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

Ronald Guiuseppi Ramírez Nina

Regionalização do Ciclo Diurno da Precipitação sobre a Bacia Amazônica

São Paulo
2022

Ronald Guiuseppi Ramírez Nina

Regionalização do Ciclo Diurno da Precipitação sobre a Bacia Amazônica

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador(a): Prof.(ª) Dr.(ª) Maria Assunção Faus da Silva Dias

"Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade."

São Paulo

2022

Dedico este trabalho, fruto de muito estudo e esforço, à minha familia, especialmente para Mauricio.

Agradecimentos

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro através do processo 131010/2020-4 (bolsa de estudo de mestrado do País).

A minha orientadora, Prof. Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias, pela oportunidade de trabalhar baixo sua orientação, apoio e as conversas ao longo deste tempo.

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG/USP, pelos ensinamentos e discussões brindadas e proveitosas, principalmente às professoras Maria Assunção, Marcia Akemi, Rita Ynoue, Rosmeri Porfirio, Rachel Albrecht e aos professores Pedro Leite, Ricardo Hallak, Carlos Morales e Edmilson Dias.

Aos funcionários do IAG/USP, pelo apoio e suporte. Especialmente às secretárias Elisabete e Ana, ao pessoal da informática, Sebastian, Samuel, Djalma, e ao pessoal do Master Jean; pela constante ajuda relacionada a permissões de acesso ao IAG, con meu ordenador e apoio no uso do MASTER.

À minha família, o pilar da minha vida, aos meus pais Vitaliana e Vicente, meu irmão Alex e suas filhas Xiomara e Samanta. Especialmente para Mauricio.

Aos amigos que eu fiz no mestrado Luis Suarez, Noelia Rojas, Eleazar, Malu, Laiz, Alejandro, Carol, Iara, e mais. Também aos amigos que conheci externos ao IAG especialmente Lyvia, Fabricio, Jean Pierre, Óscar. Aos vários amigos que conheci na república Jaime, Fabio, Joseph, James. A todos que conheci no Brasil nos sábados de futebol.

Esta dissertação foi escrita em LaTeX com a classe IAGTESE, para teses e dissertações do IAG.

"*Em algum lugar, alguma coisa incrível está esperando para ser conhecida.*"

Carl Sagan

"*Saber muito não lhe torna inteligente. A inteligência se traduz na forma que você recolhe, julga, maneja e, sobretudo, onde e como aplica esta informação.*"

Carl Sagan

Resumo

Devido a sua grande extensão territorial, complexo sistema de rios, topografia com áreas de floresta, pastagem, centros urbanos, à presença da Cordilheira dos Andes e sua grande biodiversidade, a Bacia Amazônica (BA) é considerada uma área não homogênea. O ciclo diurno da precipitação sobre a BA foi analisada utilizando dados do produto IMERG V06B Final Run PrecipitationCal (Δt = 0,5h e Δx = 0,1°) do projeto GPM para um período de 20 anos. Foram analisadas as oscilações diurnas e semi-diurnas da precipitação mediante a análise harmônica, e utilizadas as métricas diurnas da amplitude, fase e taxa de precipitação média que têm a característica de condensar grandes quantidades de dados em informações úteis. Foi utilizado o critério da amplitude normalizada para associar setores com uma distribuição bimodal ou uniforme (com dois ou nenhum pico no dia) ou unimodal (com um único pico no dia). A fase do primeiro harmônico mostra o deslocamento dos sistemas precipitantes desde o nordeste e leste da BA para o interior, identificando uma região de dissipação desses sistemas antes de atingir o centro da BA. Esse mesmo comportamento acontece desde os Andes e em direção ao centro da BA, i.e., os picos acontecem primeiro nos Andes (tarde-noite-madrugada), depois nos vales andinos (madrugada-manhã) e logo (tarde-noite-madrugada) no centro da BA. A regionalização do ciclo diurno foi realizada mediante a técnica "K-Means", utilizando as métricas diurnas do primeiro e segundo harmônico, a taxa de precipitação média, e o número de grupos ("clusters") determinado mediante os "scores"de silhueta e o método "elbow". A configuração espacial dos "clusters" identificados para cada período de estudo (DJF, MAM, JJA e SON) mostra uma variação sazonal, sendo modulada pelo Sistema de Monção da América do Sul. Porém, a sua intensidade e momento de ocorrência dos picos das taxas de precipitação horária são modulados por fatores locais.

Palavras-chave: Ciclo diurno da precipitação, Bacia Amazônica, análise harmônica, K-Means, IMERG.

Abstract

Due to its great territorial extension, complex river system, topography with tropical rainforest areas, pastureland, urban centers, the presence of the Andes and its great biodiversity, the Amazon Basin (AB) is considered a non-homogeneous area. The diurnal cycle of precipitation over the AB was analyzed using data from the IMERG V06B Final Run PrecipitationCal product (Δt = 0.5h and Δx = 0.1°) from the GPM project for a 20-year period. The diurnal and semi-diurnal precipitation oscillations were analyzed using harmonic analysis, and the diurnal metrics of amplitude, phase and average precipitation rate were used, which has the characteristic of condensing large amounts of data into useful information. The normalized amplitude criterion was used to associate sectors with a bimodal or uniform distribution (with two or no peaks) or unimodal (with a single peak). The phase of the first harmonic shows the displacement of precipitating systems from the northeast and east of AB into the inside, identifying a region of dissipation of these systems before reaching the center of AB. This same behavior happens from the Andes and towards the center of AB, i.e., peaks happening first in the Andes (afternoon-night-dawn), after that in the Andean valleys (dawn-morning) and finally (afternoon-night-dawn) in the center of AB. The regionalization of diurnal cycle was performed using the K-Means technique, using as inputs the diurnal metrics of the first and second harmonic, the average precipitation rate, and the number of clusters determined by silhouette scores and the elbow method. The spatial configuration of the clusters identified for each study period (DJF, MAM, JJA, and SON) shows a seasonal variation, being modulated by the South American Monsoon System. However, their intensity and timing of peak hourly precipitation rates are modulated by local factors.

