície no nordeste do Brasil para o período de 1961 a 1970 e examinou o ciclo diurno das chuvas. Seus resultados mostraram que as áreas costeiras experimentam um máximo noturno de precipitação devido à convergência do escoamento terrestre e da brisa terrestre. Ele também mostrou que o interior (100-300 km) experimentou um máximo diurno, associado ao desenvolvimento de um avanço interno da brisa do mar. Kousky (1980) também notou que a variabilidade diurna nos locais do interior resultou da brisa vale-montanha.

Mota (2003) analisou as características da precipitação sobre a AS e oceanos circundantes e definiu diferentes regiões de CDP. Baseando-se neste estudo, um outro importante que merece destaque foi o realizado por Brito e Oyama (2014), que caracterizou detalhadamente diferentes regimes de CDP sobre o continente e áreas oceânicas adjacentes no norte do Brasil durante o outono do hemisfério sul (estação chuvosa) para o período 1998-2010, usando produtos TRMM. Este estudo mostrou

a necessidade de detalhamento dos regimes de CDP no norte do Brasil, onde foram propostos oito regimes que agrupam de forma mais adequada em comparação com os três definidos por Mota (2003) para a mesma região.

Mais recentemente, Giles et al. (2020) apontaram as diferentes características dos regimes de precipitação sub-diária na AS, os problemas com os modelos climáticos convencionais e a incerteza nos produtos de reanálises de satélites durante a estação ativa das monções. Eles identificaram cinco regiões com CDP mais proeminentes sobre a AS, nomeadamente a Amazônia, Planalto brasileiro, a costa nordeste da AS, os Andes e a costa oeste da Colômbia. Com base na decomposição de *Empirical Orthogonal Function* (EOF) dos campos de precipitação médias de 3 horas os autores notaram que nessas regiões a convecção da tarde desencadeada pelo aquecimento solar da superfície da terra e os efeitos costeiros e topográficos são os principais modos de variabilidade sub-diária. No geral, a reanálise mostrou características entre os modelos e as estimativas de satélite, compartilhando características com as duas fontes de dados.

2.3 Caracterização da convecção nos trópicos da AS

A convecção formada principalmente por nuvens Cumulonimbus (Cbs), observada desde células isoladas de poucas centenas de metros até grandes aglomerados convectivos com milhares de quilômetros, é responsável pela ocorrência de precipitação e outros fenômenos meteorológicos adversos sobre a faixa trópicos global (HOUZE, 2004). Os Sistemas Convectivos (SCs) também recebem destaque por sua importância no transporte vertical de vapor d'água (MACHADO; ROSSOW, 1993), transporte vertical de energia e de momentum entre a troposfera e a estratosfera (LAURENT et al., 2000; SCHRÖDER et al., 2009) e de gases, por exemplo o ozônio, através de sua convecção associada (BETTS et al., 2002; DIAS et al., 2002).

A formação dos SCs ocorre em ambientes termodinamicamente instáveis, com a presença de instabilidade condicional ou convectiva (DIAS, 1987b; WALLACE; HOBBS, 2006). Outro fator importante é a forte convergência de umidade em baixos níveis, que é frequentemente associada com perturbações atmosféricas nas escalas meso e sinótica (FRANK, 1978). Machado e Rossow (1993), utilizando os dados de identificação de SCs do *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) durante oito meses, entre os anos de 1987 e 1988, identificaram três regiões que são conhecidas como fontes de convecção sobre os trópicos, duas regiões continentais, a Floresta Amazônica e a Floresta do Congo, e uma região predominantemente oceânica sobre a Indonésia. Essas regiões foram também identificadas por Laing e Fritsch (1997)

com utilização de dados de radiação de onda longa (ROL), como também por Liu et al. (2007) utilizando dados do TRMM dos sensores *Visible and Infrared Scanner* (VIRS) e do *Precipitation Radar* (PR) sobre grande parte do Globo. As pesquisas sobre SCs apresentadas nesta secção se limitaram apenas sobre os trópicos da AS onde se localiza a Floresta Amazônica.

Sobre a AS, as forçantes de escala sinótica e mesoescala da convecção profunda são o sistema de monção de verão (VERA et al., 2006b), bandas persistentes de convergência em baixos níveis como exemplo a ZCIT e a ZCAS, zonas frontais, sistemas de brisa e setores quentes de ciclones extratropicais (CALHEIROS, 2008). Essas estruturas de nuvens denominadas SCs se organizam na escala meteorológica de espaço definida por Orlanski (1975) como Micro (≤ 10 km), Meso- γ (≤ 20 km), Meso- β (20-200 km), Meso- α (> 200 km), Macro (> 1000 km) e Planetária/Grande (> 10.000 km).

Os SCs de mesoescala (SCM) embora possuam características gerais semelhantes, são classificados de acordo com a sua forma (lineares ou circulares), tamanho, tempo de vida e temperatura do topo das nuvens (REHBEIN, 2016). Segundo Fritsch e Forbes (2001), a denominação de SCM engloba uma variedade de configurações meteorológicas, assim como: aglomerados de nuvens, complexos convectivos de mesoescala (CCM's), linhas de instabilidade (LI), tempestades tropicais e até mesmo furacões.

Um dos pioneiros nas pesquisas sobre os SCMs foi Maddox (1980) e Maddox (1983), onde observou que quando a convecção está embebida em regiões com suprimento de ar quente e úmido ocorre organização das Cbs. No caso particular dos trópicos da AS, sobre a bacia amazônica, o oceano Atlântico Tropical é o principal mecanismo de suprimento de ar úmido (SATYAMURTY et al., 2013; DRUMOND et al., 2014).

Sobre a AS, considerando a definição de Maddox (1980) de CCM, Guedes (1985) selecionou SCs no sudeste da AS e analisou os processos de grande escala que favorecem sua gênese e manutenção. Seus resultados indicaram que esses CCM's têm sua formação influenciada por forçantes, entre os quais o JBN transportando ar quente e úmido, o jato em altos níveis e a configuração da circulação transversal (UCCELLINI; JOHNSON, 1979).

O escoamento de norte em baixos níveis a leste dos Andes é uma característica típica de verão na AS (VIRJI, 1981; MARENGO et al., 2009), e tem seu estabelecimento fortemente influenciado pelos Andes e pela presença de fontes de calor na Amazônia (GANDU; GEISLER, 1991; FIGUEROA et al., 1995). Quando esse escoamento se configura de acordo com o critério 1 de Bonner (BONNER, 1968) é definido como JBN. As

regiões na AS onde geralmente esse critério é aplicado são na Santa Cruz de la Sierra (17.75°S, 63.06°W), Bolívia (MARENGO et al., 2004b), onde são observados os ventos mais intensos (VERA et al., 2006b). O ciclo diurno do JBN ainda não é bem definido, no entanto, alguns estudos indicam que a maior intensidade ocorre entre 0000 e 1200 UTC (MARENGO et al., 2004b; MARENGO et al., 2009). As análises da relação entre a ZCAS, JBN e a organização da convecção na AS feitas por Ferreira et al. (2003) mostraram que na ausência da ZCAS existe uma tendência do escoamento de norte na Bolívia ser mais intenso e a formação de SCMs ser maior na região subtropical.

Muitos trabalhos mostraram que a frequência de convecção profunda na bacia Amazônica é espacialmente heterogênea, com uma série de processos físicos determinando conjuntamente o tempo e a frequência da convecção profunda (CUTRIM et al., 2000; NEGRI et al., 2002; ANGELIS et al., 2004; DIAS et al., 2004; JANOWIAK et al., 2005; LU et al., 2005; FITZJARRALD et al., 2008).

O estudo pioneiro na realização do mapeamento de CCMs na AS foi o de Velasco e Fritsch (1987). Os autores identificaram áreas preferenciais de formação (latitudes médias e sobre a região da Colômbia), e características como predominância noturno, o domínio de formação sobre o continente a sotavento de uma cadeia de montanhas, e a presença dos jatos de baixos e altos níveis na gênese do sistema. Em relação ao ciclo de vida, o estudo mostrou que as primeiras tempestades iniciam-se no final da tarde, a organização em mesoescala acontece à noite, a fase madura ocorre durante a madrugada e a dissipação é observada pela manhã. Sobre a bacia Amazônica eles verificaram que há pouca ocorrência de CCMs e que existe muita convecção, porém com área muito pequena (VELASCO; FRITSCH, 1987). Ademais, sistemas amazônicos com durações acima de 10 horas não são tão comuns (VELASCO; FRITSCH, 1987; SALIO et al., 2007).

Desta forma, Salio et al. (2007) estudaram os SCs tropicais, ocorridos ao sul de 10°S, e subtropicais, ocorridos ao sul de 23°S, sobre a AS durante 2 anos e 3 meses. Neste estudo, Salio et al. (2007) excluíram os meses de inverno, uma vez que os critérios que eles haviam adotado detectaram um número bem menor de sistemas comparado às outras estações do ano. Eles verificaram que os SCMs tropicais têm seu maior desenvolvimento durante o dia e a máxima ocorrência é durante o período de verão. No entanto, quando há atuação de um JBN observa-se a menor ocorrência de SCMs na região tropical.

Cohen et al. (1989), Garstang et al. (1994) e Cohen et al. (1995) focaram suas investigações nas LIs, que se originam na costa nordeste da região Amazônica. Dentre as

descobertas os autores verificaram que o período de maior ocorrência é entre abril e agosto, no entanto, uma considerável ocorrência é observada também no verão austral. Algumas destas LIs podem percorrer longas distâncias continente adentro. O mecanismo de formação dessas LIs foram associadas à circulação da brisa marítima que interage com os ventos alísios (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI, 1982; GRECO et al., 1990). A escala temporal das LIs é associada à variabilidade diurna (brisa marítima e aquecimento continental), com a máxima atividade convectiva observada às 2100UTC nas imagens de satélites. Segundo Cavalcanti (1982), a posição das LIs apresentam uma variabilidade de acordo com a época do ano, e seu desenvolvimento na costa acompanha o deslocamento sazonal da ZCIT. Foi observado que LIs mais intensas ocorrem no começo do ano até meados de março, a partir de abril predominam LIs com média intensidade, e depois de setembro, as LIs de intensidade fraca tornam-se mais frequentes. Cavalcanti (1982) associou essas características ao deslocamento latitudinal da ZCIT, onde entre março e abril está melhor definida sobre o litoral norte do Brasil, local de formação das LIs.

Garreaud e Wallace (1997) estudaram o ciclo diurno sobre a região tropical e subtropical da AS utilizando dados de satélite no canal infravermelho (IR) durante um período de nove anos (1983-1991). Os autores relacionaram nuvens frias com limiar de temperatura de brilho (TB) $\leq 235\text{K}$ e notaram que essas nuvens atingem a amplitude máxima por volta das 15:00 Hora Local (HL). No continente durante o verão o máximo da convecção é observado no final da tarde, aproximadamente 18:00 HL. Utilizando o conjunto de dados do ISCCP-*Traking* por um período de 10 anos durante o verão austral, Boggione (2003) observou sobre a região da floresta Amazônica na AS um máximo de SCs entre 15:00 e 18:00 HL, estando em concordância com o estudo de Garreaud e Wallace (1997).

Nuvens convectivas tropicais podem ser detectadas usando informações de temperatura do topo das nuvens do canal IR térmico ($10,8 \mu\text{m}$) de satélites geoestacionários, que são usadas para extrair as características morfológicas e as propriedades radiativas dessas nuvens (MACHADO et al., 1998; BRAGA; VILA, 2014). Garreaud e Wallace (1997) estudaram o ciclo diurno sobre a região tropical e subtropical da AS utilizando dados de satélite no canal IR durante um período de nove anos (1983-1991). Os autores relacionaram nuvens frias com limiar de temperatura de brilho (TB) $\leq 235\text{K}$ e notaram que essas nuvens atingem a amplitude máxima por volta das 15:00 Hora Local (HL). No continente durante o verão o máximo da convecção é observado no final da tarde, aproximadamente às 18:00 HL. Utilizando o conjunto de dados do ISCCP-*Traking* por um período de 10 anos durante o verão austral,

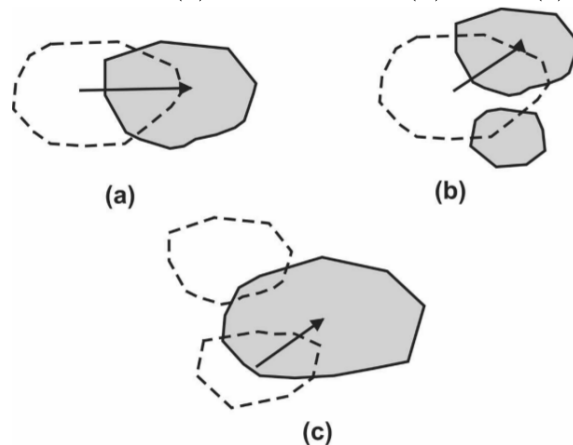
Boggione (2003) observou sobre a região da floresta Amazônica na AS, um máximo de SCs entre 15:00 e 18:00 HL, estando em concordância com o estudo de Garreaud e Wallace (1997).

Um método denominado *Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* (ForTraCC) (VILA et al., 2008), que identifica e rastreia a evolução de SCM a partir de imagens IR térmicas de satélite geostacionário tem sido utilizado extensivamente para estudos de SCs ao redor do mundo (MACEDO et al., 2004a; MORALES; MACHADO, 2009; BRAGA; VILA, 2014; LIU et al., 2016; GOYAL et al., 2016; GOYAL et al., 2017; BANOS et al., 2019).

O método de identificação de um mesmo SC no tempo “t” e nas imagens sucessivas em “t+dt” é baseado no critério de mínima superposição da área dos SC em imagens sucessivas (MATHON; LAURENT, 2001). Como exemplo, a Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do INPE utiliza o número de pixels mínimo para considerar a continuidade do SC de 150 pixels para um dt=30 minutos. Se a superposição for menor, o sistema não é considerado como sendo o mesmo sistema no tempo anterior. A atual versão do ForTraCC adiciona uma nova condição, onde exige que o SC tenha ainda pelo menos 15 % do tamanho do SC na imagem anterior.

Quatro tipos de situações são consideradas no algoritmo: 1°) Sistema novo ou de geração espontânea: é o SC identificado numa imagem que não está presente na imagem anterior ou não cumpre com o critério de mínima superposição dos SC; 2°) Continuidade: SC que é identificado numa imagem e está presente na imagem anterior cumprindo com o critério de mínima superposição dos SC (Figura 2.3a); 3°) Split: quando no tempo “t-1” existe um SC que cumpre com o critério de mínima superposição dos SC com dois ou mais sistemas no tempo “t”, é considerado um processo de divisão de SC. Neste caso, o maior sistema no tempo “t” é considerado como a continuidade do SC no tempo “t-1” (Figura 2.3c); 4°) Merge: situação contrária à anterior, quando no tempo “t-1” existem dois ou mais SC que cumprem com o critério de mínima superposição com um SC no tempo “t”, é considerado um processo de fusão de SC. Neste caso, cada um dos SC no tempo “t-1” são considerados como a continuidade de diferentes famílias de sistemas (Figura 2.3b).

Figura 2.3 - Representação esquemática das diversas situações geradas a partir do rastreamento de um SCM. As figuras sem preenchimento representam sistemas de nuvem no instante $t-1$, enquanto que os sistemas em tom de cinza correspondem ao tempo t . (a) Continuidade, (b) Split, (c) Merge.



Fonte: Vila (2004).

Braga e Vila (2014) investigaram o *Ice Water Path* (IWP) no ciclo de vida das nuvens convectivas sobre a região de São José dos Campos (SJC) no Brasil, com o objetivo do melhoramento das estimativas de chuva obtidas através de sensores PMW do algoritmo *Microwave Surface and Precipitation Products System* (MSPPS). Eles extraíram as informações do ciclo de vida dos SCs através da versão operacional do algoritmo ForTraCC. Os principais resultados mostraram que em SJC, a chuva é causada principalmente por nuvens compostas majoritariamente por gelo (84%) de acordo com o algoritmo MSPPS. Durante os primeiros estágios do ciclo de vida das nuvens maiores valores de IWP, taxa de chuva e fração convectiva são observados do que no estágio de dissipação. Sugeriram que a combinação do diâmetro efetivo dos hidrometeoros e IWP podem fornecer informações sobre o ciclo de vida da nuvem, pois valores mais altos de IWP e diâmetro efetivo são observados em sistemas se intensificando; valores mais baixos de IWP e diâmetro efetivo relativamente grandes são observados no estágio de dissipação da nuvem convectiva. Esta pesquisa como a ser apresentada a seguir, de Rehbein (2016), fazem parte do projeto CHUVA. A abordagem resumida sobre o projeto CHUVA é apresenta no item 2.4.

Rehbein (2016) analisou as principais características dos SCMs que tiveram trajetória sobre a bacia Amazônica durante o período de 14 anos com o auxílio do algoritmo ForTraCC, com enfoque o período de um ano e meio do projeto GoAmazon14/5. A autora verificou a distribuição espacial e a variabilidade diurna dentre outros parâmetros dos SCMs, encontrando ocorrências de 7.053 SCMs por ano sobre

o continente, apresentando menores tempos de vida na sua maioria. Observou que o tempo que os sistemas de curta duração levam em média para alcançar a fase de maturação é de 2 a 3 horas, enquanto que os SCMs de longa duração levam 5 a 6 horas. Detalhadamente, em 21 casos em que os SCMs ocorreram próximos às estações meteorológicas do GOAmazon, mostrou que a combinação entre os ventos alísios direcionados para a bacia Amazônica e sistemas frontais que se aproximaram da região tropical foram fundamentais na manutenção dos SCMs com longo ciclo de vida.

2.4 Projeto CHUVA

O projeto CHUVA (MACHADO et al., 2014) começou em 2010 e conduziu cinco campanhas de campo; o último experimento foi realizado em Manaus como parte do experimento GoAmazon em 2014 que teve como objetivo entender a influência da grande cidade urbana nos aerossóis, nuvens e precipitação. A principal motivação científica do projeto foi de contribuir para a compreensão dos processos de nuvem, que representam um dos componentes menos compreendidos do sistema climático.

Na região tropical do Brasil, especificamente nas regiões de Belém e Manaus localizadas na Amazônia, o projeto CHUVA voltou-se para os regimes de precipitação de LIs tropical (COHEN et al., 1995) e convecção local, que é fortemente forçada pelo ciclo diurno (MACHADO et al., 2002) e SCM (RICKENBACH, 2004). No limite das regiões tropical e subtropical do Brasil o projeto CHUVA enfocou a pesquisa para a convecção associada aos sistemas frontais (SF) (GARREAUD, 2000), CCMs (SALIO et al., 2007) e à convecção fortemente eletrificada (CECIL; BLANKENSHIP, 2012).

Dentre os demais benefícios do projeto CHUVA, um dos principais foi a coleta de observações detalhadas de vários regimes de chuva em uma região continental tropical para o melhoramento da nossa compreensão dos processos de nuvem. Essa tarefa teve como objetivo melhorar a estimativa de precipitação por satélite da constelação GPM geradas pela NASA e JAXA, assim como também melhorar os produtos da série R do satélite GOES da NOAA (MACHADO et al., 2014). As deficiências encontradas nas estimativas de precipitação sobre a superfície terrestre, obtidas indiretamente através de radiômetros PMW (BERG et al., 2006), bem como também a subestimação de nuvens quentes que tem grande contribuição para a precipitação total nas regiões costeiras tropicais (LIU; ZIPSER, 2009), foram um dos principais focos de pesquisa do projeto CHUVA. Portanto, as campanhas de campo do CHUVA, além de seu foco nas propriedades microfísicas de nuvens tropicais, teve um papel importante no aprimoramento dos algoritmos existentes para recuperação de

precipitação para a missão GPM.

Dentre as inúmeras pesquisas realizadas no contexto do projeto CHUVA/GoAmazon2014/5 (CALHEIROS; MACHADO, 2014; WANG et al., 2018; MACHADO et al., 2018; SHILLING et al., 2018; YEE et al., 2018; SCHULZ et al., 2018; RIBAUD et al., 2019; PARDO et al., 2019; NOLASCO et al., 2019; MEI et al., 2020; HOLANDA et al., 2020; CECCHINI et al., 2019; CECCHINI et al., 2020), apresenta-se a seguir alguns resultados relacionados diretamente com a abordagem da presente tese.

Oliveira et al. (2016) avaliou a capacidade do produto *Final Run* versão 4 do IMERG (corrigido o viés com pluviômetros) e do GPROF (versão 1.4) em reproduzir as principais características e o ciclo diurno da precipitação observada por radar terrestre na região de Manaus (Amazônia central), durante a estação chuvosa e seca do ano de 2014. O período de estudo incluiu parte dos Períodos Operacionais Intensivos (IOPs) dos projetos GoAmazon/CHUVA. Primeiramente os autores validaram os dados de chuva de referência do radar meteorológico de banda S do Sistema Nacional de Proteção da Amazônia (SIPAM) contra o radar de banda X do projeto CHUVA. Os resultados deste estudo mostraram concordância satisfatória entre o radar SIPAM da banda S e os algoritmos IMERG e GPROF. O IMERG superestimou significativamente a frequência dos volumes de chuvas intensa em torno de 00:00-04:00 UTC e 15:00-18:00 UTC. Essa superestimação foi particularmente evidente nos rios Negro, Solimões e Amazonas devido ao algoritmo mal calibrado sobre a superfície de água.

Durante a estação chuvosa da Amazonia, Burleyson et al. (2016) examinaram a variabilidade espacial e temporal da convecção profunda em torno dos locais GoAmazon2014/15, avaliando como as brisas fluviais e a frente de brisa marítima afetam a frequência de convecção profunda. O estudo se concentrou na análise dos topos de nuvens frias (temperaturas de brilho IR mais frias do que 240K) durante 15 anos de dados de satélite. Eles observaram que a convecção associada à propagação para o interior da frente de brisa marítima do dia anterior está em fase com o ciclo diurno de convecção profunda perto de Manaus, mas está fora de fase em algumas centenas de quilômetros a leste e oeste dos locais de campanha de campo, estando de acordo com trabalhos anteriores como o de Garstang et al. (1994), Cutrim et al. (2000) e Angelis et al. (2004). Também mostraram que a convergência entre as brisas fluvial e os ventos alísios gera convecção no período da tarde até 10% a mais nos locais do GoAmazon2014/5, isto é, a leste do Rio Negro (em média, 4 mm/dia de chuvas mais intensas).

Giangrande et al. (2017) analisaram as características das nuvens (tipo e altura), os controles termodinâmicos e os impactos radiativos durante o experimento Go-Amazon2014/5 e concluíram que os ambientes da estação chuvosa da Amazônia promovem cúmulos rasos ao longo do ciclo diurno, assim como o desenvolvimento de nuvens precipitantes mais profundas provavelmente associado a CIN (*Convective Inhibition*) reduzido e maior convergência de umidade relativa em níveis médios da atmosfera. Notaram também que a estação chuvosa e os períodos de transição exibem contrastes de CAPE (*Convective available potential energy*) e CIN mais nítidos, que aumentam potencialmente a probabilidade de desenvolvimento de convecção profunda. As condições termodinâmicas relativamente favoráveis durante ambas as estações suportam cumulus locais e formação de nuvens mais profundas, que inclui mais de 200 dias de registro de chuva mensurável. Esta precipitação que ocorre regularmente durante o período diurno é atribuída principalmente às células convectivas isoladas e dirigidas localmente, suportadas pelo acúmulo de chuva associada a modos convectivos (76%), bem como o ciclo diurno pronunciado desta chuva centrada perto do meio-dia local.

Amaral et al. (2018) avaliaram o desempenho dos produtos de precipitação do *Satellite Application Facility on Support to Operational Hydrology and Water Management* (H-SAF) do programa da EUMETSAT (*European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*) com os dados de radares polarimétricos de banda X obtidos durante as campanhas do projeto CHUVA nas regiões subtropical (Vale do Paraíba) e tropical (Manaus) do Brasil. Eles observaram que os dados de chuva dos algoritmos baseados em satélite tendem a detectar uma área de precipitação maior do que a do radar baseado em solo e superestimar as taxas de chuva intensa para a região de Manaus. Tal comportamento está relacionado ao fato de que as condições ambientais e meteorológicas da região amazônica não estão bem representadas nos algoritmos. Diferentemente para a região do Vale do Paraíba, os padrões de precipitação foram bem detectados e as estimativas estão de acordo com a referência indicada pelos baixos valores médios de viés.

3 Avaliação das Estimativas de Precipitação por Satélite (EPS) sobre o Brasil

3.1 Introdução

O principal objetivo deste capítulo é avaliar a capacidade de várias estimativas de precipitação baseadas em satélite de alta resolução na representação do ciclo diurno de precipitação (CDP) sobre o Brasil (com ênfase na região tropical) durante o período de 2014-2018, após o lançamento do satélite do *Global Precipitation Measurement satellite* (GPM) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA).

A principal questão científica que este capítulo busca responder é a seguinte: Quais são as principais características (desempenho) das estimativas de precipitação por satélites (EPS) sobre a representação das diferentes classes de chuvas observadas na escala diurna em diferentes regiões do Brasil?

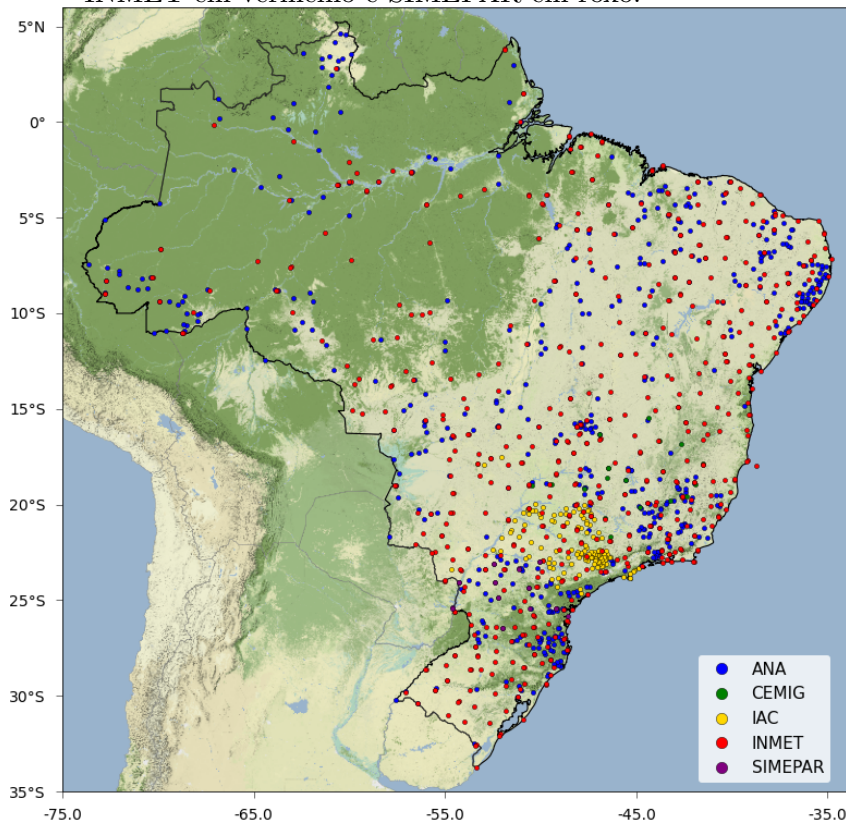
Este capítulo está organizado da seguinte forma: a Secção 3.2 apresenta informações resumidas da área de estudo com a respectiva topografia e cobertura vegetal, assim como a distribuição espacial dos pluviômetros. Nesta mesma secção, informações dos conjuntos de dados das redes de dados observacionais e o processo de Controle de Qualidade (CQ) das mesmas, assim como informações dos dados de EPS são apresentadas. A Secção 3.3 apresenta a metodologia utilizada para a padronização das diferentes fontes de dados, a seleção de sub-regiões e a estatística utilizada para a avaliação das EPS. Os resultados da avaliação das EPS comparando com os dados dos pluviômetros como referência são apresentados na Secção 3.4. Por fim, um resumo dos principais resultados é apresentado na discussão e conclusões (Secção 3.5).

3.2 Área de estudo e dados

3.2.1 Área de estudo

O Brasil cobre uma área de 8.515.759 km² no território da América do Sul (AS) que é aproximadamente o domínio de 37°S-8°N e 35°-73°W conforme mostrado na Figura 3.1. Devido às suas dimensões continentais, apresenta uma grande diversidade de paisagens, topografia, biodiversidade e climas, bem como diferentes regimes de precipitação (ROZANTE et al., 2018).

Figura 3.1 - Região estudada e distribuição espacial dos pluviômetros. Pontos representam as redes de pluviômetros da ANA em azul, CEMIG em verde, IAC em amarelo, INMET em vermelho e SIMEPAR em roxo.



Fonte: Produção do autor.

Os diferentes regimes de precipitação no Brasil estão associados principalmente a sistemas de grande escala que atuam de acordo com a sazonalidade, sendo o mais importantes a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que atua no verão austral que vai desde o sudeste do país até ao extremo oeste da região Amazônica; a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) atua principalmente no outono sobre as regiões norte e nordeste e sistemas transientes atuando principalmente no inverno na maior parte do Brasil. Uma descrição completa desses regimes de precipitação pode ser encontrada em [Reboita et al. \(2010\)](#).

3.2.2 Dados de pluviômetros em superfície e controle de qualidade

O presente estudo cobre o período de 2014-2018. A data inicial foi escolhida devido à disponibilidade de produtos derivados das medições do GPM da NASA. Durante este período, os dados de precipitação horária foram obtidos de redes pluviométricas de estações automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET; <http://www.inmet.gov.br>), da Agência Nacional de Águas (ANA; www.ana.gov.br),

da Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG; www.ana.gov.br), do Instituto Agrônomo (IAC; <http://www.iac.sp.gov.br/>) e do Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR; <http://www.simepar.br/>). Todos os dados de precipitação são armazenados no banco de dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE; <http://www.simepar.br/>) do Brasil. A Tabela 3.1 apresenta as informações detalhadas sobre as referidas redes).

Tabela 3.1 - Informações das redes de pluviômetros utilizadas no estudo. Siglas dos estados de Minas Gerais (MG), Goiás (GO) e Paraná (PR).

Rede	Cobertura	Período	Frequência	N. de estações
INMET	Todo Brasil	2014-2018	1 hora	608
ANA	Todo Brasil	2014-2018	1 hora	504
CEMIG	MG e GO	2014-2018	1 hora	21
IAC	SP	2017-2018	20 min	128
SIMEPAR	PR	2015-2018	3 horas	21
Total				1282

Os dados de pluviômetro utilizados neste estudo abrangem diferentes períodos e seus metadados (fontes, cobertura espacial, resolução temporal e número) estão resumidos na Tabela 3.1. Os estudos de precipitação por hora e a cada três horas com dados observacionais, especialmente os que envolvem o ciclo diurno, não são tão frequentes devido à sua baixa confiabilidade e qualidade. Portanto, um procedimento de Controle de Qualidade (CQ) é essencial; o fluxograma esquemático desses processos é apresentado na Figura 3.2a, enquanto a distribuição espacial e a porcentagem de dados de referência disponíveis (após o teste de CQ e o procedimento de grade) são mostrados na Figura 3.2b. Uma descrição concisa dos procedimentos de controle de qualidade utilizados neste estudo é apresentada abaixo:

- a) valores ausentes e irrealistas foram detectados no conjunto de dados de referência. Em alguns casos, como nos dados do INMET, CEMIG e SIMEPAR, são marcados como 9999.99 enquanto as outras redes usam um valor falso (exemplo de 650 mm/h, etc);
- b) um limiar entre 10 mm/h e 120 mm/h foi estabelecido para a chuva convectiva (também adotado no SIMEPAR) para aplicar testes específicos de CQ, de acordo com Tenório et al. (2010);
- c) para as taxas de precipitação dentro desse intervalo, as características físicas das nuvens convectivas foram comparadas com as ima-

gens do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES; <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/>) correspondentes (AHRENS, 2012) usando diferentes canais (principalmente infravermelho (IR) e visível (V), quando disponíveis) dos GOES 13 e 16;

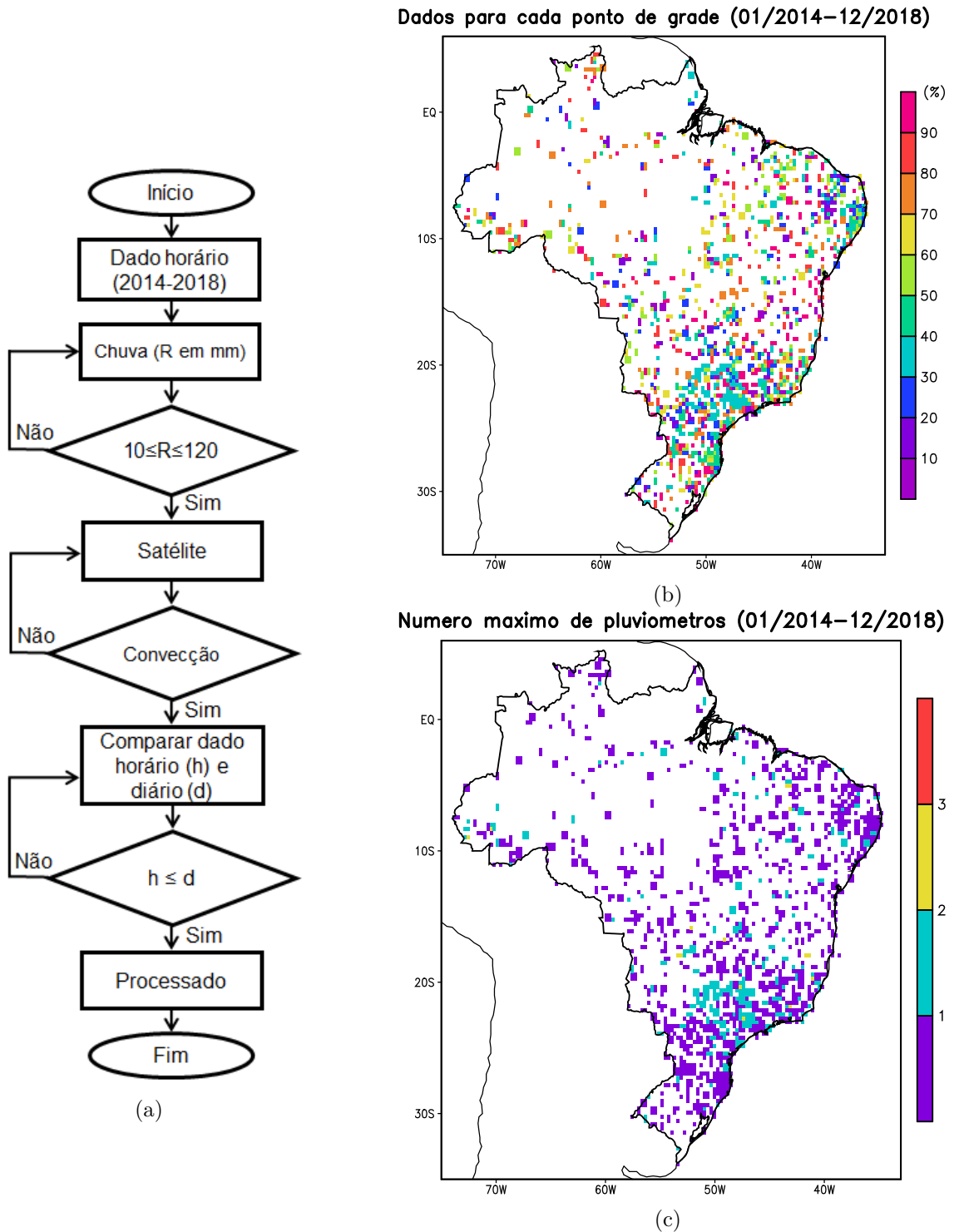
- d) o conjunto de dados de referência, com resolução de tempo diferente, foi acumulado por períodos de três horas (ou seja, 0000-0300 UTC; 0300-0600 UTC, e assim por diante);
- e) os valores diários (1200-1200 UTC) foram comparados com os valores acumulados da etapa anterior em cada estação para satisfazer os testes de controle de qualidade do INPE (ROZANTE et al., 2018).

Com base nos critérios acima, alguns dados foram eliminados quando apresentaram falhas (a) ou quando a nebulosidade nas coordenadas dos pluviômetros não correspondia à convecção nas imagens do GOES (c) ou mesmo quando o valor diário da precipitação não coincidiu com o acumulado tri-horário para o respectivo dia (e). A estação foi totalmente descartada se o percentual de falhas excedeu 5%.

Uma vez que o primeiro conjunto de testes foi aplicado para validar os eventos intensos de precipitação, todos os valores de precipitação foram analisados (incluindo aqueles inferiores a 10 mm.h) usando técnicas estatísticas (WILKS, 2011) como métodos quantílicos e distribuição de frequência dos limiares de chuva (ver Figuras A.1 e A.2 no Apêndice A). Ao final do processo, foram selecionadas 1.261 estações para a próxima etapa, de acordo com a seguinte distribuição: estações INMET-592, estações ANA-499, estações CEMIG-21, estações IAC-128 e estações SIMEPAR-21 (Figura 3.1).

Os dados foram interpolados para uma grade uniforme de $0,1^\circ$ de latitude x $0,1^\circ$ de longitude usando a média simples nos pluviômetros disponíveis em cada ponto de grade (Figura 3.2b). Pontos de grade onde não há pluviômetros foram removidos da série. Essa abordagem permite, por um lado, fazer o melhor uso das informações disponíveis. A Figura 3.2b mostra uma distribuição espacial razoável dos dados de precipitação baseados nos pluviômetros, adequados para os objetivos deste estudo.

Figura 3.2 - Fluxograma do controle de qualidade (a). Distribuição espacial e percentagem de dados válidos (b) e do número máximo de pluviômetros (c) para cada ponto de grade degradado para 0.3° para efeito de visualização.



Fonte: Produção do autor.

A frequência de amostragem da disponibilidade de dados é bastante desigual no país, com valores relativamente baixos (menos de 40% da série total) para alguns pontos no sudeste e sul do Brasil devido ao curto período de observações nas estações IAC e SIMEPAR enquanto o INMET mostra um melhor registro das observações processadas após o procedimento de CQ (Figura 3.2b e Tabela 3.1). Além disso, a falta de dados pluviométricos in-situ é mais aguda nas regiões norte (que inclui a floresta Amazônica) e centro do país, levando a geração de pontos de grade com disponibilidade de apenas 1 pluviômetro em sua maioria, no entanto, na região sudeste a disponibilidade de medições é maior em relação às outras regiões, com pontos de grade formados com 2 pluviômetros em média (Figura 3.2c).

3.2.3 Dados de estimativas de precipitação por satélite

Neste estudo foram usados dados de EPS de alta resolução espacial e temporal quase em escala global. Os produtos são estimativas de precipitação obtidas de uma constelação de sensores PMW e AMW a bordo de satélites polar e equatorial (órbita baixa) e IR de satélites geostacionários. Esses produtos de EPS são gerados pelos seguintes algoritmos:

- *Global Satellite Mapping of Precipitation* (GSMaP) da *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA);
- *Integrated Multi-Satellite Retrievals for GPM* (IMERG) da NASA;
- *Morphing Technique* (CMORPH) desenvolvido pelo *Climate Prediction Center* (CPC) do *National Centers for Environmental Prediction/National Oceanic and Atmospheric Administration* (NCEP/NOAA).

3.2.3.1 GSMaP

O GSMaP versão 7.0 é um produto da JAXA (USHIO et al., 2009) (<http://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP/>) da era GPM com resolução espacial de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ e temporal de uma hora no domínio de $50^\circ\text{N} \times 50^\circ\text{S}$, que utiliza algoritmos de estimativa de chuva por radiômetro de microondas (TMI, GMI, AMSR, AMSRE, AMSR2 e SSM/I) (AONASHI et al., 2009). Os algoritmos GPM-GSMaP usam dados de vários satélites e dados auxiliares de entrada como o *Microwave Imager* (MWI), *Microwave Sounder*, *MWI/Sounder*, imageador IR de satélite geostacionário e radar de precipitação espacial. A ideia básica do algoritmo por microondas do GSMaP é encontrar taxas de precipitação que forneçam temperaturas de brilho (TBs) calculadas por modelo de transferência radiativa que melhor se adaptem as TBs e TMI.

O algoritmo emprega temperaturas corrigidas de polarização (PCTs) em frequências mais altas em terra e costa (37 e 85 GHz para TMI), TBs com polarização vertical em frequências mais baixas (10, 19 e 37 GHz para TMI), além da frequência mais alta de PCTs sobre o oceano.

A parte de estimativa do algoritmo realiza uma detecção de precipitação, uma estimativa usando sinais de espalhamento e uma estimativa sobre o oceano usando sinais de emissão. Para a detecção de precipitação sobre a terra e áreas costeiras utilizam os métodos de Seto et al. (2005) e Kubota et al. (2007), respectivamente. Na estimativa usando sinais de espalhamento utilizam PCTs de dupla frequência (a 37 e 85 GHz para TMI). Um método de ajuste usando índices de profundidade de precipitação congelada e temperatura de superfície também é incorporado no algoritmo. Além disso, áreas de precipitação orográfica (YAMAMOTO; SHIGE, 2015) são detetadas. O esquema de classificação de chuva orográfica/não orográfica (YAMAMOTO; SHIGE, 2015) foi desenvolvido por Shige et al. (2013), Taniguchi et al. (2013) e Shige et al. (2014).

Como dados auxiliares o GSMaP utiliza as condições atmosféricas, temperatura da superfície do mar, dados topográficos e de pluviômetros. Os produtos utilizados neste estudo foram dos algoritmos combinados de MW-IR (algoritmo MVK; doravante GSMaP-MVK) e o algoritmo de precipitação calibrado por pluviômetros (algoritmo MVK-Gauge; doravante GSMaP-G). O GSMaP-MVK é um produto que integra dados de PMW e de IR, produzido com base em um modelo de filtro de Kalman que refina a taxa de precipitação propagada com base no vetor móvel atmosférico derivado de duas imagens IR sucessivas. O GSMaP-Gauge é um produto que ajusta a estimativa do GSMaP-MVK com a análise diária de pluviômetros global (CPC Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation) fornecida pela NOAA. O ajuste é aplicado à estimativa apenas sobre a terra, onde a taxa de chuva é calculada com base na teoria ótima (MEGA et al., 2014).

3.2.3.2 IMERG

A versão 5.2 do algoritmo IMERG (HUFFMAN et al., 2015) (<ftp://arthurhou.pps.eosdis.nasa.gov/gpmallversions/>) é um produto de precipitação em grade global de Nível 3 que combina dados de várias fontes dentro da constelação de satélites GPM. O algoritmo utiliza dados do *dual-frequency precipitation radar* (DPR; 165,5 e 183,3 GHz) do GPM *Core Observatory*, o gerador de imagens PMW GMI de 13 canais e vários instrumentos PMW (AMSU, GMI, MHS e SSMIS) de centros com parcerias com a NASA e informações de IR de

satélites geostacionários. O algoritmo IMERG baseia-se nas técnicas de fusão de satélites aplicadas em seu antecessor TMPA (HUFFMAN et al., 2007). A resolução espaço-temporal é aproximadamente a escala espacial de MW e a escala temporal de IR. Após uma calibração inicial de todos os sensores PMW para estimativas de precipitação combinada radar-radiômetro GPM/TRMM (CORRA), eles são mesclados de sua resolução espacial nativa na grade de $0,1^\circ$.

A partir das informações recebidas de sensores PMW, as mesmas são convertidas em estimativas de precipitação usando o GPROF2014v2. Todas as estimativas são dispostas em pontos de grade, intercalibradas para o produto CORRA usando correspondência de probabilidade e climatologicamente calibradas com as estimativas mensais do GPCP. Esses dados de “alta qualidade” são combinados em campos de meia hora e fornecidos para o esquema de interpolação de tempo Lagrangiano do filtro CPC *Morphing*-Kalman (CMORPH-KF) (JOYCE; XIE, 2011) e à estimativa de precipitação de informações detectadas remotamente usando o esquema de recalibração *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks-Cloud Classification System* (PERSIANN-CCS) (HONG et al., 2004). A interpolação de tempo Lagrangiano CMORPH-KF usa as estimativas PMW e IR para criar estimativas de meia hora. O IMERG utiliza como produtos auxiliares o tipo de superfície, pressão, temperatura e umidade relativa da superfície.