Key-words: Diurnal cycle of precipitation, Amazon Basin, harmonic analysis, K-Means, IMERG.

Lista de Figuras

2.1 Bacia amazônica e principais afluentes 28

2.2 Distribuição do ciclo diurno da precipitação segundo o critério de Easterling e Robinson (1985) 34

2.3 Diagrama do procedimento da metodologia na obtenção das regiões homogêneas do ciclo diurno da precipitação na Bacia Amazônica 40

3.1 Parâmetros do 1° e 2° harmônico para o período DJF 43

3.2 Taxa de precipitação média (mm/h): (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON) 46

3.3 Amplitude normalizada do 1°Harmônico: (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON) 48

3.4 Fase ou Momento de ocorrência (LST, "Local Solar Time") do pico das taxas de precipitações diurnas do 1°Harmônico: (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON) 50

3.5 Amplitude normalizada do 2°Harmônico: (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON) 63

3.6 Diferença relativa do 1° e 2° Harmônico (C_{1-2}): (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON). 64

3.7 Momento de ocorrência (LST, “Local Solar Time”) do pico das taxas de precipitações do 2° Harmônico entre a madrugada e manhã: (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON) 65
3.8 Momento de ocorrência (LST, “Local Solar Time”) do pico das taxas de precipitações do 2° Harmônico entre a tarde e noite: (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON) 66
3.9 Coeficiente de silhueta (esquerda) e Método “elbow” (direita) nos períodos de a) Dezembro-Fevereiro (DJF), b) Março-Maio (MAM), c) Junho-Agosto (JJA), d) Setembro-Novembro (SON) 67
3.10 Representação dos “clusters”dos ciclos diurnos baseado nas primeiras duas componentes principais (PC1 e PC2) estimadas utilizando os parâmetros harmônicos para os períodos de a) Dezembro-Fevereiro (DJF), b) Março-Maio (MAM), c) Junho-Agosto (JJA), d) Setembro-Novembro (SON). . . . 68
3.11 Distribuição espacial dos “clusters”(cores) do ciclo diurno da precipitação sobre a BA (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Junho-Julho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON) 70
3.12 Análise de séries temporais dos diferentes tipos de “clusters”sobre a região nordeste (NE) da BA para os períodos DJF, MAM, JJA e SON 77
3.13 Análise de séries temporais dos diferentes tipos de “clusters” sobre a região leste (E) da BA para os períodos DJF, MAM, JJA e SON 81
3.14 Análise de séries temporais dos diferentes tipos de “clusters” sobre a região norte (N) da BA para os períodos DJF, MAM, JJA e SON 86
3.15 Análise de séries temporais dos diferentes tipos de “clusters” sobre a região central (C) da BA para os períodos DJF, MAM, JJA e SON 89
3.16 Análise de séries temporais dos diferentes tipos de “clusters” sobre a região sul (S) da BA para os períodos DJF, MAM, JJA e SON 93
3.17 Análise de séries temporais dos diferentes tipos de “clusters” sobre a região noroeste (NW) da BA para os períodos DJF, MAM, JJA e SON 97

3.18 Análise de séries temporais dos diferentes tipos de “clusters” sobre a região sudoeste (SW) da BA para os períodos DJF, MAM, JJA e SON 101

A.1 Circulação sazonal média no período de 2001-2020. Ventos (u,v) sazonais no nível de 850 hPa nos períodos a) Dezembro-Fevereiro (DJF), b) Março-Maio (MAM), c) Junho-Agosto (JJA), e d) Setembro-Outubro (SON) 125

A.2 Circulação sazonal no período de 2001-2020. Linhas de corrente derivado dos ventos (u, v) médios sazonais e campo de divergência no nível de 200 hPa nos períodos a) Dezembro-Fevereiro (DJF), b) Março-Maio (MAM), c) Junho-Agosto (JJA), e d) Setembro-Outubro (SON) 127

A.3 Corte de Seção transversal Pressão-Longitude do vento médio zonal-vertical e umidade específica sobre a latitude de 13°S para Janeiro (2001-2020) . . 128

A.4 Corte de Seção transversal Pressão-Longitude do vento médio zonal-vertical e umidade específica sobre a latitude de 13°S para Julho (2001-2020) . . . 129

A.5 Corte de Seção transversal Pressão-Latitude do vento médio meridional-vertical, vento zonal e umidade específica sobre a longitude de 70.66°W para Janeiro (2001-2020) 130

A.6 Corte de Seção transversal Pressão-Latitude do vento médio meridional-vertical, vento zonal e umidade específica sobre a longitude de 70.66°W para Julho (2001-2020) 131

Lista de Tabelas

2.1 Dados de precipitação, período, características gerais e área de estudo da pesquisa 29
2.2 Dados atmosféricos, período, características gerais dos dados e área de estudo 30
2.3 Critério de Easterling e Robinson (1985) da A_N do 1°H na forma da distribuição do ciclo diurno 33

Lista de abreviações e acrônimos

AB Amazon Basin

BA Bacia Amazônica

BVB Boa Vista

ANA Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico

ASAS Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul

CAPE convective available potential energy

Cb Cúmulus-nimbos

Ci Cirros

CINE convective inhibition energy

CMIP5 Climate Model Intercomparison Project Number 5

CMIP6 Climate Model Intercomparison Project Number 6

CMORPH Climate Prediction Center MORPHing technique

CPs componentes principais

CP1 primeira componente principal

CP2 segunda componente principal

CZS Cruzeiro do Sul

DJF Dezembro-Janeiro-Fevereiro

ECMWF European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ERA5 ECMWF Reanalysis v5

GPM Global Precipitation Measurement

HL hora local

HN hemisfério norte

HS hemisfério sul

IMERG Integrated Multi-satellitE Retrievals for Global Precipitation Measurement Mission (GPM)

IR infrarred

JAXA Japanese Aerospace Exploration Agency

JBNA Jato de Baixos Níveis Amazônico

JBNAS Jato de Baixos Níveis de América do Sul

JJA Junho-Julho-Agosto

LST Local Solar Time

LIs Linhas de Instabilidade

LWC Liquid water content

MAM Março-Abril-Maio

MAO Manaus

NASA National Aeronautics and Space Administration

PCA Principal Component Analysis

PMW Passive Microwave

PSC Potentially severe convection

PVH Porto Velho

SCM sistema convectivo de mesoescala

SCMs sistemas convectivos de mesoescala

SGC São Gabriel da Cachoeira

SIPAM Sistema de Proteção da Amazônia

SMAS Sistema de Monção de América do Sul

SON Setembro-Outubro-Novembro

SSE sum of squared error

STM Santarém

Tb temperatura de brilho

TFF Tefé

TRMM Tropical Rainfall Measuring Mission

UTC Coordinated Universal Time

Z refletividade

ZCAS zona de convergência do atlântico sul

ZCIT zona de convergência intertropical

Sumário

1. Introdução 19

1.1 Objetivo geral 25

1.2 Objetivos específicos 25

2. Dados e Metodologia 27

2.1 Área de estudo 27

2.2 Dados 27

2.2.1 Dados observacionais de precipitação 27

2.2.2 Dados de circulação atmosférica 29

2.3 Metodologia 30

2.3.1 Composições do ciclo diurno da precipitação 31

2.3.2 Aplicação da Análise Harmônica sobre as composições do ciclo diurno da precipitação 31

2.3.3 Análisis de componentes principais (PCA ou EOF) 35

2.3.4 Análisis de conglomerados (ou "cluster") 36

2.3.4.1 Métodos hierárquicos 36

2.3.4.2 Métodos não hierárquicos 37

2.3.5 Composições dos dados atmosféricos 39

2.3.6 Diagrama de fluxo da metodologia 39

3. Resultados e Discussões 42

3.1 Caracterização do ciclo diurno da precipitação sobre a Bacia Amazônica . . 42

3.1.1 Taxa de precipitação média sazonal na Bacia Amazônica 43

3.1.2 Amplitude normalizada e Fase ("Local Solar Time" - LST) do primeiro harmônico sobre a Bacia Amazônica 47
3.1.3 Amplitude normalizada, Fases ("Local Solar Time" - LST) do segundo harmônico e Diferença relativa (C_{1-2}) 62
3.2 Ciclos diurnos da precipitação sobre a Bacia Amazônica 66
3.2.1 Obtenção do número de "*clusters*" 66
3.2.2 Regionalização do ciclo diurno da precipitação sobre a Bacia Amazônica 69
3.2.3 Análise das séries temporais dos "clusters" sobre as regiões da Bacia Amazônica 76

4. Sumário e Conclusões 104

5. Sugestões para trabalhos futuros 109

Referências 111

Apêndice 122

A. Seção: Circulação atmosférica sazonal e diurna 124
A.1 Circulação atmosférica na troposfera inferior (850 hPa) 124
A.2 Circulação atmosférica na troposfera superior (200 hPa) 126
A.3 Corte de seção transversal Pressão-Longitude 128
A.4 Corte de seção transversal Pressão-Latitude 130

Capítulo 1

Introdução

A Bacia Amazônica (BA) é um extenso território que desempenha um importante papel no sistema climático global, devido a sua função no balanço de umidade atmosférica, fonte de calor latente liberado e também à sua extensa biodiversidade (Myers et al., 2000). A BA está localizada entre os 5°N-20°S, limitada pela Cordilheira dos Andes e o meridiano de 50°W - delta da BA com uma descarga média anual de 209.000 m^3/s em sua foz (Molinier et al., 1996) - com uma área de 6.100.000 km^2 (ANA, 2014). Sua vasta extensão e o complexo sistema de rios faz com que a BA seja considerada o sistema hidrológico maior do mundo (Callède et al., 2004; Callède et al., 2010; Molinier et al., 1996). A BA caracteriza-se por apresentar fortes gradientes topográficos (especialmente na cadeia montanhosa da Cordilheira dos Andes), áreas de floresta tropical, de pastagem e desmatamento, características que fazem com que a BA seja considerada uma região não homogênea. Sua extensão, não homogeneidade e localização geográfica lhe configuram um clima tropical, com regimes de precipitação seguindo um padrão sazonal e diferindo de uma região a outra (Espinoza et al., 2009; Figueroa e Nobre, 1990) sustentando assim grande biodiversidade (Myers et al., 2000).

Um elemento importante do sistema climático da Amazônia (e do mundo) é a precipitação, mediante os processos de evaporação, transpiração e condensação, o balanço de energia e o ciclo d'água entrelaçam-se através do fluxo de calor latente (Stephens et al., 2012). Além disso, conhecer a variabilidade da precipitação é um desafio importante devido aos seus impactos na sociedade, podendo ser negativos (e.g. inundações, escassez de alimentos) ou positivos (e.g. armazenamento de água doce, agricultura, energia). Em relação a um cenário futuro da precipitação, Allan et al. (2020) mencionam que se espera que as precipitações incrementem com o aquecimento da Terra, especialmente nas