Existem três produtos IMERG disponíveis, o *Early Run*, *Late Run* (doravante IMERG-L) e *Final Run* (doravante IMERG-F), todos dispostos com espaçamento de grade de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ a cada 30 minutos em um domínio quase global compreendido entre 60°N - 60°S . No caso da versão IMERG-F, o produto é gerado a partir da versão IMERG-L e corrigido com dados mensais do *Global Precipitation Climatology Center/Deutscher Wetterdienst* (GPCC/DWD) (SCHNEIDER et al., 2008), recebidos em tempo quase real via GTS de aproximadamente 7.000 a 8.000 estações. O IMERG-L é um produto quase em tempo real disponível de 4 a 12 h após a observação, mais adequado para aplicações sensíveis ao tempo. Entretanto, o IMERG-F é disponibilizado 3,5 meses após a observação, o que permite incorporar informações de pluviômetros, considerado um produto em nível de pesquisa mais adequado para fins de modelagem hidrológica (TANG et al., 2016).

3.2.3.3 CMORPH

O CMORPH versão 1.0 (JOYCE et al., 2004) (<ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov>) usa estimativas de precipitação baseadas em MW como fonte primária de informação, como também dados IR de geostacionários. As estimativas de precipitação derivadas de

PMW usadas no CMORPH são geradas a partir de observações obtidas dos satélites meteorológicos operacionais de órbita polar da NOAA, dos satélites do DMSP e do TRMM (SIMPSON et al., 1988). Os instrumentos PMW a bordo desses satélites são o AMSU-B, o SSM/I e o TMI, respectivamente.

A precipitação na superfície derivada do instrumento TMI é um produto do algoritmo TRMM *Science Data and Information System* (TSDIS) 2A12 da NASA. Este algoritmo (KUMMEROW et al., 1996) relaciona os perfis verticais de líquido e gelo às taxas de chuva na superfície em um contexto de modelo radiativo e as estimativas de chuva são obtidas na terra e oceano. Nesta versão o algoritmo inclui a comparação do campo de visão de precipitação da fração convectiva/estratiforme com a de um modelo de nuvem (HONG et al., 1999). O algoritmo 2A12 *Goddard Profiling* (GPROF) versão 5 de estimativa de chuva terrestre é uma atualização do algoritmo SSM/I do *National Environmental Satellite, Data, and Information Service* (NESDIS) (KUMMEROW et al., 2001).

As estimativas de precipitação são processadas pelo *Office of Research Applications* da NOAA/NESDIS usando o algoritmo de chuva SSM/I (FERRARO, 1997), que utiliza o canal verticalmente polarizado de 85 GHz para relacionar o espalhamento da radiação refletida pelo tamanho de partículas de gelo dentro da camada de chuva e no topo das nuvens convectivas para precipitação na superfície. A técnica de espalhamento é aplicável na terra e no oceano. O algoritmo de chuva NESDIS AMSU-B (FERRARO et al., 2000; ZHAO et al., 2001; WENG et al., 2003) realiza uma recuperação física do IWP e tamanho de partícula dos canais de 89 e 150 GHz. Em seguida, uma conversão de IWP para taxa de chuva é feita com base em dados de nuvem do modelo de mesoescala (MM5) do NCAR em comparações com dados in situ.

Os dados de IR a cada meia hora são usados para propagar características de precipitação derivadas de PMW, produzindo análises de precipitação global completa espacialmente e temporalmente. Os dados IR também são usados para detectar sistemas de nuvem e determinar seu movimento com o método *cloud system advection vectors* (CSAVs). Essa versão do CMORPH não inclui informações de pluviômetros e está disponível a cada 30 minutos com espaçamento de grade de $0,07278^\circ \times 0,08172^\circ$ (aproximadamente 8 km no equador) no domínio quase global de $60^\circ\text{N} - 60^\circ\text{S}$.

As informações básicas e as principais características dos produtos de cada algoritmo mencionados acima, que foram utilizados neste estudo, são apresentadas resumidamente na Tabela 3.2. Através desta tabela pode-se visualizar o período de disponibilidade, domínio, resolução espacial e temporal dos produtos, fontes e reso-

lução temporal dos pluviômetros utilizadas nos produtos corrigidos, assim como as principais referências de cada algoritmo.

Tabela 3.2 - Cobertura e resolução espaço-temporal dos produtos de estimativa de precipitação por satélite usados no estudo.

Produto	Período	Domínio	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Corrigido por Pluviômetro	Referência Principal
GSMaP-G	2014 - presente	50°N-50°S	0.1° x 0.1°	1 h	Sim (CPC diário)	Kubota et al. (2007)
GSMaP-MVK	2014 - presente	50°N-50°S	0.1° x 0.1°	1 h	Não	Kubota et al. (2007)
IMERG-F	2014 - presente	60°N-60°S	0.1° x 0.1°	0.5 h	Sim (GPCC mensal)	Huffman et al. (2015)
IMERG-L	2014 - presente	60°N-60°S	0.1° x 0.1°	0.5 h	Não	Huffman et al. (2015)
CMORPH	1998 - presente	60°N-60°S	0.08° x 0.07°	0.5 h	Não	Joyce et al. (2004)

3.3 Metodologia

3.3.1 Padronização dos dados

Em todas as fontes de dados foram extraídas as informações referentes ao período de 5 anos (2014-2018) para os trimestres DJF (verão austral), MAM (outono), JJA (inverno) e SON (primavera). Neste estudo, os dados dos pluviômetros foram utilizados como referência para comparar com as estimativas produzidas pelos diversos algoritmos.

Como visto na Seção 3.2.2, os dados dos pluviômetros foram interpolados em grade regular de 0.1° de latitude x 0.1° de longitude. Os produtos do IMERG (IMERG-F e IMERG-L) e do GSMaP (GSMaP-G e GSMaP-MVK) estão disponíveis com grade regular de 0.1° de latitude x 0.1° de longitude, no entanto, o CMORPH dispõe de grade irregular de 0.08° de latitude x 0.07° de longitude (Tabela 3.2). Para facilitar o processo de avaliação e inter-comparação entre as diversas fontes de dados, o CMORPH foi interpolado para 0.1° de latitude x 0.1° de longitude através do método de interpolação bi-linear.

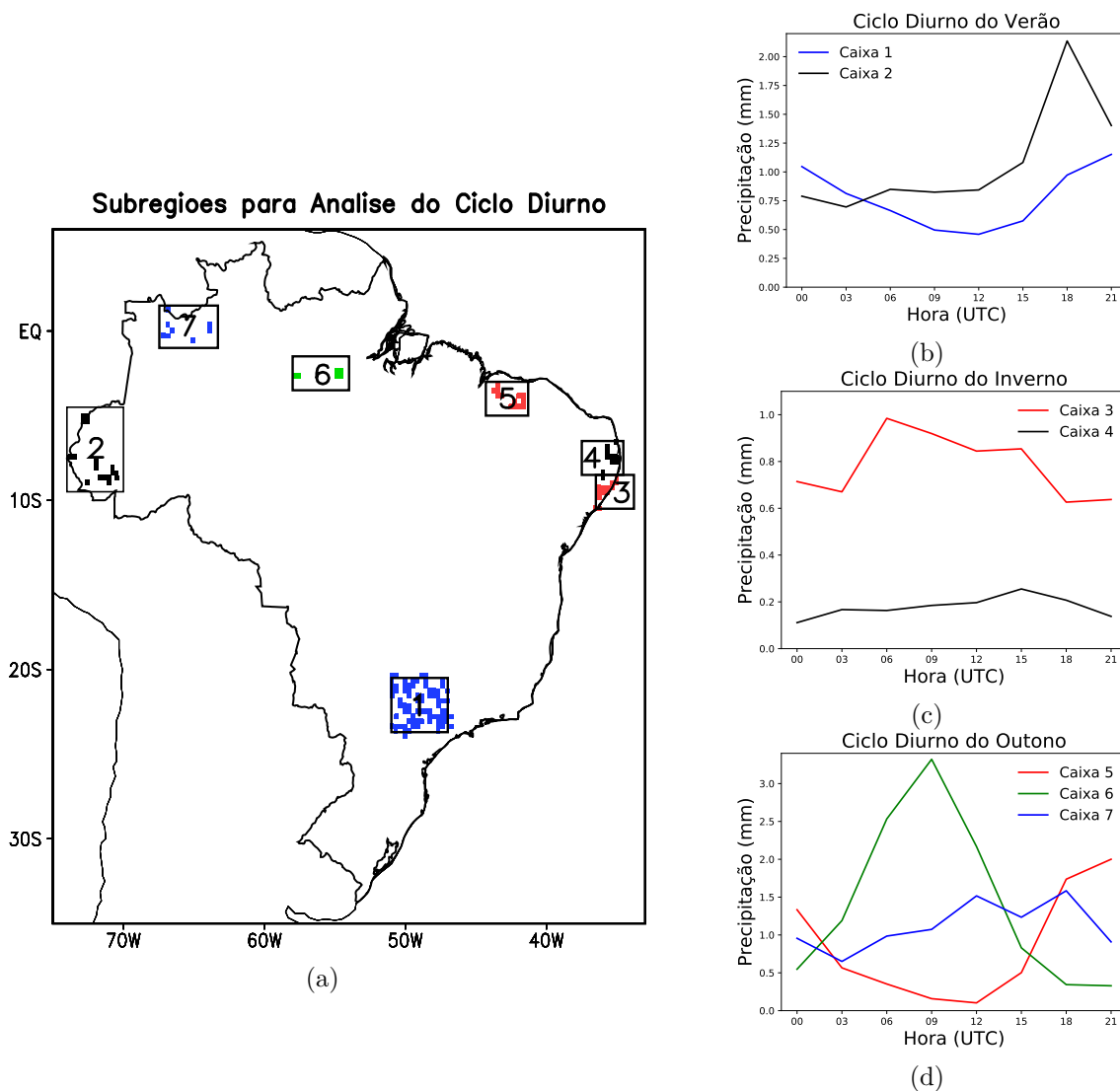
Temporalmente, todos os produtos de chuva dos algoritmos também foram acumulados ao longo de 3 horas como nos pluviômetros. Baseando-se ainda nos dados dos pluviômetros, foram feitas filtragem em função do tempo dos pontos de grade válidos correspondentes em todos os produtos dos algoritmos, pois assim, foi possível validar os algoritmos através de medida direta (em cada ponto de grade) com os índices estatísticas apresentados na Seção 3.3.4.

3.3.2 Avaliação do ciclo diurno da precipitação

Uma vez que o CDP depende das condições locais de cada região (termodinâmica e dinâmica), uma técnica de análise de agrupamento hierárquico denominado *k-means* (WARD, 1963) foi utilizada para determinar sub-regiões homogêneas, doravante denominadas caixas, que apresentaram regimes de CDP semelhantes. O CDP é caracterizado pela amplitude e fase. A técnica foi aplicada no CDP dos dados observados, ou seja, em cada ponto de grade válido no banco de dados para o período de 5 anos. Esses pontos de grade válidos são mostrados na Figura 3.2b.

A determinação do número mais apropriado de grupos foi por meio de uma análise de agrupamento hierárquica, ilustrada por um gráfico de dendrograma ou diagrama de árvore (não mostrado). Este diagrama fornece a formação dos agrupamentos e o valor adequado pode ser determinado pela inspeção da distância entre os agrupamentos intercalados (WILKS, 2011). No final, sete caixas (definidas levando em conta também o horário solar) com diferentes características do CDP foram selecionadas neste estudo em diferentes estações chuvosas sobre os trópicos do Brasil (Figura 3.3b-d).

Figura 3.3 - Sub-regiões (caixas) definidas para a avaliação dos produtos de Estimativas de Precipitação por Satélite (EPS), determinadas pela análise de agrupamento do CDP com dados dos pluviômetros. (a) Caixas 1 e 2 no verão, 3 e 4 no inverno e 5, 6 e 7 no outono austral. Histogramas dos diferentes grupos de CDP's: (b) verão, (c) outono e (d) inverno.



Fonte: Produção do autor.

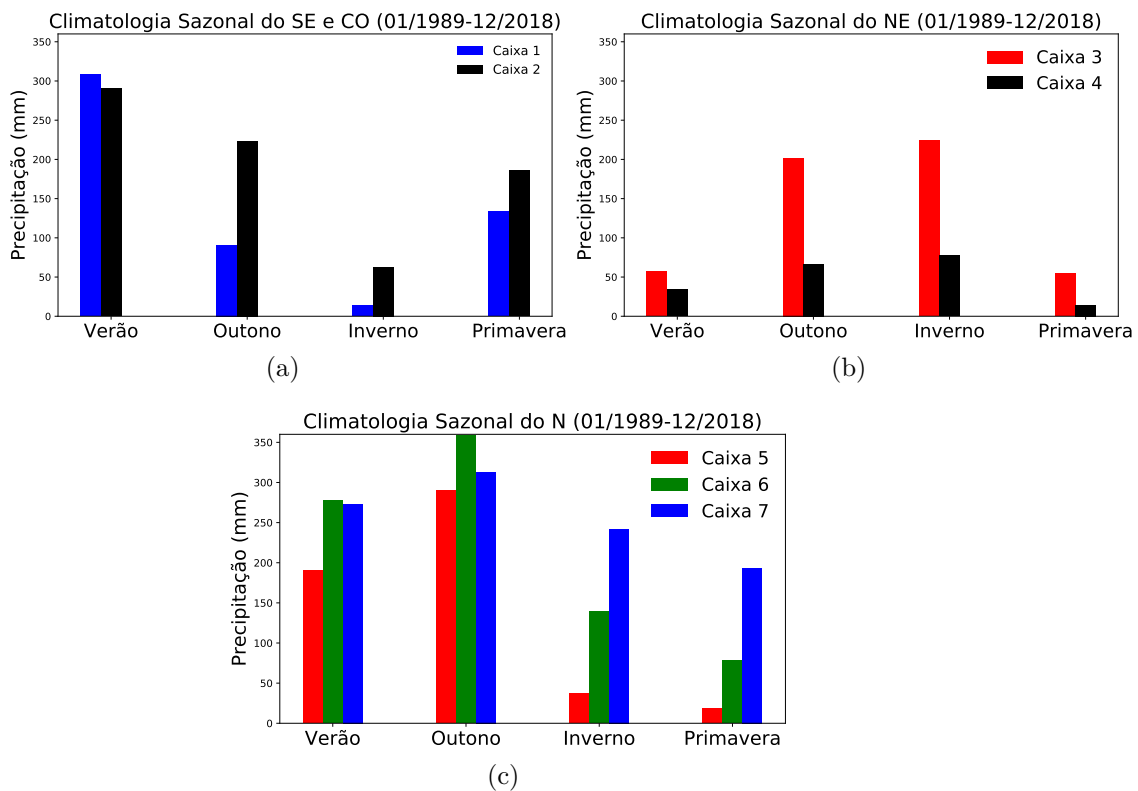
Para verificar o período chuvoso para cada caixa selecionada foram utilizados os dados climatológicos do INMET (ver estações utilizadas na Tabela A.1 no Apêndice A), conforme mostrado na Figura 3.4. A Tabela 3.3 especifica o domínio, estação (que coincide com o período chuvoso da caixa) e o número de pontos de grade para cada caixa. O número de pontos considerados para realizar as análises estatísticas está intimamente relacionado ao número de pontos disponíveis em uma determinada caixa.

Como mencionado anteriormente, a análise de agrupamento selecionou sete grupos diferentes com características de CDP diferentes. Nos próximos parágrafos serão descritas as principais características de cada CDP e os principais sistemas meteorológicos atuantes nessas regiões.

Tabela 3.3 - Informações das regiões das caixas definidas para as análises dos CDPs.

Caixa	Região	Domínio	Estação	N. Pontos de Grade
1	SE	23.70°-20.50°S ; 51.00°-47.00°W	Verão	80
2	CO	9.50°-4.50°S ; 74.00°-70.00°W	Verão	12
3	NE	10.50°-8.50°S ; 36.50°-34.00°W	Inverno	13
4	NE	8.50°-6.50°S ; 36.50°-34.00°W	Inverno	14
5	N	5.00°-3.00°S ; 44.30°-41.30°W	Outono	10
6	N	3.50°-1.50°S ; 58.00°-54.00°W	Outono	3
7	N	1.00°S-1.50°N ; 67.45°-63.30°W	Outono	8

Figura 3.4 - Climatologia do ciclo sazonal da precipitação das regiões das caixas do (a) SE e CO, (b) NE e (c) N, com os dados observados do INMET durante o período de 30 anos (janeiro de 1989 a dezembro de 2018).



Fonte: Produção do autor.

O maior acúmulo de precipitação nas caixas 1 e 2 ocorre durante o verão do Hemisfério Sul (308,46 mm e 290,30 mm, respectivamente) e são modulados pela presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que se estende do oeste da Amazônia ao oceano Atlântico (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992; LENTERS; COOK, 1995) e pelo aquecimento radiativo de superfície que causa variações nos padrões de convecção e formação de nuvens em escala local até mesoescala, responsáveis por grande acumulados de precipitação.

A caixa 1, que está localizada na região sudeste do Brasil, é caracterizada com uma intensidade máxima média de 1,25 mm/3h às 2100 UTC (18:00 Hora Local-HL) após o aquecimento solar máximo. Isso sugere que a forçante térmica é o principal mecanismo do CDP. A precipitação mínima é observada às 1200 UTC (09:00 HL) com menos de 0,5 mm/3h.

Por outro lado, na caixa 2 que está localizada na parte oeste da região amazônica, o horário de pico é observado às 1800 UTC (13:00 HL) com um valor médio máximo de mais de 2 mm/3h, enquanto o valor mínimo é observado às 0300 UTC com 0,7 mm/3h. Nesse caso, os episódios de chuva são caracterizados por regimes de ventos de baixos níveis de “leste” e “oeste” no contexto da circulação em grande escala, com a supressão ou surgimento da ZCAS, respectivamente (MARENGO et al., 2004a).

Durante a estação de inverno os sistemas transientes e o transporte de umidade, associado à circulação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) são os principais mecanismos que explicam o regime de precipitação nas regiões das caixas 3 e 4 (ESPINOZA, 1996). No entanto, a precipitação é mais intensa perto da costa (224,21 mm dentro da caixa 3) em comparação com aquelas observadas mais para o interior do continente (77,44 mm dentro da caixa 4).

A convergência dos ventos alísios com a brisa terrestre na região costeira do nordeste do Brasil no início da manhã (mais pronunciada no inverno) e o desenvolvimento e propagação dessa brisa marítima (embora menos intensa) para o interior durante o final da manhã e à tarde (caixa 4) são os principais mecanismos que modulam o CDP em ambas as caixas (KOUSKY, 1979; KOUSKY, 1980). Fenômenos transientes como Sistemas Frontais (SFs) e Ondas de Leste (OL) também afetam o CDP no nordeste do Brasil (MOLION; BERNARDO, 2002).

Os dados observados para as regiões das caixas 5, 6 e 7 mostram um máximo de precipitação durante a estação do outono austral (290,15 mm, 358,52 mm e 312,77 mm, respectivamente) quando a ZCIT atinge sua posição mais ao sul (GAN et al.,

2004; HASTENRATH; GREISCHAR, 1991) e a convecção induzida ao longo da costa norte do Brasil pela brisa do mar e a interação dos ventos alísios com essas brisas que produzem Linhas de Instabilidade (LI) tropicais que se propagam para o continente conforme descrito em (CAVALCANTI, 1982; KOUSKY, 1980; DIAS et al., 1987).

O CDP desta região foi amplamente estudado por Brito e Oyama (2014) e Janowiak et al. (2005). Neste trabalho, a caixa 5 está sobre o continente próximo à costa e representa o regime costeiro continental com uma precipitação máxima em torno de 2100-0000 UTC (18:00-21:00 HL). Em seguida, ocorre a propagação de fase da precipitação com um valor máximo de 3,5 mm/3h às 0900 UTC, conforme visto na caixa 6 (regime litoral-interior). Esse processo de precipitação é ocasionado pelo sistema conhecido como LI tropical e também foram estudados por Rickenbach (2004).

A propagação da chuva continua dentro da região amazônica e o ciclo muda de regime não uniforme para quase uniforme na caixa 7 (regime interior) com precipitação máxima entre 1200 e 1800 UTC. Outra característica interessante é o aumento mínimo da precipitação enquanto a precipitação se move para o interior de quase zero na caixa 5 para aproximadamente 0,4 e 0,7 mm/3h nas caixas 6 e 7, respectivamente.

3.3.3 Avaliação espacial das chuvas de sistemas convectivos

Na maior parte do território Brasileiro as intensas chuvas resultantes da atividade convectiva são observadas na estação quente de verão Austral (GAN et al., 2004; VERA et al., 2006b). Embora o máximo da precipitação não se observa durante os meses de DJF em todo o território Brasileiro (ROZANTE et al., 2018), o presente estudo foi feito apenas nesta temporada.

Durante esta estação sazonal, utilizando os dados tri-horários dos pluviômetros no período de 2015 a 2018, foi identificado o limiar de chuva convectiva usando o método de Quantil. Este método divide a amostra geral dos dados em análise em partes aproximadamente iguais (WILKS, 2011). A Tabela 3.4 apresenta os limiares para diferentes categorias de chuvas obtidos a partir das redes de pluviômetros.

Tabela 3.4 - Análise de quantil para os dados tri-horários das redes de pluviômetros do INMET, ANA, CEMIG e IAC durante o período de 01/2014 – 12/2018.

	CO	NE	N	SE	S	Média	Intensidade
N° total de informações (3h)	410405	566966	548462	802886	363671	538478	
Informações de chuva (3h)	75655	53532	104963	115339	65609	83019.6	
Chuva máxima (mm)	140.2	206.8	147.0	145.8	178.2	163.60	
Chuva média (mm)	3.9	3.4	4.2	3.9	3.8	3.84	
Desvio padrão (mm)	7.4	7.0	8.2	7.1	7.1	7.36	
Q.5%	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.20	Fraca
Q.25%	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.22	
Q.50%	1.0	0.8	1.0	1.2	1.0	1.00	
Q.75%	4.0	3.2	4.2	4.0	3.8	3.84	Moderada
Q.95%	18.2	15.6	20.0	17.2	17.0	17.60	Forte
Q.99%	36.6	35.0	40.2	34.6	35.0	36.28	Muito Forte
Q.99.9%	63.6	65.9	73.4	63.5	63.6	66.0	Extrema

De acordo com a Tabela 3.4 o valor médio encontrado do limiar para chuva convectiva sobre o Brasil é de 17.60 mm/3h. Nos dados dos pluviômetros assim como nos das EPS foram filtrados separadamente os pixels com valores de chuva maiores ou igual do que o limiar convectivo (\geq Q.95%). A avaliação espacial do desempenho das EPS em representar essas chuvas convectivas foram feitas comparando a frequência relativa de registro de chuva dos dados de referência (pluviômetros) com os dados das EPS (GSMaP-G, GSMaP-MVK, IMERG-F, IMERG-L e CMORPH). A frequência relativa de registro de chuva é a porção da razão entre o valôr das chuvas convectivas observadas pelo total de registros da fonte de dados (chuva/não chuva). Também utilizou-se para a avaliação o índice estatístico de viés (em %) descrito no item 3.3.4 (Tabela 3.5).

3.3.4 Índices estatísticos

Sobre as sub-regiões das caixas definidas no item 3.3.2 foram utilizadas várias métricas estatísticas com o objetivo de comparar quantitativamente os dados observados com cada um dos produtos de EPS. O mesmo foi feito na análise espacial da subestimação/superestimação das chuvas convectivas (\geq Q.95%) para os pontos de grade válidos sobre o Brasil, no item 3.3.3. As equações e a interpretação das métricas estão detalhadas em Wilks (2011) e resumidas na Tabela 3.5.

O coeficiente de correlação de Pearson (CC) descreve a concordância entre a precipitação dos algoritmos e as observações dos pluviômetros. A raiz erro quadrático médio (RMSE) corresponde à raiz quadrada da média das diferenças quadráticas entre os produtos dos algoritmos e os do pluviômetro, utilizado para medir a mag-

nitude média do erro, enquanto que o Desvio Padrão (DP) a média das diferenças quadráticas é entre os algoritmos e o valor médio do pluviômetro, utilizado para medir a dispersão. Finalmente, o Viés foi usado para calcular os componentes sistemáticos e aleatórios do erro nos produtos dos algoritmos. Todas as métricas foram apresentados resumidamente em diagramas de Taylor (TAYLOR, 2001), após a normalização apresentada detalhadamente em Taylor (2005).

Tabela 3.5 - Lista dos índices estatísticos de validação para avaliar produtos de precipitação por satélite.

Índices Estatísticos	Formula	Unidade	Valor Perfeito
Coefficiente de Correlação (CC)	$CC = \frac{\sum_{i=1}^n (G_i - \bar{G})(S_i - \bar{S})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (G_i - \bar{G})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2}}$	-	1
Raíz do Erro Quadrático Médio (RMSE)	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - G_i)^2}$	mm	0
Desvio Padrão (DP)	$DP = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - \bar{G}_i)^2}$	mm	0
Viés	$Viés = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{G}_i)}{n}$	mm	0

Notação: n, número de amostras; Si, precipitação dos algoritmos; Gi, observação dos pluviômetros.

3.4 Resultados

3.4.1 Avaliação do ciclo diurno da precipitação

A Figura 3.4.1 mostra os valores médios do CDP para todos os algoritmos e o conjunto de dados de referência nas caixas definidas no item 3.3.2. Para melhor compreensão, a dispersão dos valores médios (expressos como um valor normalizado do desvio padrão) para cada tempo não é mostrada na Figura 3.4.1, mas é apresentada separadamente na Tabela 3.6 e nas Figuras 3.4.1.

O CDP da primeira região (caixa 1), localizado na região subtropical e modulado pela ZCAS e aquecimento solar (máximo ao final da noite), é bem representado por todos os algoritmos. Todos eles coincidiram com o horário de precipitação máxima (entre 2100 e 0000 UTC), mas o valor mínimo em torno de 1200 UTC (09:00 HL) tende a se deslocar em torno de três horas às 1500 UTC com exceção do CMORPH (Figura 3.4.1a). No entanto, a tendência entre os algoritmos (consulte a primeira coluna da Tabela 3.6 e a Figura 3.4.1a, para todos os algoritmos) é bastante diferente.

Enquanto o CMORPH e o pacote IMERG superestimam a precipitação para todos os horários (tendência positiva), o pacote GSMaP apresenta os valores mais baixos para quase todos os horários com o melhor desempenho para o GSMaP-G. Esse resultado é esperado porque o GSMaP-G é ajustado com medidores diários que ajudam a reduzir o viés. Também é importante notar que o conjunto GSMaP tem o CC maior e a menor dispersão (SD normalizado inferior) quando comparado com o resto dos algoritmos (Tabela 3.6 e Figura 3.4.1a).

A segunda região (caixa 2), localizada no extremo oeste da região amazônica, é amplamente influenciada pela circulação de baixo nível, com o aumento/supressão da atividade ZCAS, conforme mencionado anteriormente. Nesse caso, nenhum dos algoritmos conseguiu representar, de forma adequada, às características principais do CDP, tal como o máximo relativo (e absoluto) de precipitação observado às 1800 UTC (Figura 3.4.1b). Isso sugere que o processo de precipitação impulsionado dinamicamente não é representado corretamente por nenhuma EPS. No entanto, o conjunto GSMaP tem melhor concordância com o conjunto de dados de referência durante o período com valores mínimos (entre 0000-1200 UTC) com viés mínimo, CC maior e menos dispersão. A suíte CMORPH e IMERG tem uma melhor concordância durante o horário de pico, enquanto a queda nas taxas de precipitação às 2100 UTC é perdida por todos eles (mostram o comportamento oposto). Vale ressaltar que os conjuntos CMORPH e IMERG apresentam maiores valores de dispersão e menores CC (quando comparados ao GSMaP) em quase todos os horários, apresentando maior grau de incerteza nessas recuperações (Tabela 3.6 e Figura 3.4.1b).

As caixas 3 e 4 (Figura 3.4.1c, d, respectivamente) estão localizadas na região nordeste do Brasil. O CDP dessa região e os mecanismos físicos associados a este regime foram estudados por [Palharini et al. \(2017\)](#). Nesse estudo, é claramente afirmado que a fração de precipitação de convecção rasa é maior do que a fração de precipitação de nuvens convectivas e estratiformes profundas em uma pequena região ao longo da costa que corresponde aproximadamente com a caixa 3. Observaram também que a frequência de precipitação de nuvens de convecção profundas são relativamente maiores no interior, mas o número absoluto de eventos é muito menor do que qualquer outra região, resultando em valores muito baixos de precipitação acumulada. Esses resultados estão de acordo com os resultados obtidos na caixa 4.

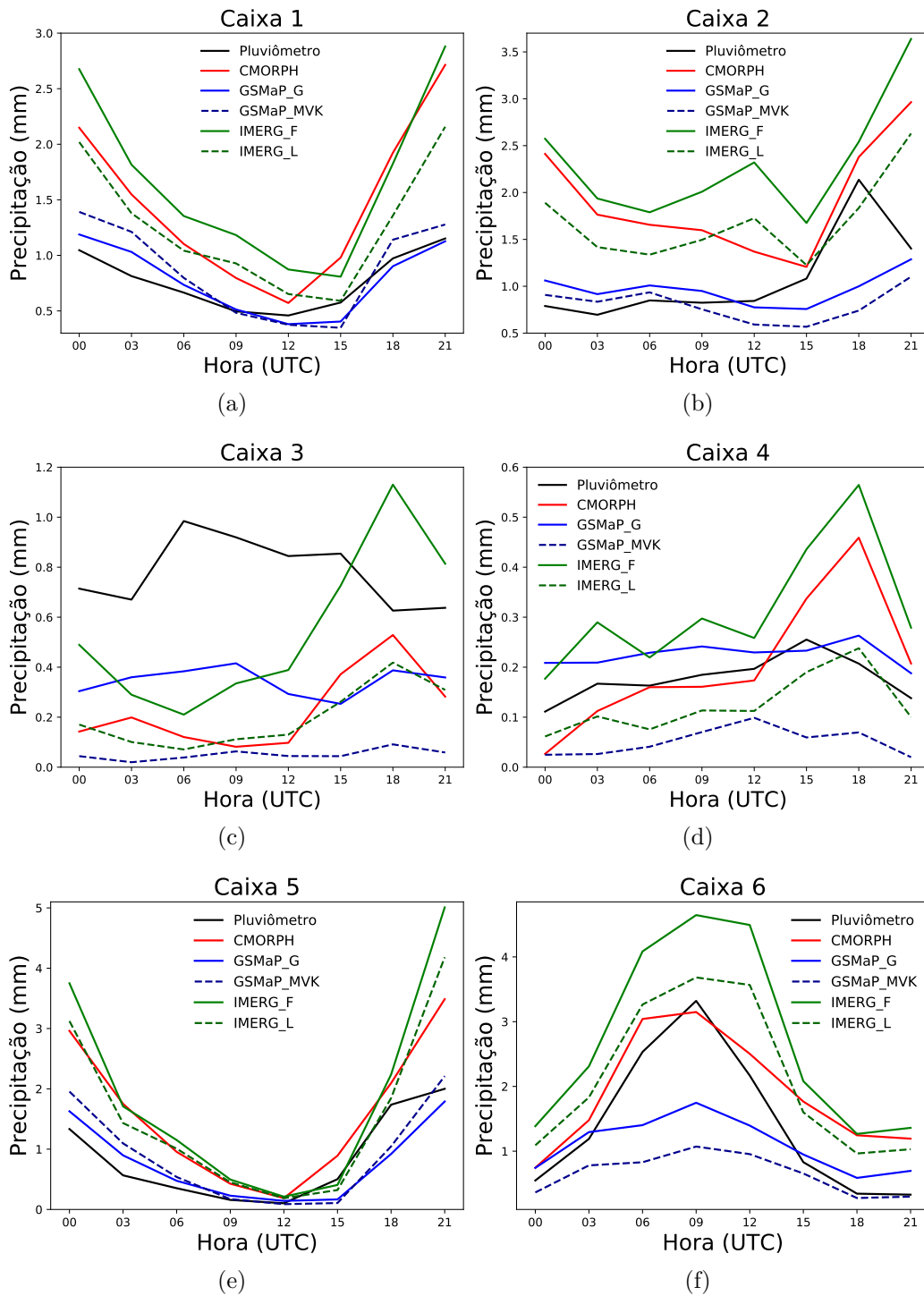
Nesses regimes, onde a convecção rasa é o principal mecanismo físico para a precipitação (caixa 3, neste estudo), as EPS tendem a falhar na estimativa da chuva porque o espalhamento do gelo, a principal técnica usada para recuperar a chuva

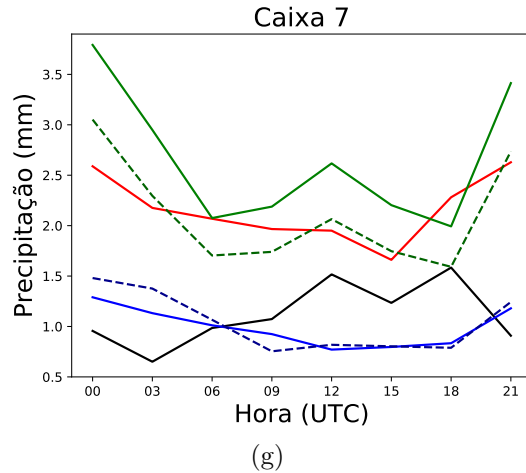
no continente, não é eficiente para identificar a queda de água de chuva. Nesse caso, quase todos os algoritmos para todos os horários (com exceção do IMERG-F em 1800 e 2100 UTC) subestimam o valor médio da precipitação (viés negativo), Tabela 3.6 e Figura 3.4.1c. Observa-se também que nenhum dos algoritmos conseguiu representar adequadamente a amplitude e a fase do CDP (Figura 3.4.1c). Também é bem conhecido pela comunidade científica que a transição mar-terra e os regimes de convecção rasa estão entre os desafios mais difíceis que precisam ser enfrentados em versões futuras das EPSs.

A caixa 4, localizada principalmente no interior da região nordeste do Brasil, é a região onde se observa a menor média de chuvas quando comparada com outras regiões (Figura 3.4.1d). Neste caso, a maioria dos algoritmos reproduziram os baixos valores de precipitação com baixo viés (bem abaixo de 1 mm - consulte a Tabela 3.6 e a Figura 3.4.1d) para todos os tempos (observe que a Figura 3.4.1d tem uma escala diferente, aumentando as diferenças entre os algoritmos). Porém, em termos gerais, os valores do desvio padrão normalizado encontram-se entre os maiores valores quando comparados com outras regiões (Tabela 3.6 e Figura 3.4.1d). Este resultado sugere uma maior dispersão e, conseqüentemente, maior incerteza no valor médio (às vezes quatro vezes a precipitação média) o que torna muito difícil avaliar se o CDP se encaixa no conjunto de dados de referência.

As três últimas caixas, localizadas na região norte, podem ser analisadas como a propagação e dissipação das LIs tropicais da costa até a região amazônica (BRITO; OYAMA, 2014; RICKENBACH, 2004). A caixa 5, localizada na costa continental, é impulsionada principalmente por um processo de brisa terra-mar e a formação de nuvens convectivas profundas após o aquecimento máximo (Figura 3.4.1e). A fase deste regime é bem capturada por todos os algoritmos (com um pico as 2100 UTC - 18:00 HL), enquanto a amplitude é melhor representada pelo conjunto GSMaP (MVK e G) com menor viés e menor dispersão (valores SD padronizados mais baixos, Tabela 3.6 e Figura 3.4.1e). A transição de uma região costeira continental para uma região costeira-interior (caixa 6), Figura 3.4.1f, principalmente impulsionada pelo deslocamento das LIs tropicais para o interior devido aos ventos alísios, é melhor representada por CMORPH (em fase e amplitude). Todos os outros algoritmos também estimaram muito bem a fase da hora de pico às 0900 UTC (06:00 HL), mas ficam aquém da amplitude. Neste caso particular, a suíte IMERG superestima a precipitação em todos os tempos (com melhor ajuste para a versão mais recente), enquanto a suíte GSMaP subestima o valor máximo e se ajusta melhor aos valores mínimos (Tabela 3.6 e Figura 3.4.1f).

Figura 3.5 - Ciclo diurno da precipitação (CDP) médio para alguns algoritmos de precipitação por satélite em diferentes regiões do Brasil.





Fonte: Produção do autor.

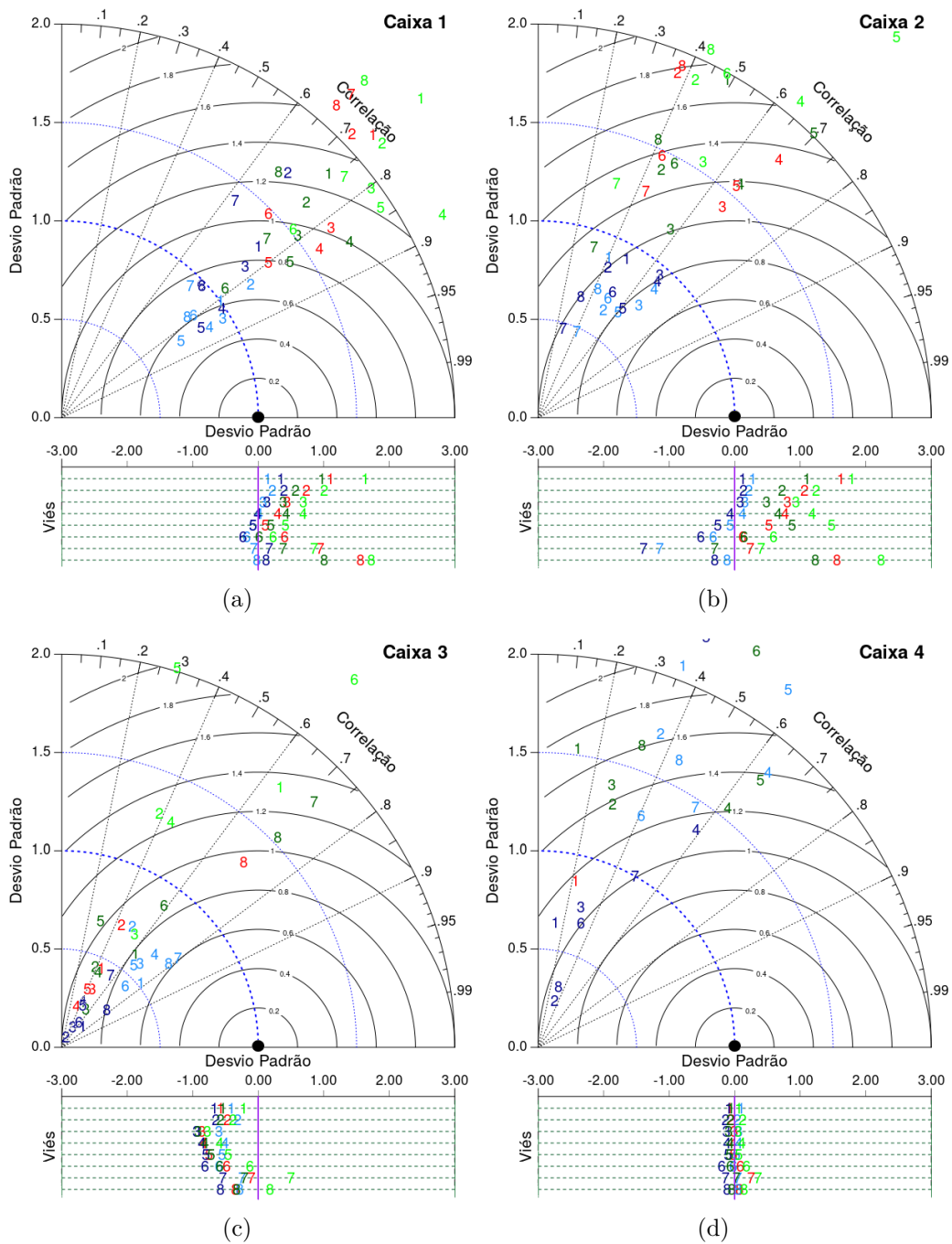
O CDP na última região (caixa 7) não é bem representado por nenhum algoritmo (Figura 3.4.1g). Embora a amplitude do conjunto GSMaP seja bem representada em magnitude, a fase é o oposto dos valores observados. No caso do CMORPH e do IMERG, todos eles superestimam a precipitação média em todos os tempos e a fase é completamente perdida quando comparada com o banco de dados de referência (Tabela 3.6 e Figura 3.4.1g). A dissipação de algumas das linhas de instabilidade formadas na costa e a interação com a circulação de baixo nível é o principal fator que modula o CDP.

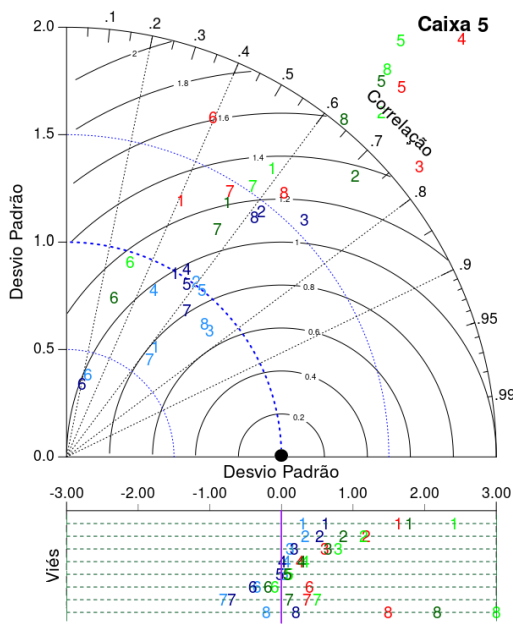
Estudos anteriores (OLIVEIRA et al., 2016; GADELHA et al., 2019; LELIS et al., 2018) mostraram que o IMERG, embora nas suas versões anteriores (V03 e V04) *Final Run* corrigidas com medições de superfície, tendem a superestimar as chuvas observadas sobre o Brasil, principalmente na região tropical. Huffman et al. (2015) observaram que a correção com as análises mensais de medidores em superfície produzem melhorias significativas no IMERG V05, pelo menos para algumas regiões em algumas estações. Eles fizeram testes usando a análise diária de pluviômetros do CPC e mostraram melhorias substanciais na correção de viés para regiões nas quais existe um número suficiente de medidores. O uso de medidores diários mostraram ser o futuro das versões posteriores do IMERG (HUFFMAN et al., 2015).

Tan e Santo (2018) mostraram que a variabilidade de subpixel é um contribuinte para os erros no GPROF, resultando em possíveis deficiências nos algoritmos de precipitação que podem se propagar em produtos de grade amplamente usados (no caso do IMERG e CMORPH). Gosset et al. (2018) e Gadelha et al. (2019) mostraram que o número de pluviômetros por ponto de grade também controla a performance dos produtos de chuva por satélite. No geral, foi observado que na região que apresentou

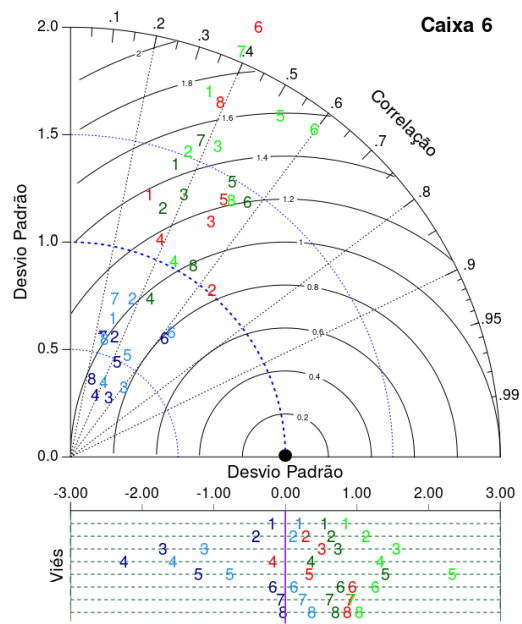
um número maior de pluviômetros por ponto de grade (sudeste do Brasil, caixa 1) o desempenho dos algoritmos foi melhor em relação às outras regiões com menos pluviômetros por ponto de grade (Figura 3.2c e Figura 3.4.1a).

Figura 3.6 - Diagrama de Taylor do CDP estimado por diferentes algoritmos em diferentes regiões do Brasil: GSMaP-G em azul, GSMaP-MVK em azul escuro, IMERG em verde, IMERG-L em verde escuro e CPMORPH em vermelho. Números representam as horas.