regiões de convergência de umidade (e.g. Amazônia). Os regimes de precipitação da BA apresentam uma grande variabilidade espaço-temporal associados com mecanismos físicos e dinâmicos da circulação atmosférica regional (Espinoza et al., 2009; Figueroa e Nobre, 1990; Rao e Hada, 1990) e com processos de escala local (Chavez e Takahashi, 2017; dos Santos et al., 2014; Junquas et al., 2018). As máximas precipitações em grande parte da BA acontecem nos períodos de verão (Dezembro-Fevereiro) e outono (Março-Maio), e as mínimas nos períodos de inverno (Junho-Agosto) e primavera (Setembro-Novembro), excepto para a porção mais ao norte da BA. Esse padrão sazonal dos regimes de precipitação da BA são fortemente associados com a fase madura dos Sistemas de Monção da América do Sul -ao Sul do equador- e do Norte -ao norte do Equador- (Vera et al., 2006). Mudanças no regime de precipitação da BA estão associadas com a variabilidade interanual da temperatura superficial do mar (anomalias) dos oceanos Pacífico e Atlântico que também exercem influência nos eventos extremos de precipitação (secas e inundações) (López, 2020, e suas referências). Além dos Sistemas de Monção da América do Sul e Norte, os sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) são os principais responsáveis da maior parte das precipitações que experimenta a BA (Molion e Carvalho, 1987; Nesbitt et al., 2006). Existe uma grande literatura sobre os ciclos intrasazonal, sazonal, anual e interanual das precipitações na BA, mas o ciclo diurno da precipitação foi pouco estudado nesta região e apresentou grandes limitantes associadas com a complexidade da topografia da Bacia Amazônica.

Os modos de variabilidade são padrões climáticos que possuem características identificáveis, comportamento oscilatório e efeitos regionais e locais específicos, sendo assim o ciclo diurno da precipitação é um modo regular de variabilidade de escala fina. O ciclo diurno surge como resposta das interações de processos atmosféricos multi-escala, envolvendo mecanismos regionais e locais induzidos pela topografia e interações atmosfera-terra, sendo o principal impulsor o ciclo diurno da temperatura superficial (dos Santos et al., 2014; Espinoza et al., 2020; Junquas et al., 2018; Takahashi, 2010; Yang e Slingo, 2001). Áreas montanhosas (e.g. Cordilheira dos Andes) induzem a variações de precipitações complexas provocadas pela topografia gerando fortes gradientes horizontais e altitudinais de precipitação (Chavez e Takahashi, 2017; Espinoza et al., 2015), estabelecendo assim modos de variabilidade diurnos e sazonais (Ilbay-Yupa et al., 2021; Ruiz-Hernández et al., 2021; Takahashi, 2010). No caso particular da BA, a interação entre a atmosfera e a biosfera,

os efeitos dos oceanos Atlântico e Pacífico, e a presença da Cordilheira dos Andes são aspectos importantes para entender os mecanismos de formação dos sistemas que produzem chuva. O caso do ciclo diurno da precipitação que se observa na BA é particularmente relevante por ter uma forte ligação local com as heterogeneidades da superfície e depender de forçantes de escalas maiores, sendo a amplitude térmica diurna o principal impulsor deste modo.

Estudos observacionais determinaram características importantes do ciclo diurno na BA através de redes de estações meteorológicas (Angelis et al., 2004; Ruiz-Hernández et al., 2021; Tanaka et al., 2014), radares (Saraiva et al., 2016) e satélites que observam a BA ou parte dela (Nesbitt e Zipser, 2003; Paiva et al., 2011; Watters e Battaglia, 2019; Watters et al., 2021). Angelis et al. (2004) utilizaram 24 estações meteorológicas (Δt = 3h) na BA brasileira e evidenciaram incremento nos horários dos picos de precipitação desde a costa do Atlântico até a BA central. O estudo deles propõe a possibilidade de que os sistemas de precipitação deslocando-se desde o leste não atinjam os Andes, assim como diferenças espaço-temporais no ciclo diurno nas diferentes regiões da BA. Tanaka et al. (2014) utilizaram 4 estações meteorológicas (Δt = 1h) ao redor da cidade de Manaus, analisaram a influência dos grandes rios Amazônicos em função da sua proximidade com as estações meteorológicas e também o efeito das áreas urbanas e de floresta. No estudo mencionam que: (1) a variabilidade diurna da chuva entre as áreas de floresta e urbana é devido à maior disponibilidade de umidade na floresta, (2) a chuva é mais frequente durante o dia do que à noite, variando entre 12-16 (floresta) e 10-14 (próximo ao rio) hora local (HL). Saraiva et al. (2016) analisaram dados da rede do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) de 10 radares meteorológicos na BA. Os radares da rede SIPAM apresentaram similaridades de várias regiões em termos da atividade convectiva e sua intensidade, assim como diferenças nos ciclos diurno e anual das frações convectivas e estratiformes. Nesse trabalho é mencionado a ocorrência de máximos noturnos nas frações estratiformes e convectivas, assim como similaridades apresentadas em algumas regiões associadas com sistemas meteorológicos similares ou associadas com configurações geográficas similares. Na região Andina da BA, Ruiz-Hernández et al. (2021) destacam o papel da topografia e suas interações com as circulações de grande escala e escala local como a causa da heterogeneidade do ciclo diurno da precipitação inclusive entre estações próximas. Bedoya-Soto et al. (2019) em um estudo realizado no Vale Andino de Medellín, atribuem a coerência e variabilidade espacial

do ciclo diurno da precipitação com sua dependência com o ciclo de vida dos sistemas convectivos grandes e profundos em escalas de tempo diurnas. Um aspecto a destacar nos estudos baseados em medições "in-situ" na BA é a baixa densidade e distribuição desigual das estações meteorológicas (ou radares) devido às complexidades da topografia, à acessibilidade às áreas remotas e à disposição de poucos registros horários de longo prazo.

Os estudos do ciclo diurno baseados em estimativas de satélites ou constelações deles (e.g. "Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)", "Global Precipitation Measurement (GPM)", "Climate Prediction Center MORPHing technique (CMORPH)") resolveram a dificuldade da cobertura espacial - em especial sobre regiões complexas (e.g. Amazônia) - e da amostragem espaço-temporal. A partir deles são gerados produtos globais em grade de precipitação com diferentes escalas espaço-temporais, sendo obtidos por uma combinação de sensores de radiômetros de microondas passivos, infravermelhos e calibrados por radares espaciais e medidores "in-situ". Características importantes do ciclo diurno foram determinadas a nível global: (1) o ciclo diurno é mais intenso no continente do que no oceano, (2) os máximos de precipitação acontecem predominantemente desde a metade da tarde até a noite no continente e em horas da manhã no oceano (Covey et al., 2016; Nesbitt e Zipser, 2003; Watters e Battaglia, 2019; Watters et al., 2021). Além disso, os resultados sazonais mostram que a amplitude diurna é mais intensa no verão do que no inverno (Nesbitt e Zipser, 2003; Watters e Battaglia, 2019). Paiva et al. (2011) utilizaram dados do TRMM-3B42 (Δx = 0,25°, Δt = 3h) para estudar o efeito dos grandes rios na Amazônia brasileira sobre o ciclo diurno da precipitação. Encontraram que a precipitação é reduzida sobre e nas proximidades do rio durante a tarde, quando a precipitação é predominantemente do tipo convectiva. Porém, durante a noite e primeiras horas da manhã aconteceu um padrão oposto. Além disso, destacam que seus resultados não deveriam ser considerados definitivos em função das incertezas das estimativas do TRMM 3B42 e pela resolução dos seus dados podendo ser essas diminuições da precipitação diurna maiores localmente do que seus resultados. dos Santos et al. (2014) mediante estimativas de satélites (TRMM e CMORPH) analisaram o efeito modulador das circulações locais na distribuição espacial do ciclo diurno da precipitação nas proximidades da cidade de Manaus. Nesse estudo, ressaltam que o ciclo diurno tem uma tendência espacial variando em função da hora do dia. Máximos de precipitação são observados durante a tarde e noite sobre terra e valores reduzidos sobre o rio, o padrão oposto é observado durante a noite e amanhecer

sobre e ao redor do Rio Amazonas associando essa distribuição da precipitação ao efeito modulador das circulações locais. Junquas et al. (2018) caracterizaram o ciclo diurno da precipitação no norte dos Andes centrais do sul de Peru utilizando dados do TRMM-3B42 e do produto do radar de precipitação TRMM-2A25 (Δx = 5 km) com o objetivo de entender os mecanismos regionais e locais que controlam o ciclo diurno no verão austral. Eles encontraram que: (1) máximos de precipitação acontecem no dia (noite) no lado ocidental (leste) das regiões montanhosas, (2) no vale da região de Cusco e no declive da Amazônia dos Andes o máximo (mínimo) da precipitação acontece na noite (dia). Chavez e Takahashi (2017) estudaram a região dos "hot spots"de precipitação na região de transição Andes-Amazônia através dos dados do radar de precipitação do TRMM, encontrando uma relação robusta entre a elevação do terreno e a precipitação média da superfície. Nessa pesquisa observaram uma forte variabilidade diurna associada com a convecção da tarde entre 13-18 HL nas planícies amazônicas impulsadas pelo aquecimento diurno da superfície. Porém, no lado oriental dos Andes, depois de que a forçante associada com o aquecimento térmico diminui, a convecção cresce durante a noite formando sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) gerando picos de precipitação entre as 01-06 HL. Foi encontrado que esses SCMs contribuem com 50% da precipitação diária (60% da precipitação acontece no horário 01-06 HL). Além disso, também encontraram uma relação robusta entre a formação de grandes SCMs com eventos de jatos de baixos níveis intensos, e do total de casos registrados, 16% deles estariam associados com as incursões de ar frio subtropical. Como pode-se observar, o uso de satélites oferece uma vantagem óbvia em relação às dificuldades da cobertura espacial e amostragem espaço-temporal das redes de estações e radares meteorológicos. Porém, produtos como o TRMM-3B42 apresentam problemas de amostragem cuja fonte do erro está em função da calibração entre os sensores e também da sua resolução grossa em regiões montanhosas como os Andes. A seguinte geração do TRMM, o produto global "Integrated Multi-satellitE Retrievals for Global Precipitation Measurement Mission (GPM) (IMERG)"do GPM oferece uma melhor estimação da precipitação baseado na inter-calibração de seus sensores, além de oferecer uma maior resolução espaço-temporal (Δx = 0,1° , Δt = 0,5 h). Porém, o IMERG apresenta erros sistemáticos que incluem: (1) superestimação do chuvisco e subestimação da precipitação convectiva (Tan et al., 2016), (2) subestimação em regiões montanhosas (Tapiador et al., 2020) e (3) rendimento baixo nas regiões costeiras (Tapiador et al., 2020).

Desde o ponto de vista da modelagem atmosférica, um dos testes fundamentais da qualidade das previsões numéricas do tempo e clima é a capacidade dos modelos em reproduzir a chuva observada, sua distribuição espacial, seus ciclos anual, sazonal, e em particular o ciclo diurno. No estudo recente de Watters et al. (2021) documentam que o produto de reanálise "ECMWF Reanalysis v5 (ERA5)"e os modelos do tempo e clima do "Climate Model Intercomparison Project Number 6 (CMIP6)"apresentam uma defasagem das suas simulações dos momentos em que acontecem os máximos de precipitação em relação ao IMERG (entre 1-4 horas mais cedo). Em relação à distribuição global das amplitudes normalizadas do ciclo diurno, foi encontrado que o ERA5 representa melhor o ciclo diurno em comparação com os modelos do CMIP6. Porém, o rendimento dos modelos varia em função das suas configurações, e em função de se eles parametrizam a convecção ou se eles permitem a convecção. Existem inúmeros fatores que podem explicar a baixa qualidade das simulações da precipitação, basicamente em função das complexas interações entre escalas e processos que decorrem da natureza não linear da atmosfera e dos oceanos, e das interações entre a atmosfera e a superfície terrestre. No caso da Amazônia, a interação entre a atmosfera e a biosfera, os efeitos dos oceanos Atlântico e Pacifico, e a presença da Cordilheira dos Andes são aspectos importantes para o entendimento dos sistemas que produzem chuva. Na BA foram realizados estudos experimentais mediante modelagem atmosférica de alta resolução, Santos et al. (2019) estudaram o efeito das inundações sazonais na intensificação da brisa de rio e na modificação dos parâmetros ambientais da área de estudo. Na região dos Andes Centrais em Peru, Junquas et al. (2018) observaram que os padrões de circulação diurna de escala local, disparados pelo ciclo diurno do aquecimento da superfície são os controladores do ciclo diurno da precipitação. Portanto, o ciclo diurno da precipitação é particularmente relevante por ter uma forte ligação local com as heterogeneidades da superfície e depender de forçantes de escalas maiores. No estudo de Raupp e Dias (2010) mencionam que o ciclo diurno da convecção profunda na BA é um mecanismo importante nas interações multiescala e nos processos de teleconexões trópicos-extratrópicos.