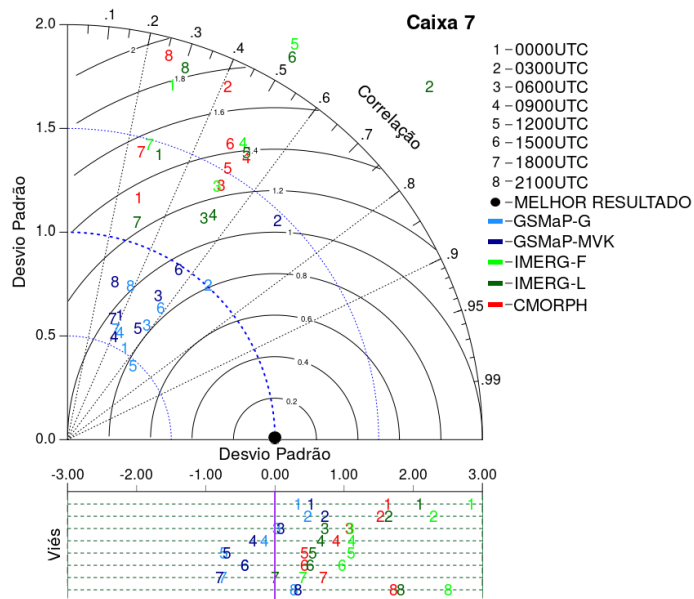




(e)



(f)



(g)

Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.6 - Índices estatísticos do CDP em diferentes regiões do Brasil durante o período de 2015-2018. A melhor performance dos algoritmos estão representadas em azul.

Caixa	Hora	GSMaP-G			GSMaP-MVK			IMERG-F			IMERG-L			CMORPH		
		Viés	CC	DP	Viés	CC	DP	Viés	CC	DP	Viés	CC	DP	Viés	CC	DP
1	00	0.14	0.81	1.00	0.34	0.75	1.33	1.63	0.75	2.45	0.97	0.74	1.84	1.10	0.74	2.14
	03	0.22	0.82	1.18	0.40	0.68	1.70	1.00	0.76	2.15	0.57	0.75	1.66	0.74	0.72	2.07
	06	0.07	0.85	0.96	0.13	0.77	1.21	0.69	0.80	0.96	0.38	0.79	1.52	0.44	0.82	1.68
	09	0.02	0.87	0.88	-0.01	0.83	0.99	0.69	0.88	2.20	0.43	0.85	1.72	0.30	0.84	1.57
	12	-0.08	0.84	0.72	-0.08	0.84	0.85	0.41	0.83	1.94	0.19	0.83	1.41	0.11	0.80	1.31
	15	-0.17	0.79	0.85	-0.23	0.72	0.98	0.23	0.78	1.52	0.02	0.78	1.06	0.40	0.71	1.48
	18	-0.07	0.70	0.94	0.17	0.62	1.41	0.85	0.76	1.89	0.39	0.75	1.38	0.95	0.67	2.21
21	-0.03	0.78	0.82	0.13	0.73	0.98	1.73	0.67	2.30	1.01	0.66	1.67	1.56	0.66	2.12	
2	00	0.27	0.40	0.89	0.12	0.49	0.93	1.78	0.50	2.61	1.10	0.49	1.97	1.62	0.48	2.46
	03	0.22	0.52	0.64	0.14	0.42	0.85	1.24	0.42	1.90	0.72	0.44	1.41	1.07	0.37	1.89
	06	0.16	0.67	0.77	0.09	0.65	0.95	0.94	0.54	1.55	0.49	0.57	1.17	0.81	0.66	1.43
	09	0.13	0.67	0.88	-0.07	0.66	0.92	1.18	0.64	2.09	0.67	0.66	1.57	0.77	0.68	1.79
	12	-0.07	0.60	0.67	-0.25	0.61	0.70	1.48	0.69	2.66	0.88	0.70	2.02	0.53	0.65	1.55
	15	-0.32	0.50	0.70	-0.51	0.51	0.74	0.59	0.48	2.00	0.14	0.47	1.47	0.12	0.43	1.47
	18	-1.14	0.41	0.48	-1.40	0.27	0.47	0.40	0.32	1.25	0.30	0.31	0.91	0.24	0.43	1.27
21	-0.12	0.42	0.72	-0.30	0.33	0.65	2.24	0.43	2.07	1.23	0.40	1.54	1.56	0.38	1.93	
3	00	-0.41	0.77	0.52	-0.67	0.72	0.15	-0.22	0.64	1.73	-0.54	0.62	0.61	-0.57	0.45	0.45
	03	-0.31	0.51	0.71	-0.65	0.38	0.06	-0.38	0.39	1.29	-0.57	0.38	0.44	-0.47	0.44	0.70
	06	-0.60	0.68	0.58	-0.95	0.47	0.12	-0.77	0.54	0.69	-0.91	0.54	0.23	-0.86	0.47	0.33
	09	-0.50	0.71	0.67	-0.86	0.41	0.26	-0.58	0.44	1.27	-0.81	0.44	0.42	-0.84	0.34	0.22
	12	-0.55	0.66	0.56	-0.80	0.45	0.24	-0.46	0.29	2.02	-0.71	0.29	0.67	-0.75	0.40	0.32
	15	-0.60	0.72	0.45	-0.81	0.57	0.16	-0.13	0.62	2.39	-0.59	0.59	0.89	-0.48	0.37	2.31
	18	-0.24	0.79	0.74	-0.53	0.56	0.44	0.50	0.75	4.62	-0.21	0.72	1.79	-0.10	0.68	4.30
21	-0.28	0.79	0.69	-0.58	0.77	0.30	0.18	0.73	3.60	-0.33	0.72	1.53	-0.36	0.70	1.32	
4	00	0.10	0.35	2.08	-0.09	0.13	0.64	0.07	0.12	4.55	-0.05	0.13	1.53	-0.08	0.22	0.87
	03	0.04	0.36	1.71	-0.14	0.33	0.25	0.12	0.28	3.83	-0.07	0.29	1.30	-0.05	0.07	2.68
	06	0.07	0.27	2.45	-0.12	0.29	0.75	0.06	0.27	4.13	-0.09	0.27	1.39	0.00	0.12	3.43
	09	0.06	0.64	1.83	-0.11	0.59	1.37	0.11	0.55	4.16	-0.07	0.62	1.56	-0.02	0.42	3.50
	12	0.03	0.57	2.22	-0.10	0.38	2.26	0.06	0.59	4.20	-0.08	0.64	1.77	-0.02	0.32	3.99
	15	-0.02	0.41	1.29	-0.20	0.33	0.67	0.18	0.43	4.62	-0.07	0.48	2.30	0.08	0.29	4.01
	18	0.06	0.55	1.46	-0.14	0.49	1.00	0.36	0.60	6.94	0.03	0.56	3.36	0.25	0.61	6.29
21	0.05	0.44	1.63	-0.12	0.32	0.32	0.14	0.30	4.58	-0.04	0.33	1.63	0.07	0.21	4.86	
5	00	0.29	0.63	0.66	0.62	0.51	0.99	2.42	0.58	1.65	0.79	0.53	1.40	1.63	0.41	1.31
	03	0.33	0.60	1.02	0.53	0.62	1.46	1.14	0.68	2.17	0.87	0.72	1.88	1.19	0.47	2.49
	06	0.12	0.75	0.89	0.19	0.71	1.56	0.80	0.83	3.16	0.66	0.84	2.72	0.60	0.77	2.13
	09	0.07	0.47	0.88	0.01	0.54	1.04	0.34	0.61	3.29	0.29	0.64	3.18	0.27	0.69	2.68
	12	0.04	0.63	1.00	-0.02	0.57	0.98	0.11	0.63	2.48	0.08	0.64	2.28	0.09	0.67	2.32
	15	-0.34	0.25	0.40	-0.40	0.21	0.35	-0.10	0.31	0.95	-0.18	0.29	0.77	0.39	0.40	1.72
	18	-0.82	0.65	0.60	-0.69	0.54	0.88	0.50	0.57	1.57	0.11	0.55	1.27	0.36	0.52	1.45
21	-0.21	0.72	0.89	0.21	0.62	1.42	3.01	0.64	2.34	2.18	0.64	2.03	1.49	0.64	1.59	
6	00	0.19	0.29	0.68	-0.18	0.25	0.58	0.84	0.36	1.82	0.54	0.34	1.45	0.20	0.29	1.27
	03	0.10	0.36	0.79	-0.41	0.35	0.60	1.12	0.36	1.52	0.64	0.35	1.24	0.29	0.65	1.02
	06	-1.13	0.61	0.41	-1.70	0.54	0.33	1.55	0.43	1.60	0.73	0.40	1.33	0.51	0.51	1.28
	09	-1.57	0.41	0.38	-2.25	-0.37	0.31	1.32	0.47	1.03	0.36	0.45	0.82	-0.17	0.38	1.10
	12	-0.77	0.49	0.54	-1.21	0.44	0.49	2.32	0.52	1.86	1.40	0.51	1.49	0.34	0.51	1.40
	15	0.12	0.63	0.75	-0.17	0.62	0.71	1.25	0.60	1.90	0.77	0.57	1.44	0.94	0.40	2.18
	18	0.24	0.27	0.77	-0.07	0.26	0.58	0.92	0.39	2.05	0.62	0.38	1.60	0.90	0.06	3.29
21	0.37	0.28	0.57	-0.03	0.26	0.38	1.03	0.53	1.41	0.70	0.54	1.06	0.86	0.39	1.79	
7	00	0.33	0.53	0.52	0.52	0.39	0.65	2.84	0.28	1.78	2.10	0.31	1.44	1.63	0.28	1.22
	03	0.48	0.67	1.01	0.73	0.69	1.46	2.30	0.74	3.35	1.65	0.72	2.44	1.53	0.41	1.87
	06	0.03	0.57	0.67	0.08	0.53	0.82	1.09	0.51	1.42	0.72	0.52	1.26	1.08	0.52	1.43
	09	-0.15	0.44	0.58	-0.32	0.41	0.55	1.12	0.51	1.66	0.67	0.54	1.29	0.89	0.54	1.61
	12	-0.75	0.67	0.48	-0.70	0.54	0.63	1.10	0.50	2.20	0.55	0.53	0.63	0.43	0.51	1.52
	15	-0.44	0.58	0.78	-0.43	0.55	0.98	0.97	0.44	2.84	0.51	0.51	2.14	0.43	0.48	1.63
	18	-0.75	0.40	0.58	-0.80	0.35	0.62	0.41	0.27	1.48	0.01	0.31	1.10	0.70	0.25	1.43
21	0.27	0.38	0.80	0.33	0.29	0.79	2.50	0.33	2.41	1.83	0.30	1.88	1.72	0.25	1.92	

3.4.2 Avaliação espacial das chuvas de sistemas convectivos

Os produtos de EPS foram comparados com uma grande quantidade de medições de pluviômetros com intervalo de três horas interpoladas sobre um domínio que cobre o país, com pontos de grade correspondentes às células das EPSs. A Figura 3.7 apresenta a distribuição espacial da frequência relativa (%) de ocorrência de chuva convectiva ($> Q.95\%$, aproximadamente 17 mm/3h) nos pixels válidos sobre o Brasil, para os dados de referência dos pluviômetros (Figura 3.7a) e das EPS (Figura 3.7 b-f) durante o verão austral do período de 2015-2018.

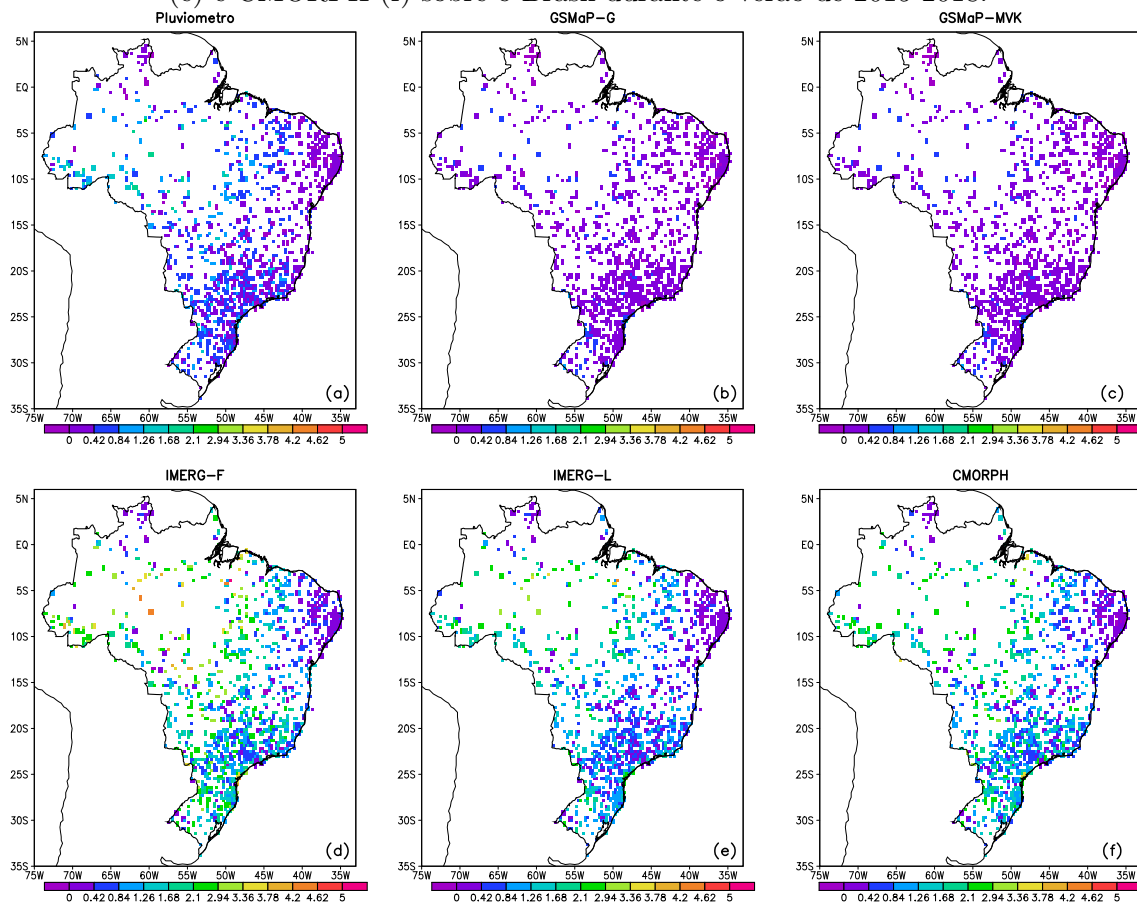
No conjunto de dados de referência destaca-se a maior ocorrência de chuvas convectivas sobre grande parte da região Amazônica Brasileira ($> 3\%$), região com grande disponibilidade de UR na atmosfera, caracterizada pelas chuvas de verão resultante da intensa atividade convectiva do regime de monção da AS que é modulada pela atuação de sistemas atmosféricos de diferentes escalas espaço-tempo (MARENGO et al., 2012; VERA et al., 2006b; GAN et al., 2004). Em contraste, a ocorrência de chuvas convectivas sobre a região nordeste do Brasil (NEB) é marcante, apresenta uma baixa frequência ($< 0.5\%$ em uma extensão considerável da região) por ser uma região com a chuva máxima registrada na estação de outono e inverno (REBOITA et al., 2010; ROZANTE et al., 2018). Além disso, grande parte do NEB é uma região semiárida com baixos índices pluviométricos (HASTENRATH; GREISCHAR, 1991; ARAGÃO, 1990; MOLION; BERNARDO, 2002; VASQUES, 2007).

No sudeste e sul do Brasil o predomínio de ocorrência de chuvas convectivas é em média de 1.26%, com alguns pontos no sul chegando até 2.10%. As regiões sudeste e sul do Brasil por se localizarem nas latitudes médias têm influência de sistemas atmosféricos, tais como a ZCAS, ciclones extratropicais, SFs, vórtices ciclônicos ou cavados em altos níveis que cruzam os Andes oriundos do Pacífico ou que se originam aos arredores da região durante o verão Austral (RODRIGUES et al., 2004; ANDRADE, 2007; FUNATSU et al., 2004; IWABE; ROCHA, 2009; SATYAMURTY; MATTOS, 1989; REBOITA, 2008; REBOITA et al., 2009; KODAMA, 1992; QUADRO, 1994; FERRAZ, 2004; CARVALHO et al., 2004).

Na Amazônia Brasileira as EPS não conseguiram representar o padrão espacial das chuvas convectivas como também sua frequência de ocorrência. As EPS apresentaram diferentes graus de discordância em relação aos dados de referência (Figura 3.7 a-f). Os produtos do GSMaP (MVK e G) subestimaram grande parte dessas chuvas convectivas com o viés chegando até -2% (Figura 3.8 a,b), não representando adequadamente as chuvas convectivas principalmente sobre o leste da Amazônia Bra-

sileira, onde a convecção é induzida também por fatores dinâmicos como observado na primeira região (Caixa 2) da Figura 3.3a no item 3.3.2.

Figura 3.7 - Distribuição espacial da frequência relativa (%) das chuvas convectivas dos pluviômetros (a), GSMaP-G (b), GSMaP-MVK (c), IMERG-F (d), IMERG-L (e) e CMORPH (f) sobre o Brasil durante o verão de 2015-2018.



Fonte: Produção do autor.

Nesta mesma região os produtos do IMERG (L e F) superestimaram a ocorrência das chuvas, os valores de viés chegaram até 3.5% no centro da Bacia Amazônica, visto na versão corrigida por medidor (Figura 3.8c). Nota-se que em grande parte da região Amazônica a versão não corrigida (IMERG-L) apresenta menores percentuais de superestimação, chegando até 2.5% do viés (Figura 3.8d). O CMORPH teve um desempenho semelhante ao IMERG-L com um viés aproximado de 2.5% (Figura 3.8f e 3.8e).

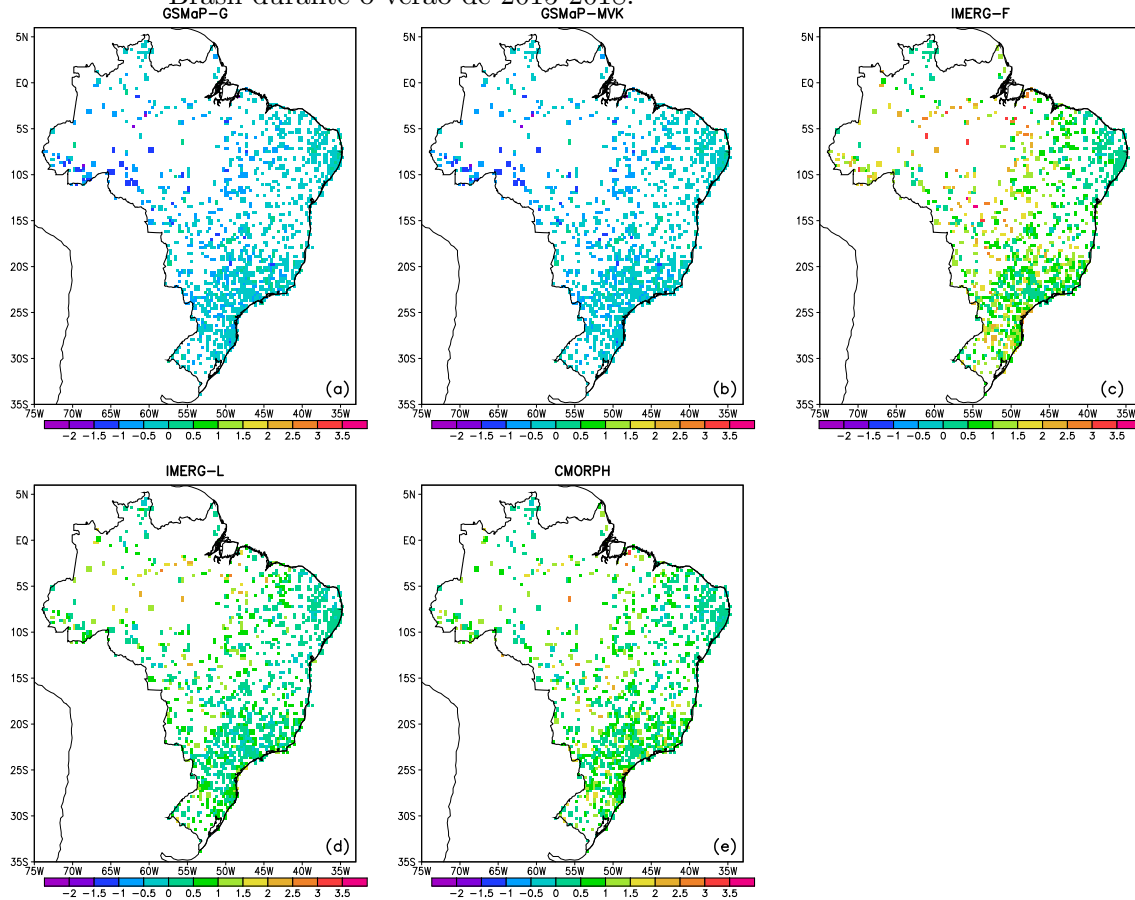
Na região do NEB devido a baixa frequência de precipitação convectiva, chegando

até 0.42% na parte oriental e até 1.26% em alguns pontos da parte ocidental (Figura 3.7a), os padrões espaciais foram detectados pelas EPS com diferentes graus de concordância, principalmente no lado oriental da região. Os produtos do GSMaP apresentaram um viés relativo próximo a zero em grande parte da região, com pequenos pontos subestimando as chuvas convectivas sobre a parte ocidental, esta que apresenta a maior frequência de ocorrência de chuva convectiva (Figura 3.8a,b). Os restantes produtos de EPS superestimaram as chuvas convectivas em todo o NEB, com a maior superestimação do IMERG-F de 2.0% na parte ocidental (Figura 3.8c).

O melhor desempenho do produto GSMaP e a considerável superestimação dos produtos do IMERG e do CMORPH são evidentes no sul e sudeste do Brasil (Figura 3.8a-b, 3.8c-d e 3.8e, respectivamente). O viés próximo a zero e a subestimação de até 1% em pontos limitados sobre as regiões é observado no GSMaP (Figura 3.8a-b), enquanto que a superestimação de até 3.0% é visto principalmente na região Sul do Brasil no produto corrigido do IMERG (Figura 3.2c).

Existe uma tendência das EPS piorarem o seu desempenho à medida que o volume das chuvas de referência aumentam (AGHAKOUCHAK et al., 2011). Como visto no item 3.4.1, as EPS não representaram bem os picos de chuvas máximos. O GSMaP tende a subestimar os valores máximos de chuva enquanto que o IMERG e CMORPH tendem a superestimar essas chuvas, principalmente sobre os trópicos do Brasil (ver exemplo da caixa 2). Como descrito na seção anterior, Huffman et al. (2015) observou uma tendência a superestimação do produto IMERG utilizado neste estudo, também observada nas versões anteriores avaliadas sobre o Brasil (OLIVEIRA et al., 2016; GADELHA et al., 2019; LELIS et al., 2018). Para o algoritmo GSMaP, Aonashi et al. (2009) também observou o fraco desempenho do mesmo na representação das chuvas convectivas tropicais. Diversos fatores discutidos anteriormente, como o conteúdo de hidrometeoros nas nuvens convectivas como também a predominância de convecção rasa sobre o NEB podem influenciar o fraco desempenho das EPS em recuperar as chuvas convectivas. Além disso, a quantidade de pluviômetros por ponto de grade visto na Figura 3.2c, deficiente nas regiões norte (incluindo a floresta Amazônica), nordeste e sul do Brasil mostrou-se influenciadora no fraco desempenho dos produtos por satélite como sugerido por Gadelha et al. (2019) e Gosset et al. (2018) (Figuras 3.7 e 3.8). No entanto, o maior número de pluviômetros por ponto de grade no sudeste do Brasil contribuiu para o melhor desempenho dos produtos.

Figura 3.8 - Distribuição espacial do viés (%) das chuvas convectivas do GSMaP-G (a), GSMaP-MVK (b), IMERG-F (c), IMERG-L (d) e CMORPH (e) sobre o Brasil durante o verão de 2015-2018.



Fonte: Produção do autor.

3.5 Conclusões

Neste capítulo avaliou-se a capacidade de várias estimativas de precipitação baseadas em satélite de alta resolução em representar o Ciclo Diurno de Precipitação (CDP) e a distribuição espacial das chuvas convectivas sobre o Brasil durante o período de 2014-2018. Para realizar esta tarefa, testes rígidos de controle de qualidade (CQ) foram aplicados nos dados de pluviômetro de hora em hora de diferentes redes nacionais e regionais usados como o conjunto de dados de referência, enquanto uma análise de agrupamento usando o método hierárquico foi aplicada ao conjunto de dados de pluviômetros e resultou em sete regiões com diferentes características de CDP (amplitude e fase), onde o desempenho de três diferentes algoritmos de precipitação baseados em satélite (dois deles com uma versão ajustada por pluviômetros) foram avaliados durante a estação chuvosa de cada região.

O desempenho de todas as estimativas de precipitação por satélite (EPSs) analisadas está diretamente relacionada com as características dos sistemas chuvosos mais frequentes atuantes em uma determinada região. De um modo geral, nas regiões onde o aquecimento térmico produz nuvens convectivas profundas (isto nas caixas 1 e 5), o ciclo diurno é melhor representado em termos de amplitude e fase; enquanto o CDP para convecção mais rasa e sistemas acionados por circulação de baixo nível (ou seja, caixa 3 e caixa 7) é mal caracterizado pelas recuperações baseadas em satélite. Este resultado era esperado porque a maioria dos algoritmos depende de técnicas de espalhamento de gelo para recuperar a chuva sobre a terra e eles falham quando a quantidade de gelo não está diretamente relacionada com a precipitação acumulada. Em um estudo recente de [Costa et al. \(2018a\)](#) sobre a região amazônica mostraram que o erro de superestimação da precipitação é apenas função do *Ice Water Path* (IWP) e [Palharini et al. \(2017\)](#) concluíram que nuvens rasas são os sistemas dominantes na costa nordeste brasileira. Essas afirmações serão discutidas em detalhes para cada região.

Nas áreas onde as nuvens convectivas profundas são responsáveis pela maior parte da chuva acumulada em uma determinada região (caixas 1 e 5) e os melhores resultados são observados, algumas diferenças entre os algoritmos podem ser apontadas: (i) o pacote GSMaP tem melhor desempenho que o pacote IMERG e o CMORPH com menor viés, maior coeficiente de correlação e menor dispersão (cores azuis na Tabela 3.6); (ii) O GSMaP-G é ligeiramente melhor do que o GSMaP-MVK devido à inclusão de pluviômetros diários que reduzem o viés (principalmente durante os horários de pico); (iii) O pacote IMERG e o CMORPH superestimam a precipitação para todos os tempos (viés positivo) e também tem uma maior dispersão. No caso do IMERG-F (ajustado com pluviômetros mensais), não supera o IMERG-L, sugerindo que esse processo de calibração com pluviômetros, neste caso particular, não está melhorando a estimativa apenas por satélite.

As regiões localizadas na Amazônia distantes da costa (caixas 2 e 7), onde os episódios de chuva são caracterizados por regimes de ventos de baixo nível de leste e oeste no contexto da circulação em larga escala (surgimento ou supressão da ZCAS), nenhum dos algoritmos pode representar, de forma adequada, a amplitude e fase do CDP. O pacote IMERG e o CMORPH (todos eles dependem de recuperações do *Goddard Profiling Algorithm* (GPROF) para sensores passivos de micro-ondas) superestimam a precipitação observada. Isso pode ser devido ao fato, citado por [Costa et al. \(2018a\)](#) que também usou as recuperações do GPROF naquele estudo, da estimativa de erro do IWP que leva à superestimação da precipitação. O IMERG-L

superou o IMERG-F nesta região, como também observado na caixa 1. O conjunto GSMaP tem, em termos gerais, menor viés e menor dispersão (Tabela 3.6) quando comparado com o resto dos algoritmos.

A região 3 é dominada por nuvens de convecção rasas que são responsáveis pela maior parte das chuvas acumuladas. Sem gelo (ou muito pouco) em sua estrutura, nenhum dos algoritmos conseguiu reproduzir o ciclo diurno adequadamente com grande subestimação dos valores observados, principalmente no horário de pico (0600 UTC). Neste caso, as versões ajustadas por pluviômetros (GSMaP-G e IMERG-F) têm um desempenho melhor do que as respectivas versões apenas de satélite. A região 4, também localizada no nordeste do Brasil, é onde se observa a menor precipitação acumulada e apresenta o ciclo diurno mais plano em termos de fase e amplitude.

A região 6 é caracterizada pela transição de um regime de brisa costeira terrestre-marítima para um regime amazônico continental. Neste caso, o deslocamento das linhas de instabilidade tropicais para o interior, geradas ao longo da costa, é o principal fator para eventos de precipitação. Todos os algoritmos, com diferentes graus de concordância, puderam representar adequadamente a fase do ciclo diurno. No entanto, a amplitude é superestimada pelo pacote IMERG (com melhores resultados para IMERG-L) e subestimada pelo pacote GSMaP (o ajuste do viés supera a versão apenas por satélite). O CMORPH possui as melhores estatísticas quando comparado com outros algoritmos.

A avaliação espacial das chuvas causadas por sistemas convectivos (SCs) durante o verão sobre o Brasil mostrou nos dados de referência uma maior frequência de ocorrência de chuvas convectivas (maior do que 3%) sobre grande parte da Amazônia Brasileira, região de atuação do regime de monção da América do Sul (AS). O contrário foi observado sobre o nordeste do Brasil (menor do que 0.5%), região semiárida com baixos índices pluviométricos na estação de verão austral. No sudeste do Brasil a frequência média de ocorrência de chuvas convectiva foi de 1.26%. A maior ocorrência de chuvas convectivas sobre grande parte da Amazônia não foram bem representadas pelos algoritmos, os produtos do GSMaP (GSMaP-G e GSMaP-MVK) subestimaram em até 2%, o produto IMERG-F superestimou em até 3% enquanto que o IMERG-L e o CMORPH apresentaram desempenho semelhantes, superestimando em até 2%. O fraco desempenho dos algoritmos na Amazônia ocorreu com maior expressão sobre a região leste onde a convecção é induzida por processos dinâmicos. A ocorrência de chuvas convectivas no nordeste e sudeste do Brasil foram detetadas com diferentes graus de concordância pelos algoritmos, com viés próximo

a 0% nos produtos do GSMaP e superestimado pelo IMERG e CMORPH.

A maior parte dos resultados deste capítulo foram publicados em [Afonso et al. \(2020\)](#) (ver apêndice A, Figura A.3). Pesquisas futuras devem se concentrar em entender como os processos de nuvens rasas e a classificação convectiva/estratiforme são realizados em cada algoritmo para melhorar a representação do CDP.

4 Caracterização da convecção nos trópicos da AS e ciclo diurno da precipitação (CDP) associada

4.1 Introdução

Projetos e pesquisas experimentais ao redor do mundo têm sido desenvolvidos nas regiões tropicais, dada a importância do conhecimento sobre a precipitação e a convecção sobre essas regiões, como o projeto *Green Ocean Amazon* (GOAmazon). A precipitação e a nebulosidade desempenham uma importante função na configuração do clima de grande parte da região tropical da AS (FISCH et al., 1998) onde os principais mecanismos geradores da precipitação são os sistemas convectivos de mesoescala (SCMs). Rehbein (2016) analisou a climatologia dos SCMs sobre a região delimitada da bacia Amazônica, porém, até o presente momento não existe um estudo que verifique a ocorrência de sistemas convectivos (SCs) de todas as escalas espaciais com longo período de dados de alta resolução. Neste contexto, o objetivo do presente capítulo é avaliar a distribuição espacial e a variabilidade diurna dos SCs sobre os trópicos da AS e o ciclo diurno da precipitação (CDP) associada aos diferentes padrões espaciais da convecção, bem como a influência de sistemas de grande escala na morfologia dos SCs.

As principais questões científicas que este capítulo busca responder são as seguintes: Qual é o papel da convecção tropical na variabilidade do CDP sobre a região? e Qual são as principais características espaciais que representam o ciclo diurno da precipitação convectiva sobre a região de estudo?

Na Seção 4.2 são apresentadas as informações da área de estudo com a respectiva topografia, as diferentes fontes de dados utilizados como os dados de satélites, de reanálises e de estimativa de precipitação por satélite (EPS), bem como os métodos empregados para o estudo da caracterização da convecção na região de estudo, o CDP associado e a influência dos sistemas sinóticos na morfologia dos SCs sobre os trópicos da AS. Os resultados encontrados na pesquisa são apresentados na Seção 4.3 e as principais conclusões são apresentadas na Seção 4.4.

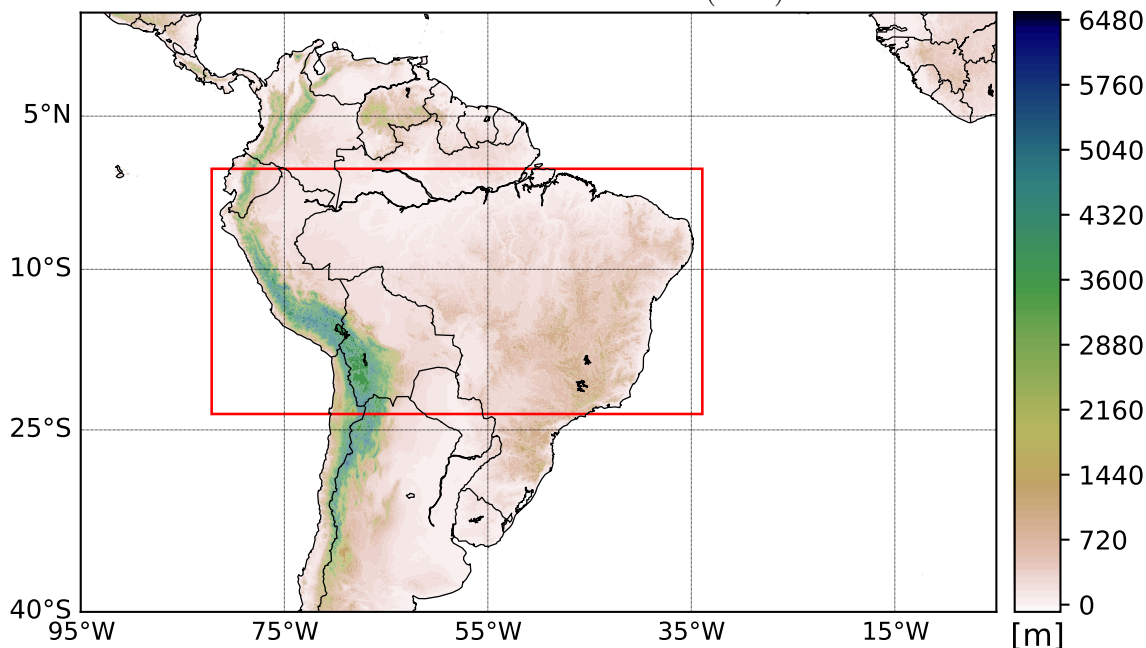
4.2 Dados e Metodologia

4.2.1 Área de estudo

O estudo foi realizado sobre a AS com ênfase na região tropical (0° - 23.5° S; Figura 4.1 linha vermelha), durante 12 anos (verões-DJF de Dezembro 2003 a Fevereiro 2015). O período de início do estudo foi escolhido devido à disponibilidade de dados do

Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) para a AS, na Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do INPE.

Figura 4.1 - Localização da região de estudo com a respectiva topografia. O domínio maior (40°S-10°N e 90°-5°W) contorno preto, utilizado para a geração dos campos sinóticos e o domínio menor (0°-23.5°S e 82°-34°W) linha vermelha, para a identificação dos SC. Os dados utilizados para a geração dos mapas topográficos estão descritos em [Smith e Sandwell \(1997\)](#).



Fonte: Produção do autor.

4.2.2 Dados

Para o estudo dos SCs, dentro do período de abrangência pretendido, foram utilizados os seguintes conjuntos de dados:

- Dados de satélite GOES nos canais infravermelho (IR), visível (V) e vapor d'água (WV) com espaçamento de grade horizontal de 0,04° latitude x 0,04° longitude e saídas a cada 30 minutos, disponíveis em: <http://satellite.cptec.inpe.br/home/index.jsp>;
- Dados de Temperatura de Brilho (K) do *Globally Gridded Satellite Observations for Climate Studies* (GridSat) com espaçamento de grade de 8km x 8km a cada 3 horas, disponíveis em: <https://www.ncei.noaa.gov/data/>;
- Dados de reanálise do modelo numérico do *National Centers of*

Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), com espaçamento de grade horizontal de $2,5^\circ$ latitude x $2,5^\circ$ longitude, com saídas a cada 6 horas, disponíveis em: <http://www.cdc.noaa.gov>;

- Dados de Estimativas de Precipitação por Satélite (EPS) de alta resolução espaço-tempo do *Climate Prediction Center* (CPC) *MORPHing technique* (CMORPH) do *Climate Prediction Center* (CPC) da NOAA, com espaçamento de grade horizontal de $0,08^\circ$ latitude x $0,07^\circ$ longitude, com saídas a cada 30 minutos.

A missão de satélites GOES é operada pela NOAA e controlada pela NASA (COSTA et al., 2018b). Os produtos são fornecidos ao DSA do INPE regularmente (a cada 30 minutos), disponibilizados em <http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/>. Neste estudo a “era” GOES utilizada foram as de acordo com o período de operação, a GOES-10, GOES-12 e GOES-13. Mais informações do período de dados GOES utilizado no presente estudo é apresentando adiante na Tabela 4.3.

Os dados do GridSat foram descritos por Knapp et al. (2011) onde encontram-se informações detalhadas. Basicamente o GridSat é um conjunto de dados climático de informações dos canais IR, WV e visível de satélites de órbita geostacionária a cada 3 horas, desde 1980 até o presente para a maior parte do globo, disponíveis em: <https://www.ncei.noaa.gov>. O produto de temperatura de brilho (Tb) do GridSat é resultado de arquivos históricos de medições das versões dos satélites GOES, METEOSAT e GMS.

Os produtos do NCEP/NCAR da NOAA produzem registros de análises globais de campos atmosféricos, com inclusão de medições da superfície terrestre, navios, radiossondas, aeronaves, satélites e outros dados ao redor do globo. Esses produtos contam com um controle de qualidade e um sistema de assimilação de dados de última geração (KALNAY et al., 1996). As informações detalhadas sobre o CMORPH encontra-se em Joyce et al. (2004) e resumida no Capítulo 3.

4.2.3 Metodologia

4.2.3.1 Estudo dos Sistemas Convectivos (SC)

As imagens de satélites meteorológicos no canal IR têm sido amplamente utilizadas para o estudo do comportamento dos sistemas de nuvens associadas à convecção profunda (HOUZE, 1977; LAURENT et al., 2000). Portanto, neste estudo foram utili-

zadas imagens dos satélites GOES 10, 12 e 13 com domínio sobre os trópicos da AS (Figura 4.1 linha vermelha).

A identificação dos padrões morfológicos da convecção profunda sobre a região de estudo foram analisados durante o período de 13 anos (2003 a 2015), ao longo da estação de verão austral, utilizando o algoritmo *Forecast and Tracking the Evolution of Active Cloud Clusters* (ForTraCC).

A estação de verão foi selecionada porque estudos climatológicos mostraram que a máxima atividade convectiva e precipitação sobre a maior parte da região tropical da AS é observada na estação de verão austral (GAN et al., 2004; VERA et al., 2006a). De acordo com os estudos de Velasco e Fritsch (1987) e Vila (2004), os SCM são repensáveis pela maior parte da precipitação da estação quente nos trópicos da AS. A seguir é apresentada uma breve descrição do algoritmo ForTraCC, bem como detalhado os passos utilizados para a elaboração do presente estudo.

4.2.3.2 Algoritmo ForTraCC

Neste item é feita uma breve abordagem sobre o algoritmo ForTraCC, extraído de Vila et al. (2008) onde se pode encontrar mais detalhes sobre o algoritmo.

A técnica ForTraCC é um algoritmo que permite o rastreamento de propriedades radiativas e morfológicas de SCs e prevê a evolução dessas propriedades físicas (com base na temperatura de brilho do topo da nuvem) até 120 min, utilizando imagens de satélite infravermelho (10,8 μm).

Os passos principais deste algoritmo são os seguintes: 1) um método de detecção de aglomerados de nuvens com base em um limite de tamanho e temperatura de brilho do topo das nuvens, 2) um módulo estatístico para identificar parâmetros morfológicos e radiativos de cada SC, 3) uma técnica de rastreamento, baseada na sobreposição de área de SCs entre imagens sucessivas, e 4) um módulo de previsão com base na evolução dos SCs em intervalos de tempo anteriores. Neste estudo em particular, foram considerados apenas os passos 1) e 2), pois o objetivo do uso do algoritmo foi o de caracterizar os padrões morfológicos da nebulosidade convectiva no verão austral sobre a AS.

O ForTraCC extrai informações de nuvem usando 5 canais do satélite GOES sobre a AS. A detecção operacional do SC no DSA-INPE usa os limiares de temperatura de 235 K (-38°C) para definir o SC, de 210 K (-63°C) para definir células convectivas imersas no sistema e de 250 K (-23°C) para detectar o início do sistema. O número

de pixel mínimo definido para detetar o SC foi de 40 (aproximadamente 640 km²).

Os pixels dos Clusters são gerados após estabelecer os limites de temperatura, de acordo com os seguintes critérios:

- Rastreamento do SC: aqueles sistemas com o tamanho em pixels que excedem o valor mínimo "N" para o limite mais quente (235 K).
- Detecção precoce: aqueles sistemas com o tamanho (em pixels) do limite quente superior a "N", mas o número de pixels de topo frio (mais frio que 210 K) são menores que "N". Os sistemas com um número de pixels menor do que N pixels são classificados como pequenos.

Para realizar os procedimentos acima, os parâmetros morfológicos, radiativos e de localização são calculados de acordo com [Macedo et al. \(2004b\)](#).

a) Parâmetros morfológicos

- 1) Tamanho do SC: número de pixels e área em km²;
- 2) Raio efetivo do SC: o raio de um círculo com área igual à área do sistema:

$$r = \frac{\sqrt{A}}{\pi} \quad (4.1)$$

onde "r" representa o raio efetivo e A a área do sistema em km².

- 3) Fração convectiva e número de células convectivas: a célula convectiva é definida como o conjunto de pixels que tem a temperatura de brilho imediatamente inferior ao limiar mais frio, neste caso 210K;

- 4) Tamanho das cinco maiores células convectivas encontradas no SC;

- 5) Eixo Inercial;

- 6) Inclinação e excentricidade do SC: o cálculo é baseado na representação no plano de todos os pontos do sistema. Depois de aplicar a metodologia dos quadrados mínimos nos pontos, a linha recta (e sua ortogonal) será o novo eixo inercial. Então, os pontos (LAT_i, LON_i) são projetos em novo sistema cartesiano xx_i, yy_i.

$$xx_i = LON_i \cos \beta + LAT_i \sin \beta \quad (4.2)$$

$$yy_i = LON_i \sin \beta + LAT_i \cos \beta \quad (4.3)$$

$$\beta = \tan^{-1} \alpha \quad (4.4)$$

onde

$$\alpha = \frac{(N \sum LAT_i LON_i - LAT_i \sum LON_i)}{N \sum LAT_i^2 - (\sum LAT_i)^2} \quad (4.5)$$

O valor β representa a inclinação do sistema. A excentricidade é calculada pelas seguintes equações:

$$\varepsilon = \left| \frac{XX_{max} - XX_{min}}{YY_{max} - YY_{min}} \right| \quad (4.6)$$

$$\varepsilon = \left| \frac{YY_{max} - YY_{min}}{XX_{max} - XX_{min}} \right| \quad (4.7)$$

A equação (5) é usada quando os eixos mais baixos ocorrem no eixo X e a equação (6) é usada quando os eixos mais baixos ocorrem no eixo Y.

b) Parâmetros de radiação:

- Temperaturas médias e mínimas do sistema (todos os pixels do sistema);
- Temperatura média das cinco maiores células convectivas.

c) Parâmetros de localização:

- Coordenadas do centro geométrico;
- Coordenadas do centro geométrico das cinco maiores células convectivas;
- Data e hora (GNT).

4.2.3.3 Utilização do ForTraCC

Imagens de satélites geostacionários (GOES 10, 12 e 13) no canal IR a cada 3 horas foram recortadas para a região dos trópicos da AS abrangendo as coordenadas

de 0°-23.5°S de latitude e 82°-34°W de longitude (Figura 4.1 linha vermelha) e utilizados como entrada no ForTraCC. Para SC cujo a vida útil ultrapassa o período de amostragem (3 horas) foi apropriadamente computado como SCs diferentes. A Tabela 4.4 exemplifica a saída do ForTraCC com os parâmetros escolhidos para o presente estudo.

Uma tabela (matriz) representa um horário de execução do ForTraCC, onde são fornecidas as informações da data e horário da rodagem, número do sistema (N° Sist.), coordenadas do centro geométrico (daqui para adiante denominado de centro de massa; Lat e Lon), tamanho do sistema (Size), Temperaturas médias (Tmed) e mínimas (Tmin) do sistema, temperatura média dos 9 pixels mais frios do sistema (Tmin9), número de células convectivas imersas no sistema (CBnum), inclinação (Incl) e excentricidade (Exc) do sistema.

Tabela 4.1 - Saída intermediária do FortraCC para o dia 01 de Dezembro de 2007 às 1200 UTC.

Data	Hora	N° Sist.	Lat	Lon	Size	Tmed	Tmin	Tmin9	CBnum	Incl	Exc
20071201	12	20	-3.054	-47.410	1330	222.18	209.25	211.73	4	-12.58	0.72
20071201	12	10	-3.721	-59.871	523	226.04	216.99	221.60	-99	-22.37	0.68
20071201	12	6	-3.627	-63.234	92	227.47	221.20	222.15	-99	-14.88	0.70
20071201	12	23	-3.604	-46.146	47	230.44	226.02	230.74	-99	-17.35	0.76
20071201	12	4	-5.584	-68.003	5377	225.33	204.81	211.31	10	23.02	0.82
20071201	12	2	-4.922	-73.458	765	232.95	230.67	231.95	-99	-54.06	0.59
20071201	12	21	-4.287	-46.569	312	222.49	208.21	209.38	9	8.03	0.84
20071201	12	19	-7.729	-49.423	821	224.64	210.33	212.72	-99	39.31	0.71
20071201	12	24	-7.176	-43.362	394	221.45	205.98	210.10	7	16.15	0.60
20071201	12	11	-7.067	-59.119	259	229.10	222.41	224.16	-99	-0.89	0.60
20071201	12	15	-8.722	-56.511	49	231.32	227.24	229.41	-99	-9.07	0.96
20071201	12	22	-10.294	-45.220	2261	225.91	212.32	216.61	-99	-23.64	0.45
20071201	12	7	-9.459	-62.602	416	225.66	213.32	217.92	-99	6.01	0.51
20071201	12	8	-10.770	-61.929	168	227.87	224.66	225.92	-99	-8.22	0.75
20071201	12	3	-11.733	-71.677	136	234.36	234.09	234.31	-99	30.85	0.84
20071201	12	18	-12.052	-51.532	396	227.35	219.15	220.98	-99	-40.92	0.62
20071201	12	16	-11.937	-55.186	212	226.65	218.74	223.29	-99	12.05	0.66
20071201	12	12	-12.710	-59.082	41	234.15	233.79	234.16	-99	20.07	0.99
20071201	12	13	-12.814	-57.622	94	224.65	214.74	217.24	-99	5.49	0.98
20071201	12	9	-13.914	-61.123	856	230.67	225.77	229.05	-99	21.97	0.75
20071201	12	1	-13.725	-73.478	336	227.70	218.30	221.39	-99	5.60	0.90
20071201	12	17	-14.329	-53.044	73	231.12	227.25	228.94	-99	-4.80	0.52
20071201	12	14	-17.058	-56.299	115	231.04	226.52	229.39	-99	0.68	0.46
20071201	12	5	-17.592	-65.720	100	231.93	229.01	230.77	-99	-39.81	0.90

O parâmetro morfológico de excentricidade dos sistemas foi usado diretamente nas análises para diferenciar principalmente os sistemas circulares dos lineares. Para isso, foi definido um limiar para sistemas lineares com excentricidade menor do que 0,3 (EICHHOLZ; CAMPOS, 2014). Também foram definidos dois intervalos intermediários

de excentricidade que variou de 0,3-0,5 e 0,5-0,7 para os SCs de forma irregulares. Um limiar maior do que 0,7 foi definido de acordo a Maddox (1980) que definiu para Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). Vale ressaltar que os sistemas que tendem a circulares (excentricidade maior do que 0,7) não foram referenciados como CCM, pois alguns parâmetros definidos por Maddox (1980) para caracterizar um CCM, tais como o limiar de temperatura de brilho, e principalmente, o de tempo médio de duração que não foi incluído no módulo do ForTraCC utilizado, não foram evidenciados.

O parâmetro CBnum foi usado unicamente para separar sistemas convectivos dos estratiformes, e o parâmetro Incl usado para analisar a orientação dos SC, utilizado apenas para os com excentricidade inferior a 0,3. Foi definido o limiar para a Incl com valor fixado em 45° negativo e positivo. Quando os valores são maiores (menores) do que 45° a orientação dos sistemas são de sul a sudoeste para norte a nordeste (de sudoeste a oeste para nordeste a leste). Quando os valores são maiores (menores) do que -45° a orientação são de sudeste a sul para noroeste a norte (sudeste a leste para noroeste a oeste).

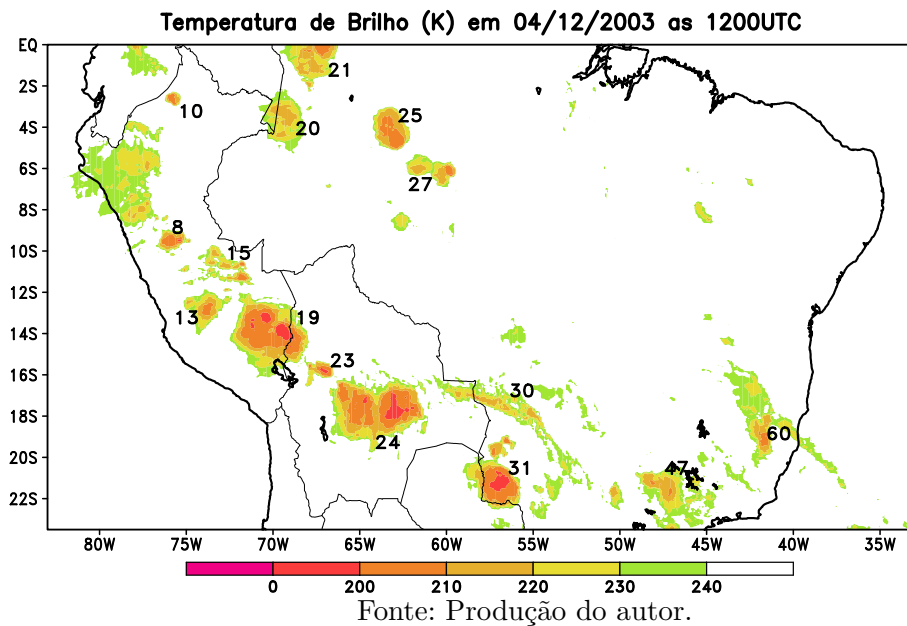
Para facilitar a interpretação das informações sobre a predominância espacial dos SCs e facilitar a análise da evolução da cobertura de nebulosidade, bem como o ciclo diurno durante os 12 verões estudados, foram definidos limiares de tamanho dos SCs levando em conta o raio efetivo do SC. Como referência foi usado um SC com Exc igual a 1 (sistema circular) fazendo-se assim uma relação direta com o tamanho em pixel. A Tabela 4.2 apresenta os limiares definidos que foi adotado para os demais SCs com diferentes Exc.

Tabela 4.2 - Limiar de tamanho dos sistemas convectivos.

Intervalo	Intervalo em pixel	Intervalo em KM Escala de Orlanski (1975)
1	≤ 46	Micro
2	> 46 e ≤ 93	Meso γ
3	> 93 e ≤ 926	Meso β
4	> 926 e ≤ 4628	Meso α
4	> 4628 e ≤ 46277 Km	Macro
5	> 46277	Grande

A Figura 4.4 exemplifica o tamanho dos SCs tendo como referência a 4.2, onde o sistema número 10 está compreendido no intervalo 1, o 25 no intervalo 3 e por último o 24 no intervalo 4.

Figura 4.2 - Campo de temperatura de Brilho (K) filtrado para valores menores que 240 K, às 1200 UTC do dia 04/12/2003.



Durante o período de estudo foram utilizadas informações do satélite geostacionário GOES em diferentes coberturas temporais como apresentando na Tabela 4.3. Ao longo deste período houve falhas nos dados do GOES bem como imagens faltantes que foram processadas ao longo do período de 2004 a 2015. É possível ter-se uma ideia do total de falhas encontradas nos dados de satélite analisando a Tabela 4.3, destacando principalmente o ano de 2008 que apresentou muitos problemas nos dados.

Tabela 4.3 - Período de operação dos satélites entre 2003 a 2015.

Satelite	Período de Operação	Dados Total	Dados Úteis
GOES 12	2003120103 - 2007022821	2888	2428
GOES 10	2007120100 - 2009022821	1448	956
GOES 12	2009120103 - 2011022821	1440	1359
GOES 13	2011120100 - 2015022821	2888	2854

Finalmente, as primeiras rodadas do ForTraCC foram validadas através de plotagens de campos de temperatura de brilho inferior a 240K com os dados do GridSat, no mesmo período da rodada, possibilitando assim confrontar ambas as informações. Os períodos para a validação foram escolhidos aleatoriamente.

4.2.3.4 Ciclo diurno da precipitação convectiva em diferentes regiões

De acordo com os padrões espaciais da convecção encontrados no estudo climatológico dos SCs do item anterior, como também pela literatura relacionada com os processos precipitantes, foram definidas regiões em diferentes pontos dos trópicos da AS. Essas regiões foram utilizadas para o estudo detalhado dos SCs e os CDPs associados, onde os CDPs foram determinados através de diagramas hovmoller da média meridional ao longo das faixas longitudinais das regiões.

No Capítulo 3 avaliou-se o desempenho de diversos produtos de algoritmos de EPSs na representação do CDP sobre o território Brasileiro. Como visto neste capítulo, os algoritmos estimaram as chuvas a cada 3 horas com diferentes graus de precisão, no entanto, na maioria das regiões o produto CMORPH representou razoavelmente as chuvas mais intensas principalmente sobre a parte tropical do Brasil.

O desempenho de uma determinada EPS depende das características locais de cada região, como exemplo a topografia e vegetação (ROE, 2005; SMITH, 1999). O CMORPH foi escolhido para representar o ciclo diurno das chuvas das regiões fora do Brasil onde o algoritmo não foi avaliado. A série histórica do CMORPH (ver Tabela 3.2 do Capítulo 3) favoreceu a escolha do mesmo para a presente análise, visto que o estudo de SCs sobre os trópicos da AS abrangeu o período de 12 verões (2004 a 2015).

4.2.3.5 Influência dos sistemas sinóticos na morfologia dos SCs

Com o objetivo de analisar a influência dos sistemas de escala sinótica na distribuição, morfologia e intensidade dos SCs nos trópicos da AS (Figura 4.1, linha vermelha), foram gerados diferentes campos para a análise dos principais sistemas desta escala predominantes na região nos horários das 0000 UTC e 1800 UTC, período de ocorrência da máxima atividade convectiva sobre grande parte da região de estudo (DIAS et al., 1987; ANGELIS et al., 2004; JANOWIAK et al., 2005).

Dentro do período dos verões de 2004 a 2015, foram utilizadas as imagens IR e WV do satélite GOES, de temperatura de brilho (K) do GridSat e dados de reanálise do NCEP. Como muitos dos processos de escala sinótica que afetam as condições de tempo sobre os trópicos da AS se posicionam em latitudes mais alta do que do próprio trópico da AS, o domínio espacial para a geração dos campos com os produtos do NCEP compreendeu as coordenadas de 15°N-40°S e 5°W-95°W (Figura 4.1 domínio maior), nos níveis padrão. Os campos foram das variáveis de Pressão a Nível Médio

do Mar (PNM) em hPa; linhas de corrente e isotacas (m/s), vorticidade relativa (1/s), umidade relativa (%), espessura (m) na camada entre 1000 hPa e 500 hPa e advecção de temperatura potencial equivalente (K/6h) em 1000 hPa.

Neste estudo, os SFs foram identificados pelo método sinótico tradicional: análise conjunta de depressões nos campos de PNMM, convergência de vento no nível de 850hPa e gradiente de temperatura elevado nos campos de espessura entre 1000 e 500 hPa (PETTERSSSEN, 1956; ZVEREV, 1968; DJURIC, 1994). Neste sentido, também foram usadas as imagens do GOES e os campos de advecção de temperatura potencial equivalente em 1000 hPa para confirmar a posição dos SFs. Ainda com as imagens IR do GOES foram identificados os CCM's de acordo a metodologia de Maddox (1980).

O Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN) e a Alta da Bolívia (AB) foram identificados pela circulação ciclônica e anticiclônica, respectivamente, nos campos de linhas de corrente e isotacas em altos níveis, juntamente com as imagens de satélite no canal IR e WV (KOUSKY; GAN, 1981; GUTMAN; SCHWERDTFEGER, 1965; VIRJI, 1981; LENTERS; COOK, 1997; VUILLE, 1999). Os Jatos Subtropical (JST), Jatos em Baixos Níveis (JBN) e a ZCIT foram identificadas nos campos de ventos, em 200 hPa pelas isotacas com magnitude do vento superior a 30 m/s (FEDOROVA, 1999), entre 1000 e 800 hPa pelas isotacas com magnitude superior a 15 m/s (STULL, 1988), e pela confluência em baixos níveis e difluência em altos níveis (REBOITA et al., 2010; RAO et al., 1984), respectivamente.

A Baixa do Chaco (BC) foi identificada pela presença de um centro de baixa pressão nos campos de pressão a nível médio do mar com distribuição de temperatura homogênia vista nos campos de espessura da camada (REBOITA et al., 2010). A ZCAS foi identificada pela permanência de uma banda de nebulosidade no sentido noroeste-sudeste do Brasil, observada nas imagens de satélite, em paralelo com os campos de convergência de umidade, linhas de corrente e isotacas em baixos níveis (QUADRO, 1994; KODAMA, 1992; SANCHES et al., 1996).

Todos os sistemas sinóticos identificados nos campos gerados com as reanálises foram comparados com as informações contidas no boletim da revista climanalyse ([http://climanalyse.cptec.inpe.br/rclimanl/boletim/;](http://climanalyse.cptec.inpe.br/rclimanl/boletim/)) durante todo o período de estudo, com o objetivo de validar os campos e as identificações dos sistemas sinóticos atuantes.

4.3 Resultados

Nesta secção é apresentada primeiramente a validação da caracterização dos SCs identificados pelo ForTraCC, em seguida uma análise da evolução anual e do ciclo diurno dos SCs durante os verões do período de estudo, e finalmente, uma análise da influência de sistemas de escala sinótica nos parâmetros morfológicos dos SCs.

4.3.1 Validação dos resultados do ForTraCC

A saída do ForTraCC foi comparada com os campos de temperatura de brilho filtradas para valores inferiores a 240 K do GribSat. Portanto, esse filtro possibilita a visualização de nuvens de topo frio (AHRENS, 2012). As datas apresentadas a seguir foram selecionadas aleatoriamente com o intuito de validar o algoritmo ForTraCC na detecção dos SCs sobre os trópicos da AS.

A Tabela 4.4 mostra a saída do ForTraCC com todos os sistemas de nuvens de topo frio no dia 01 de Dezembro de 2007 às 1200 UTC. Como pode-se notar, tanto os sistemas de nuvens Cirrus como os de Cumulonimbus são observados no resultado do ForTraCC. Entretanto, depois de efetuado um filtro através do parâmetro número de células convectivas (Cbnum), onde excluiu-se os sistemas de nuvens Cirrus, a Tabela 4.5 apresenta apenas os SCs no mesmo horário.

Tabela 4.4 - Saída intermediária do FortraCC para o dia 01 de Dezembro de 2007 às 1200 UTC.

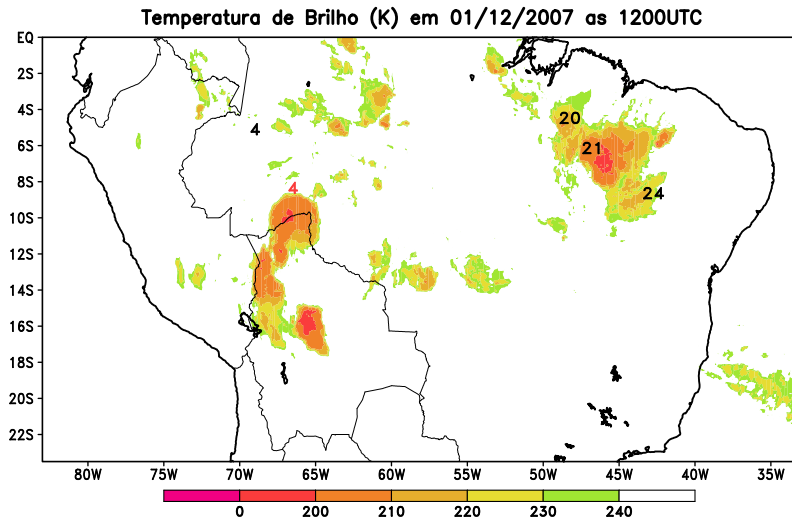
Data	Hora	Nº Sist.	Lat	Lon	Size	Tmed	Tmin	Tmin9	CBnum	Incl	Exc
20071201	12	20	-3.054	-47.410	1330	222.18	209.25	211.73	4	-12.58	0.72
20071201	12	10	-3.721	-59.871	523	226.04	216.99	221.60	-99	-22.37	0.68
20071201	12	6	-3.627	-63.234	92	227.47	221.20	222.15	-99	-14.88	0.70
20071201	12	23	-3.604	-46.146	47	230.44	226.02	230.74	-99	-17.35	0.76
20071201	12	4	-5.584	-68.003	5377	225.33	204.81	211.31	10	23.02	0.82
20071201	12	2	-4.922	-73.458	765	232.95	230.67	231.95	-99	-54.06	0.59
20071201	12	21	-4.287	-46.569	312	222.49	208.21	209.38	9	8.03	0.84
20071201	12	19	-7.729	-49.423	821	224.64	210.33	212.72	-99	39.31	0.71
20071201	12	24	-7.176	-43.362	394	221.45	205.98	210.10	7	16.15	0.60
20071201	12	11	-7.067	-59.119	259	229.10	222.41	224.16	-99	-0.89	0.60
20071201	12	15	-8.722	-56.511	49	231.32	227.24	229.41	-99	-9.07	0.96
20071201	12	22	-10.294	-45.220	2261	225.91	212.32	216.61	-99	-23.64	0.45
20071201	12	7	-9.459	-62.602	416	225.66	213.32	217.92	-99	6.01	0.51
20071201	12	8	-10.770	-61.929	168	227.87	224.66	225.92	-99	-8.22	0.75
20071201	12	3	-11.733	-71.677	136	234.36	234.09	234.31	-99	30.85	0.84
20071201	12	18	-12.052	-51.532	396	227.35	219.15	220.98	-99	-40.92	0.62
20071201	12	16	-11.937	-55.186	212	226.65	218.74	223.29	-99	12.05	0.66
20071201	12	12	-12.710	-59.082	41	234.15	233.79	234.16	-99	20.07	0.99
20071201	12	13	-12.814	-57.622	94	224.65	214.74	217.24	-99	5.49	0.98
20071201	12	9	-13.914	-61.123	856	230.67	225.77	229.05	-99	21.97	0.75
20071201	12	1	-13.725	-73.478	336	227.70	218.30	221.39	-99	5.60	0.90
20071201	12	17	-14.329	-53.044	73	231.12	227.25	228.94	-99	-4.80	0.52
20071201	12	14	-17.058	-56.299	115	231.04	226.52	229.39	-99	0.68	0.46
20071201	12	5	-17.592	-65.720	100	231.93	229.01	230.77	-99	-39.81	0.90

Tabela 4.5 - Saída intermediária do FortraCC filtrada para o dia 01 de Dezembro de 2007 às 1200 UTC.

Data	Hora	Nº Sist.	Lat	Lon	Size	Tmed	Tmin	Tmin9	CBnum	Incl	Exc
20071201	12	20	-3.054	-47.410	1330	222.18	209.25	211.73	4	-12.58	0.72
20071201	12	4	-5.584	-68.003	5377	225.33	204.81	211.31	10	23.02	0.82
20071201	12	21	-4.287	-46.569	312	222.49	208.21	209.38	9	8.03	0.84
20071201	12	24	-7.176	-43.362	394	221.45	205.98	210.10	7	16.15	0.60

O exemplo de validação desta data (dia 1 de Dezembro de 2007 às 1200 UTC) é o único que apresentou problema na localização de apenas 1 SC identificado pelo ForTraCC (Figura 4.3, sistema número 4). O ForTraCC mostrou 3 SCs com as localizações coerentes com os observados no campo de temperatura de brilho filtrado do GridSat (Figura 4.3, sistema número 20, 21 e 24), entretanto, na mesma figura pode-se observar que o sistema número 4 apareceu localizado ao norte do observado no campo de temperatura de brilho filtrado (número 4 em preto a identificação do SC pelo ForTraCC e em vermelho a localização do SC).

Figura 4.3 - Campo de temperatura de Brilho (K) filtrado para valores menores que 240 K, às 1200 UTC do dia 01/12/2007.



Para as datas restantes selecionadas (04 de Dezembro de 2003 às 1200 UTC, 03 de Dezembro de 2009 às 0300 UTC e 01 de Dezembro de 2011 às 2100 UTC, Tabelas 4.6, 4.7 e 4.8, e Figuras 4.4, 4.5 e 4.7, respectivamente) a detecção dos SCs foram certas quando projetados os mesmos no campo de temperatura de brilho do GridSat. O resultado dessa validação sugere que é coerente usar a ForTraCC para os estudos mostrados a seguir.

Tabela 4.6 - Saida intermediária do FortraCC filtrada para o dia 04 de Dezembro de 2003 às 1200 UTC.

Data	Hora	Nº Sist.	Lat	Lon	Size	Tmed	Tmin	Tmin9	CBnum	Incl	Exc
20031204	12	21	-1.330	-67.621	770	221.53	209.37	212.23	2	-1.10	0.34
20031204	12	10	-2.658	-75.743	302	214.72	204.84	206.29	115	-5.22	0.82
20031204	12	20	-3.745	-69.280	2381	223.90	208.58	210.76	3	-6.60	0.93
20031204	12	25	-4.167	-63.110	2033	214.90	203.08	206.41	145	-11.05	0.91
20031204	12	27	-6.118	-60.761	1479	222.01	199.81	201.37	66	-10.32	0.44
20031204	12	8	-9.550	-75.847	795	215.14	197.31	200.25	149	9.21	0.66
20031204	12	15	-10.778	-72.545	1217	222.01	198.83	201.48	35	-25.10	0.45
20031204	12	13	-12.857	-73.891	1469	222.04	203.97	205.07	190	2.01	0.94
20031204	12	19	-14.123	-70.118	6812	214.52	191.19	193.91	958	-8.59	0.85
20031204	12	23	-15.885	-67.243	703	215.60	196.79	197.92	116	5.97	0.65
20031204	12	60	-18.254	-41.459	3855	225.85	198.33	203.12	37	-29.89	0.61
20031204	12	24	-17.797	-64.036	7506	213.82	195.73	196.55	400	1.25	0.66
20031204	12	30	-17.860	-56.379	3003	225.90	206.12	208.48	8	-25.91	0.26
20031204	12	31	-21.094	-57.064	3802	213.21	194.09	196.88	601	-8.51	0.96
20031204	12	47	-21.576	-47.264	2287	222.33	207.36	208.60	38	-15.00	0.77

Figura 4.4 - Campo de temperatura de Brilho (K) filtrado para valores menores que 240 K, as 12Z do dia 04/12/2003.

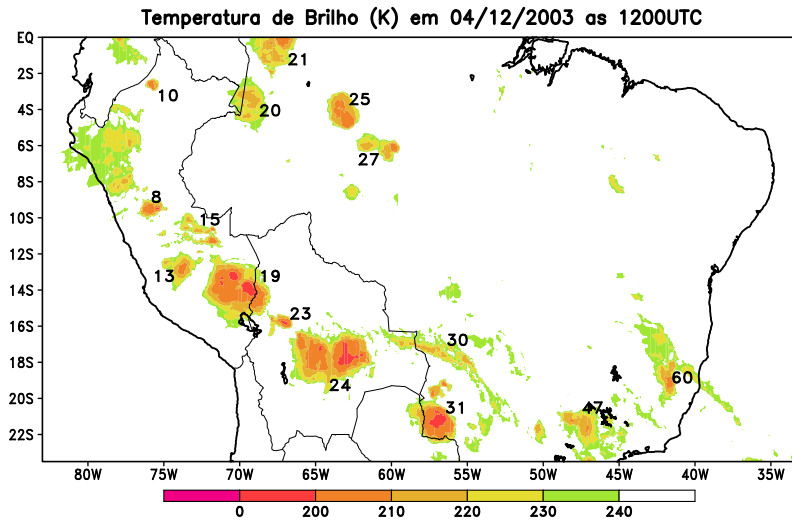
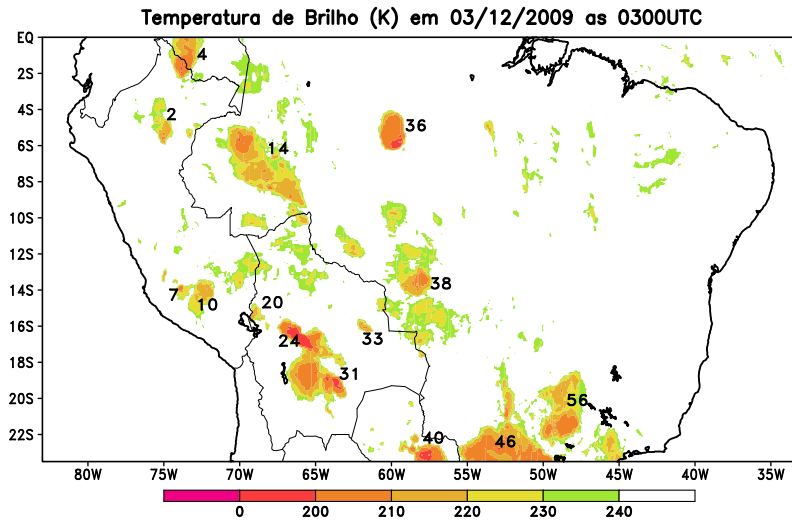


Tabela 4.7 - Saida intermediária do FortraCC filtrada para o dia 03 de Dezembro de 2009 às 0300 UTC.

Data	Hora	Nº Sist.	Lat	Lon	Size	Tmed	Tmin	Tmin9	CBnum	Incl	Exc
20091203	3	4	-1.555	-73.627	1121	211.67	197.31	199.88	655	3.80	0.71
20091203	3	2	-4.794	-75.101	1348	223.67	201.71	207.05	16	-43.35	0.86
20091203	3	36	-5.275	-59.866	2033	207.89	192.38	194.38	1504	-2.38	0.79
20091203	3	14	-7.367	-68.290	8216	220.19	196.26	199.20	57	-33.67	0.47
20091203	3	38	-12.998	-58.502	3298	222.52	201.24	203.27	64	-3.46	0.90
20091203	3	10	-14.427	-72.456	1381	221.75	204.41	209.98	5	29.15	0.81
20091203	3	7	-14.150	-73.670	415	221.61	200.29	201.84	56	12.69	0.70
20091203	3	20	-15.383	-68.850	373	221.13	208.97	211.12	4	-2.88	0.99
20091203	3	24	-18.184	-65.137	6935	212.73	186.04	189.01	430	-26.60	0.71
20091203	3	33	-16.099	-61.686	321	218.18	207.77	208.53	17	-21.43	0.51
20091203	3	46	-22.289	-52.395	6917	213.02	195.19	198.95	264	-0.18	0.76
20091203	3	56	-20.664	-48.588	5322	217.80	198.83	200.11	108	22.57	0.87
20091203	3	31	-20.798	-64.030	100	222.24	209.37	214.43	2	-37.68	0.37
20091203	3	40	-22.968	-57.792	1570	210.75	192.38	195.45	165	-10.93	0.47

Figura 4.5 - Campo de temperatura de Brilho (K) filtrado para valores menores que 240 K, às 0300 UTC do dia 03/12/2009.

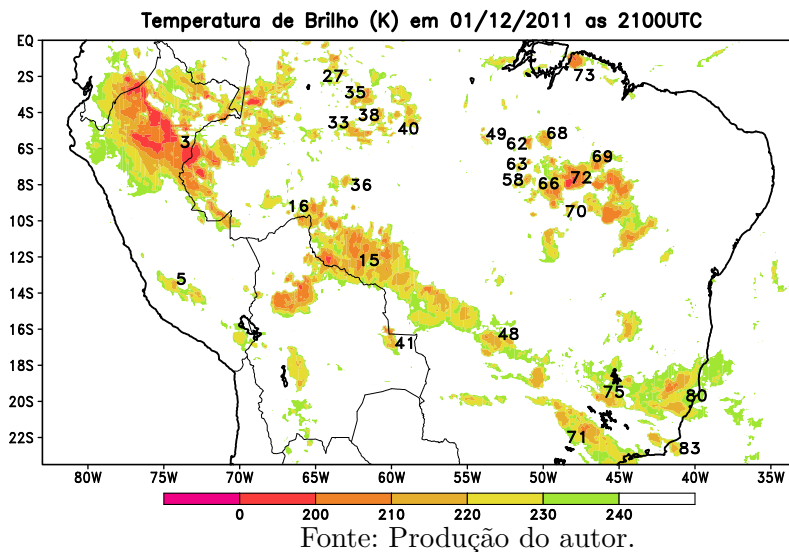


Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.8 - Saida intermediária do FortraCC filtrada para o dia 01 de Dezembro de 2009 às 2100 UTC.

Data	Hora	Nº Sist.	Lat	Lon	Size	Tmed	Tmin	Tmin9	CBnum	Incl	Exc
20111201	21	27	-1.382	-63.943	425	223.25	207.82	208.93	19	-6.88	0.62
20111201	21	73	-1.293	-47.656	439	211.05	198.78	199.93	273	5.15	0.43
20111201	21	3	-5.008	-73.537	34078	217.30	185.79	188.32	162	-0.31	0.71
20111201	21	35	-3.308	-61.798	793	220.22	196.18	199.90	32	8.79	0.63
20111201	21	40	-4.529	-60.703	574	222.33	207.83	212.04	4	-22.98	0.97
20111201	21	38	-4.402	-61.936	78	220.38	204.43	212.66	2	1.96	0.41
20111201	21	33	-5.164	-62.226	964	219.75	203.08	204.85	15	-19.84	0.43
20111201	21	68	-5.518	-49.784	511	220.10	209.04	211.01	3	-9.61	0.96
20111201	21	49	-5.556	-53.683	222	222.20	209.43	214.60	2	-28.17	0.65
20111201	21	62	-5.673	-50.871	254	215.29	204.42	204.81	84	4.00	0.83
20111201	21	69	-8.642	-46.193	10442	217.62	195.09	197.61	196	-20.74	0.62
20111201	21	63	-6.825	-50.890	88	215.97	204.42	207.26	26	-6.64	0.62
20111201	21	58	-7.908	-51.140	428	222.96	206.99	207.82	24	15.59	0.48
20111201	21	15	-12.866	-61.574	21196	219.84	196.71	197.86	76	-13.25	0.52
20111201	21	72	-9.335	-48.042	221	221.33	208.63	210.49	4	36.63	0.40
20111201	21	36	-9.318	-62.439	53	219.03	207.41	210.57	3	-4.65	0.98
20111201	21	16	-9.570	-66.730	54	219.13	207.41	211.72	6	2.73	0.89
20111201	21	66	-9.698	-50.558	72	218.52	206.57	210.42	6	-2.93	0.62
20111201	21	70	-11.345	-49.377	948	224.33	209.03	210.93	2	0.18	0.77
20111201	21	5	-13.639	-74.452	745	226.34	207.82	209.90	12	-32.99	0.32
20111201	21	41	-16.616	-59.984	652	219.73	201.70	203.98	25	-32.08	0.73
20111201	21	48	-16.917	-52.876	1878	223.91	208.23	209.38	9	-13.08	0.38
20111201	21	75	-19.206	-45.658	2223	226.18	203.53	207.53	30	-13.36	0.84
20111201	21	80	-19.640	-41.595	6596	225.20	206.57	207.41	60	2.63	0.61
20111201	21	71	-22.026	-46.629	5138	223.65	204.86	205.25	37	-28.50	0.29
20111201	21	83	-22.416	-41.785	777	220.69	207.41	210.20	3	-18.96	0.31

Figura 4.6 - Campo de temperatura de Brilho (K) filtrado para valores menores que 240 K, às 2100 UTC do dia 01/12/2011.



4.3.2 Climatologia dos Sistemas Convectivos (SC)

4.3.2.1 Frequência de ocorrência dos SCs

O problema das falhas nas imagens do GOES relatadas no item 4.2.3.3 pode dificultar conclusões sobre a evolução do número de SCs atuantes durante todo o período de estudo. Entretanto, desconsiderando o período de falhas (final de 2008 e começo de 2009), é apresentado a seguir uma breve discussão sobre o assunto.

Durante um período de 15 verões foram encontrados 53.115 SCs com os dados do satélite GOES-12 (entre dezembro de 2003 a fevereiro de 2007), 15.990 com os do GOES-10 (entre dezembro de 2007 a fevereiro de 2008), 30.081 com os do GOES-12 (entre dezembro de 2009 a fevereiro de 2011) e 56.502 com os do GOES-13 (entre dezembro de 2011 a fevereiro de 2015), totalizando 155.688 SCs.

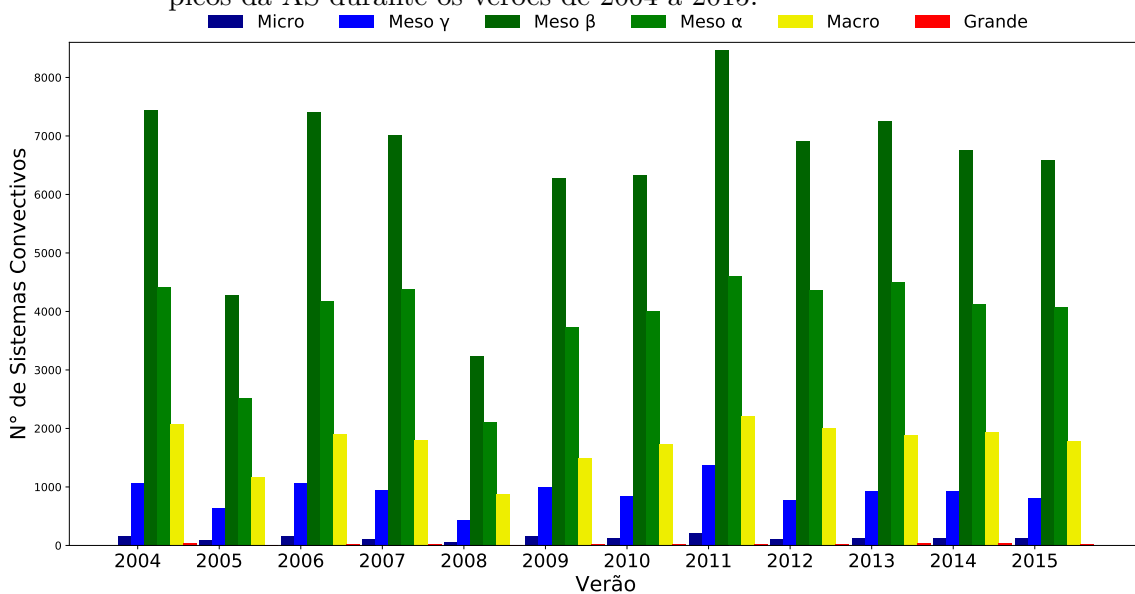
É possível observar na Figura 4.7 que o verão de 2011 foi o que registrou o maior número de SCs, totalizando 16.920 sistemas. Entretanto, observou-se uma média de 13.918 SCs por ano, e uma moda na ordem dos 14.000 SCs por ano (sem a inclusão nos cálculos as informações dos anos de 2008 e 2009).

Em relação ao tamanho dos SCs, a Figura 4.7 mostra que durante as estações de verão sobre os trópicos da AS a predominância é de SCs com tamanho Meso- β , seguidos dos SCs com o tamanho Meso- α . Velasco e Fritsch (1987) observaram que

os SCM são os predominantes sobre os trópicos da AS. Também sugere-se que a escala de maior ocorrência (Meso- β) é um limiar intermediário, onde a maioria dos SCs de curta duração atingem na sua fase de desenvolvimento máximo e de transição para os SCs com longo ciclo de vida. Por isso, registra-se uma maior frequência dos SCs nesta escala.

Em geral, os SCs nos extremos do limiar de tamanho (Micro e Grande) são os menos frequentes (Figura 4.7). A baixa ocorrência de SC Micro está relacionada ao limiar de número de pixel mínimo definido para detectar um SC, sendo assim, muitos SCs foram perdidos. As fontes de calor e de energia em grande escala são responsáveis pela manutenção dos SCs de longa duração que atingem grandes tamanhos (VILA, 2004; SALIO et al., 2007). Sobre regiões limitadas nos trópicos da AS, como exemplo a leste da cordilheira dos Andes e no sudeste e centro da AS a atuação do JBN (MARENGO et al., 2004b), SFs e a ZCAS (KOUSKY; CAVALCANTI, 1988; KODAMA, 1992), respectivamente, funcionam como transportadoras de energia e calor que alimentam os SCs de longa duração (grandes tamanhos). O ciclo de vida ou frequência de atuação desses sistemas também apresentam resolução temporal limitada, o que faz com que SCs de escalas maiores sejam observados com uma baixa frequência.

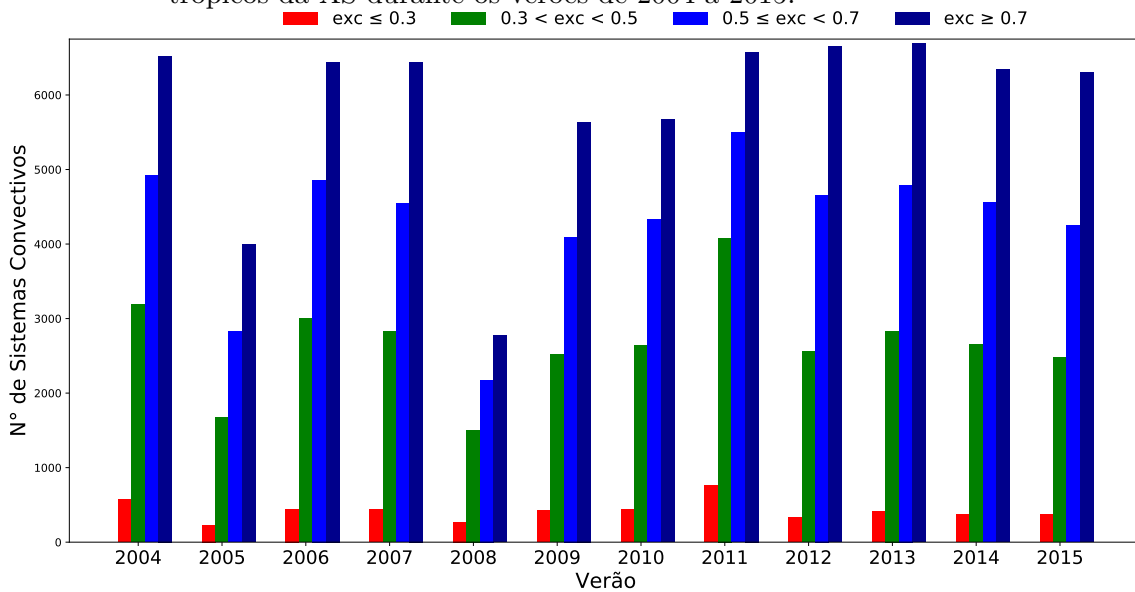
Figura 4.7 - Evolução temporal do total de SCs de diferentes tamanhos atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.



Os SCs com excentricidade maior do que 0,7 são os que predominam, seguido dos com excentricidade entre 0,5 e 0,7 (Figura 4.8). O maior valor observado para os com excentricidades maiores do que 0,7 foi de 6.690 SCs em 2013, e para os

com excentricidade entre 0,5 e 0,7 foi de 5.500 SCs em 2011. A maior franquia dos SCs com estas excentricidades pode ser explicada pela presença de Complexos Convectivos de Mesoescalas (CCMs), pois o ciclo de vida médio de um CCM é de 6 horas segundo Maddox (1980), por exemplo, o mesmo SC pode ser registrado pelo ForTraCC em várias rodadas devido a resolução temporal de 3 horas adotada neste estudo.

Figura 4.8 - Evolução temporal do total de SCs de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.

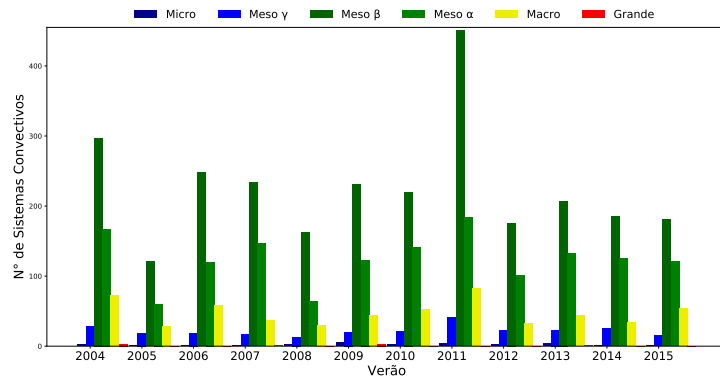


Fonte: Produção do autor.

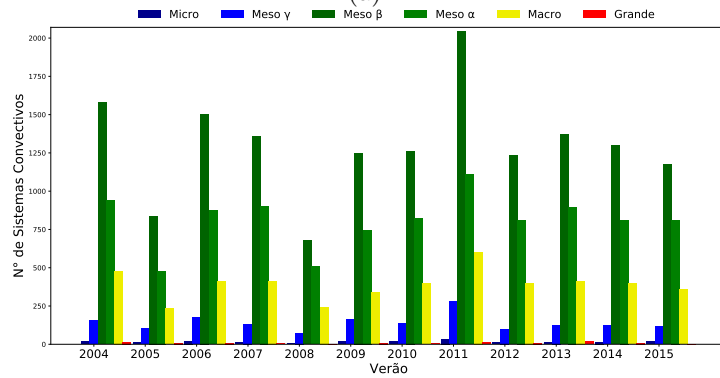
Em termos gerais, a Figura 4.9 mostra que para todas as excentricidades a predominância é dos SCs com tamanho Meso- β , seguido dos SCs com tamanho Meso- α . Foi identificado também a baixa frequência para os SCs Micro e Grande como visto na Figura 4.7.

Os resultados desse item sugerem que sobre os trópicos da AS, na estação de verão, os SCs que predominam são os CCMs, embora não tendo informação sobre tempo de duração, pode-se notar que a maior predominância é dos SCs com excentricidade maior do que 0,7, seguidos dos SCs com excentricidades entre 0,5 e 0,7 (Figura 4.8), sistemas esses que apresentam tamanho predominante na escala Meso- β e Meso- α , para o segundo uma característica que se encaixa nos CCMs. Esta sugestão é reforçada pelas conclusões dos estudos de Velasco e Fritsch (1987) e Vila (2004) onde notaram que os SCMs são responsáveis pela maior parte da precipitação da estação quente nos trópicos da AS.

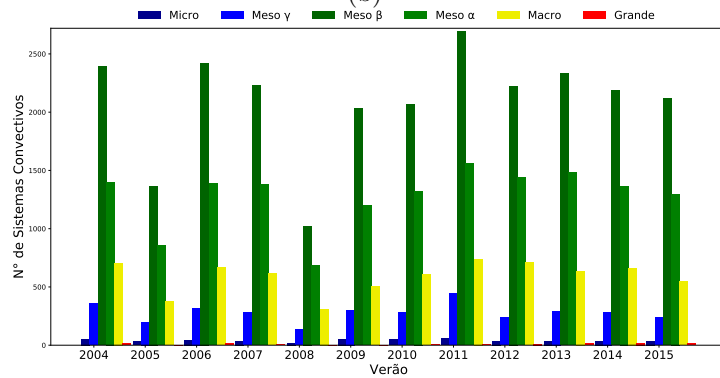
Figura 4.9 - Evolução temporal dos SCs com excentricidade (a) $< 0,3$, (b) $0,3 < e < 0,5$, (c) $0,5 < e < 0,7$, (d) $> 0,7$ atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.