O presente estudo apresenta uma regionalização sazonal baseada no ciclo diurno das precipitações sobre a BA. A alta resolução espaço-temporal (Δx = 0,1° e Δt = 0,5 h) dos dados por satélite e o fato de gerar estimativas de precipitação em um formato de grade, oferecem a oportunidade de caracterizar e analisar o ciclo diurno da precipitação na BA

desde uma visão global. Trabalhos anteriores baseados em medições "in-situ" (Angelis et al., 2004; Poveda et al., 2005) ou por satélite (Paiva et al., 2011) não apresentaram a cobertura espaço-temporal necessária para caracterizar o ciclo diurno da precipitação na BA, ou se centraram no efeito da proximidade dos grandes corpos d'água, áreas de floresta e urbanas (Tanaka et al., 2014). O estudo mais recente de Ruiz-Hernández et al. (2021) utilizou uma rede de estações meteorológicas para caracterizar, regionalizar e analisar a variabilidade dos ciclos diurno e sazonal da precipitação, mas focados na região dos vales dos Andes do Equador. Covey et al. (2016) e Watters et al. (2021) utilizaram os produtos TRMM-3B42 e IMERG para avaliar o ciclo diurno da precipitação dos modelos "Climate Model Intercomparison Project Number 5 (CMIP5)"e CMIP6, respectivamente, mas desde uma visão global e não centrada na BA. Assim, o presente estudo é o primeiro em regionalizar, caracterizar, descrever e documentar de forma exaustiva o ciclo diurno da precipitação focado na BA utilizando dados de satélite com alta resolução espaço-temporal para um período longo. Portanto, o estudo proporciona um marco de referência e uma análise quantitativa da não homogeneidade do ciclo diurno da precipitação sobre a BA que pode ser útil na avaliação dos modelos numéricos de previsão do tempo e clima; além de outras aplicações.

1.1 Objetivo geral

Identificar regiões na Bacia Amazônica que apresentam ciclos diurnos médios da precipitação similares e sugerir mecanismos causais comuns atuando em cada área.

1.2 Objetivos específicos

Para alcançar o objetivo principal da pesquisa, são abordados os seguintes objetivos específicos:

- Caracterizar o ciclo diurno médio da precipitação na Bacia Amazônica utilizando dados de precipitação observacionais de alta resolução espacial e temporal para um longo período.
- Mediante a análise harmônica obter os parâmetros da amplitude e fase das oscilações diurnas e semi-diurnas, a taxa de precipitação média e fazer um mapeamento deles.

- Identificar regiões homogêneas da Bacia Amazônica baseados nos parâmetros da amplitude, fase e taxa de precipitação média aplicando a análise "cluster"através da utilização do algoritmo "K-Means".

- Analisar os resultados obtidos mediante o conhecimento atual dos sistemas e mecanismos que produzem precipitações na Bacia Amazônica.

Esta pesquisa está estruturado da seguinte forma: o Capítulo 2 descreve os dados e metodologia utilizados na pesquisa. Os resultados e discussões da aplicacção da análise harmônica, obtenção das métricas diurnas e regionalização do ciclo diurno da precipitação são apresentados no Capítulo 3. No Capítulo 4 são apresentadas o sumário e as conclusões da pesquisa. As sugestões para futuros trabalhos são apresentadas no Capítulo 5. Finalmente, a seção do Apêndice apresenta as características da circulação atmosférica da troposfera inferior e superior associada aos mecanismos da dinâmica de grande escalada sobre a BA.

Capítulo 2

Dados e Metodologia

2.1 Área de estudo

A região de estudo é a Bacia Amazônica (Figura 2.1) conformada por sete países da América do Sul: Bolívia, Brasil, Colômbia, Equador, Guiana, Peru e Venezuela. Sua nascente está localizada nos Andes, no Nevado Mismi na cidade de Arequipa no Peru e sua foz no norte do Brasil, percorrendo assim um total de 6570 km (ANA, 2019), tendo uma descarga anual equivalente de aproximadamente 18% de água doce nos oceanos do mundo (Marengo e Nobre, 2009).

2.2 Dados

2.2.1 Dados observacionais de precipitação

Para atingir o objetivo principal da pesquisa, foi utilizado um conjunto de dados observacionais de precipitação em grade de alta resolução espaço-temporal para o período de 01 de Janeiro de 2001 00:00:00 UTC até 31 de dezembro de 2020 23:30:00 UTC.

Os dados utilizados na pesquisa foram do produto de nível de investigação IMERG V06B Final Run precipitationCal (denominado como IMERG) com resolução espacial de 0,1° x 0,1° e resolução temporal de 0,5 horas. Esses dados são originados a partir da constelação de satélites da missão "Global Precipitation Measurement (GPM)"operado em conjunto pela "National Aeronautics and Space Administration (NASA)"e a "Japanese Aerospace Exploration Agency (JAXA)". A constelação do GPM é constituída por vários satélites de diferentes agências espaciais internacionais, que evoluem seus sistemas de medição continuamente no tempo (Watters e Battaglia, 2021a, ver sua Figura 2). A

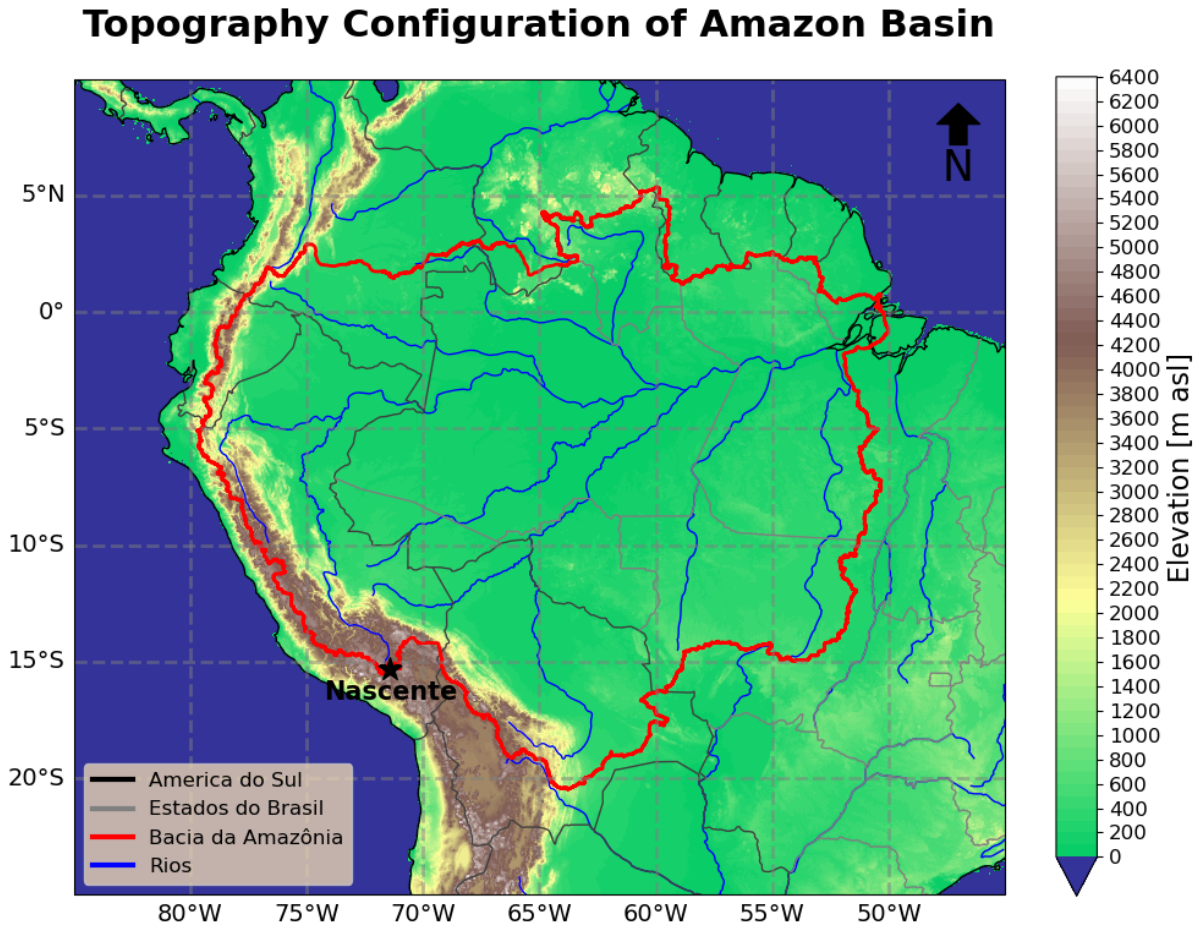

Figura 2.1: Bacia Amazônica e principais afluentes. Fonte de dados: University of California

partir das contribuições nas estimativas do sistema de observação espacial da constelação do GPM é gerado o produto "Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM"(IMERG). O algoritmo IMERG faz a intercalibração, combinação e interpolação das estimativas de precipitação a partir da constelação de satélites de órbita baixa da Terra de radiômetros de micro-ondas passivo ("Passive Microwave (PMW)") do GPM, com a integração das estimações de sensores infravermelho ("infrarred (IR)") de satélites geoestacionários nas regiões de escassez de PMW (Watters et al., 2021), gerando assim o produto de precipitação global em grade com as características especificadas anteriormente (para maiores detalhes ver Huffman et al. 2019; Huffman et al. 2020). O IMERG gera outros dois produtos de estimativas de precipitação adicionais: o IMERG "Early run"(estimativa rápida) e o IMERG "late run"(estimativa com alguns dados observacionais) que são produtos quase a tempo real, com defasagem de 4 e 12 horas respectivamente. O produto IMERG apresenta

atualmente um registro de mais de 20 anos de estimativas de precipitação, disponíveis desde junho de 2000 até o presente, com uma cobertura completa de 60ºN-S e cobertura parcial sobre superfícies de nevoeiro e gelo (Watters e Battaglia, 2021a).

Estudos passados demonstraram que o IMERG é um produto adequado para a avaliação e monitoramento do ciclo diurno da precipitação a nível global (Watters e Battaglia, 2019; Watters et al., 2021). Na BA, Rehbein (2021) utilizou dados do IMERG para estudar o comportamento e ciclo de vida dos sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) devido a sua alta resolução espaço-temporal (Δx = 0,1° e Δt = 0,5h). Na Tabela 2.1 são resumidas a fonte, o período e características gerais dos dados utilizados na presente pesquisa, assim como características da área da Bacia Amazônica.