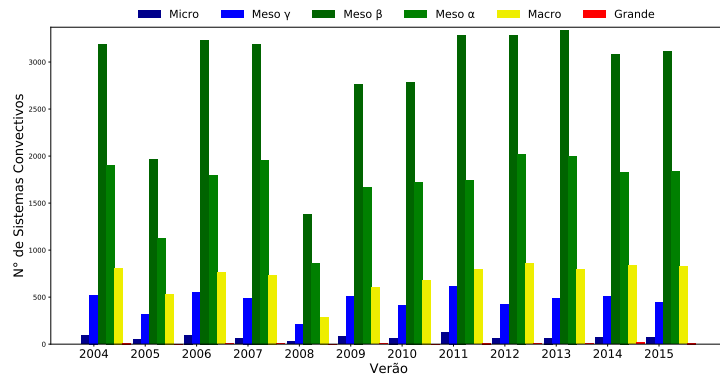
(a)



(b)



(c)



(d)

Fonte: Produção do autor.

4.3.2.2 Ciclo diurno dos SCs

O problema da falta de informações nos anos de 2008 e 2009 não influenciará significativamente as discussões abordadas na análise do ciclo diurno dos SCs, pois o número total de dados disponíveis é muito maior do que o número de dados com falhas, além da análise ser feita para cada horário.

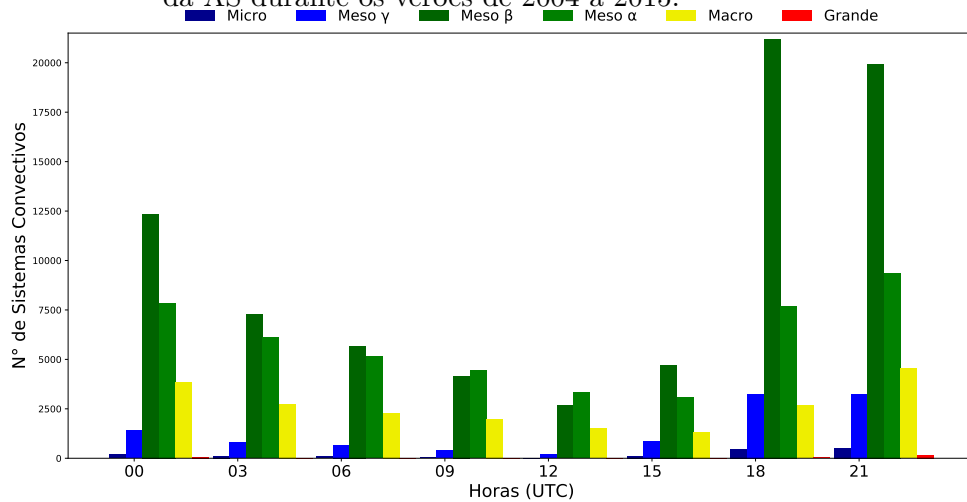
A Figura 4.10 apresenta o ciclo diurno dos SCs de diferentes tamanhos atuantes nos trópicos da AS durante o verão de 2004 a 2015. Nessa figura o início da atividade convectiva, o desenvolvimento máximo (maturação) e a dissipação dos SCs pode ser observado. Pode-se observar pela Figura 4.10 que os SCs sobre os trópicos da AS são fortemente regulados pelo ciclo diurno da radiação solar, como descrito no estudo de Garreaud e Wallace (1997). O número total de SCs de todos os tamanhos acompanha o ciclo diurno do aquecimento superficial de verão, com o total máximo de ocorrência de 37.763 SCs observado às 2100 UTC e mínimo de 7.711 SCs às 1200 UTC.

O início da atividade convectiva, mostrado pela ocorrência de SCs na escala espacial Micro, mostra o surgimento desses SCs a partir das 1500 UTC, horário do máximo aquecimento Solar (começando na parte oriental dos trópicos da AS). À medida que surgem novos SCs às 1800 UTC, os formados anteriormente se desenvolvem e observa-se a ocorrência de um máximo de SCs na escala Meso- β que é a escala intermediária (de transição para os SCs de longa duração e de desenvolvimento máximo para os de curta duração).

Às 2100 UTC há uma diminuição dos SCs Meso- β e um aumento para os de maiores tamanhos (Meso- α , Macro e Grande) mostrando que alguns SCs antes Meso- β transitaram para as escalas maiores, os descritos como os de longa duração (VILA, 2004; SALIO et al., 2007). O processo de fusão de SCs, frequentemente observado neste horário sobre a região de estudo também influencia na ocorrência de SCs de maiores tamanhos detectados pelo ForTraCC (VILA, 2004).

Como descrito no item anterior, os SCs de longa duração necessitam de um mecanismo de manutenção para que esses permaneçam por longos períodos e atinjam tamanhos maiores, onde esses mecanismos normalmente são transportadores de calor e de energia que alimentam os SCs, tais como os SFs (incluindo a ZCAS) e o JBN.

Figura 4.10 - Ciclo diurno do total de SCs de diferentes tamanhos atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.



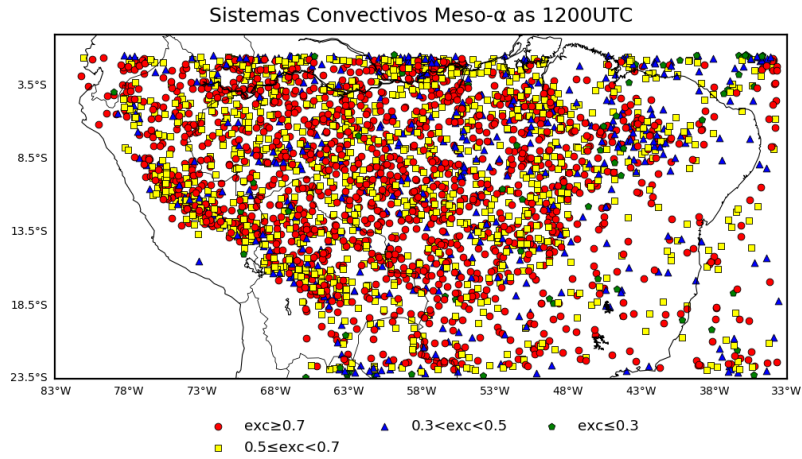
Fonte: Produção do autor.

Os SFs que atuam nos trópicos da AS não têm uma preferência de horário de atuação durante o ciclo diurno. A ZCAS por exemplo, predomina durante dias (KODAMA, 1992). Esses mecanismos são difíceis de ilustrar na Figura 4.10, pois eles podem estar associados aos SCs com escala maior do que Meso- β atuantes a qualquer horário do dia.

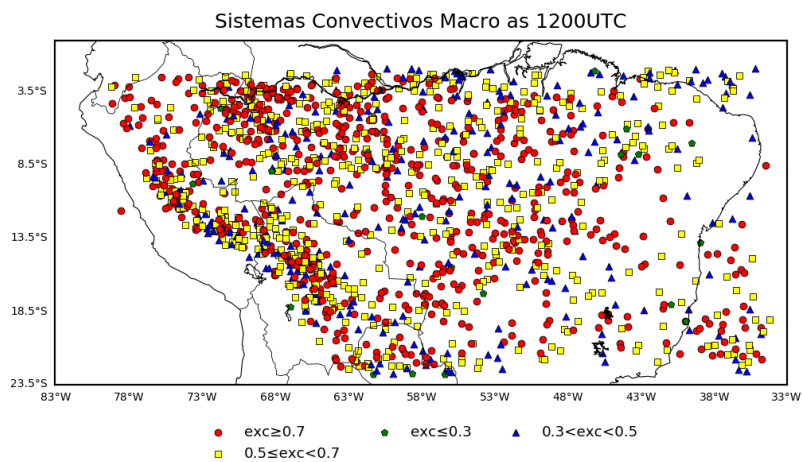
O mecanismo de manutenção dos SCs pelo JBN pode ser observado na Figura 4.10, através da inversão da predominância de SCs Meso- β para Meso- α a partir das 0900 UTC, que se estende até às 1200 UTC. Segundo Marengo et al. (2004b), o horário de máxima intensidade do JBN a leste dos Andes é entre as 0600 e 1200 UTC, sugerindo que seja o responsável da predominância dos SCs principalmente com tamanhos maiores do que Meso- α .

A Figura 4.11 apresenta a distribuição espacial dos SCs com diferentes excentricidades, de tamanho Meso- α (Figura 4.11 a) e Macro (Figura 4.11 b), bem como para o dia 04/12/2003, todas no horário das 1200 UTC. Principalmente na figura dos SCs com tamanho Macro (Figura 4.11 b) pode-se observar uma maior concentração de SCs a leste dos Andes, sobre o leste do Peru e centro da Bolívia, que é a região de atuação do JBN (MARENGO et al., 2004b). Nessa região os SCs mais frequentes são os com excentricidade entre 0,5 a 0,7 e maiores do que 0,7 como pode-se observar na Figura 4.11 a e b. A Figura 4.11 c mostra um exemplo da imagem do GribSat com os SCs (número 8, 13, 15, 19, 23 e 24) resultantes da atuação do JBN (campo de ventos em baixos níveis não mostrado).

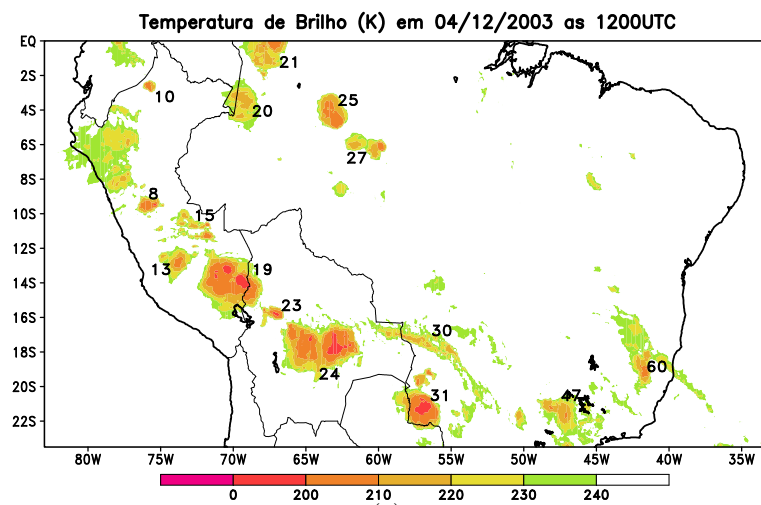
Figura 4.11 - Distribuição espacial dos SCs de diferentes excentricidades ocorridos às 1200 UTC com tamanho Meso-Alpha (a) e Macro (b) ocorridos nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015. Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado às 1200 UTC do dia 04/12/2003.



(a)



(b)



(c)

Fonte: Produção do autor.

As Figuras 4.12, 4.13, 4.14 e 4.15 apresentam o ciclo diurno da distribuição espacial dos SCs com diferentes tamanhos e excentricidades. Não foram incluídos os campos dos SCs com tamanho Meso- β e Meso- α porque apresentaram uma enorme concentração espacial de SCs (ver a máxima predominância na Figura 4.10) onde não foi possível observar padrões espaciais.

A ocorrência de SCs e os padrões espaciais em determinados horários discutidos anteriormente, podem ser observados com maior detalhes nas figuras abaixo. Na distribuição espacial do ciclo diurno dos SCs na escala Micro (Figura 4.12) pode-se observar os SCs se formando às 1500 UTC, período de máximo aquecimento superficial do verão na região central dos trópicos da AS, e a máxima ocorrência às 2100 UTC com maior concentração sobre a Amazônia (Figura 4.12), atingindo um mínimo às 1200 UTC. Para os SCs com tamanho Meso- γ (Figura 4.13) o padrão do ciclo diurno é semelhante aos SCs na escala Micro (Figura 4.12).

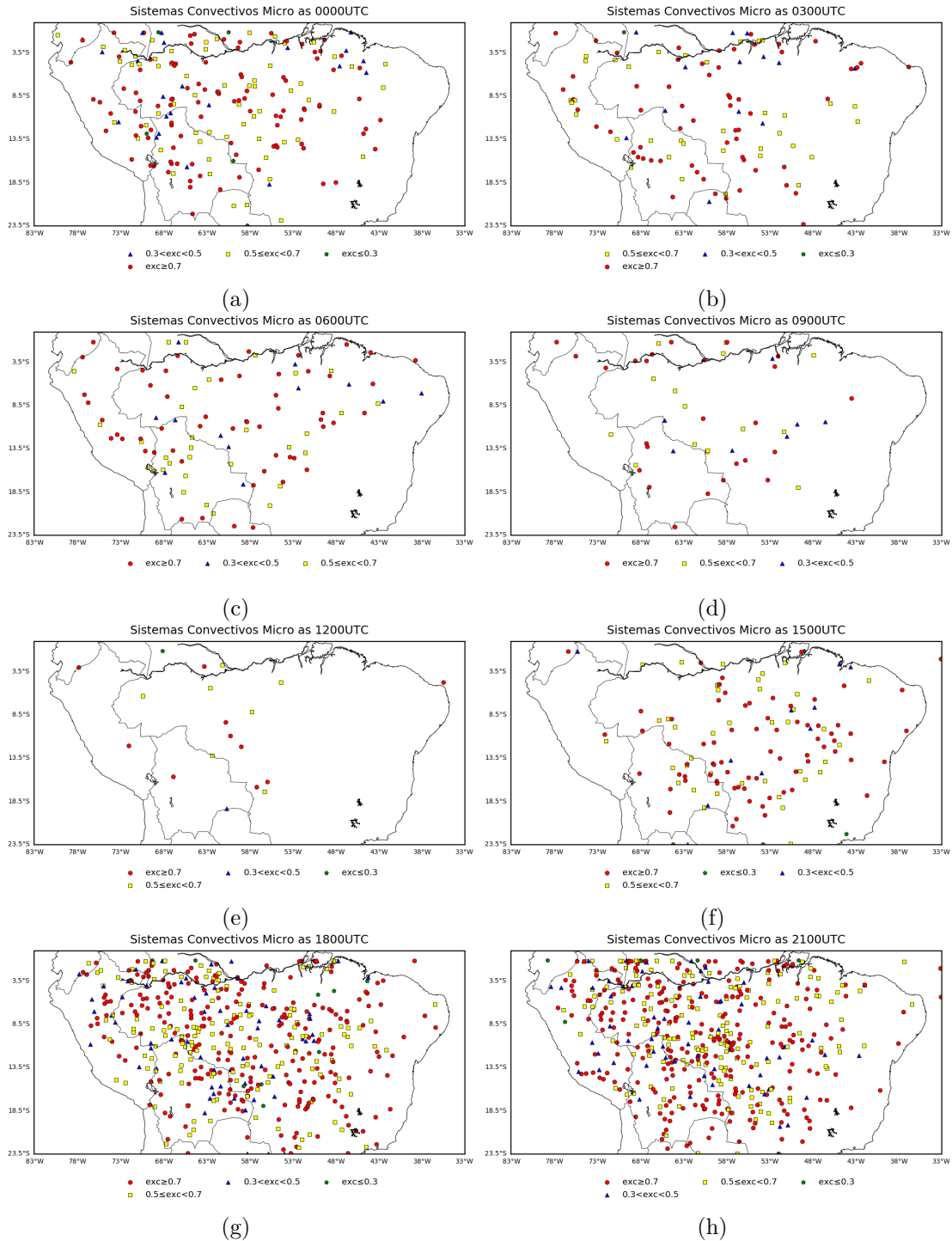
Através da Figura 4.14 pode-se acompanhar o ciclo diurno dos SCs com tamanho Macro. Destaca-se nessa figura o padrão a leste dos Andes começando às 2100 UTC (Figura 4.14 h) sobre o sudoeste da Bolívia e Sul do Perú, a maioria com excentricidade entre 0,3 a 0,5 (Figura 4.14 linha verde). Esses SCs são explicados pela circulação local de brisa devido a montanha dos Andes (ANGULO, 2016). Os mesmos se propagam para o interior do continente nos horários seguintes (das 0000 e 0300 UTC na Figura 4.14 a e b, respectivamente). O mesmo padrão de SC é observado na costa norte do Brasil, nos referidos horários, gerados pela atuação de frentes de brisas como também pela ZCIT (Figura 4.14 linha azul escuro). A propagação desses SCs para o interior no continente é representada pela linha azul da Figura 4.14.

A partir das 0900 UTC os SCs, influenciados pelo escoamento de nordeste que atinge as montanhas, são observados sobre o sudeste do Peru e centro da Bolívia, e por terem um ciclo de vida relativamente longo, esses sistemas permanecem nos horários seguintes até às 1500 UTC (Figura 4.14 d, e, f, respectivamente). Na mesma figura observa-se uma segunda concentração de SCs com máximo às 2100 UTC que sugere-se estar associada à atuação da ZCAS (Figura 4.14 linha verde escura).

O ciclo diurno da distribuição espacial dos SCs com tamanho Grande apresenta a máxima ocorrência às 2100 UTC, como observado na Figura 4.15. Neste horário a máxima concentração de SCs deste tamanho são observados sobre o centro do Brasil e região Amazônica, região de atuação da ZCAS (KODAMA, 1992). Rehbein (2016) mostrou, através dos resultados do projeto GOAmazon, que a combinação entre os ventos alísios direcionados para a bacia Amazônica e os SFs que se aproximam

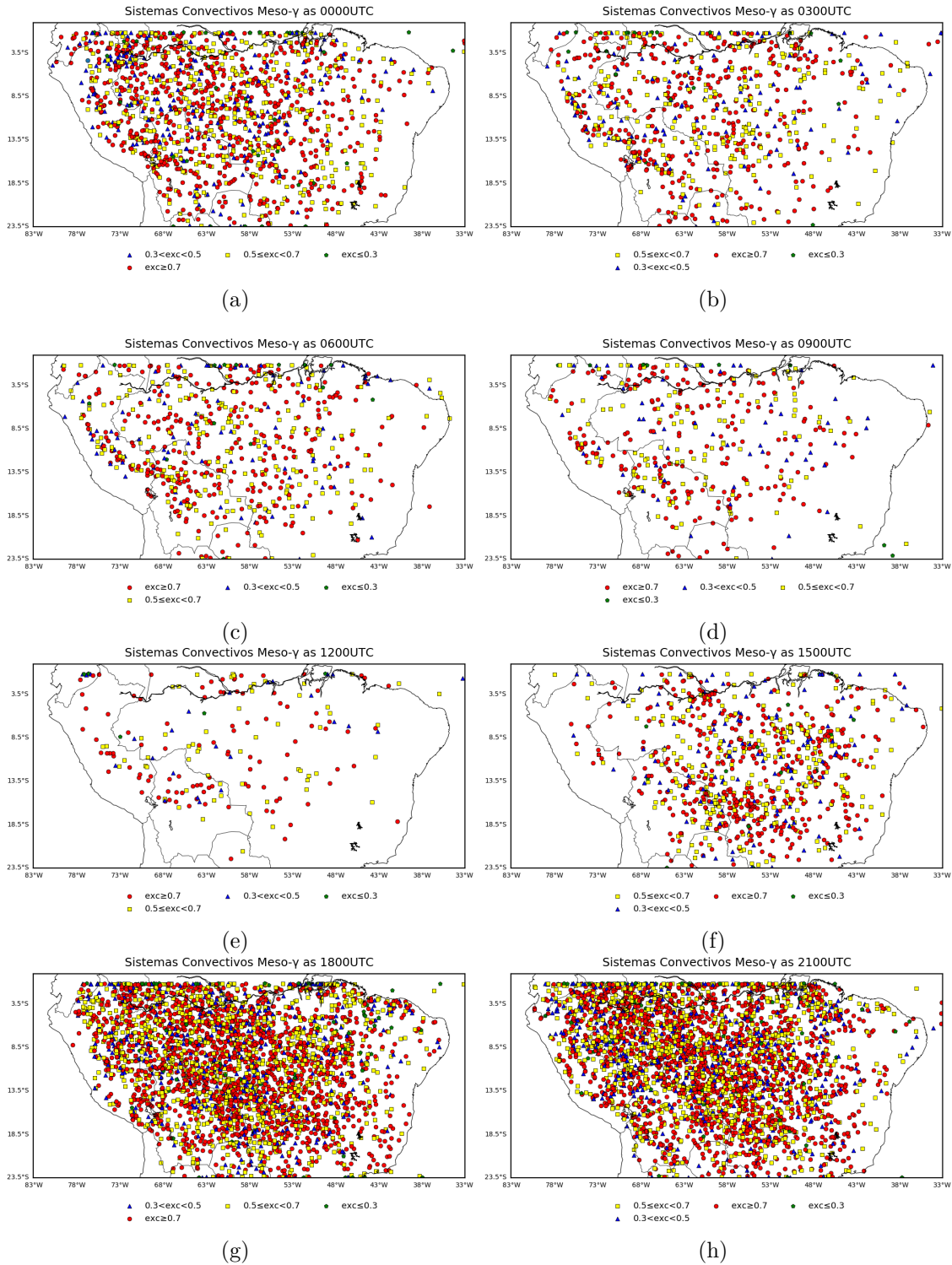
da região Tropical foram fundamentais na manutenção dos SCs com longo ciclo de vida. Tal resultado também pode explicar a predominância de SCs Grande observado sobre a região de estudo (Figura 4.15 h).

Figura 4.12 - Ciclo diurno da distribuição espacial dos SCs com tamanho Micro de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS entre o verão de 2004-2015, as 0000 (a), 0300 (b), 0600 (c), 0900 (d), 1200 (e), 1500 (f), 1800 (g) e 2100 (h) UTC.



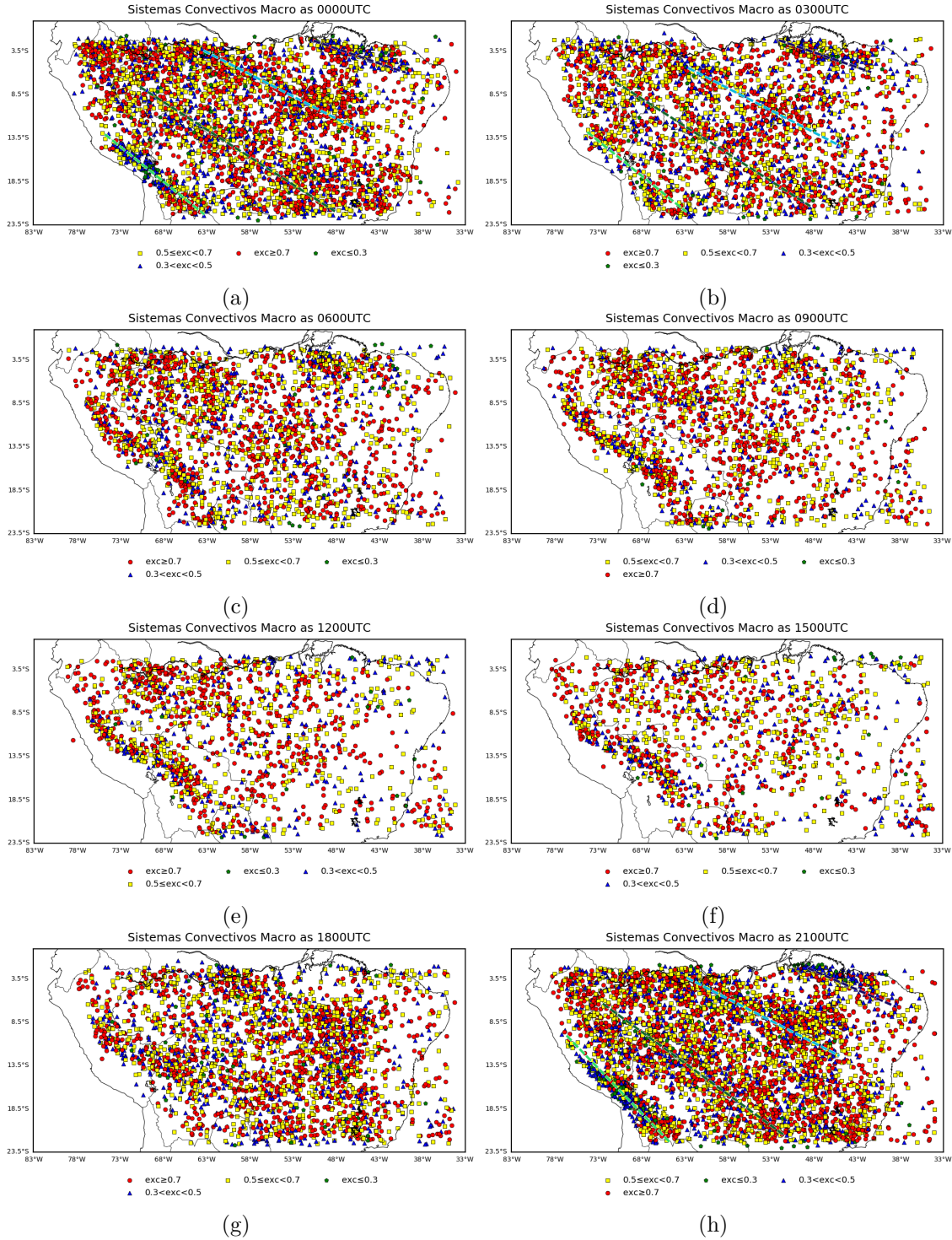
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.13 - Ciclo diurno da distribuição espacial dos SCs com tamanho Meso- γ de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS entre o verão de 2004-2015, as 0000 (a), 0300 (b), 0600 (c), 0900 (d), 1200 (e), 1500 (f), 1800 (g) e 2100 (h) UTC.



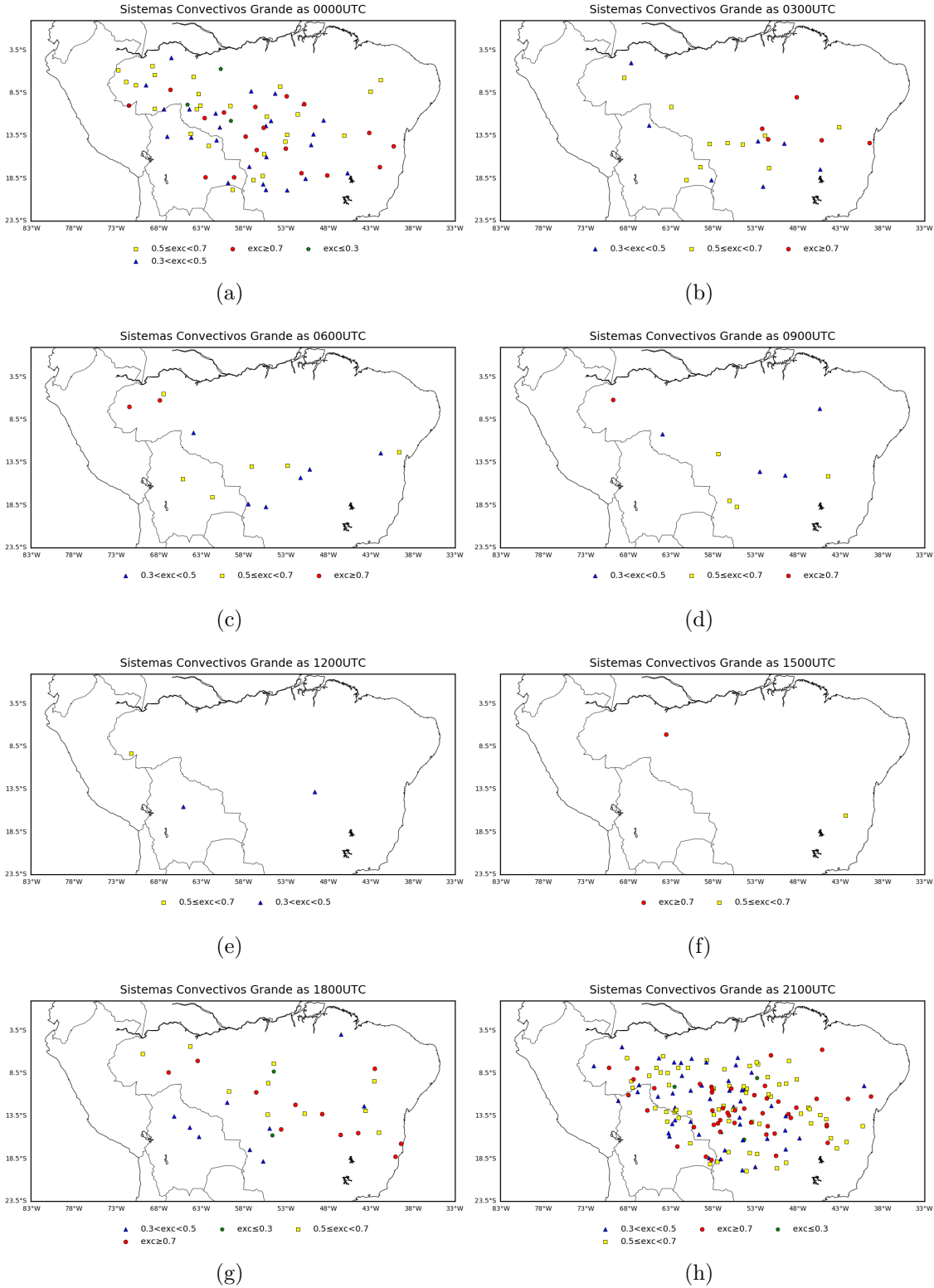
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.14 - Ciclo diurno da distribuição espacial dos SCs com tamanho Macro de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS entre o verão de 2004-2015, as 0000 (a), 0300 (b), 0600 (c), 0900 (d), 1200 (e), 1500 (f), 1800 (g) e 2100 (h) UTC.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.15 - Ciclo diurno da distribuição espacial dos SCs com tamanho Grande de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS entre o verão de 2004-2015, as 0000 (a), 0300 (b), 0600 (c), 0900 (d), 1200 (e), 1500 (f), 1800 (g) e 2100 (h) UTC.

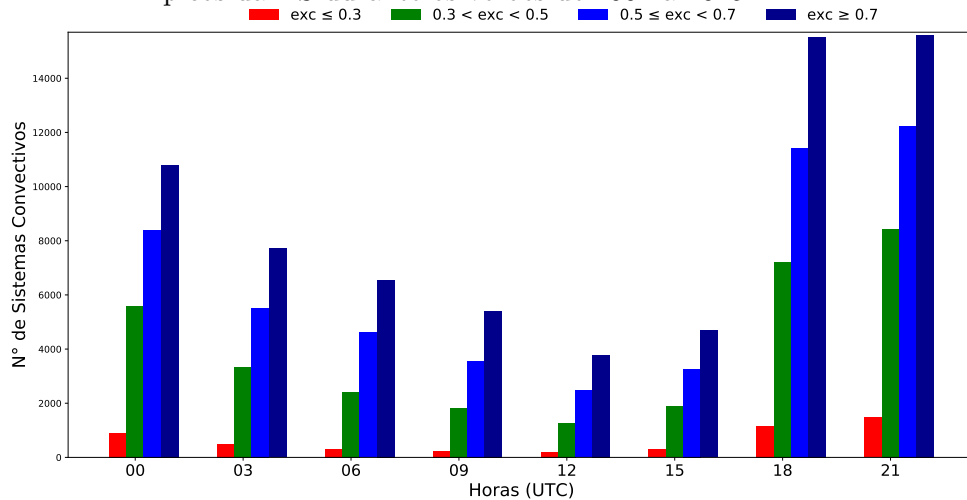


Fonte: Produção do autor.

O ciclo diurno da excentricidade dos SCs mostram a predominância de sistemas com excentricidade maior do que 0,7, diminuindo o total de ocorrência a medida que a excentricidade tende a SCs lineares (menor do que 0,3). Como esperado, a máxima predominância de todas as excentricidades são observadas no final da tarde e noite (Figura 4.16).

O ciclo diurno dos SCs para cada limiar de excentricidade e diferentes tamanhos são apresentados na Figura 4.17. Excepto para os SCs com excentricidades menor do que 0,3 (Figura 4.17 a), às 1200 UTC existe a transição da predominância dos SCs Meso- β para Meso- α , sugerindo que os SCs formados a leste dos Andes geralmente são de excentricidade tendendo a circular (Figura 4.17 b, c e d). Os SCs com excentricidade maior do que 0,5 são aqueles que atingem maior duração e grandes extensões, pois vê-se a diminuição dos SCs Meso- β entre às 1800 e 2100 UTC, sugerindo que eles transitam para as fases posteriores com tamanhos que se seguem na escala, de Meso- α , Macro ou Grande (Figura 4.17 c e d).

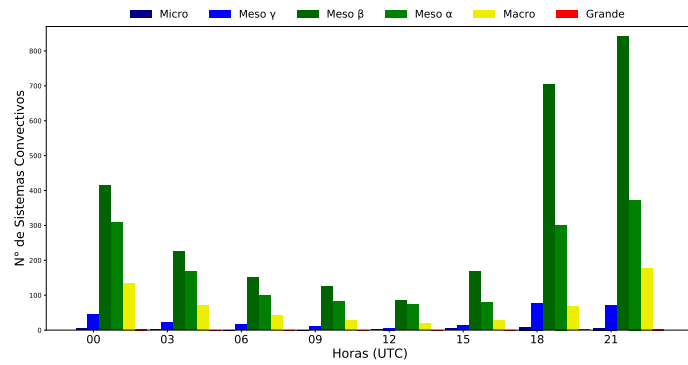
Figura 4.16 - Ciclo diurno do total de SCs de diferentes excentricidades atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.



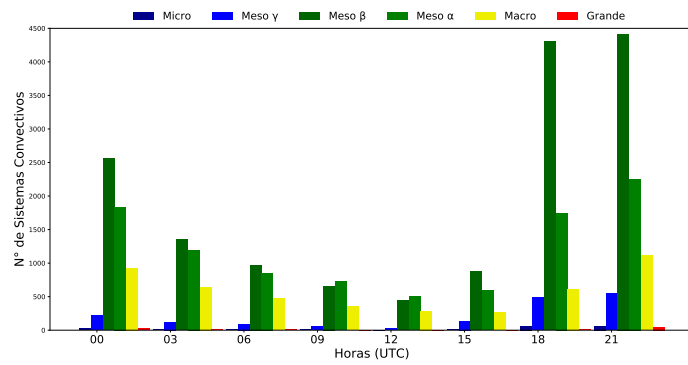
Fonte: Produção do autor.

À medida que se aumenta o limiar de excentricidade, os SCs menores ou igual do que Meso- β tem a sua frequência máxima às 1800 UTC (Figura 4.17). Os SCs maiores do que Meso- β todos têm a frequência máxima às 2100 UTC. Esse resultado sugeri que os SCs com excentricidade menores do que 0,3 tem tendencia a um tempo de vida menor, raramente passando do tamanho Meso- β . Os SCs maiores do que Meso- β apresentados nestas figuras, com frequência máxima às 2100 UTC, indica que sejam os formados ou mantidos na ZCAS ou em SFs que passam sobre o centro dos trópicos da AS, ou então as LI, pois estas tem maior predominância no período noturno.

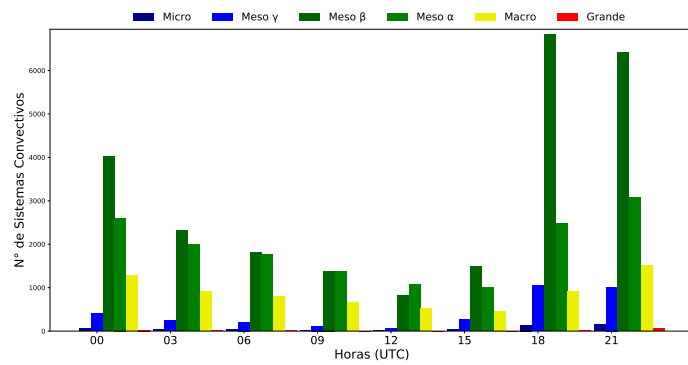
Figura 4.17 - Ciclo diurno dos SCs com excentricidade (a) $< 0,3$, (b) $0,3 < e < 0,5$, (c) $0,5 < e < 0,7$, (d) $> 0,7$ atuantes nos trópicos da AS durante os verões de 2004 a 2015.



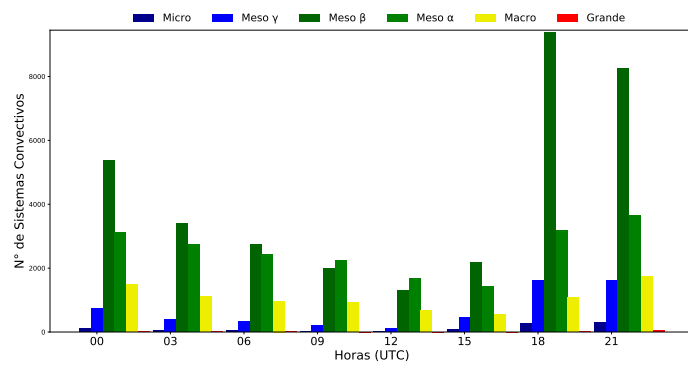
(a)



(b)



(c)



(d)

Fonte: Produção do autor.

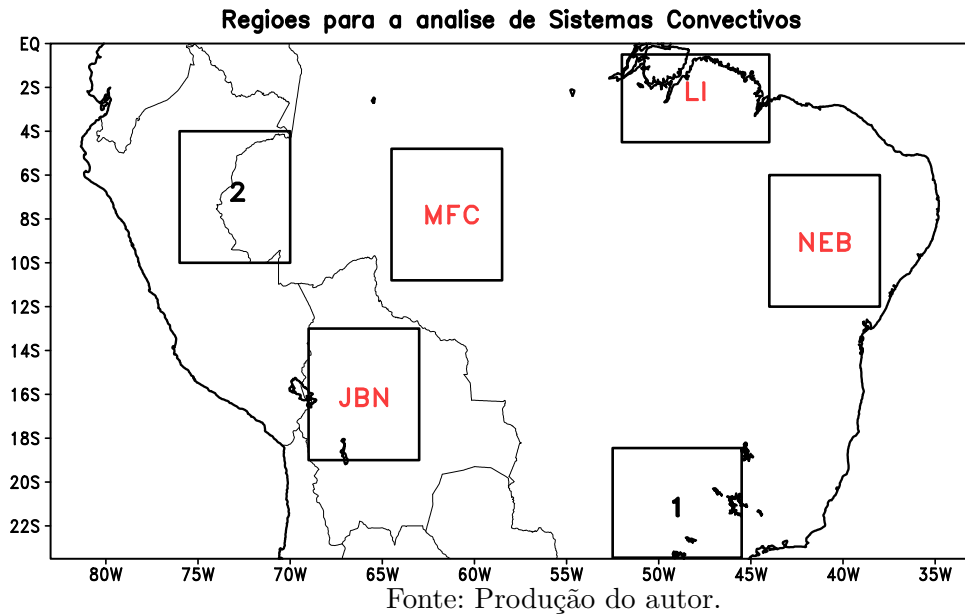
Os resultados do presente item mostram a necessidade da abordagem do estudo dos SCs em regiões limitadas devido os diferentes mecanismos de geração e manutenção dos SCs, e por outro lado, principalmente nos resultados da climatologia do ciclo diurno dos SCs, como observado no Capítulo 3, as características intradiárias da convecção e conseqüentemente a precipitação são altamente dependentes das condições locais ou regionais, tais como a topografia e fonte de calor localizada (MACHADO; ROSSOW, 1993). Nos itens que se seguem são definidas regiões limitadas e apresentados os resultados da climatologia de ocorrência e o ciclo diurno dos SCs durante o período de estudo.

4.3.2.3 Climatologia dos SCs em regiões limitadas

A partir dos resultados encontrados nas itens 4.3.2.1 e 4.3.2.2 observou-se a necessidade de um estudo detalhado dos SCs em regiões limitadas sobre os trópicos da AS, pois como apresentado anteriormente, os mecanismos responsáveis pela gênese e manutenção dos mesmos são dependentes de variados factores, entre eles os efeitos de escalas locais, tais como topografia e fonte de calor localizado (MACHADO; ROSSOW, 1993). Sendo assim, foi necessário definir regiões para o estudo dos SCs.

A Figura 4.18 apresenta as regiões definidas para a análise da frequência, do ciclo diurno e da precipitação associada aos SCs durante os verões em estudo. Informações do domínio de cada região estão descritas na Tabela B.1 no Apêndice B. Para uma comparação razoável, todas as regiões compreenderam aproximadamente a mesma extensão territorial de 10.000 km² nos trópicos (embora a deformação da latitude em regiões de latitude médias interfere em uma definição justa).

Figura 4.18 - Regiões definidas para o estudo de ocorrência de SCs sobre os trópicos da AS. As regiões da Caixa 1 (1), de atuação de Jatos em Baixos Níveis (JBN), da Caixa 2 (2), de Maior Frequência de Convecção (MFC), do Nordeste Brasileiro (NEB) e de atuação de Linhas de Instabilidade (LI).



A Caixa 1 e 2 da Figura 4.18 (sudeste do Brasil e centro-oeste do Brasil/leste do Peru, respectivamente) correspondem as mesmas caixas definidas no Capítulo 3, aumentada as suas extensões devido o processo de comparação. Os mecanismos responsáveis pela formação da convecção de verão nestas 2 regiões foram descritos no capítulo anterior. Uma região sobre o centro da Bolívia foi definida de acordo aos estudos de Marengo et al. (2004b) e Torres e Nicolini (2002), onde a atuação de JBN e o escoamento catabático, ambos devido a Cordilheira dos Andes, são responsáveis pela formação e desenvolvimento de SCs.

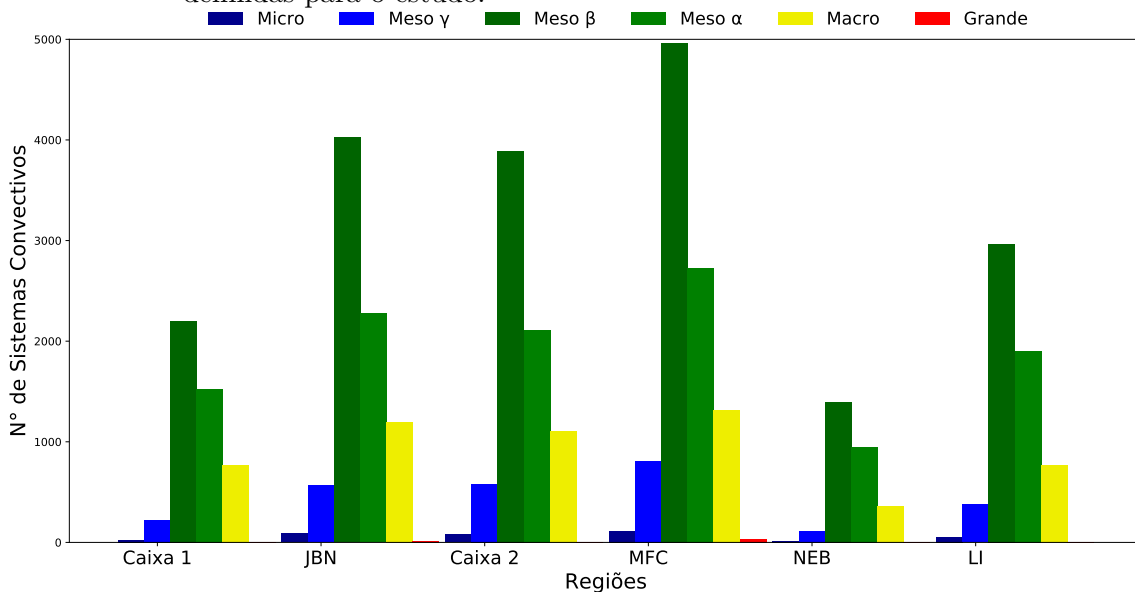
No item 3.4.2 do Capítulo 3 foi observada uma região de Maior Frequência de ocorrência de chuvas Convectivas (MFC) localizada sobre o centro-sul da Bacia Amazônica. Esta região, como também sobre a região árida do Nordeste Brasileiro (NEB) foram definidas para o estudo detalhado do presente item. Finalmente, no litoral norte do Brasil, região conhecida pela gênese de convecção organizada denominada de LI (COHEN et al., 1989; GARSTANG et al., 1994) foi também definida para o estudo (Figura 4.18). Ao contrário das demais, esta última região foi disposta de forma horizontal (maior extensão longitudinal) com o intuito de captar com o ForTraCC as LI formadas e propagas por essa região.

Como de esperado, de acordo aos resultados do item 3.4.2 do Capítulo 3, uma

maior ocorrência de SCs é notável na região MFC, com total de 9.955 SCs e maior ocorrência para os SCs com tamanho Meso- β como também observado nas demais regiões (Figura 4.19). A região árida do NEB apresentou a menor ocorrência de SCs com um total de 2.848. O padrão de distribuição de tamanho dos SCs é semelhante em todas as regiões, no entanto, a ocorrência de SCs de tamanho Grande é registrado com maior frequência na região JBN e MFC com 11 e 33 SCs, respectivamente.

O fluxo de calor e umidade provenientes da região Amazônica, transportado pelo escoamento de noroeste para sudeste que muitas vezes é associado ao JBN, fornece as condições necessárias para que os SCs na região JBN cresçam até o tamanho Grande como os observados nesta região (TORRES; NICOLINI, 2002). Sobre a região MFC, a combinação entre ventos alísios em direção a Bacia Amazônica e a influência remota dos SFs que passam próximo a região atuam para a manutenção dos SCs de tamanho Grande (REHBEIN, 2016), bem como também a presença da ZCAS.

Figura 4.19 - Frequência de ocorrência de SCs de diferentes tamanhos sobre as regiões definidas para o estudo.



Fonte: Produção do autor.

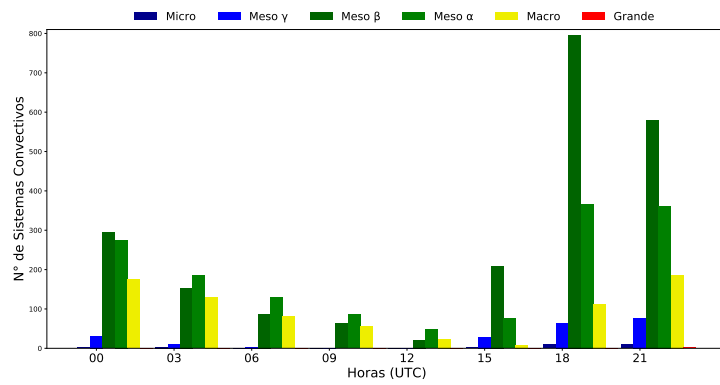
Estudo de Vila (2004), Sakamoto (2009) e Eichholz e Campos (2014) mostraram que o tamanho dos SCMs está associado ao seu tempo de vida, indicando que maiores SCMs são os que apresentam maior duração. Conforte (1997) mostrou que os CCMs da AS apresentam em média um tempo de vida em torno de 16 horas. Um tempo

de vida médio de 17 horas foi também evidenciado por [Torres e Nicolini \(2002\)](#) para os SCs sobre a AS. Esses resultados podem explicar a ocorrência de alguns SCs na escala Meso- α e Macro observados na maioria das regiões durante grande parte do dia (Figura 4.3.2.3).

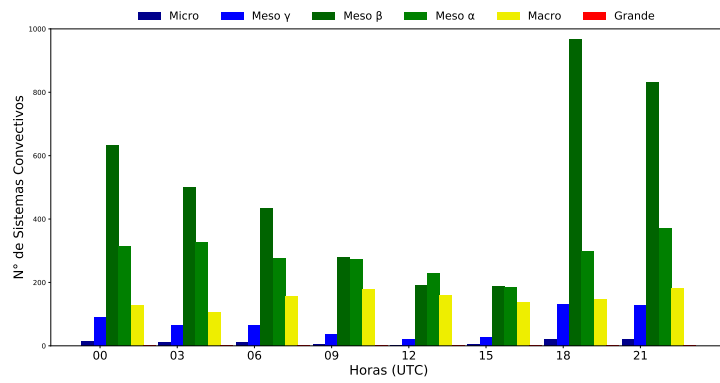
A evidência da influência da forçante térmica, resultado do aquecimento diurno da superfície tropical, é vista em todas as regiões onde os SCs têm o seu máximo de ocorrência entre 1800 e 2100 UTC e o mínimo às 1200 UTC (Figura 4.3.2.3 a-f). Na região da Caixa 1, a atuação de SFs e a ZCAS servem de mecanismos de manutenção dos SCs que atingem tamanhos maiores do que Meso- β (Figura 4.3.2.3 a). O mesmo pode-se inferir para as regiões MFC, nordeste da JBN, sudoeste da NEB e leste da Caixa 2 ([KODAMA, 1992](#); [KOUSKY; CAVALCANTI, 1988](#)). Como descrito anteriormente, sobre a região MFC a dinâmica envolvida na combinação entre os ventos alísios direcionados sobre a bacia Amazônica com os SFs também servem para manutenção dos SCs de tamanho maior do que Meso- β ([REHBEIN, 2016](#)) observados no período da noite e madrugada (Figura 4.3.2.3 d).

A inversão de predominância de SCs com tamanho Meso- β para Meso- α às 1200 UTC ocorre na região do JBN (Figura 4.3.2.3 b) como também nas regiões da Caixa 2 e do NEB (Figura 4.3.2.3 c e e, respectivamente). O que difere a região do JBN das 2 outras regiões é a frequência máxima de SCs de tamanho Macro observado no período das 0900 UTC, horário que começa uma tendência a mudança de predominância de SCs Meso- β para Meso- α e também de máxima intensidade do JBN, isso mostra que os SCs nesta região possuem então, mecanismos de manutenção para que transitem para as escalas maiores. O JBN também influencia os SCs na região da Caixa 2, principalmente na parte ocidental da caixa, próximo às montanhas Andinas (ver exemplo na Figura 3.12 4.11 c, SCs números 8 e 15 no item 4.3.2.2). Em relação a região NEB, a predominância de SCs Meso- α neste horário pode ser explicada pela influência da ZCAS e também de extremidades de SFs na parte sul ([FEDOROVA et al., 2016](#)). O ciclo diurno dos SCs de diferentes tamanhos na região LI mostra a maior frequência de SCs de todos os tamanhos às 2100 UTC, período em que a frente de brisas geradoras das LI atuam com maior intensidade ([COHEN et al., 1989](#)). Essa região também sofre influência da ZCIT que também contribui para a ocorrência de SCs de diferentes tamanhos ([SATYAMURTY et al., 1998](#)), Figura 4.3.2.3f.

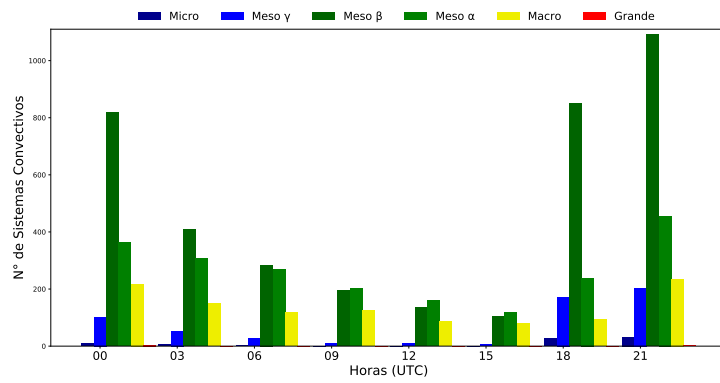
Figura 4.20 - Ciclo Diurno de tamanho dos SCs ocorridos nas regiões Caixa 1 (a), JBN (b), Caixa 2 (c), MFC (d), NEB (e) e LI (f).



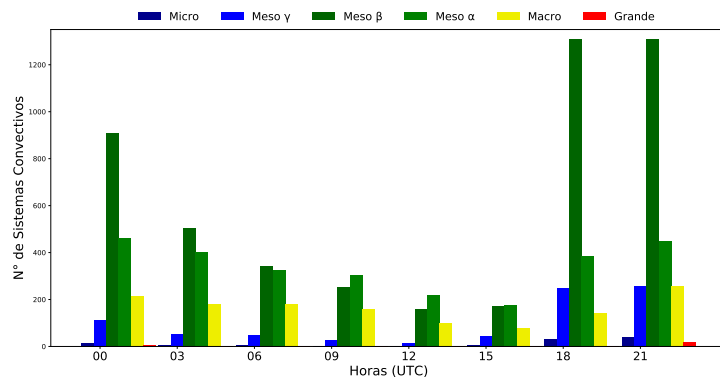
(a)



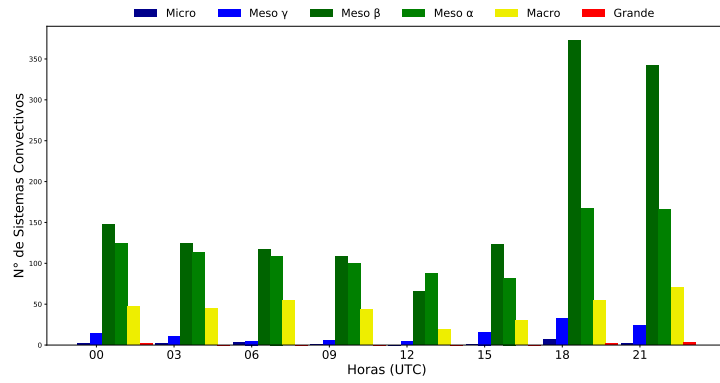
(b)



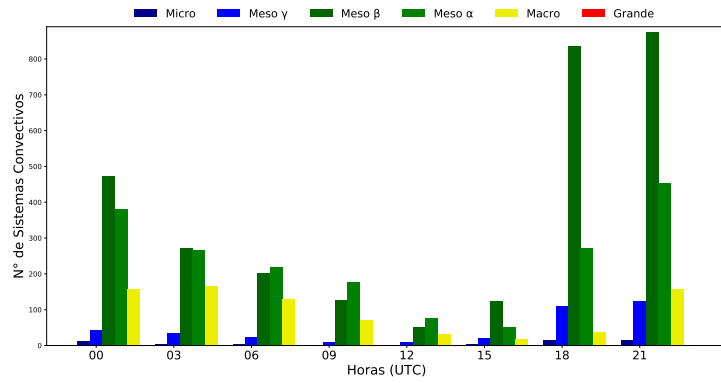
(c)



(d)



(e)



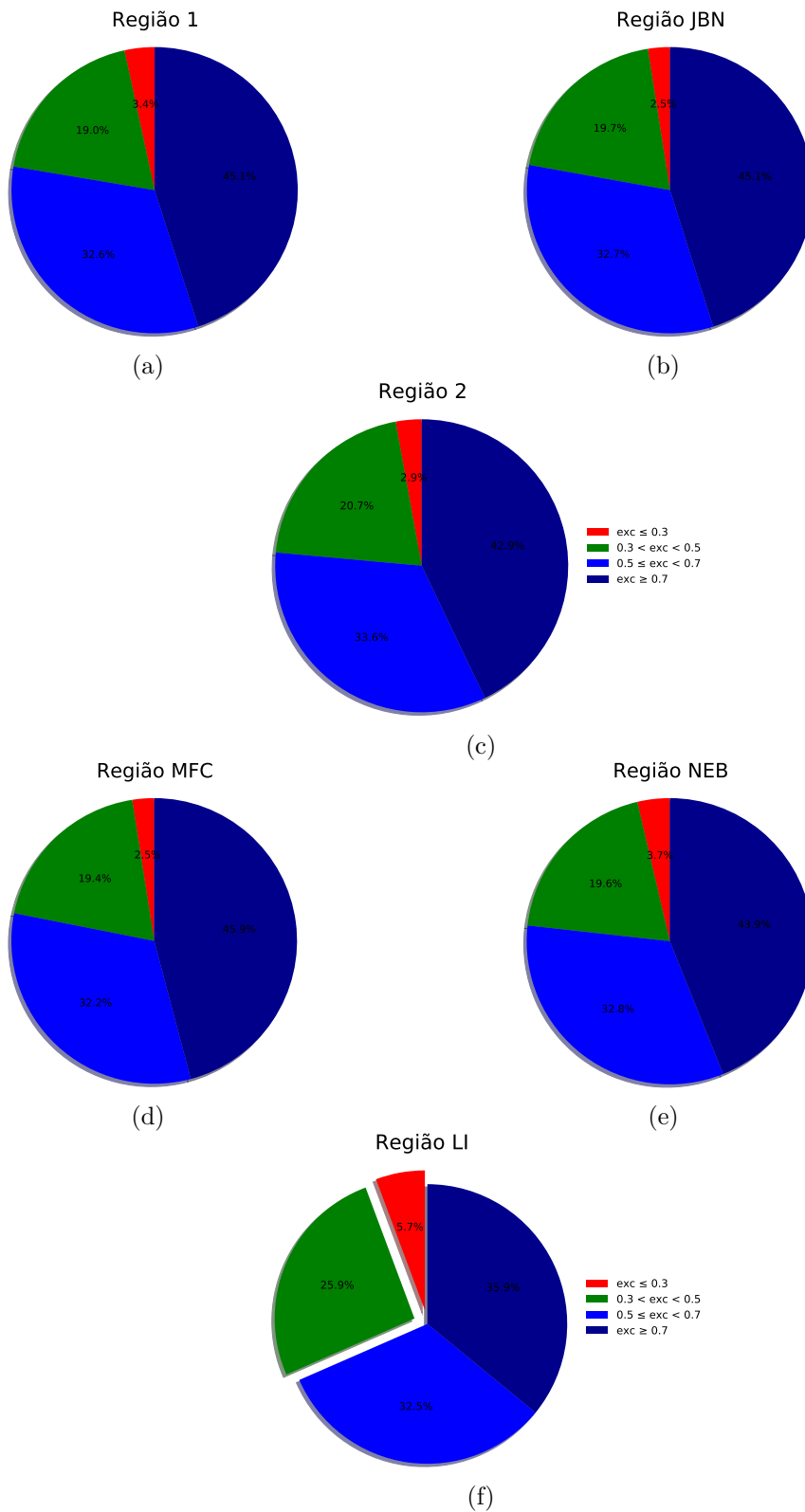
(f)

Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.23 apresenta a distribuição de excentricidade dos SCs ocorridos em diferentes regiões dos trópicos da AS. Como observado no item anterior, a predominância em todas as regiões é de SC com excentricidade maior do que 0,7, tendendo a circular, e uma frequência menor para os com excentricidade menor do que 0,3, tendendo a lineares (LI).

Comparando a frequência relativa de ocorrência de SCs com excentricidade menor do que 0,3, destaca-se a região LI que apresentou a maior ocorrência dentre todas as regiões com 345 SCs (Figura 4.23 f). Como descrito anteriormente, essa região é de ocorrência de LI (COHEN et al., 1989).

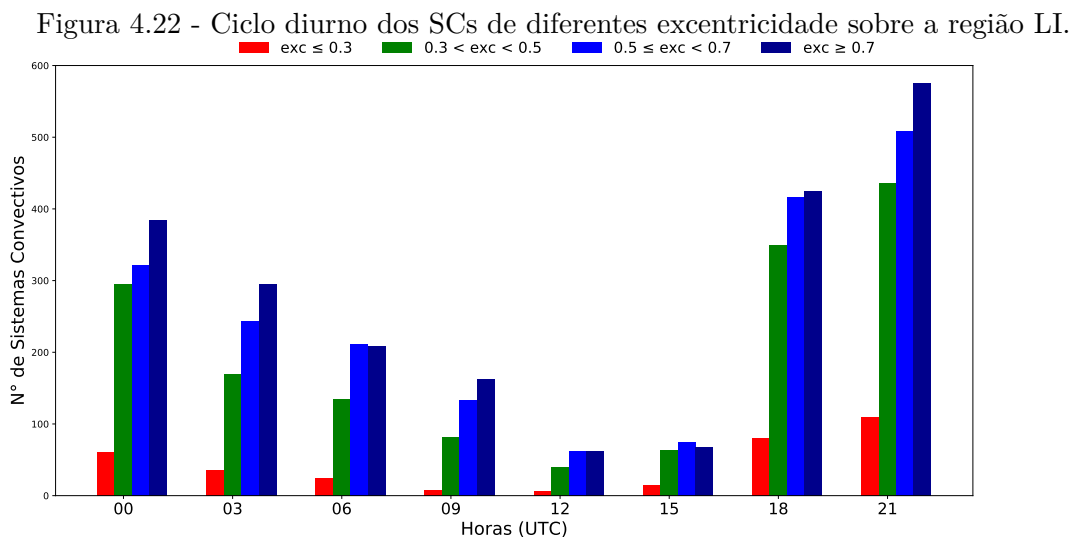
Figura 4.21 - Diagramas de setores da distribuição de excentricidade dos SCs nas regiões (a) da Caixa 1,(b) JBN,(c) da Caixa 2,(d) MFC, (e) NEB e (f) LI sobre os trópicos da AS.



Fonte: Produção do autor.

Os diagramas mostram na região LI que 5.7% dos SCs ocorridos são de excentricidade menor do que 0,3 (Figura 4.23 f), seguida da região NEB com 3.7% (Figura 4.23 e) e a região da Caixa 1, no sudeste do Brasil, com 3.4% (Figura 4.23 a). Parker e Johnson (2000) observaram através de dados de refletividade de radares que sobre a região central dos EUA os SFs organizam a convecção em formas de linhas (excentricidades menores do que 0,3). Esse resultado leva a sugerir que sobre as regiões da Caixa 1 e no NEB (como também a região MFC) SFs contribuem para a ocorrência de SCs com excentricidade menor do que 0,3.

O ciclo diurno da distribuição de excentricidade dos SCs atuantes na região LI é apresentado na Figura 4.22. Vê-se na mesma figura que a máxima ocorrência de SCs com excentricidade menor do que 0,3 ocorrem no período do final da tarde e noite, período de atuação da brisa terrestre que converge com os ventos alísios produzindo as frentes de brisas conhecidas por LI tropical (COHEN et al., 1989).



Fonte: Produção do autor.

4.3.2.4 Ciclo diurno da precipitação convectiva em diferentes regiões

Os diagramas Hovmoller, representando o ciclo diurno da precipitação da média meridional ao longo das faixas longitudinais para cada região definida no item 4.3.2.3, são apresentados na Figura 4.23.

A região da Caixa 1 (Figura 4.23 a) mostra um ciclo diurno homogêneo em toda a faixa longitudinal como observado na análise de agrupamento do Capítulo 3. O CMORPH mostra os valores mínimos de chuva em torno das 1200 UTC chegando até 0.8 mm/3h. A partir das 1500 UTC observa-se o início das chuvas de até 1.2 mm/3h.

Entre às 1500-1800 UTC a chuva mais intensa causada pela convecção térmica de verão ocorre, se estendendo até a noite e princípio da madrugada. Um núcleo mais intenso de chuva (até 3.6 mm/3h) entre as longitudes de 45.5°-49°W que ocorre em torno das 2100 UTC sugere estar associada a sistemas de escala locais devido a topografia mais elevada da parte oriental da região da Caixa 1, efeito da urbanização que interage com sistemas de brisas terra-mar pela proximidade do litoral (FREITAS et al., 2007), bem como também pela posição geográfica da ZCAS.

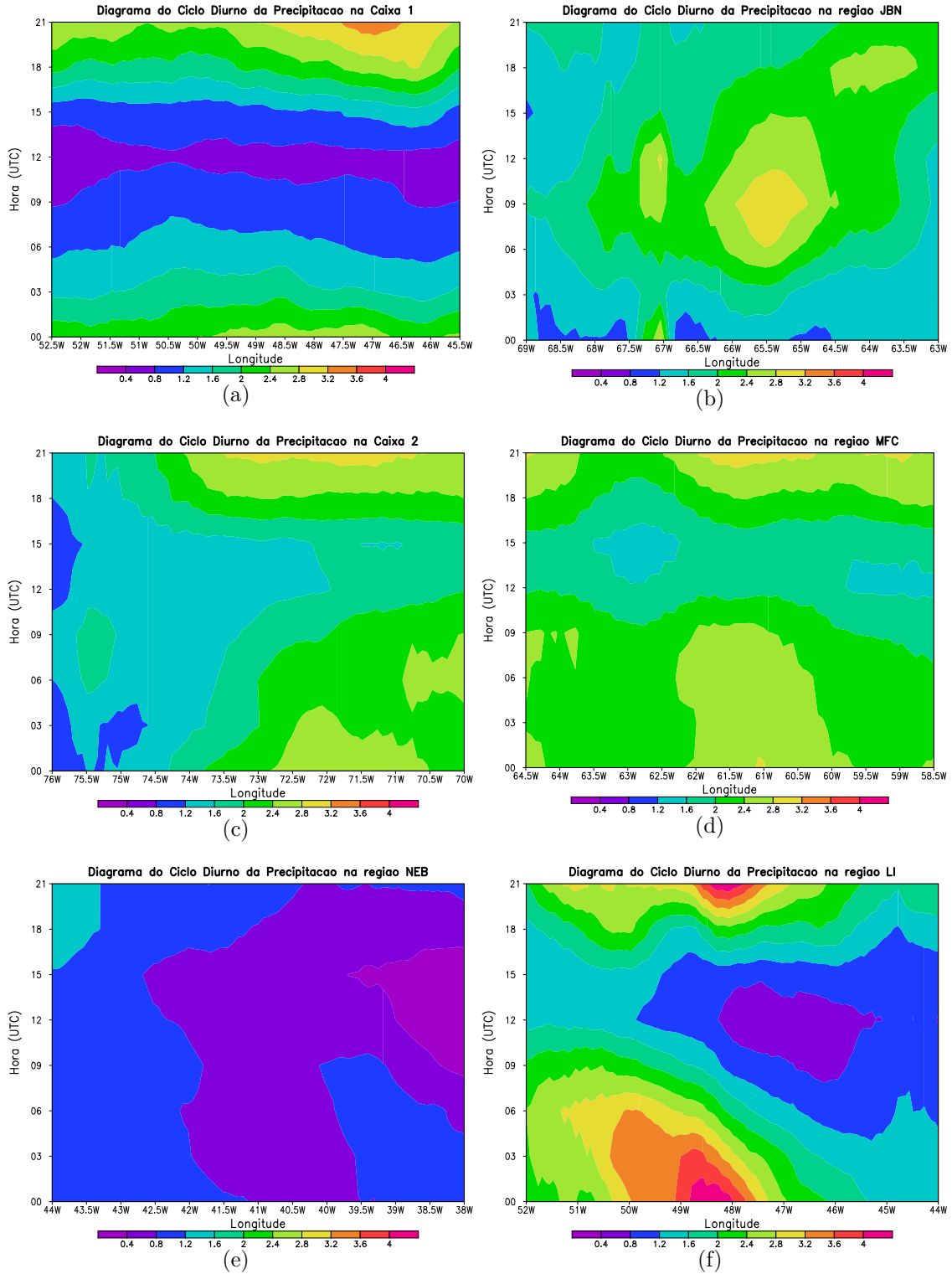
Na região do JBN (Figura 4.23 b) nota-se entre as longitudes 63°-68°W as chuvas causadas pela convecção induzida pelo JBN iniciando aproximadamente entre as 0300-0600 UTC com intensidade entre 2-2.4 mm/3h. Essa chuva intensifica, apresentando núcleo de 3.2 mm/3h entre as longitudes 67°-67.5°W e 64.5°-66.5°W no período entre às 0600-1200 UTC. A localização desses núcleos intensos coincide com a posição média climatológica do JBN no verão (MARENGO et al., 2004b). As chuvas observadas a partir das 1800 UTC sobre essas faixas têm contribuição do aquecimento diurno. Uma oscilação diferente é observado entre 68.5°-69°W, localidade próximo/sobre as encostas Andinas. Essa oscilação apresenta um ciclo semi-diurno com um máximo às 0900 UTC associado ao JBN e outro às 2100 UTC associado a sistema de brisa local (ver Figura 4.13 e 4.14 f). Um período de mínimo de chuva entre 0000-0300 UTC é observado na maior parte da faixa longitudinal (excepto entre 67°-67.5° W) e às 1500 UTC observado sobre a região dos Andes (em 69°W).

Um ciclo diurno entre 70°-74.5°W é observado na região da Caixa 2 (Figura 4.23 c) com um mínimo observado entre 1200 e 1500 UTC com intensidade chegando a 1.6 mm/3h. Foi discutido no Capítulo 3 que o aquecimento diurno em conjunto com a ZCAS e a propagação de LI ocasionam chuvas convectivas observadas a partir das 1800 UTC com a intensidade máxima às 2100 UTC chegando a 3.2 mm/3h. Regimes de ventos de leste em baixos níveis observados no momento de supressão da ZCAS (MARENGO et al., 2004a) contribuem para as chuvas convectivas no final da noite e madrugada. Na parte ocidental da região da caixa (entre 74°-76°W) o ciclo diurno da precipitação tem influência da topografia Andina. Mostra um ciclo semi-diurno, como na parte Andina da região do JBN, com um máximo de 2.0 mm/3h entre às 0600-1200 UTC influenciado pelo JBN, resultante da interação do regime de ventos de leste em baixos níveis com a encosta Andina. O outro máximo é observado 2100 UTC, com mesma intensidade, que pode estar associado com a convecção térmica e com o sistema de circulação local (Figura 4.23 c).

Na região MFC o ciclo diurno é semelhante em toda extensão longitudinal, mos-

trando um mínimo entre 1200-1500 UTC com intensidade abaixo de 2 mm/3h e um máximo em torno das 2100 UTC causado por convecção térmica, bem como também pela presença da ZCAS (Figura 4.23 d). Uma faixa entre 60°-62°W apresenta um ciclo diurno mais intenso em relação as regiões adjacentes (chegando a 3.2 mm/3h) em torno das 2100 UTC. Essa diferença pode estar associada a características locais como a vegetação e topografia.

Figura 4.23 - Diagrama Hovemoller do CDP em diferentes regiões nos trópicos da AS com os dados do CMORPH. As regiões (a) da Caixa 1, (b) JBN, (c) da Caixa 1, (d) MFC, (e) NEB e (f) LI.



Fonte: Produção do autor.

Entre 60°-62°W há um máximo entre 1800-0900 UTC chegando até 3.2 mm/3h associado a topografia da região. A região correspondente a essa faixa longitudinal fica ao norte das montanhas e os ventos em baixos níveis tem uma componente de norte. Um mínimo observado em todos os horários esta localizado entre 62.5°-64°W, região com topografia plana, que sugere sofrer influência dos movimentos descendentes para compensar os movimentos ascendentes na vizinhança (Figura 4.23 d).

Na parte oriental do NEB (Figura 4.23 e), próximo ao litoral do estado da Bahia (entre 38°-39.5°W) um ciclo diurno fraco é observado com o mínimo entre 0900-1500 UTC e intensidade abaixo de 0.8 mm/3h. Um máximo de 1.2 mm/3h ocorrem a noite e se estende até madrugada, estando associado ao aquecimento diurno e principalmente a sistemas de brisas. Entre 39.5°-42°W, sobre a região árida do NEB, o período de ocorrência de chuvas mínimas é maior (entre 0000-1500 UTC) com intensidade em torno de 0,8 mm/3h, e um máximo de 1,2 mm/3h iniciando às 1500 UTC. Sobre a parte ocidental (entre 42°-44°W) o ciclo diurno é mais intenso, com mínimo de 1.2 mm/3h entre 0000-1500 UTC e máximo a partir das 1500 UTC de até 1,6 mm/3h.

A extensão longitudinal entre 44°-47°W da região LI inclui uma parte oceânica (Figura 4.23 f). Sobre essa porção o ciclo diurno apresenta um período entre 0600-1800 UTC de ocorrência de chuvas mínimas (até 1.2 mm/3h). Os máximos causados principalmente pela confluência da brisa terrestre com alísios de nordeste é observada em torno de 1800 UTC com intensidade de 2.4 mm/3h. Sobre a extensão entre 47°-52°W, que engloba grande parte da superfície continental, o período de mínimo é menor (entre 1200-1500 UTC) com valor de chuva chegando até 1.6 mm/3h. Os máximos são mais intensos, com intensidade maior do que 4 mm/3h iniciando entre 1500-1800 UTC e se estendendo até às 0900 UTC. Esses picos máximos são causados por frentes de brisas (LI) e convecção térmica.

Confrontando os diagramas do ciclo diurno da precipitação com os dados do CMORPH (Figura 4.23) com os histogramas do ciclo diurno dos SCs com diferentes tamanhos (Figura 4.3.2.3), observou-se que os valores mais intensos de chuva, em todas as regiões, estão relacionados com a ocorrência de SCs no tamanho Macro. Como exemplo, os valores de chuva intensa observados na região LI, iniciando às 2100 UTC e se estendendo até às 0600 UTC (Figura 4.23 f), representou o período que no qual se observou um aumento substancial de SCs da escala Macro, às

2100 UTC e predominou até às 0900 UTC no histograma do ciclo diurno dos SCs de diferentes tamanhos (Figura 4.3.2.3 f). Esse resultado poderia levar a supor que o CMORPH estima maior intensidade de chuva para maiores sistemas convectivos (o que leva a superestimação devido a maiores quantidades de conteúdos de hidrometeoros nas nuvens maiores), no entanto, no Capítulo anterior mostrou-se que o CMORPH representa bem as chuvas causadas por LI tropicais.

4.3.2.5 Influência dos sistemas sinóticos na morfologia dos SC

Foram analisadas as influências dos sistemas de escala sinótica na morfologia dos SCs. As imagens do GOES nos canais IR e WV foram utilizadas como auxílio para a determinação dos principais sistemas de escala sinótica. A convecção pode ser vista nas informações de satélite no canal IR através do gradiente horizontal de temperatura de brilho (AHRENS, 2009). As distribuições espaciais dos SCs detetados pelo ForTraCC não foram apresentadas neste item porque os dados do GOES apresentaram falhas nas datas estudadas adiante.

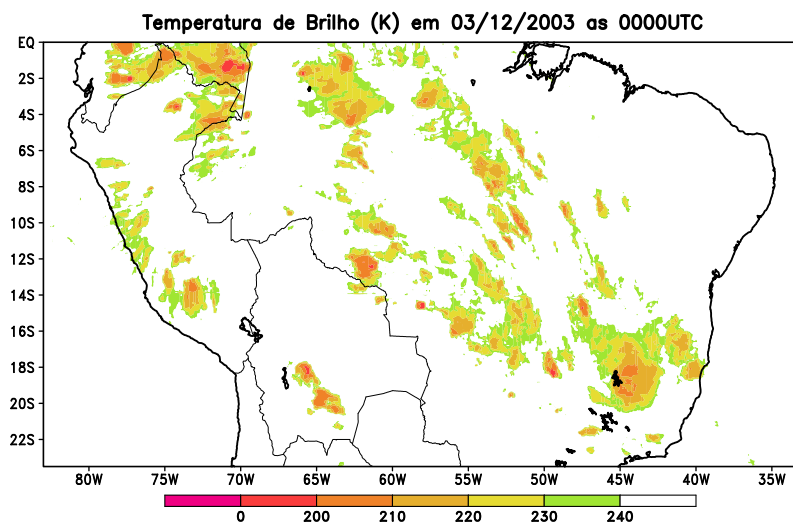
O parâmetro morfológico dos SCs que mostraram sofrer maiores influências dos sistemas de escalas sinótica são os de excentricidade e de inclinação. A inclinação fica mais evidente nos SCs com excentricidades tendendo a valores menores do que 0,3 e despresíveis nos SCs com excentricidade tendendo a valores maiores do que 0,7. Os sistemas de escala sinótica atuantes nos trópicos da AS que influenciam os parâmetros morfológicos dos SCs são: a AB, a ZCAS, SFs e o VCAN atuantes no NEB. A atuação desses sistemas sobre a região de estudo nas datas selecionadas foi confirmada através do boletim Climálise do INPE.

Esses sistemas sinóticos influenciam por vezes combinados (2 ou mais sistemas atuantes no mesmo momento) e suas posições e intensidades modulam os SCs. A Figura 4.24 mostra o campo de temperatura de brilho para o dia 5 de Dezembro de 2007 às 0000 UTC. O campo composto de pressão ao nível médio do mar (PNM) e espessura da camada (Figura 4.25c) apresenta um centro de baixa pressão com núcleo quente sobre a Bolívia. Desde 1000 hPa até médios níveis são observados cavados nos campos de linhas de corrente (Figura 4.25 b e c, respectivamente) e uma circulação anticiclônica em altos níveis (Figura 4.25 c), configurando assim a AB.

Neste horário a AB e o VCAN atuavam sobre a região de estudo como pode-se observar na Figura 4.25a. Estes campos sugerem que em altos níveis a aproximação desses dois sistemas influenciam a formação dos SCs com excentricidade tendendo a menor do que 0,3 (são observados os SCs na zona de difluência dos ventos em altos

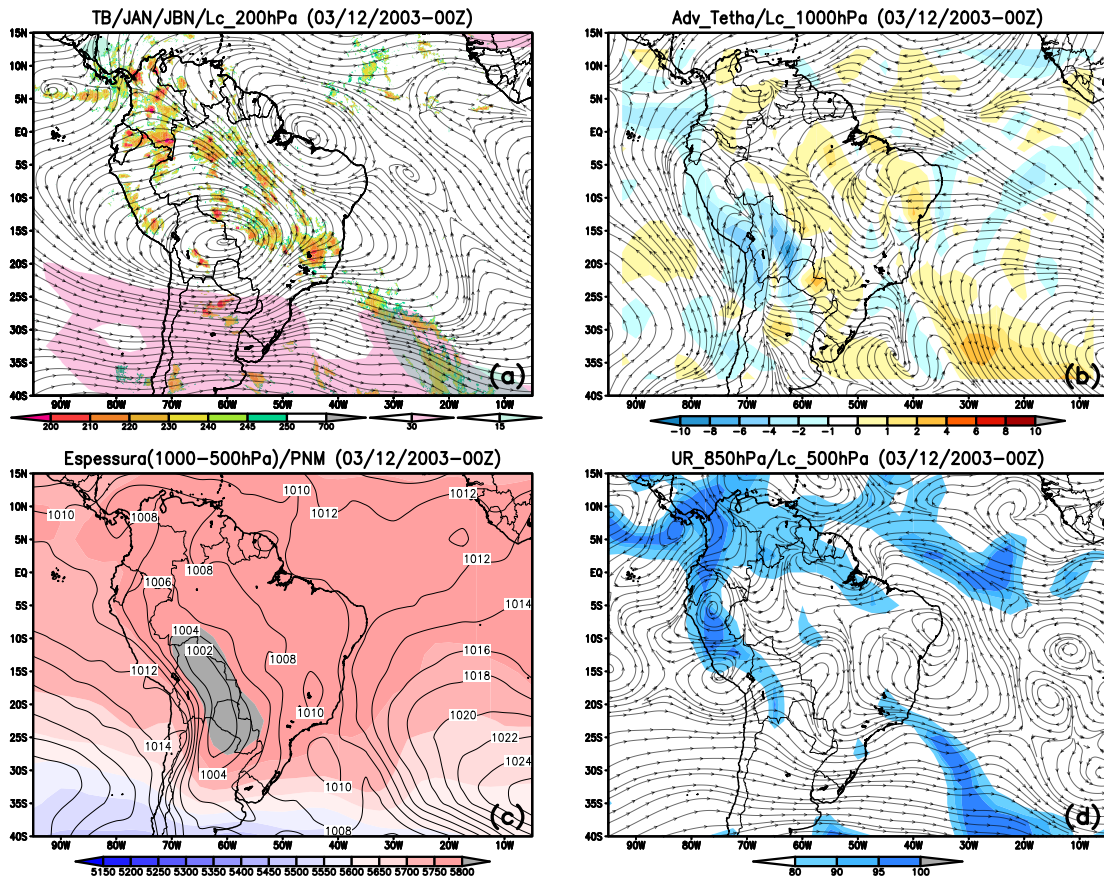
níveis) e a inclinação dos SCs é principalmente orientada pela posição do centro do VCAN como é observado na Figura 4.25a. O centro do VCAN está na posição perto do continente, sobre o equador, a inclinação dos SCs são menores do que -45 graus (de NO-SE). Sugere-se que parte dos SCs com excentricidades menores do que 0,3 observados na região da Caixa 1 e no NEB, do item anterior, são formados por este padrão de grande escala além de SFs como foi relatado.

Figura 4.24 - Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado às 0000 UTC do dia 03/12/2003.



Fonte: Produção do autor.

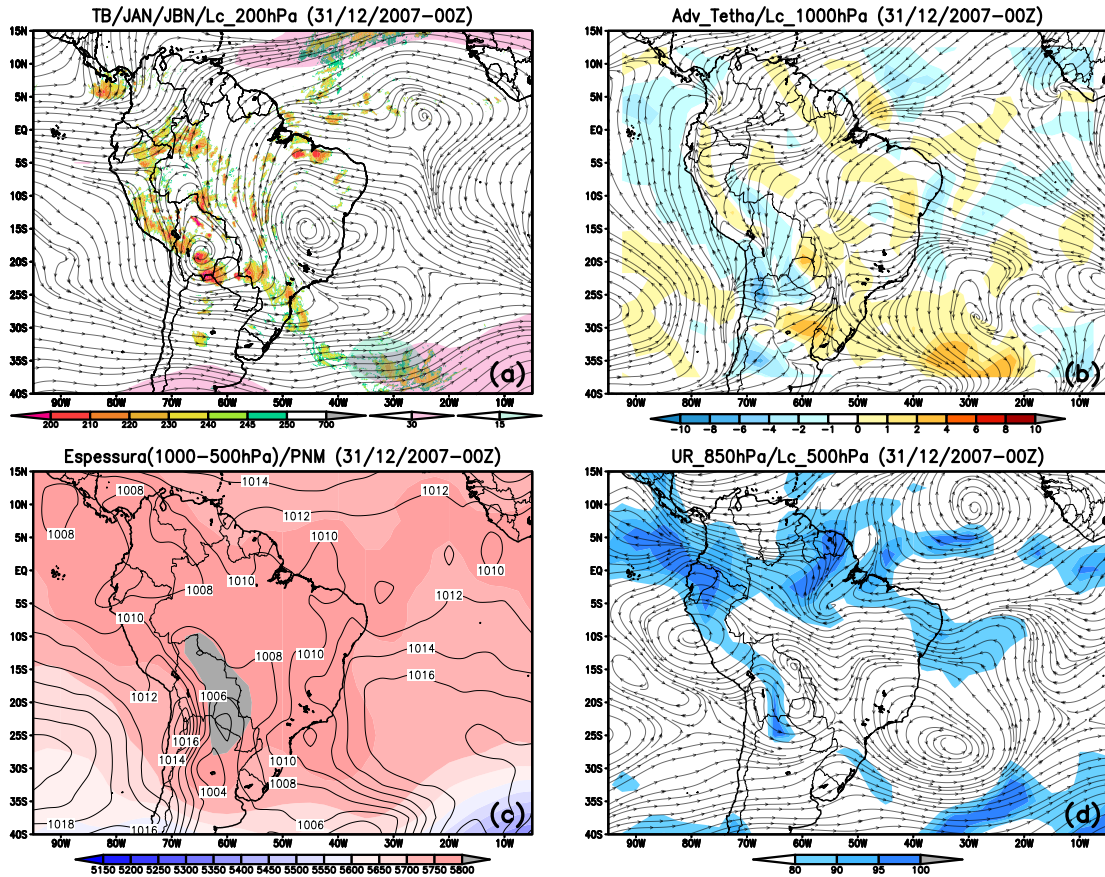
Figura 4.25 - Campos de temperatura de brilho (K) filtrado, linhas de correntes em 200hPa, corrente de jato em altos e baixos níveis (a), advecção de temperatura potencial equivalente em 1000hPa e linhas de correntes em 1000hPa (b), espessura da camada entre 1000-500hPa e Pressão ao nível médio do mar (c), umidade relativa em 850hPa e linhas de correntes em 500hPa (d) às 0000 UTC do dia 03/12/2003.



Fonte: Produção do autor.

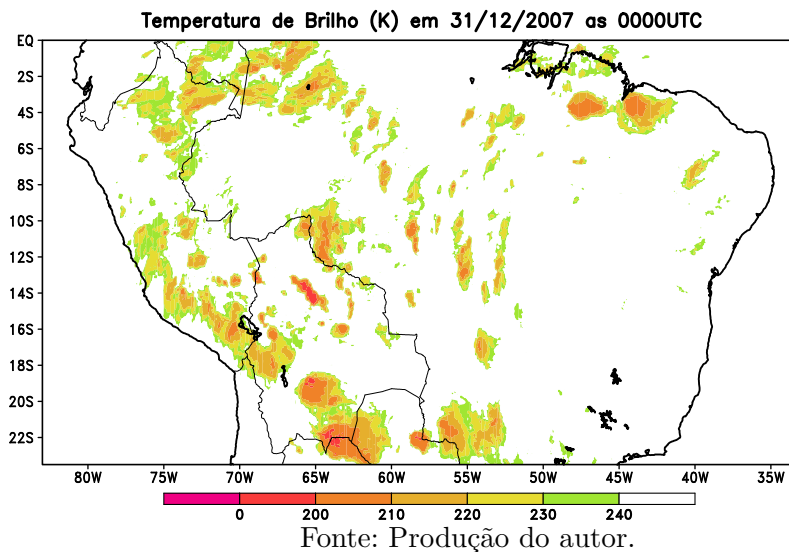
No dia 31 de Dezembro de 2007 às 0000 UTC a AB e o VCAN estiveram presentes novamente, onde pode-se observar suas configurações nas Figuras 4.26 a-d. Desta vez, o centro do VCAN esteve mais ao sul da sua posição média, sobre o continente, aproximadamente paralelo à AB. Na Figura 4.27 são observados os SC com excentricidade tendendo a menor do que 0,3 na região de difluência dos dois sistemas sinóticos com a sua inclinação de norte-sul.

Figura 4.26 - Campos de temperatura de brilho (K) filtrado, linhas de correntes em 200hPa, corrente de jato em altos e baixos níveis (a), advecção de temperatura potencial equivalente em 1000hPa e linhas de correntes em 1000hPa (b), espessura da camada entre 1000-500hPa e Pressão ao nível médio do mar (c), umidade relativa em 850hPa e linhas de correntes em 500hPa (d) às 0000 UTC do dia 31/12/2007.



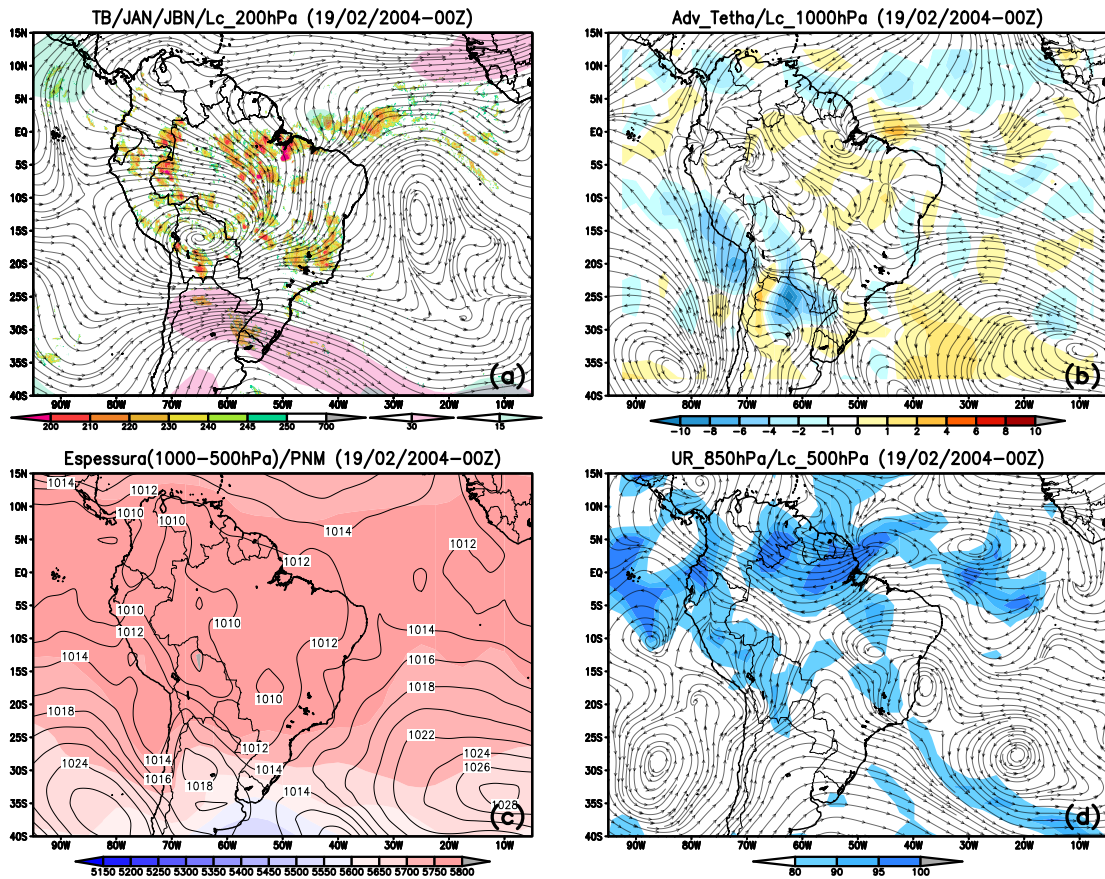
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.27 - Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado às 0000 UTC do dia 31/12/2007.



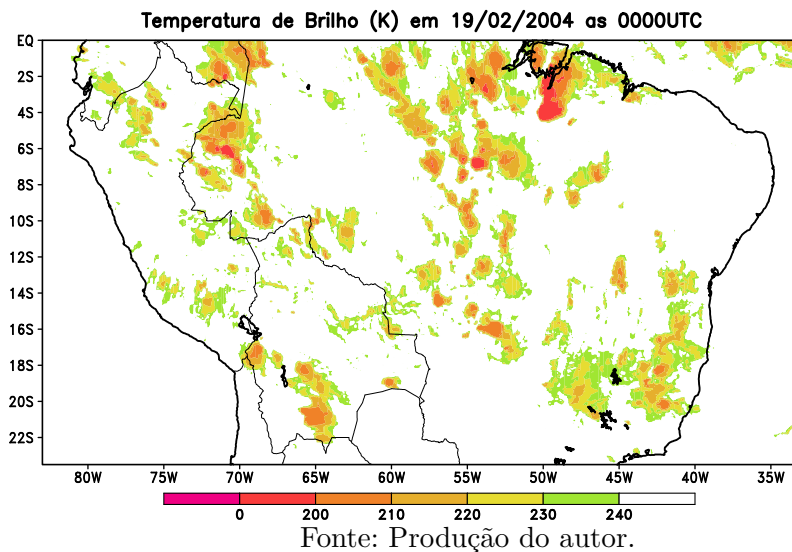
A Figura 4.28 do dia 19 de Fevereiro de 2004 às 0000 UTC apresenta um exemplo onde o centro do VCAN é observado distante do centro da AB. A AB neste dia teve a atuação predominante sobre toda a região tropical da AS, não sofrendo forte influência do VCAN que apresentou o centro localizado sobre o oceano (Figura 4.28a). O composto de espessura da camada entre 1000-500 hPa e PNM apresenta sobre a região da Bolívia um centro de baixa pressão e núcleo de temperatura mais elevada (Figura 4.28c). O campo de linha de corrente em 1000 hPa apresenta convergência em baixos níveis na região de baixa pressão sobre a Bolívia (Figura 4.28b) e o campo composto de linha de corrente em 500 hPa e umidade relativa (UR) em 850 hPa apresenta cavado em médios níveis e UR chegando a 90 % (Figura 4.28d). Nesta situação, sobre grande parte do continente observa-se a formação de SC com excentricidade tendendo a maior do que 0,7 como mostram as Figuras 4.29.

Figura 4.28 - Campos de temperatura de brilho (K) filtrado, linhas de correntes em 200hPa, corrente de jato em altos e baixos níveis (a), advecção de temperatura potencial equivalente em 1000hPa e linhas de correntes em 1000hPa (b), espessura da camada entre 1000-500hPa e Pressão ao nível médio do mar (c), umidade relativa em 850hPa e linhas de correntes em 500hPa (d) às 0000 UTC do dia 19/02/2004.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.29 - Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado às 0000 UTC do dia 19/02/2004.



As Figuras 4.30 e 4.31 mostram um exemplo de como a morfologia dos SCs é influenciado pela AB, o VCAN e também a ZCAS. O campo de linha de corrente em altos níveis (200 hPa) apresenta as circulações anticiclônica sobre a região do oceano Pacífico (costa leste do Perú e Chile) e ciclônica sobre o oceano Atlântico (próximo à costa NEB), respectivamente (Figura 4.31a). Um SF é observado sobre o oceano Atlântico subtropical influenciando o sudeste do Brasil. O cavado associado ao sistema de baixa pressão visto no campo de linha de corrente em 1000 hPa e o contraste de massas de ar com diferentes características visto no campo de advecção de temperatura potencial equivalente confirmam a atuação do SF (Figura 4.31b). Imagens de satélite no canal V e WV (não mostradas) apresentaram a predominância do SF sobre a região durante dias, configurando assim a atuação da ZCAS (KODAMA, 1993).

Os SCs com excentricidade tendendo a menores do que 0,3 são observados na difluência entre a AB e o VCAN, novamente seguindo a orientação definida pela posição do centro do VCAN, no entanto, também observa-se uma maior quantidade de SCs atuando sobre a região (Figura 4.30). Esses SCs são maiores em relação aos observados sem a presença da ZCAS, levando a supor que a umidade presente na região (Figura 4.31d), característica da ZCAS, influência no tamanho desses sistemas. Esse resultado reforça a suposição descrita no item anterior, onde associava-se a atuação

da ZCAS na manutenção de SCs de tamanho maiores do que Meso- β sobre grande parte dos trópicos da AS.

Figura 4.30 - Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado às 1800 UTC do dia 12/01/2011.

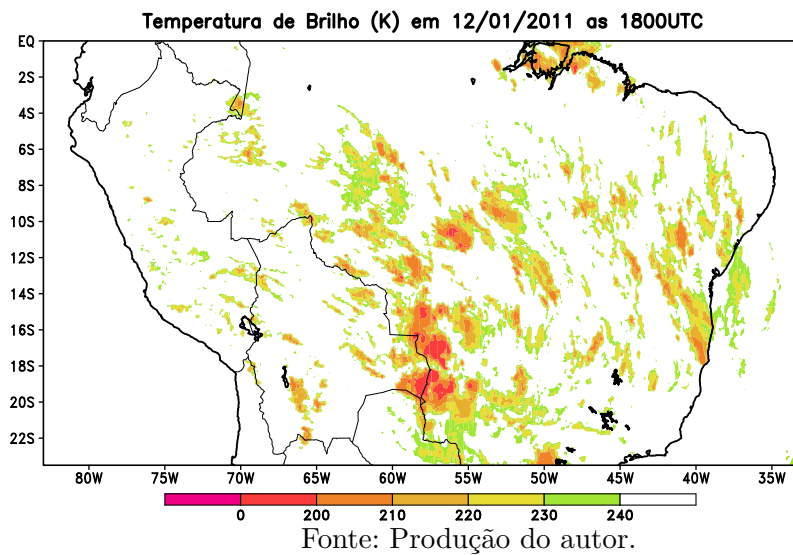
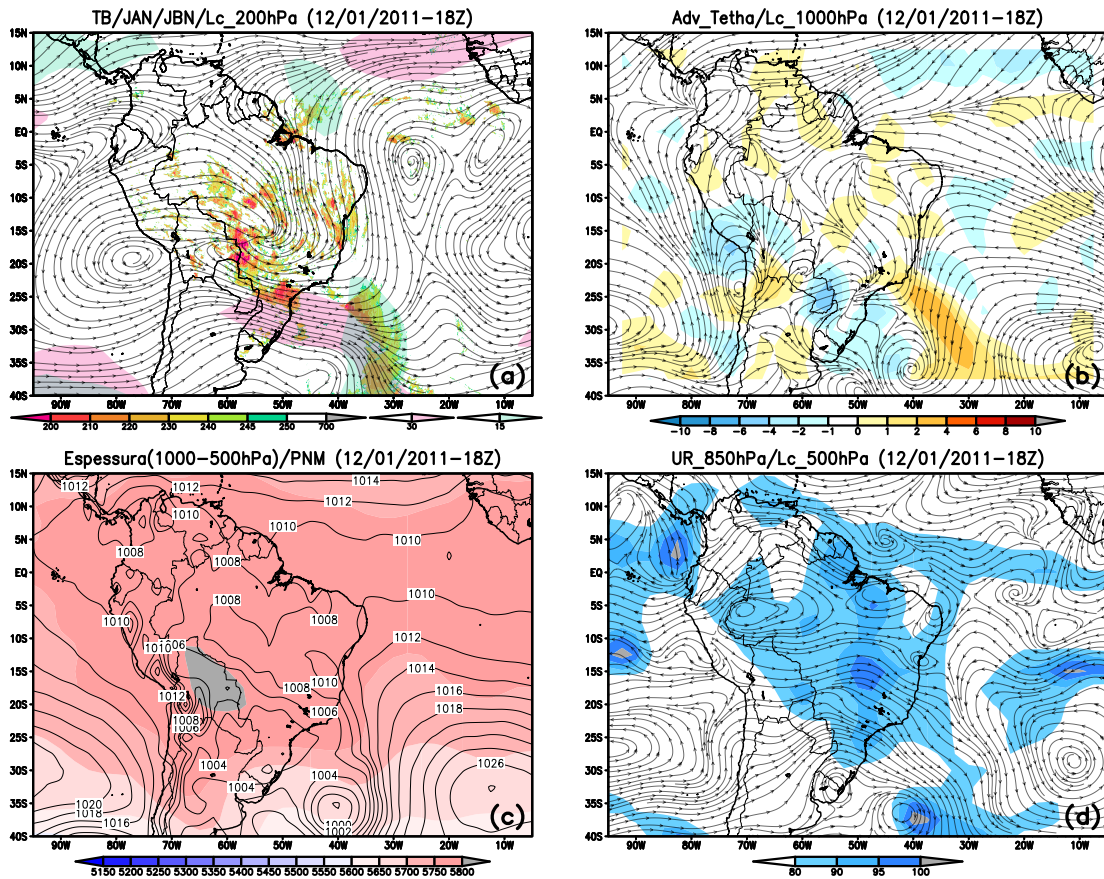


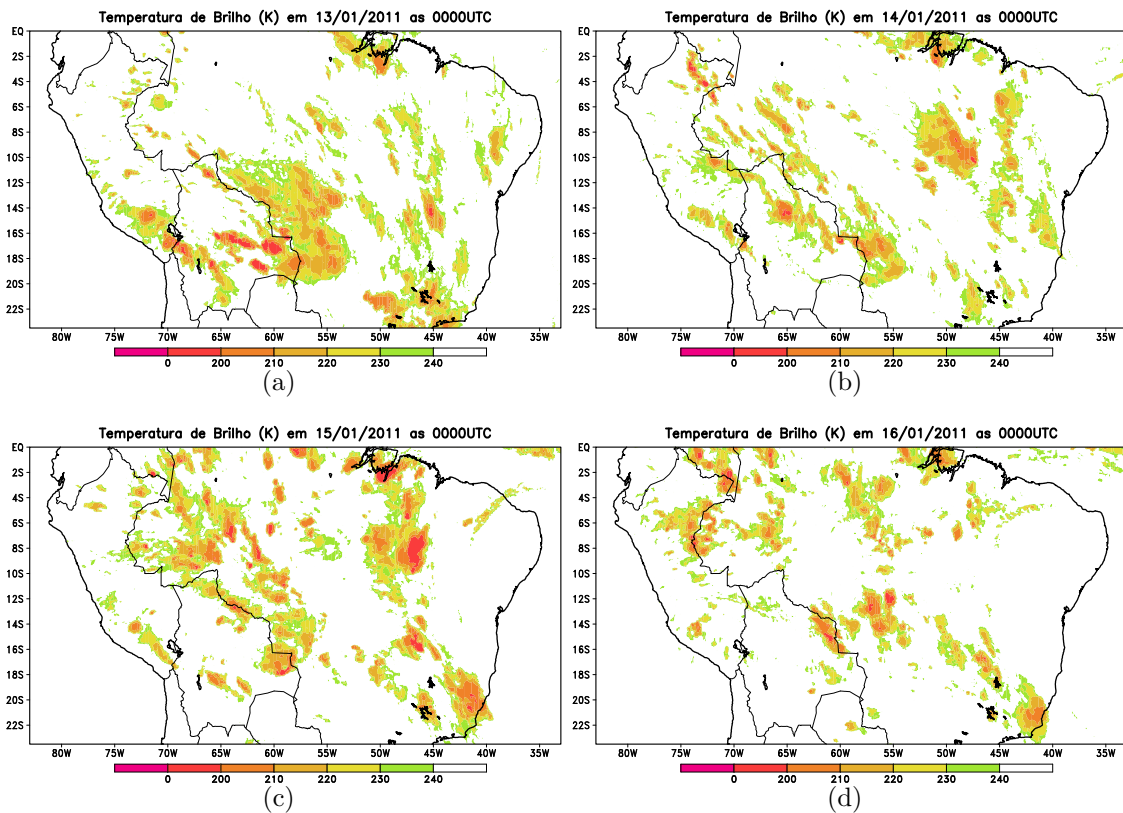
Figura 4.31 - Campos de temperatura de brilho (K) filtrado, linhas de correntes em 200hPa, corrente de jato em altos e baixos níveis (a), advecção de temperatura potencial equivalente em 1000hPa e linhas de correntes em 1000hPa (b), espessura da camada entre 1000-500hPa e Pressão ao nível médio do mar (c), umidade relativa em 850hPa e linhas de correntes em 500hPa (d) às 1800 UTC do dia 12/01/2011.



Fonte: Produção do autor.

O Boletim Climanálise do INPE descreveu que esses 3 sistemas de escala sinótica (AB, VCAN e ZCAS) estiveram presentes sobre a região de estudo no período do dia 20 de Janeiro a 24 de janeiro de 2008. A Figuras 4.32 mostra a predominância dos SCs ao longo desses dias, onde observa-se maior quantidade de SC e maiores tamanhos desses principalmente no SE da região de estudo.

Figura 4.32 - Campo de Temperatura de Brilho (K) filtrado das 0000 UTC do dia 13 ate às 0000 UTC do dia 16/01/2011.



Fonte: Produção do autor.

4.4 Conclusões

O algoritmo ForTraCC apresentou resultados coerentes na detecção dos SCs ocorridos nos trópicos da AS na estação de verão austral. Durante o período de 12 anos (verão de 2004 a 2015, excepto os anos de 2008 e 2009) foi possível quantificar com o ForTraCC 155.688 SCs, com a máxima frequência de 16.920 SCs no ano de 2011. A média de ocorrência dos SCs foi de 13.918 por ano, com uma moda na ordem de 14.000 SCs por ano.

De acordo ao tamanho dos Scs, definido pela escala de Orlanski (1975), os SCs com tamanho Meso- β seguido dos Meso- α são os mais frequentes sobre os trópicos da AS. A literatura relata que os SCM são os predominantes sobre a região, o que foi comprovado neste estudo. Foi sugerido que a alta frequência dos SCs com tamanho Meso- β ocorre porque esta escala é um limiar intermediário, onde grande parte dos

SCs de curta duração atingem no seu desenvolvimento máximo e de transição para os SCs de longo ciclo de vida.

Sobre os trópicos da AS a baixa frequência dos SCs com tamanho Grande observou-se porque as fontes de calor e de energia associados a sistemas de grande escala (o JBN a leste dos Andes, a ZCAS e os SFs), que são responsáveis pela manutenção desses SCs, possibilitando que esses atingem longo ciclo de vida e grandes tamanhos, apresentam limitações espaciais e temporais sobre a região de estudo.

O ForTraCC mostrou que os SCs com excentricidade maior do que 0,7 são os que predominam sobre a região, com maior registro no ano de 2013 com 6.690 SCs. Em seguida são mais frequentes os SCs de excentricidade entre 0,5 e 0,7 com maior registro em 2011 de 5.500 SCs. Esse resultado pode ser explicado pela presença de CCMs sobre a região, esses SCMs têm um tempo de vida médio de 6 horas e podem ser registrados repetidas vezes ao longo do dia.

O ciclo diurno dos SCs sobre os trópicos da AS sugeriu, pela sua evolução, que é regulado pelo aquecimento superficial, mostrando assim que a maioria dos SCs no verão são regulados da convecção térmica. A ocorrência máxima dos SCs de todos os tamanhos é observada às 2100 UTC com 37.763 SCs, enquanto que a ocorrência mínima é observada às 1200 UTC com 7.711 SCs. A gênese dos SCs é observada às 1500 UTC pela ocorrência de SCs na escala Micro, às 1800 UTC é observado o máximo de SCs da escala intermediária Meso- β e às 2100 UTC observa-se um aumento de SCs nas escalas de maiores tamanho (Meso- α , Macro e Grande) de longa duração, enquanto observa-se uma diminuição de SCs da escala intermediária.

A influência do JBN a leste dos Andes na manutenção dos SCs de longa duração e escalas maiores foi observada no ciclo diurno dos SCs de diferentes tamanhos através da inversão da predominância de SCs de tamanho Meso- β para Meso- α no período das 0900 UTC às 1200 UTC, período este de máxima intensidade do JBN que mantém os SCs de tamanho Meso- α e Macro, através do transporte de calor e energia da região Amazônica que alimentam esses sistemas. A distribuição espacial dos SCs mostrou que a ocorrência máxima desses SCs é sobre o centro da Bolívia, região de atuação do JBN de acordo a [Marengo et al. \(2004b\)](#).

Observou-se às 2100 UTC uma tendência de ocorrência de SCs com tamanhos Macro e excentricidades irregulares (entre 0,3 a 0,5) sobre o leste dos Andes (sudoeste da Bolívia e sul do Perú) causados pela circulação de brisa local devido as montanhas, sobre o litoral norte do Brasil causados por LI tropical e a atuação da ZCIT. O

processo de fusão de SCs, frequentemente observado neste horário sobre a região de estudo também influencia na ocorrência de SCs de tamanho Macro detectados pelo ForTraCC. O máximo de SCs de tamanho Grande é observado no mesmo horário (2100 UTC) sobre a Amazônia Brasileira, influenciados pela ZCAS, SFs, difluências de alísios com SFs e LI tropicais que se propagam para a região.

O ciclo diurno da excentricidade dos SCs mostram a predominância de sistemas com excentricidade maior do que 0,7, diminuindo o total de ocorrência à medida que a excentricidade tende a SCs lineares (menor do que 0,3). A máxima predominância de todas as excentricidades foi observada no final da tarde e noite. Observou-se que os SCs com excentricidade maior do que 0,5 tendem a maiores ciclo de vida em relação aos com excentricidades tendendo a lineares (menor do que 0,3 e entre 0,3 e 0,5).

Analisando detalhadamente a frequência climatológica e o ciclo diurno dos SCs, bem como o ciclo diurno da precipitação com dados do CMORPH, associado aos padrões convectivos, foram definidas regiões em diferentes localidades dos trópicos da AS. Sobre a região onde observou-se maior ocorrência de chuva convectiva no Capítulo 3, Amazônia Brasileira, também correspondeu a região de maior frequência de SCs de diferentes tamanhos com um total de 9.955. Menor frequência de ocorrência foi observado na região do Nordeste do Brasil com 2.848 SCs. Os SCs com tamanho Grande foram registrados com maior frequência sobre o centro da Bolívia (11 SCs), região de atuação do JBN e sobre a Amazônia Brasileira (33 SCs), região de atuação da ZCAS, SFs e propagação de LI tropical.

A evidencia de forçante térmica resultante do aquecimento diurno é vista no ciclo diurno dos SCs de diferentes tamanhos sobre todas as regiões definidas. No entanto, evidências de outras forçantes dinâmicas foram vistas em determinadas regiões, como brisas no Sudeste do Brasil, LI tropical no norte do Brasil e JBN sobre o centro da Bolívia e do Peru. O ciclo diurno das chuvas do CMORPH nessas regiões apresentaram os mesmos padrões que o ciclo diurno dos SCs, no entanto, as chuvas intensas estiveram associadas a SCs de tamanho Macro.

A AB, o VCAN que se forma sobre o Nordeste Brasileiro e a ZCAS são os sistemas sinóticos que influenciam os parâmetros morfológicos de excentricidade, tamanho e inclinação dos SCs. Quando o VCAN esteve sobre o continente interagiu com a AB através de difluência dos ventos em altos níveis, mostrando nestes casos os SCs formados na zona de difluência entre os dois sistemas sinóticos tendendo a um valor de excentricidade menor do que 0,3, e a sua inclinação definida pela posição

do centro do VCAN. Quando a AB predomina sobre o continente é observado que sobre os trópicos da AS os SCs tendem a um valor de excentricidade superior a 0,7. É sugerido que a presença da ZCAS influencia o tamanho dos SCs através da disponibilidade de umidade sobre a região.

5 PRINCIPAIS CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

5.1 Conclusões

Neste estudo foi analisado o ciclo diurno da precipitação (CDP), além de caracterizá-la espacialmente sobre a região tropical da América do Sul (AS). As principais conclusões foram obtidas através dos resultados dos dois principais capítulos como mostrados a seguir:

No Capítulo 3:

As análises foram realizadas em sete regiões com diferentes características de CDP (amplitude e fase) sobre os trópicos do Brasil, demonstraram que o desempenho dos algoritmos do GSMaP (GSMaP-G e GSMaP-MVK), IMERG (IMERG-F e IMERG-L) e do CMORPH estão relacionados com as características dos sistemas chuvosos mais frequentes atuantes em uma determinada região. Nas regiões onde o aquecimento térmico produz nuvens convectivas profundas (no sudeste e norte do nordeste do Brasil), o CDP é melhor representado em termos de amplitude e fase; enquanto o CDP para convecção mais rasa e sistemas acionados por circulação de baixo nível (litoral leste do nordeste do Brasil e noroeste da Amazônia) é mal caracterizado por recuperações baseadas em satélite. Este resultado era esperado pois a maioria dos algoritmos depende de técnicas de espalhamento de gelo para recuperar a chuva e falham quando a quantidade de gelo não está diretamente relacionada com a precipitação acumulada.

As regiões localizadas a oeste e noroeste da Amazônia (distantes da costa), onde os episódios de chuva são caracterizados por regimes de ventos de leste e oeste em baixo nível, nenhum dos algoritmos pode representar, adequadamente, a amplitude e a fase do CDP. O IMERG e o CMORPH (todos eles dependem de recuperações do *Goddard Profiling Algorithm* (GPROF) para sensores passivos de micro-ondas) superestimaram a precipitação observada. O IMERG-L superou o IMERG-F nesta região, como também observado no sudeste do Brasil. O conjunto GSMaP tem, em termos gerais, menor viés e menor dispersão quando comparado com o resto dos algoritmos.

A região do litoral leste do nordeste do Brasil é dominada por nuvens de convecção rasas que são responsáveis pela maior parte das chuvas acumuladas. Sem gelo (ou muito pouco) em sua estrutura, nenhum dos algoritmos conseguiu reproduzir o ciclo diurno adequadamente com grande subestimação dos valores observados,

principalmente no horário de pico (0600 UTC). Neste caso, as versões ajustadas com pluviômetros (GSMaP-G e IMERG-F) apresentaram um desempenho melhor do que as respectivas versões apenas de satélite. No interior do nordeste é onde se observa a menor precipitação acumulada e apresenta o CDP mais plano em termos de fase e amplitude.

A região norte do Brasil é caracterizada pela transição de um regime de brisa costeira terrestre-marítima para um regime amazônico continental. Neste caso, o deslocamento das linhas de instabilidade tropicais para o interior do continente, geradas ao longo da costa, é o principal sistema meteorológico para eventos de precipitação. Todos os algoritmos, em diferentes graus de concordância, representaram adequadamente a fase do CDP. No entanto, a amplitude é superestimada pelo pacote IMERG (com melhores resultados para IMERG-L) e subestimada pelo pacote GSMaP (o ajuste do viés supera a versão apenas por satélite). O CMORPH possui as melhores estatísticas quando comparado com outros algoritmos.

A avaliação espacial das chuvas causadas por convecção de verão sobre o Brasil mostrou, nos dados dos pluviômetros, uma maior ocorrência de chuvas convectivas (maior do que 3%) sobre grande parte da Amazônia Brasileira, região esta de atuação do regime de monção da AS. O contrário foi observado sobre o nordeste (menor do que 0,5%), região semiárida com baixos índices pluviométricos no verão. Na região sudeste, a frequência média de ocorrência de chuva convectiva foi de 1,26%. A maior ocorrência de chuvas convectivas sobre grande parte da Amazônia não foram bem representadas pelos algoritmos, os produtos do GSMaP (GSMaP-G e GSMaP-MVK) subestimaram em até 2%, o IMERG-F superestimou em até 3% enquanto que o IMERG-L e o CMORPH apresentaram desempenho semelhantes, superestimando em até 2%. O fraco desempenho dos algoritmos na Amazônia ocorreu com maior expressão sobre a região leste, onde a convecção é induzida por processos dinâmicos. A ocorrência dessas chuvas no nordeste e sudeste foram detectadas pelos algoritmos com diferentes graus de concordância, com viés próximo a zero nos produtos do GSMaP e superestimado pelo IMERG e CMORPH. A maior parte dos resultados deste capítulo foram publicados em [Afonso et al. \(2020\)](#).

No Capítulo 4:

O algoritmo ForTraCC apresentou resultados coerentes na detecção dos SCs ocorridos nos trópicos da AS na estação de verão austral. Durante o período de verão de 2004 a 2015 foram quantificados 155.688 SCs com maior frequência de 16.920 SCs em 2011 e uma média de 13.918 e moda de 14.000 SCs por ano. Os SCs com

tamanho Meso- β e Meso- α foram mais frequentes, mostrando predominância sobre a região de estudo. A baixa frequência de registros de SCs na escala Grande está relacionada com as limitações espaciais e temporais das fontes de calor e energia sobre os trópicos da AS, responsáveis pela manutenção dos mesmos.

Os SCs com excentricidade maior do que 0,7 foram os predominantes, com maior registro de 6.690 SCs em 2013, seguidos com os de excentricidade intermediárias (entre 0,5 e 0,7) registrando 5.500 SCs em 2011. A predominância dos SCs com essas excentricidades, de escala espacial Meso- α e Meso- β , pode ser explicada pela presença de CCMs, pois apresentam tempo de vida longos (média de 6 horas) e os mesmos SCs podem ser registrados repetidas vezes ao longo do dia pelo ForTraCC.

O ciclo diurno (CD) dos SCs mostrou que os mesmos são induzidos por convecção térmica devido ao aquecimento superficial de verão sobre os trópicos da AS. A ocorrência máxima dos SCs de todas escalas espaciais foi observada às 2100UTC com 37.763 SCs e a mínima às 1200UTC com 7.711 SCs. A maior frequência dos SCs na escala Micro é observada às 1500UTC, dando uma ideia do início da atividade convectiva sobre a região. Às 1800UTC observa-se a maior ocorrência de SCs da escala intermediária (Meso- β) e às 2100UTC o máximo de ocorrência de SCs de maiores escalas espaciais.

A influência do JBN a leste do Andes na manutenção dos SCs com maiores ciclo de vida, que alcançam maiores tamanhos, foi observada nos CDs de tamanhos dos SCs no horário das 0900 e 1200 UTC, quando se registrou uma inversão de predominância de SCs de escala Meso- β para Meso- α , com maior concentração desses SCs sobre o centro da Bolívia, coincidindo com o período de máxima intensidade e da região de atuação do JBN no verão (MARENGO et al., 2004b).

Às 2100UTC os SCs de tamanho Macro e excentricidades irregulares (entre 0,3 e 0,5), causados por circulação de brisa local devido as montanhas, tendem a ocorrer sobre o leste dos Andes. Os SCs causados por LI tropical e atuação da ZCIT ocorrem no litoral norte do Brasil. Essas características dos SCs são observadas no mesmo horário sobre a Amazônia Brasileira influenciadas pela atuação da ZCAS, SFs, confluências de alísios com os SFs e LI tropicais que se propagam para a região. O processo de fusão de SCs, frequentemente observado neste horário sobre a região de estudo também influencia na ocorrência de SCs de tamanho Macro detectados pelo ForTraCC. Observou-se que os SCs com excentricidade maior do que 0,5 tendem a possuir maiores ciclo de vida em relação aos com excentricidades menor do que 0.3 e entre 0.3 e 0.5.

Nas regiões definidas sobre os trópicos da AS para a análise detalhada da frequência climatológica e do CD dos SCs, assim como o CDP associado à convecção com os dados do CMORPH, observou-se maior frequência de SCs de diferentes tamanhos (9.955 SCs) na Amazônia Brasileira, onde a maior ocorrência de chuvas convectivas foi observada. Menor frequência dos SCs foi observada no nordeste do Brasil com 2.848 SCs. Os SCs de maiores escala espacial (Grande) foram registrados sobre o centro da Bolívia (11 SCs) e sobre a Amazônia Brasileira (33 SCs), regiões de atuação do JBN, ZCAS e LI tropical, respectivamente. Em todas as regiões, a forçante térmica foi evidenciada como a reguladora do CD dos SCs. Evidência de forçantes dinâmicos nos CDs, como sistemas de brisas no sudeste do Brasil, LI tropical no norte do Brasil e JBN sobre o centro da Bolívia e do Peru foram observados. Os CDPs do CMORPH nessas regiões apresentaram os mesmos padrões que o CD dos SCs, com as chuvas intensas associadas aos SCs de tamanho Macro.

A AB, o VCAN, que se forma sobre o nordeste do Brasil, e a ZCAS são os sistemas sinóticos que influenciam os parâmetros morfológicos de excentricidade, tamanho e inclinação dos SCs. Quando o VCAN esteve sobre o continente interagindo com a AB através da difluência dos ventos em altos níveis, mostrou que SCs se formam na zona de difluência entre os dois sistemas sinóticos, tendendo a um valor de excentricidade menor do que 0,3, e a sua inclinação definida pela posição do centro do VCAN. Quando a AB predomina sobre o continente é observado que sobre os trópicos da AS, os SCs tendem a um valor de excentricidade superior a 0,7. Portanto, esse resultado indica que a presença da ZCAS influencia o tamanho dos SCs através da disponibilidade de umidade sobre a região.

5.2 Trabalhos Futuros

Os resultados obtidos neste estudo sugerem uma lista de pontos/recomendações para pesquisas futuras:

- Investigar o desempenho dos produtos dos algoritmos de EPS (GSMaP, CMORPH e IMERG) na representação do CDP nas regiões definidas incluindo outras métricas estatísticas, como o *Mean Absolute Error* (MAE); *Bias Score* (BSCORE), *Probability Of Detection* (POD), *False Alarm Ratio* (FAR), *Success Ratio* (SR), *Critical Success Index* (CSI) e *Equitable Threat Score* (ETS).
- Investigar a evolução dos produtos (novas versões dos algoritmos em comparação com as apresentadas neste estudo) em representar o ciclo diurno

da chuva para as regiões tropicais da AS.

- Entender como os processos de nuvens rasas e a classificação convectiva/estratiforme são realizados em cada algoritmo para melhorar a representação do CDP.
- Entender a estrutura e a morfologia dos SCs utilizando dados do GOES-16 que apresenta maior resolução temporal e horizontal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, D. K. et al. The Amazon dense gnss meteorological network: a new approach for examining water vapor and deep convection interactions in the tropics. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 12, p. 2151–2165, 2015. 4
- AFONSO, J. M. d. S.; VILA, D. A.; GAN, M. A.; QUISPE, D. P.; BARRETO, N. d. J. d. C.; CHINCHAY, J. H. H.; PALHARINI, R. S. A. Precipitation diurnal cycle assessment of satellite-based estimates over brazil. **Remote Sensing**, v. 12, n. 14, p. 2339, 2020. 59, 118
- AGHAKOUCHAK, A.; BEHRANGI, A.; SOROOSHIAN, S.; HSU, K.; AMITAI, E. Evaluation of satellite-retrieved extreme precipitation rates across the central united states. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D2, 2011. 13, 55
- AHRENS, C. D. **Workbook and study guide for meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment**. [S.l.]: Thomson/Brooks/Cole, 2009. 104
- _____. **Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment**. [S.l.]: Cengage learning, 2012. 32, 72
- AMARAL, L. Martins Costa do et al. Assessment of ground-reference data and validation of the H-SAF precipitation products in Brazil. **Remote Sensing**, v. 10, n. 11, p. 1743, 2018. 4, 27
- ANDRADE, K. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2007. 53
- ANGELIS, C. F.; MCGREGOR, G. R.; KIDD, C. Diurnal cycle of rainfall over the brazilian amazon. **Climate Research**, v. 26, n. 2, p. 139–149, 2004. 2, 18, 21, 26, 70
- ANGULO, E. C. **Ciclo diurno da convecção no altiplano peruano**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2016. 2, 84

AONASHI, K. et al. Gsmap passive microwave precipitation retrieval algorithm: algorithm description and validation. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Serie II**, v. 87, p. 119–136, 2009. 34, 55

ARAGÃO, J. d. Fatos sobre o fenômeno de El Niño e sua relação com as secas no nordeste do Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v. 14, n. 1, p. 2–8, 1990. 1, 53

ASONG, Z.; RAZAVI, S.; WHEATER, H.; WONG, J. Evaluation of integrated multisatellite retrievals for gpm (imerg) over southern canada against ground precipitation observations: A preliminary assessment. **Journal of hydrometeorology**, v. 18, n. 4, p. 1033–1050, 2017. 10

BANOS, I. H.; SAPUCCI, L.; BISCARO, T.; NEGRI, R. G. Observed dynamic and thermodynamic characteristics of deep convection over central amazon for the 2019 wet season. In: AGU. **AGU Fall Meeting 2019**. [S.l.], 2019. 23

BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.-P.; BELJAARS, A.; BETTS, A.; KÖHLER, M.; MILLER, M.; REDELSPERGER, J.-L. The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography**, v. 130, n. 604, p. 3119–3137, 2004. 2

BERG, W.; L'ECUYER, T.; KUMMEROW, C. Rainfall climate regimes: the relationship of regional trmm rainfall biases to the environment. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 45, n. 3, p. 434–454, 2006. 25

BETTS, A. K.; GATTI, L. V.; CORDOVA, A. M.; DIAS, M. A. S.; FUENTES, J. D. Transport of ozone to the surface by convective downdrafts at night. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA–13, 2002. 19

BOGGIONE, G. A. **Restauração de imagens do satélite Landsat-7**. 2003. 160 p. (INPE-10462-TDI/929). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2003. 22, 23

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833–850, 1968. 20

- BRAGA, R. C.; VILA, D. A. Investigating the ice water path in convective cloud life cycles to improve passive microwave rainfall retrievals. **Journal of Hydrometeorology**, v. 15, n. 4, p. 1486–1497, 2014. 22, 23, 24
- BRITO, S. S. d. B.; OYAMA, M. D. Daily cycle of precipitation over the northern coast of Brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 53, n. 11, p. 2481–2502, 2014. 18, 43, 47
- BURLEYSON, C. D.; FENG, Z.; HAGOS, S. M.; FAST, J.; MACHADO, L. A.; MARTIN, S. T. Spatial variability of the background diurnal cycle of deep convection around the GoAmazon2014/5 field campaign sites. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 7, p. 1579–1598, 2016. 26
- CALHEIROS, A. J.; MACHADO, L. A. Cloud and rain liquid water statistics in the CHUVA campaign. **Atmospheric Research**, v. 144, p. 126–140, 2014. 26
- CALHEIROS, A. J. P. **Sistema de previsão imediata da precipitação: o Hydrotrack**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008. 20
- CARBONE, R.; TUTTLE, J. Rainfall occurrence in the us warm season: the diurnal cycle. **Journal of Climate**, v. 21, n. 16, p. 4132–4146, 2008. 2
- CARBONE, R.; TUTTLE, J.; AHJEVYCH, D.; TRIER, S. Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 13, p. 2033–2056, 2002. 2
- CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The south atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004. 53
- CAVALCANTI, I. F. d. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 140 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1982. 16, 22, 43
- CECCHINI, M. A.; DIAS, M. A. S.; MACHADO, L. A.; MORALES, C. A.; BISCARO, T. Macro-and microphysical characteristics of rain cells observed during SOS-CHUVA in Campinas, Brazil. In: AMS. **99th American Meteorological Society Annual Meeting**. [S.l.], 2019. 26

CECCHINI, M. A.; DIAS, M. A. S.; MACHADO, L. A.; RODRIGUEZ, C. A. M.; BISCARO, T. Macrophysical and microphysical characteristics of convective rain cells observed during SOS-CHUVA. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 125, n. 13, p. e2019JD031187, 2020. 26

CECIL, D. J.; BLANKENSHIP, C. B. Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers. **Journal of Climate**, v. 25, n. 2, p. 687–703, 2012. 25

CHAMBON, P.; ROCA, R.; JOBARD, I.; CAPDEROU, M. The sensitivity of tropical rainfall estimation from satellite to the configuration of the microwave imager constellation. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 10, n. 5, p. 996–1000, 2012. 5

COELHO, V. H. R.; MONTENEGRO, S.; ALMEIDA, C. N.; SILVA, B. B.; OLIVEIRA, L. M.; GUSMÃO, A. C. V.; FREITAS, E. S.; MONTENEGRO, A. A. Alluvial groundwater recharge estimation in semi-arid environment using remotely sensed data. **Journal of Hydrology**, v. 548, p. 1–15, 2017. 9

COHEN, J.; DIAS, M. S.; NOBRE, C. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise**, v. 4, n. 11, p. 34–40, 1989. 16, 21, 93, 95, 97, 99

COHEN, J. C.; DIAS, M. A. S.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995. 21, 25

COLLISCHONN, B.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Daily hydrological modeling in the amazon basin using trmm rainfall estimates. **Journal of Hydrology**, v. 360, n. 1-4, p. 207–216, 2008. 9

CONFORTE, J. C. **Um estudo de complexos convectivos de mesoescala sobre a América do Sul e vizinhanças**. 138 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997. 94

COSTA, I. C.; MACHADO, L. A.; KUMMEROW, C. An examination of microwave rainfall retrieval biases and their characteristics over the Amazon. **Atmospheric Research**, v. 213, p. 323–330, 2018. 57

- COSTA, S. M. et al. A successful practical experience with dedicated geostationary operational environmental satellites goes-10 and-12 supporting Brazil. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 99, n. 1, p. 33–47, 2018. 63
- CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. de A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 9, p. 1165–1180, 2006. 1
- CUTRIM, E. M.; MARTIN, D. W.; BUTZOW, D. G.; SILVA, I. M.; YULAEVA, E. Pilot analysis of hourly rainfall in central and eastern Amazonia. **Journal of Climate**, v. 13, n. 7, p. 1326–1334, 2000. 21, 26
- DAI, A.; TRENBERTH, K. E.; KARL, T. R. Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2451–2473, 1999. 15
- DIAS, M. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 133–150, 1987. 15
- DIAS, M. A. F. d. S. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 133–150, 1987. 19
- DIAS, M. S.; DIAS, P. S.; LONGO, M.; FITZJARRALD, D. R.; DENNING, A. S. River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 111–121, 2004. 21
- DIAS, M. S. et al. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA–39, 2002. 19
- DIAS, P. L. S.; BONATTI, J. P.; KOUSKY, V. E. Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1465–1478, 1987. 43, 70
- DJURIC, D. **Weather analysis**. [S.l.]: Prentice hall Englewood Cliffs, 1994. 71
- DRUMOND, A.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; NIETO, R.; MOREIRA, L.; GIMENO, L. The role of the amazon basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a lagrangian analysis. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 7, p. 2577, 2014. 20
- DU, Y.; ROTUNNO, R. Diurnal cycle of rainfall and winds near the south coast of china. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 75, n. 6, p. 2065–2082, 2018. 2

- EBERT, E. E. Methods for verifying satellite precipitation estimates. In: LEVIZZANI V.; BAUER, P. T. F. J. (Ed.). **Measuring precipitation from space**. [S.l.]: Springer, 2007. p. 345–356. 5
- EICHHOLZ, C. W.; CAMPOS, C. R. J. de. Características físicas dos sistemas convectivos de mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul em 2006. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 37, n. 1, p. 70–80, 2014. 67, 94
- ESPINOZA, E. S. **Distúrbios nos ventos de leste no Atlântico tropical**. [S.l.]: INPE, 1996. 42
- FALCK, A. S.; MAGGIONI, V.; TOMASELLA, J.; VILA, D. A.; DINIZ, F. L. Propagation of satellite precipitation uncertainties through a distributed hydrologic model: a case study in the Tocantins-Araguaia basin in Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 527, p. 943–957, 2015. 9
- FEDOROVA, N. **Meteorologia sinótica**. [S.l.]: Pelotas: Universitária-UFPel, 1999. 71
- FEDOROVA, N.; LEVIT, V.; CRUZ, C. D. D. On frontal zone analysis in the tropical region of the northeast Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, v. 173, n. 4, p. 1403–1421, 2016. 95
- FERRARO, R. R. Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D14, p. 16715–16735, 1997. 37
- FERRARO, R. R.; WENG, F.; GRODY, N. C.; ZHAO, L. Precipitation characteristics over land from the noaa-15 amsu sensor. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 17, p. 2669–2672, 2000. 37
- FERRAZ, S. **Variabilidade Intrasazonal da Precipitação sobre o Sudeste Brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2004. 53
- FERREIRA, R. N.; RICKENBACH, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. Variability of south american convective cloud systems and tropospheric circulation during january–march 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 5, p. 961–973, 2003. 21
- FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; DIAS, P. L. D. S. Simulations of the summer circulation over the south american region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573–1584, 1995. 20

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da amazônia. **ACTA Amazônica**, v. 28, n. 2, p. 101–126, 1998. [61](#)

FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; MORAES, O. L.; OLIVEIRA, R. C. de; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; BELDINI, T. Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 113, n. G1, 2008. [21](#)

FRANK, W. M. The life cycles of gate convective systems. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 7, p. 1256–1264, 1978. [19](#)

FREEMAN, E.; WOODRUFF, S. D.; WORLEY, S. J.; LUBKER, S. J.; KENT, E. C.; ANGEL, W. E.; BERRY, D. I.; BROHAN, P.; EASTMAN, R.; GATES, L. et al. Icoads release 3.0: a major update to the historical marine climate record. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 5, p. 2211–2232, 2017. [9](#)

FREITAS, E. D.; ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.; DIAS, P. L. S. Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 122, n. 1, p. 43–65, 2007. [100](#)

FRITSCH, J.; FORBES, G. Mesoscale convective systems. In: DOSWELL, C. A. (Ed.). **Severe convective storms**. [S.l.]: Springer, 2001. p. 323–357. [20](#)

FUNATSU, B. M.; GAN, M. A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America. **Atmosfera**, v. 17, n. 2, p. 91–113, 2004. [53](#)

GADELHA, A. N. et al. Grid box-level evaluation of imerg over Brazil at various space and time scales. **Atmospheric Research**, v. 218, p. 231–244, 2019. [3](#), [10](#), [11](#), [49](#), [55](#)

GAN, M.; KOUSKY, V.; ROPELEWSKI, C. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47–66, 2004. [5](#), [43](#), [53](#), [64](#)

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 16, p. 1822–1836, 1991. [20](#)

GARREAUD, R. Cold air incursions over subtropical South America: mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7, p. 2544–2559, 2000. [25](#)

- GARREAUD, R.; WALLACE, J. M. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 12, p. 3157–3171, 1997. 22, 23, 81
- GARSTANG, M.; JR, H. L. M.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines. part i: structure and kinematics. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, p. 608–622, 1994. 16, 21, 26, 93
- GIANGRANDE, S. E.; FENG, Z.; JENSEN, M. P.; COMSTOCK, J. M.; JOHNSON, K. L.; TOTO, T.; WANG, M.; BURLEYSON, C.; BHARADWAJ, N.; MEI, F. et al. Cloud characteristics, thermodynamic controls and radiative impacts during the observations and modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5) experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 17, n. 23, p. 14519–14541, 2017. 27
- GILES, J. A.; RUSCICA, R. C.; MENÉNDEZ, C. G. The diurnal cycle of precipitation over South America represented by five gridded datasets. **International Journal of Climatology**, v. 40, n. 2, p. 668–686, 2020. 19
- GOSSET, M.; ALCOBA, M.; ROCA, R.; CLOCHÉ, S.; URBANI, G. Evaluation of taper daily estimates and other gpm-era products against dense gauge networks in west africa, analysing ground reference uncertainty. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 144, p. 255–269, 2018. 49, 55
- GOYAL, S.; KUMAR, A.; MOHAPATRA, M.; RATHORE, L.; DUBE, S.; SAXENA, R.; GIRI, R. Satellite-based technique for nowcasting of thunderstorms over indian region. **Journal of Earth System Science**, v. 126, n. 6, p. 1–13, 2017. 23
- GOYAL, S.; KUMAR, A.; SANGAR, G.; MOHAPATRA, M. Severe thunderstorm activity over bihar on 21st april, 2015: A simulation study by satellite based nowcasting technique. In: INTERNATIONAL SOCIETY FOR OPTICS AND PHOTONICS. **Remote Sensing of the Atmosphere, Clouds, and Precipitation VI**. [S.l.], 2016. v. 9876, p. 987612. 23
- GRECO, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRISS, R.; TALBOT, R.; ANDREAE, M.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over central amazonia during able 2b. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 95, n. D10, p. 17001–17014, 1990. 22
- GRIMM, A. M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into south america from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. In: VIMEUX

F.; SYLVESTRE, F. K. M. (Ed.). **Past climate variability in South America and surrounding regions**. [S.l.]: Springer, 2009. p. 159–191. 1

GUEDES, R. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 1985. 20

GUTMAN, G. J.; SCHWERDTFEGER, W. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical andes, in the summer. **Meteorologische Rundschau**, v. 18, n. 3, p. 69–75, 1965. 71

HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. The monsoonal current regimes of the tropical indian ocean: observed surface flow fields and their geostrophic and wind-driven components. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 96, n. C7, p. 12619–12633, 1991. 43, 53

HASTENRATH, S.; WU, M.-C.; CHU, P.-S. Towards the monitoring and prediction of north-east Brazil droughts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, n. 464, p. 411–425, 1984. 1

HOBOUCHIAN, M. P.; SALIO, P.; SKABAR, Y. G.; VILA, D.; GARREAUD, R. Assessment of satellite precipitation estimates over the slopes of the subtropical Andes. **Atmospheric Research**, v. 190, p. 43–54, 2017. 9

HOLANDA, B. A. et al. Influx of African biomass burning aerosol during the Amazonian dry season through layered transatlantic transport of black carbon-rich smoke. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 8, p. 4757–4785, 2020. 26

HONG, Y.; HSU, K.-L.; SOROOSHIAN, S.; GAO, X. Precipitation estimation from remotely sensed imagery using an artificial neural network cloud classification system. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, n. 12, p. 1834–1853, 2004. 36

HONG, Y.; KUMMEROW, C. D.; OLSON, W. S. Separation of convective and stratiform precipitation using microwave brightness temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 8, p. 1195–1213, 1999. 37

HOSSAIN, F.; LETTENMAIER, D. P. Flood prediction in the future: recognizing hydrologic issues in anticipation of the global precipitation measurement mission. **Water Resources Research**, v. 42, n. 11, 2006. 10

HOU, A. Y. et al. The global precipitation measurement mission. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 5, p. 701–722, 2014. 3

HOUZE, R. A. Structure and dynamics of a tropical squall–line system. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 12, p. 1540–1567, 1977. 63

_____. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. 4, 2004. 19

HSU, K.-I.; GAO, X.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, H. V. Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, n. 9, p. 1176–1190, 1997. 9

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; BRAITHWAITE, D.; HSU, K.; JOYCE, R.; XIE, P.; YOO, S.-H. Nasa global precipitation measurement (gpm) integrated multi-satellite retrievals for gpm (imerg). **Algorithm Theoretical Basis Document, Version**, v. 4, p. 30, 2015. 3, 11, 35, 38, 49, 55

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J.; WOLFF, D. B.; ADLER, R. F.; GU, G.; HONG, Y.; BOWMAN, K. P.; STOCKER, E. F. The trmm multisatellite precipitation analysis (tmpa): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 38–55, 2007. 36

IPWG. **International Precipitation Working Group**. [s.n.], 2007. Disponível em: <<http://www.isac.cnr.it/~ipwg/>>. Acesso em: 15 janeiro 2021. 4

IWABE, C. M. N.; ROCHA, R. P. D. An event of stratospheric air intrusion and its associated secondary surface cyclogenesis over the south Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D9, 2009. 53

JANOWIAK, J. E.; DAGOSTARO, V. J.; KOUSKY, V. E.; JOYCE, R. J. An examination of precipitation in observations and model forecasts during name with emphasis on the diurnal cycle. **Journal of Climate**, v. 20, n. 9, p. 1680–1692, 2007. 14

JANOWIAK, J. E.; KOUSKY, V. E.; JOYCE, R. J. Diurnal cycle of precipitation determined from the cmorph high spatial and temporal resolution global precipitation analyses. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D23, 2005. 2, 14, 15, 17, 21, 43, 70

JOETZJER, E.; DOUVILLE, H.; DELIRE, C.; CIAIS, P. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3.

Climate Dynamics, v. 41, n. 11, p. 2921–2936, 2013. 2

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. Cmorph: a method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, n. 3, p. 487–503, 2004. 4, 11, 36, 38, 63

JOYCE, R. J.; XIE, P. Kalman filter–based cmorph. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 6, p. 1547–1563, 2011. 36

KALNAY, E. et al. The ncep/ncar 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–472, 1996. 63

KAWAMURA, K.; FLCKIGER, J.; SCHWANDER, J.; RAYNAUD, D.; MASSON-DELMOTTE, V.; JOUZEL, J. Atmospheric methane and nitrous oxide of the late Pleistocene from Antarctic ice cores. *science* 310: 13171321takaya k, nakamura h (2005) mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian High. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 62, p. 44234440, 2005. 4

KIDD, C.; HUFFMAN, G. Global precipitation measurement. **Meteorological Applications**, v. 18, n. 3, p. 334–353, 2011. 5

KIDD, C.; LEVIZZANI, V. Status of satellite precipitation retrievals. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 4, p. 1109–1116, 2011. 3

KIDD, C.; MATSUI, T.; CHERN, J.; MOHR, K.; KUMMEROW, C.; RANDEL, D. Global precipitation estimates from cross-track passive microwave observations using a physically based retrieval scheme. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 1, p. 383–400, 2016. 9

KNAPP, K. R. et al. Globally gridded satellite observations for climate studies. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 92, n. 7, p. 893–907, 2011. 63

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz) part i: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992. 42, 53, 71, 78, 82, 84, 95

KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz) part ii: conditions of the circulations for generating the stczs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. **Ser. II**, v. 71, n. 5, p. 581–610, 1993. 110

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140–1153, 1979. 42

_____. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488–498, 1980. 2, 15, 16, 18, 22, 42, 43

_____. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the south american sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, n. 1, p. 217–231, 1988. 42

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. Precipitation and atmospheric circulation anomaly patterns in the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, n. 1, p. 199–206, 1988. 78, 95

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538–551, 1981. 71

KUBOTA, T. et al. Global precipitation map using satellite-borne microwave radiometers by the gsmap project: production and validation. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 45, n. 7, p. 2259–2275, 2007. 4, 11, 35, 38

KUMMEROW, C.; HONG, Y.; OLSON, W.; YANG, S.; ADLER, R.; MCCOLLUM, J.; FERRARO, R.; PETTY, G.; SHIN, D.-B.; WILHEIT, T. The evolution of the goddard profiling algorithm (gprof) for rainfall estimation from passive microwave sensors. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 11, p. 1801–1820, 2001. 37

KUMMEROW, C.; OLSON, W. S.; GIGLIO, L. A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 34, n. 5, p. 1213–1232, 1996. 37

LAING, A. G.; FRITSCH, J. M. The global population of mesoscale convective complexes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 538, p. 389–405, 1997. 19

LAURENT, H.; MACHADO, L. A. T.; HERDIES, D.; MORALES, C.; IRD, L. Características dos sistemas convectivos observados por satélite durante o experimento wet amc/lba. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. Anais... 2000.** [S.l.: s.n.], 2000. 19, 63

LELIS, L. C. S.; BOSQUILIA, R. W. D.; DUARTE, S. N. Assessment of precipitation data generated by gpm and trmm satellites. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 1, p. 153–163, 2018. 49, 55

LENTERS, J.; COOK, K. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 5, p. 656–678, 1997. 71

LENTERS, J. D.; COOK, K. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, n. 12, p. 2988–3005, 1995. 42

LEVIZZANI, V.; CATTANI, E. Satellite remote sensing of precipitation and the terrestrial water cycle in a changing climate. **Remote Sensing**, v. 11, n. 19, 2019. 9

LEVIZZANI, V.; KIDD, C.; AONASHI, K.; BENNARTZ, R.; FERRARO, R.; HUFFMAN, G.; ROCA, R.; TURK, F.; WANG, N.-Y. The activities of the international precipitation working group. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 144, p. 3–15, 2018. 9

LI, P.; FURTADO, K.; ZHOU, T.; CHEN, H.; LI, J.; GUO, Z.; XIAO, C. The diurnal cycle of east asian summer monsoon precipitation simulated by the met office unified model at convection-permitting scales. **Climate Dynamics**, v. 55, n. 1, p. 131–151, 2020. 2

LIU, C.; ZIPSER, E. J. “warm rain” in the tropics: seasonal and regional distributions based on 9 yr of trmm data. **Journal of Climate**, v. 22, n. 3, p. 767–779, 2009. 25

LIU, C.; ZIPSER, E. J.; NESBITT, S. W. Global distribution of tropical deep convection: different perspectives from trmm infrared and radar data. **Journal of Climate**, v. 20, n. 3, p. 489–503, 2007. 20

LIU, J.; LIU, C.; MA, C.; QIN, D.; PENG, F. A novel algorithm for tracking and forecasting convective cells using satellite image sequences. **International Journal of Hybrid Information Technology**, v. 9, n. 2, p. 329–338, 2016. 23

LU, L.; DENNING, A. S.; SILVA-DIAS, M. A. da; SILVA-DIAS, P. da; LONGO, M.; FREITAS, S. R.; SAATCHI, S. Mesoscale circulations and atmospheric co₂ variations in the Tapajós region, Pará, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D21, 2005. 21

MACEDO, S. R.; MACHADO, L. A. T.; VILA, D.; MORALES, C. A.; LAURENT, H. Monitoramento de sistemas convectivos de mesoescala atuantes no brasil utilizando o FORTRACC (forecast and tracking of active and convective cells). **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, v. 13, p. 2004, 2004. 23

MACEDO, S. R.; VILA, D.; MACHADO, L. A. Fortracc-previsão a curto prazo e evolução dos sistemas convectivos. In: INPE (Ed.). **FORTRACC v1: guia de usuário**. São José dos Campos: INPE, 2004. 65

MACHADO, L.; ROSSOW, W. Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 12, p. 3234–3260, 1993. 19, 92

MACHADO, L.; ROSSOW, W.; GUEDES, R.; WALKER, A. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1630–1654, 1998. 22

MACHADO, L. A.; LAURENT, H.; LIMA, A. A. Diurnal march of the convection observed during trmm-wetamc/lba. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA–31, 2002. 5, 25

MACHADO, L. A. et al. The CHUVA project: how does convection vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, 2014. 4, 25

_____. Overview: precipitation characteristics and sensitivities to environmental conditions during GoAmazon2014/5 and ACRIDICON-CHUVA. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 9, p. 6461–6482, 2018. 26

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—a review. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 814–837, 1994.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1374–1387, 1980. [20](#), [68](#), [71](#), [79](#)

_____. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 7, p. 1475–1493, 1983. [20](#)

MAHMOUD, M. T.; AL-ZAHRANI, M. A.; SHARIF, H. O. Assessment of global precipitation measurement satellite products over Saudi Arabia. **Journal of Hydrology**, v. 559, p. 1–12, 2018. [5](#)

MARANAN, M.; FINK, A. H.; KNIPPERTZ, P.; AMEKUDZI, L. K.; ATIAH, W. A.; STENGEL, M. A process-based validation of gpm imerg and its sources using a mesoscale rain gauge network in the West African forest zone. **Journal of Hydrometeorology**, v. 21, n. 4, p. 729–749, 2020. [10](#), [12](#)

MARENGO, J. et al. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1–21, 2012. [1](#), [2](#), [53](#)

MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; SOARES, W. R. Jato de Baixos Níveis ao longo dos Andes. In: CAVALCANTE, I. F. A. (Ed.). **Tempo e Clima no Brasil**. [S.l.]: São Paulo: Oficina de Textos, 2009. [20](#), [21](#)

MARENGO, J. A.; FISCH, G.; MORALES, C.; VENDRAME, I.; DIAS, P. C. Diurnal variability of rainfall in southwest Amazonia during the lba-trmm field campaign of the austral summer of 1999. **Acta Amazonica**, v. 34, n. 4, p. 593–603, 2004. [42](#), [100](#)

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; VERA, C. S.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; BÁEZ, J. Low-frequency variability of the sallj. **CLivAR exchanges**, v. 9, n. 1, p. 26–27, 2004. [21](#), [78](#), [82](#), [93](#), [100](#), [114](#), [119](#)

MARTIN, S. T. et al. Introduction: observations and modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, n. 8, p. 4785–4797, 2016. [4](#)

MATHON, V.; LAURENT, H. Life cycle of sahelian mesoscale convective cloud systems. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, n. 572, p. 377–406, 2001. [23](#)

- MAZZOGLIO, P.; LAIO, F.; BALBO, S.; BOCCARDO, P.; DISABATO, F. Improving an extreme rainfall detection system with gpm imerg data. **Remote Sensing**, v. 11, n. 6, p. 677, 2019. 13
- MEGA, T.; USHIO, T.; KUBOTA, T.; KACHI, M.; AONASHI, K.; SHIGE, S. Gauge adjusted global satellite mapping of precipitation (gsmmap_gauge). In: URSI GENERAL ASSEMBLY AND SCIENTIFIC SYMPOSIUM (URSI GASS). **Proceedings...** [S.l.]: IEEE, 2014. p. 1–4. 35
- MEI, F. et al. Comparison of aircraft measurements during GoAmazon2014/5 and ACRIDICON-CHUVA. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 13, n. 2, p. 661–684, 2020. 26
- MELO, D. d. C.; SCANLON, B. R.; ZHANG, Z.; WENDLAND, E.; YIN, L. Reservoir storage and hydrologic responses to droughts in the Paraná River basin, south-eastern Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 11, p. 4673–4688, 2016. 9
- MICHAELIDES, S.; LEVIZZANI, V.; ANAGNOSTOU, E.; BAUER, P.; KASPARIS, T.; LANE, J. Precipitation: measurement, remote sensing, climatology and modeling. **Atmospheric Research**, v. 94, n. 4, p. 512–533, 2009. 3
- MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. d. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1–10, 2002. 1, 42, 53
- MOONEY, P.; MULLIGAN, F.; BRODERICK, C. Diurnal cycle of precipitation over the british isles in a 0.44 wrf multiphysics regional climate ensemble over the period 1990–1995. **Climate Dynamics**, v. 47, n. 9-10, p. 3281–3300, 2016. 2
- MORALES, C.; MACHADO, L. Different applications of fortracc: from convective clouds to thunderstorms and radar fields. In: **11th Plinius Conference on Mediterranean Storms**. [S.l.: s.n.], 2009. p. Plinius11. 23
- MOTA, G. **Characteristics of rainfall and precipitation features defined by the Tropical Rainfall Measuring Mission over South America**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — University of Utah, Utah, 2003. 3, 10, 18, 19
- NEGRI, A.; XU, L.; ADLER, R. A trmm-calibrated infrared rainfall algorithm applied over Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, 2002. 16, 21

NEGRI, A. J.; ANAGNOSTOU, E. N.; ADLER, R. F. A 10-yr climatology of amazonian rainfall derived from passive microwave satellite observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 1, p. 42–56, 2000. [2](#), [18](#)

NOLASCO, L. R.; RIBEIRO, B.; HERDIES, D. L.; SELUCHI, M. E.; MACHADO, L. Mesoscale factors associated with the initiation of a nocturnal, long-lived anticyclonic supercell in southeastern South America. In: AMS. **18th Conference on Mesoscale Processes**. [S.l.], 2019. [26](#)

OLIVEIRA, R.; MAGGIONI, V.; VILA, D.; MORALES, C. Characteristics and diurnal cycle of gpm rainfall estimates over the central Amazon region. **Remote Sensing**, v. 8, n. 7, p. 544, 2016. [10](#), [26](#), [49](#), [55](#)

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 527–530, 1975. [20](#), [68](#), [113](#)

PAIVA, R. C. D. D.; BUARQUE, D. C.; COLLISCHONN, W.; BONNET, M.-P.; FRAPPART, F.; CALMANT, S.; MENDES, C. A. B. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. **Water Resources Research**, v. 49, n. 3, p. 1226–1243, 2013. [9](#)

PALHARINI, A.; SANTOS, R.; VILA, D. A. Climatological behavior of precipitating clouds in the northeast region of Brazil. **Advances in Meteorology**, v. 2017, 2017. [46](#), [57](#)

PALHARINI, R. S. A.; VILA, D. A.; RODRIGUES, D. T.; QUISPE, D. P.; PALHARINI, R. C.; SIQUEIRA, R. A. de; AFONSO, J. M. de S. Assessment of the extreme precipitation by satellite estimates over South America. **Remote Sensing**, v. 12, n. 13, p. 2085, 2020. [14](#)

PARDO, L. H.; MACHADO, L. A. T.; CECCHINI, M. A.; GÁCITA, M. S. Quantifying the aerosol effect on droplet size distribution at cloud top. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 19, n. 11, p. 7839–7857, 2019. [26](#)

PARKER, M. D.; JOHNSON, R. H. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 10, p. 3413–3436, 2000. [99](#)

PETTERSEN, S. **Weather analysis and forecasting: cluster analysis**. New York, Toronto: London: McGraw-Hill, 1956. [71](#)

- PRAKASH, S.; MITRA, A. K.; AGHAKOUCHAK, A.; LIU, Z.; NOROUZI, H.; PAI, D. A preliminary assessment of gpm-based multi-satellite precipitation estimates over a monsoon dominated region. **Journal of Hydrology**, v. 556, p. 865–876, 2018. 10
- PRIGENT, C. Precipitation retrieval from space: an overview. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 342, n. 4-5, p. 380–389, 2010. 3
- QIAN, J.-H. Why precipitation is mostly concentrated over islands in the maritime continent. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, n. 4, p. 1428–1441, 2008. 17
- QUADRO, M. **Estudos de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 94 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994. 53, 71
- RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. A. The life cycle of the south american monsoon system. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6227–6246, 2008. 1
- RAO, V. B.; MARQUES, V.; BONATTI, J. P. On the possibility of barotropic instability over northeast Brazil. **Tellus A**, v. 36, n. 2, p. 207–210, 1984. 71
- REBOITA, M. **Ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul: simulação climática e experimentos de sensibilidade**. 180 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008. 53
- REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. d. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48–55, 2009. 53
- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. da; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, 2010. 30, 53, 71
- REHBEIN, A. **Sistemas convectivos de mesoescala observados na bacia Amazônica durante o projeto GOAmazon**. 172 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016. 20, 24, 61, 84, 94, 95
- RIBAUD, J.-F.; MACHADO, L. A. T.; BISCARO, T. X-band dual-polarization radar-based hydrometeor classification for Brazilian tropical precipitation systems. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 12, n. 2, p. 811–837, 2019. 26

- RICKENBACH, T. M. Nocturnal cloud systems and the diurnal variation of clouds and rainfall in southwestern Amazonia. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 5, p. 1201–1219, 2004. [5](#), [25](#), [43](#), [47](#)
- ROCA, R.; ALEXANDER, L. V.; POTTER, G.; BADOR, M.; JUCÁ, R.; CONTRACTOR, S.; BOSILOVICH, M. G.; CLOCHÉ, S. Frogs: a daily 1×1 gridded precipitation database of rain gauge, satellite and reanalysis products. **Earth System Science Data**, v. 11, n. 3, 2019. [11](#)
- ROCA, R.; TABURET, N.; LORANT, E.; CHAMBON, P.; ALCOBA, M.; BROGNIEZ, H.; CLOCHÉ, S.; DUFOUR, C.; GOSSET, M.; GUILLOTEAU, C. Quantifying the contribution of the megha-tropiques mission to the estimation of daily accumulated rainfall in the Tropics. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 144, p. 49–63, 2018. [12](#)
- RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, n. 2, p. 135–151, 2004. [53](#)
- RODWELL, M.; HOSKINS, B. Monsoons and the dynamics of deserts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, p. 1385–1404, 1996. [17](#)
- ROE, G. H. Orographic precipitation. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 33, n. 1, p. 645–671, 2005. [70](#)
- ROZANTE, J.; VILA, D.; CHIQUETTO, J. B.; FERNANDES, A.; ALVIM, D. S. Evaluation of trmm/gpm blended daily products over Brazil. **Remote Sensing**, v. 10, n. 6, p. 882, 2018. [10](#), [29](#), [32](#), [43](#), [53](#)
- SAKAMOTO, M. S. **Sistemas convectivos de mesoescala observados na região subtropical da América do Sul durante o SALLJEX**. 281 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2009. [94](#)
- SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the south american low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, 2007. [21](#), [25](#), [78](#), [81](#)
- SANCHES, M.; SILVA, D.; MAF. A influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Campos do Jordão: Anais..., 1996. v. 9, p. 439–443. [71](#)

SATYAMURTY, P.; COSTA, C. P. W. da; MANZI, A. O. Moisture source for the amazon basin: a study of contrasting years. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 111, n. 1-2, p. 195–209, 2013. 20

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. D. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355–1364, 1989. 53

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L. S. South America. In: KAROLY, D. (Ed.). **Meteorology of the southern hemisphere**. [S.l.]: Springer, 1998. p. 119–139. 95

SCHNEIDER, U.; FUCHS, T.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; RUDOLF, B. Global precipitation analysis products of the gpcc. **Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), DWD, Internet Publikation**, v. 112, 2008. 36

SCHNEIDER, U.; ZIESE, M.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; FINGER, P.; RUSTEMEIER, E.; BECKER, A. The new portfolio of global precipitation data products of the global precipitation climatology centre suitable to assess and quantify the global water cycle and resources. **Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences**, v. 374, p. 29–34, 2016. 5

SCHRÖDER, M.; KÖNIG, M.; SCHMETZ, J. Deep convection observed by the spinning enhanced visible and infrared imager on board meteosat 8: spatial distribution and temporal evolution over africa in summer and winter 2006. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D5, 2009. 19

SCHULZ, C. et al. Aircraft-based observations of isoprene-epoxydiol-derived secondary organic aerosol (iepoX-soa) in the tropical upper troposphere over the Amazon region. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 20, p. 14979–15001, 2018. 26

SETO, S.; TAKAHASHI, N.; IGUCHI, T. Rain/no-rain classification methods for microwave radiometer observations over land using statistical information for brightness temperatures under no-rain conditions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, n. 8, p. 1243–1259, 2005. 35

SHEN, Y.; ZHAO, P.; PAN, Y.; YU, J. A high spatiotemporal gauge-satellite merged precipitation analysis over China. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 6, p. 3063–3075, 2014. 5

- SHIGE, S.; KIDA, S.; ASHIWAKE, H.; KUBOTA, T.; AONASHI, K. Improvement of tmi rain retrievals in mountainous areas. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, n. 1, p. 242–254, 2013. 35
- SHIGE, S.; YAMAMOTO, M. K.; TANIGUCHI, A. Improvement of tmi rain retrieval over the Indian subcontinent. **Remote Sensing of the Terrestrial Water Cycle, Geophys. Monogr**, v. 206, p. 27–42, 2014. 35
- SHILLING, J. E. et al. Aircraft observations of the chemical composition and aging of aerosol in the Manaus urban plume during GoAmazon2014/5. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 14, p. 10773–10797, 2018. 26
- SILVA, C. M. S. e; FREITAS, S. R. de; GIELOW, R. Numerical simulation of the diurnal cycle of rainfall in sw amazon basin during the 1999 rainy season: the role of convective trigger function. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 109, n. 3-4, p. 473–483, 2012. 2
- SIMPSON, J.; ADLER, R. F.; NORTH, G. R. A proposed tropical rainfall measuring mission (trmm) satellite. **Bulletin of the American meteorological Society**, v. 69, n. 3, p. 278–295, 1988. 37
- SKOFRONICK-JACKSON, G.; BERG, W.; KIDD, C.; KIRSCHBAUM, D. B.; PETERSEN, W. A.; HUFFMAN, G. J.; TAKAYABU, Y. N. Global precipitation measurement (gpm): unified precipitation estimation from space. In: ANDRONACHE, C. (Ed.). **Remote Sensing of clouds and precipitation**. [S.l.]: Springer, 2018. p. 175–193. 10
- SKOFRONICK-JACKSON, G. et al. The global precipitation measurement (gpm) mission for science and society. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 8, p. 1679–1695, 2017. 3, 10
- SMITH, R. B. Progress on the theory of orographic precipitation. In: AMERICA, G. S. O. (Ed.). **SPECIAL PAPERS**. [S.l.]: Boulder: GSA, 1999. 70
- SMITH, W. H.; SANDWELL, D. T. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. **Science**, v. 277, n. 5334, p. 1956–1962, 1997. xiv, 62
- SOROOSHIAN, S.; GAO, X.; HSU, K.; MADDOX, R.; HONG, Y.; GUPTA, H.; IMAM, B. Diurnal variability of tropical rainfall retrieved from combined goes and trmm satellite information. **Journal of Climate**, v. 15, n. 9, p. 983–1001, 2002. 14

- STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. [S.l.]: Kluwer Academic Publishers, 1988. 71
- SUN, Q. et al. A review of global precipitation data sets: data sources, estimation, and intercomparisons. **Reviews of Geophysics**, v. 56, n. 1, p. 79–107, 2018. 3
- TAN, J.; PETERSEN, W. A.; KIRCHENGAST, G.; GOODRICH, D. C.; WOLFF, D. B. Evaluation of global precipitation measurement rainfall estimates against three dense gauge networks. **Journal of Hydrometeorology**, v. 19, n. 3, p. 517–532, 2018. 11
- TAN, M. L.; DUAN, Z. Assessment of gpm and trmm precipitation products over singapore. **Remote Sensing**, v. 9, n. 7, p. 720, 2017. 11
- TAN, M. L.; SANTO, H. Comparison of gpm imerg, tmpa 3b42 and persiann-cdr satellite precipitation products over Malaysia. **Atmospheric Research**, v. 202, p. 63–76, 2018. 49
- TANG, G.; ZENG, Z.; LONG, D.; GUO, X.; YONG, B.; ZHANG, W.; HONG, Y. Statistical and hydrological comparisons between trmm and gpm level-3 products over a midlatitude basin: is day-1 imerg a good successor for tmpa 3b42v7? **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 1, p. 121–137, 2016. 4, 9, 11, 36
- TANIGUCHI, A.; SHIGE, S.; YAMAMOTO, M. K.; MEGA, T.; KIDA, S.; KUBOTA, T.; KACHI, M.; USHIO, T.; AONASHI, K. Improvement of high-resolution satellite rainfall product for typhoon morakot (2009) over Taiwan. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 6, p. 1859–1871, 2013. 35
- TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D7, p. 7183–7192, 2001. 45
- _____. Taylor diagram primer. **Work Papers**, p. 1–4, 2005. 45
- TENÓRIO, R. S.; MORAES, M. C. d. S.; KWON, B. H. Raindrop distribution in the eastern coast of northeastern brazil using disdrometer data. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 4, p. 415–426, 2010. 31
- TERINK, W.; LEIJNSE, H.; EERTWEGH, G. van den; UIJLENHOET, R. Spatial resolutions in areal rainfall estimation and their impact on hydrological simulations of a lowland catchment. **Journal of Hydrology**, v. 563, p. 319–335, 2018. 2

TORRES, J. C.; NICOLINI, M. A composite mesoscale convective systems over southern South America and its relationship to low-level jet events. In: CONFERENCE ON SOUTH AMERICAN LOW-LEVEL JET. Santa Cruz de la Serra: Proceedings..., 2002. 93, 94, 95

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 6, p. 682–703, 1979. 20

USHIO, T. et al. A kalman filter approach to the global satellite mapping of precipitation (gsmap) from combined passive microwave and infrared radiometric data. **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, v. 87, p. 137–151, 2009. 34

VASQUES, A. C. **Características de precipitação sobre a América do Sul provenientes de diferentes fontes de dados com ênfase no Brasil**. 148 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2007. 1, 53

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 92, n. D8, p. 9591–9613, 1987. 2, 5, 21, 64, 77, 79

VERA, C. et al. The south american low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63–77, 2006. 64

_____. Toward a unified view of the american monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 4977–5000, 2006. 1, 2, 20, 21, 43, 53

VILA, D. A. **Sistemas convectivos precipitantes de mesoescala sobre Sudamerica: ciclos de vida y circulación en gran escala asociada**. 142 p. Tesis (Doctorado en Ciencias de la Atmósfera) — Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 2004. 5, 24, 64, 78, 79, 81, 94

VILA, D. A.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (fortracc) using satellite infrared imagery: methodology and validation. **Weather and Forecasting**, v. 23, n. 2, p. 233–245, 2008. 23, 64

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 3, p. 599–610, 1981. 20, 71

- VUILLE, M. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 19, n. 14, p. 1579–1600, 1999. 71
- WALLACE, J. M. Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous united states. **Monthly Weather Review**, v. 103, n. 5, p. 406–419, 1975. 15
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.]: Elsevier, 2006. 19
- WANG, D.; GIANGRANDE, S. E.; BARTHOLOMEW, M. J.; HARDIN, J.; FENG, Z.; THALMAN, R.; MACHADO, L. A. The Green Ocean: precipitation insights from the GoAmazon2014/5 experiment. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 12, p. 9121–9145, 2018. 26
- WARD, J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. **Journal of the American Statistical Association**, v. 58, n. 301, p. 236–244, 1963. 39
- WENG, F.; ZHAO, L.; FERRARO, R. R.; POE, G.; LI, X.; GRODY, N. C. Advanced microwave sounding unit cloud and precipitation algorithms. **Radio Science**, v. 38, n. 4, 2003. 37
- WESTRA, S.; ALEXANDER, L. V.; ZWIERS, F. W. Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. **Journal of Climate**, v. 26, n. 11, p. 3904–3918, 2013. 11
- WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.]: Academic press, 2011. 32, 39, 43, 44
- XIN-XIN, Z.; XUN-QIANG, B.; XIANG-HUI, K. Observed diurnal cycle of summer precipitation over South Asia and East Asia based on cmorph and trmm satellite data. **Atmospheric and Oceanic Science Letters**, v. 8, n. 4, p. 201–207, 2015. 4
- YAMAMOTO, M. K.; SHIGE, S. Implementation of an orographic/nonorographic rainfall classification scheme in the gsmap algorithm for microwave radiometers. **Atmospheric Research**, v. 163, p. 36–47, 2015. 35
- YEE, L. D. et al. Observations of sesquiterpenes and their oxidation products in central Amazonia during the wet and dry seasons. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 18, n. 14, p. 10433–10457, 2018. 26

- YIN, L.; FU, R.; SHEVLIAKOVA, E.; DICKINSON, R. E. How well can cmip5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11-12, p. 3127–3143, 2013. 2
- ZHANG, A.; XIAO, L.; MIN, C.; CHEN, S.; KULIE, M.; HUANG, C.; LIANG, Z. Evaluation of latest gpm-era high-resolution satellite precipitation products during the may 2017 guangdong extreme rainfall event. **Atmospheric Research**, v. 216, p. 76–85, 2019. 13
- ZHANG, J. et al. Multi-radar multi-sensor (mrms) quantitative precipitation estimation: initial operating capabilities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 4, p. 621–638, 2016. 9
- ZHAO, L.; WENG, F.; FERRARO, R. A physically based algorithm to derive surface rainfall rate using advanced microwave sounding unit-b (amsu-b) measurements. In: **11th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Madison, WI**. [S.l.: s.n.], 2001. p. 14–19. 37
- ZHOU, L.; WANG, Y. Tropical rainfall measuring mission observation and regional model study of precipitation diurnal cycle in the new guinean region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 111, n. D17, 2006. 15
- ZVEREV, A. S. **Synoptic meteorology and numerical weather forecasting: Hydrometeoisdat**. Russian: Leningrad, 1968. 71

APÊNDICE A

A.1 Análise de Quantil em diferentes regiões do Brasil

Figura A.1 - Análise de Quantil da precipitação horária dos pluviômetros nas regiões (a) N, (b) NE, (c) CO, (d) SE e (e) S do Brasil.

	NORTE					NORDESTE			
	Verão	Outono	Inverno	Primavera		Verão	Outono	Inverno	Primavera
Nº dados em hora	3023387	3067420	2948416	2830273	Nº dados em hora	1586487	1657280	1555804	1435694
Nº horas de chuva	168571	142653	44381	67957	Nº horas de chuva	82857	109553	85861	39019
Chuva máxima (mm)	105.6	93.4	93	114.6	Chuva máxima (mm)	101.0	104.8	52.0	90.4
Chuva média (mm)	2.6	2.6	2.6	3.0	Chuva média (mm)	2.2	2.1	1.1	1.4
Desv. Padrão (mm)	5.2	5.3	5.0	6.2	Desv. Padrão (mm)	4.5	4.3	2.0	3.2
Q. 5%	0.2	0.2	0.2	0.2	Q. 5%	0.2	0.2	0.2	0.2
Q. 25%	0.2	0.2	0.2	0.2	Q. 25%	0.2	0.2	0.2	0.2
Q. 50%	0.6	0.6	0.6	0.6	Q. 50%	0.6	0.6	0.4	0.4
Q. 75%	2.4	2.4	2.4	2.6	Q. 75%	2.0	2.0	1.2	1.2
Q. 95%	12.0	12.2	12.0	14.0	Q. 95%	9.6	9.2	4.0	5.2
Q. 99%	26.4	26.8	25.2	31.8	Q. 99%	22.8	21.6	9.6	16.2
Q. 99,9%	47.3	49.5	43.1	57.6	Q. 99,9%	44.6	42.3	23.0	38.2

(a)

(b)

	CENTRO OESTE					SUDESTE			
	Verão	Outono	Inverno	Primavera		Verão	Outono	Inverno	Primavera
Nº dados em hora	1037567	1034470	969828	918547	Nº dados em hora	1903597	1942361	1915893	1746493
Nº horas de chuva	110062	65079	25031	60626	Nº horas de chuva	154343	94108	52385	114601
Chuva máxima (mm)	106.2	74.6	64.8	82.6	Chuva máxima (mm)	82.8	83.4	48.6	82.8
Chuva média (mm)	2.4	2.3	1.6	2.5	Chuva média (mm)	2.3	2.0	1.2	2.0
Desv. Padrão (mm)	4.8	4.7	3.0	5	Desv. Padrão (mm)	4.5	4.1	2.1	3.8
Q. 5%	0.2	0.2	0.2	0.2	Q. 5%	0.2	0.2	0.2	0.2
Q. 25%	0.2	0.2	0.2	0.2	Q. 25%	0.2	0.2	0.2	0.2
Q. 50%	0.6	0.6	0.4	0.6	Q. 50%	0.8	0.6	0.4	0.8
Q. 75%	2.2	2.0	1.6	2.4	Q. 75%	2.2	2.0	1.2	2.0
Q. 95%	10.8	10.4	6.6	11.2	Q. 95%	10.0	9.0	4.4	8.0
Q. 99%	24.4	24.2	14.4	25.2	Q. 99%	22.6	20.8	10.2	19.4
Q. 99,9%	44.8	44.8	31.0	48.4	Q. 99,9%	43.3	41.0	23.1	40.4

(c)

(d)

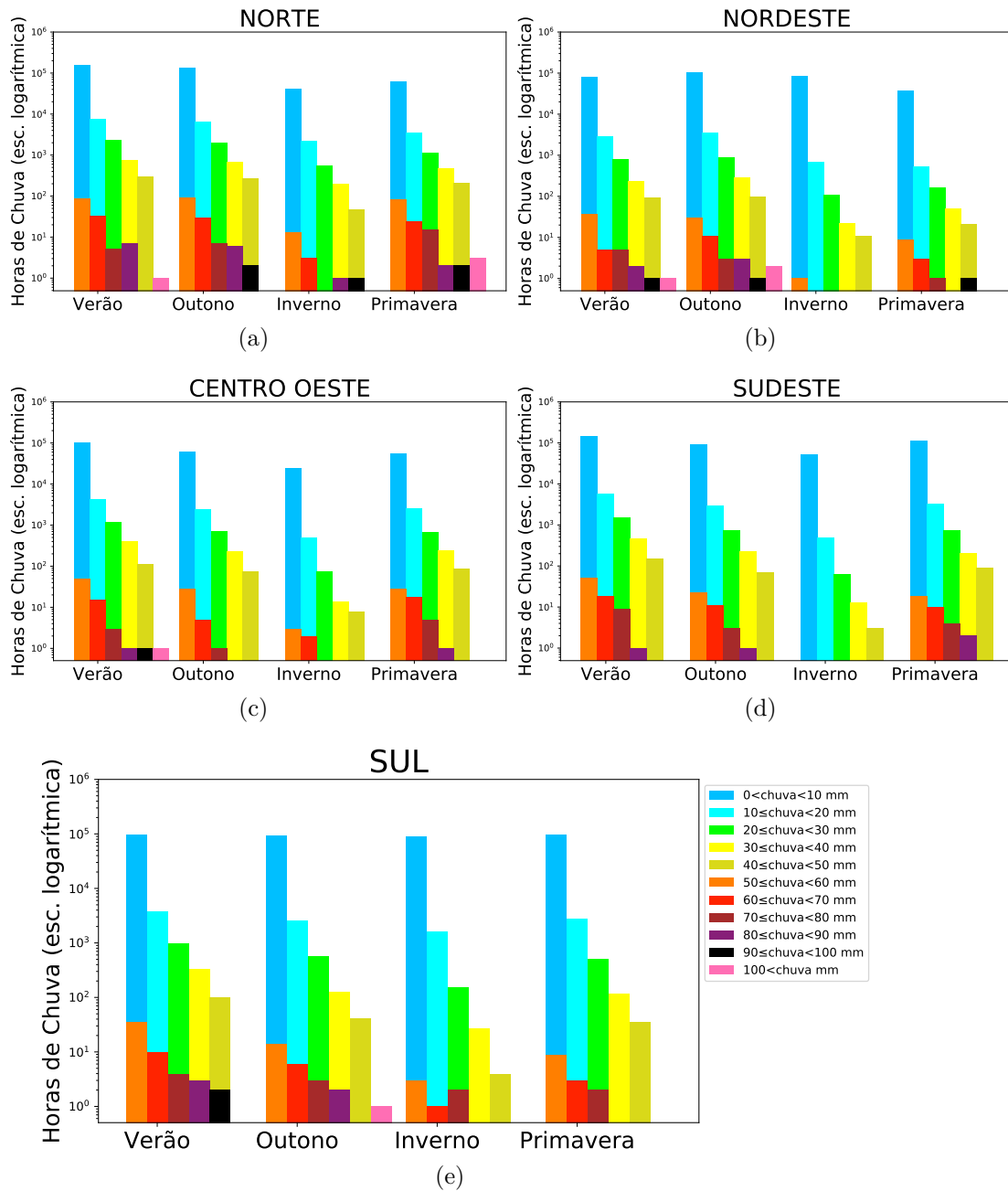
	SUL			
	Verão	Outono	Inverno	Primavera
Nº dados em hora	2730150	2857317	2817996	2560208
Nº horas de chuva	102739	98147	91334	100768
Chuva máxima (mm)	98.4	108.6	90.2	79.8
Chuva média (mm)	2.3	1.9	1.7	2.0
Desv. Padrão (mm)	4.5	3.6	2.7	3.5
Q. 5%	0.2	0.2	0.2	0.2
Q. 25%	0.2	0.2	0.2	0.2
Q. 50%	0.6	0.6	0.6	0.6
Q. 75%	2.2	2.0	2.0	2.2
Q. 95%	10.0	7.8	6.4	8.0
Q. 99%	23.2	17.8	12.8	17.2
Q. 99,9%	43.2	37.0	24.8	33.2

(e)

Fonte: Produção do autor.

A.2 Frequência de chuva horária com diferentes limiares de precipitação sobre o Brasil

Figura A.2 - Taxa de ocorrência de precipitação horária na escala logarítmica para as regiões (a) N, (b) NE, (c) CO, (d) SE e (e) S do Brasil.



Fonte: Produção do autor.

A.3 Estações Meteorológica do INMET com informações climatológicas de chuva

Tabela A.1 - Informações sobre os pluviômetros da rede INMET usados para análise climatológica sazonal da precipitação sobre as regiões com diferentes CDP. Siglas dos estados de Minas Gerais (MG), São Paulo (SP), Acre (AC), Alagoas (AL), Pernambuco (PE), Paraíba (PB), Maranhão (MA), Amazonas (AM) e Pará (PA).

Caixa	Estado	Estação	Código OMM	Lat (°)	Lon (°)
1	MG	São S. do Paraíso	83631	-20.91	-47.11
	SP	São Simão	83669	-21.48	-47.55
	SP	São Carlos	83726	-21.96	-47.86
	SP	Catanduva	83676	-21.11	-48.93
	SP	Franca	83630	-20.58	-47.36
2	AC	Tarauaca	82807	-8.16	-70.76
	AC	Cruzeiro do Sul	82704	-7.60	-72.66
3	AL	Maceió	82994	-9.66	-35.70
	AL	Porto de Pedras	82996	-9.18	-35.43
4	PE	Recife Curado	82900	-8.05	-34.95
	PE	Surubim	82797	-7.83	-35.71
	PB	João Pessoa	82798	-7.10	-34.86
	PB	Campina Grande	82795	-7.22	-35.88
	PB	Areia	82696	-6.97	-35.68
5	MA	Caxias	82476	-4.86	-43.35
	MA	Chapadinha	82382	-3.73	-43.35
	AM	Parintins	82240	-2.63	-56.73
6	PA	Monte Alegre	82181	-2.00	-54.10
	PA	Obidos	82178	-1.91	-55.51
	PA	Belterra	82246	-2.63	-54.95
7	AM	S. G. da Cachoeira Uaupes	82106	-0.11	-67.00

A.4 Publicação do Artigo científico

Figura A.3 - Publicação do artigo científico referente aos resultados da Tese.



remote sensing



Article

Precipitation Diurnal Cycle Assessment of Satellite-Based Estimates over Brazil

João Maria de Sousa Afonso ^{1,*}, Daniel Alejandro Vila ¹, Manoel Alonso Gan ¹,
David Pareja Quispe ¹, Naurinete de Jesus da Costa Barreto ¹,
Joao Henry Huamán Chinchay ² and Rayana Santos Araujo Palharini ¹

¹ National Institute for Space Research, São José dos Campos 12227-010, Brazil; daniel.vila@inpe.br (D.A.V.); manael.gan@gmail.com (M.A.G.); davidp157@gmail.com (D.P.Q.); netebarreto@gmail.com (N.d.J.d.C.B.); rayana.palharini@gmail.com (R.S.A.P.)

² Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, 11076 Lima, Peru; joahenry23@gmail.com

* Correspondence: joaoafonso19@gmail.com

Received: 22 June 2020; Accepted: 15 July 2020; Published: 21 July 2020



Abstract: The main objective of this study is to assess the ability of several high-resolution satellite-based precipitation estimates to represent the Precipitation Diurnal Cycle (PDC) over Brazil during the 2014–2018 period, after the launch of the Global Precipitation Measurement satellite (GPM). The selected algorithms are the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP), The Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) and Climate Prediction Center (CPC) MORPHing technique (CMORPH). Hourly rain gauge data from different national and regional networks were used as the reference dataset after going through rigid quality control tests. All datasets were interpolated to a common $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ grid every 3 h for comparison. After a hierarchical cluster analysis, seven regions with different PDC characteristics (amplitude and phase) were selected for this study. The main results of this research could be summarized as follow: (i) Those regions where thermal heating produce deep convective clouds, the PDC is better represented by all algorithms (in term of amplitude and phase) than those regions driven by shallow convection or low-level circulation; (ii) the GSMaP suite (GSMaP-Gauge (G) and GSMaP-Motion Vector Kalman (MVK)), in general terms, outperforms the rest of the algorithms with lower bias and less dispersion. In this case, the gauge-adjusted version improves the satellite-only retrievals of the same algorithm suggesting that daily gauge-analysis is useful to reduce the bias in a sub-daily scale; (iii) IMERG suite (IMERG-Late (L) and IMERG-Final (F)) overestimates rainfall for almost all times and all the regions, while the satellite-only version provide better results than the final version; (iv) CMORPH has the better performance for a transitional regime between a coastal land-sea breeze and a continental amazonian regime. Further research should be performed to understand how shallow clouds processes and convective/stratiform classification is performed in each algorithm to improve the representativity of diurnal cycle.

Keywords: precipitation; GSMaP; IMERG; CMORPH

1. Introduction

Precipitation, and its time and space distributions, is of paramount importance to any country, in particular for those of continental size such as Brazil. Indeed, rain gauge data are always required in almost all areas of activities: water resources management (with emphasis on potable water), agriculture, energy generation by hydroelectric power plants, just to mention some. Reliable planning for the operation and maintenance of these activities requires consistent and accurate data [1]. On the

APÊNDICE B

B.1 Domínio das regiões definidas para o estudo de SCs e CDP

Tabela B.1 - Regiões definidas para o estudo detalhado sobre os trópicos da AS.

Região	País ou Estado	Domínio
Caixa 1	Sudeste do Brasil	18.45° – 23.45° S; 45.5° – 52.5° W
JBN	Centro da Bolívia	13.0°-19.0° S; 63.0°-69.0° W
Caixa 2	Leste do Brasil e Oeste do Peru	4.0°-10.0° S; 70.0°-76.0° W
MFC	Centro oeste do Brasil	4.8°-10.8° S; 58.5°-64.5° W
NEB	Nordeste do Brasil	6.0°-12.0° S; 38.0°-44.0° W
LI	Norte do Brasil	0.5°-4.5° S; 44.0°-52.0° W

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Contam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.