Tabela 2.1 - Dados de precipitação, período, características gerais e área de estudo da pesquisa

Produto	**Período**	**Δt (h)**	**Δx (km)**	**Resolução**	**Variável**	**Área total (km^2)**	**Referência**
IMERG	2001-2020	0,5	11	0,1° x 0,1°	precipitação (mm/h)	BA $\sim 6x10^6$	Huffman et al. (2014)

2.2.2 Dados de circulação atmosférica

Para caracterizar os principais padrões de circulação atmosférica sazonal associados com o ciclo diurno da precipitação sobre a região de estudo, foram utilizadas as componentes zonal (u) e meridional (v) dos ventos nos níveis de 850 e 200 hPa. O conjunto de dados de reanálisis do produto ERA5 (Hersbach et al., 2020) do "European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)"foram utilizados no período de 2001-2020, com uma resolução espacial de 0,25° x 0,25° e resolução temporal mensal (Tabela 2.2). A análise dos ventos (u,v) em 850 hPa permite realizar a descrição da circulação atmosférica em América do Sul (Espinoza et al., 2009; Paccini et al., 2018), também descreve a variabilidade dos ventos Alísios, Jatos de Baixos Níveis, incursões de massas de ar frio, e outros (Espinoza et al., 2013; Vera et al., 2006). Estudos como Espinoza et al. (2015) e Figueroa et al. (2020) destacam a função dos ventos de baixo nível (850 hPa) como os principais impulsores da variabilidade da precipitação na região de transição Andes-Amazônia, devido ao transporte da umidade do Atlântico tropical e a floresta Amazônica até os Andes. O deslocamento da umidade e a convergência dos ventos Alísios com ventos do sul são

mecanismos que controlam a variabilidade da precipitação na região de transição Andes-Amazônia. No nível de 200 hPa foram utilizados as componentes zonal e meridional do vento, com o objetivo de analisar os padrões de circulação atmosférica sazonal na troposfera superior através das linhas de corrente (Segura et al., 2019). Além disso, em 200 hPa foi utilizado a divergência (div) para associar a subsidência a grande escala, a convecção profunda, as áreas de confluência e difluência do vento com a variabilidade do ciclo diurno da precipitação na região de estudo, em especial nos Andes tropicais (Segura et al., 2019).

Ruiz-Hernández et al. (2021) e Figueroa et al. (2020) utilizaram cortes de seção transversal (Pressão VS Longitude) para analisar a estrutura vertical da atmosfera no lado leste dos Andes (Amazônia occidental) e descreveram a importância dos Andes no controle das precipitações. Em essa mesma linha de análise, neste estudo são utilizados médias mensais-horárias do vento (u, v), velocidade vertical omega (ω em Pa/s) e umidade específica (q em g/Kg) do produto ERA5 no período de 2001-2020 entre os níveis de 1000-300 hPa (Tabela 2.2). Assim como em Ruiz-Hernández et al. (2021) foram escolhidos os meses intermédios das estações (Janeiro, Abril, Julho e Outubro) e os horários selecionados foram o momento de ocorrência das máximas precipitações (fase) do 1° harmônico e do 2° harmônico (durante a noite). Esses horários foram selecionados para realizar uma comparação entre as circulações durante o dia e durante a noite. Então, o objetivo desta análise é associar a fase do 1° harmônico com a convecção induzida localmente e a fase do 2° harmônico (durante a noite) com a convecção induzida regionalmente (Angelis et al., 2004; Ruiz-Hernández et al., 2021) ou descartar de não existir relação nenhuma.

Tabela 2.2 - Dados atmosféricos, período, características gerais dos dados e área de estudo

Dados	**Período**	**Δt (h)**	**Δx (km)**	**Resolução**	**Níveis (hPa)**	**Área de estudo**	**Referência**
ERA5 (u,v,div)	2001-2020	mensal	$\sim$ 27	0,25°x0,25°	850 e 200	Bacia Amazônica	Hersbach et al. (2020)
ERA5 (u,v,ω,q)	2001-2020	horário	$\sim$ 27	0,25°x0,25°	1000 - 300	Bacia Amazônica	Hersbach et al. (2020)

2.3 Metodologia

Dados de precipitação do produto GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06 (Huffman et al. 2019, 2020) com resolução de 0,1° x 0,1° e

0,5 horas são analisados para o período de 2001/01/01 00:00:00 "Coordinated Universal Time (UTC)"até 2020/12/31 23:30:00 UTC. Os dados são agrupados em quatro períodos de estudos em função das estações do ano, ou seja, Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), Março-Abril-Maio (MAM), Junho-Julho-Agosto (JJA) e Setembro-Outubro-Novembro (SON).

2.3.1 Composições do ciclo diurno da precipitação

Para cada período de estudo (DJF, MAM, JJA e SON) foram calculadas as composições da precipitação acumulada média (P) para cada passo de tempo UTC (t_{UTC}), para uma determinada latitude (φ) e longitude (λ) mediante a seguinte equação:

$$P(\varphi, \lambda, t_{UTC}) = \frac{\sum_{i=1}^{N} P(\varphi, \lambda, t_{UTC})_i}{N} \tag{2.1}$$

onde:

- P_i: i-éssima precipitação a cada 0,5 h do IMERG ($P_i \geq 0$).
- N: número total de precipitações estimadas (incluindo precipitação com valor zero)
- φ, λ: latitude e longitude, respectivamente.
- t_{UTC}: hora UTC (00:00:00 UTC até 23:30:00 UTC).

2.3.2 Aplicação da Análise Harmônica sobre as composições do ciclo diurno da precipitação

Para analisar o ciclo diurno da precipitação na Bacia Amazônica foi utilizada a metodologia da análise harmônica (Equação 2.2) para ser aplicada a cada pixel do conjunto de dados estabelecidos na seção 2.2.1 (Tabela 2.1). A análise harmônica caracteriza-se por representar as variações das séries temporais como uma soma de funções senos e cossenos, além de fornecer informações dos parâmetros da média da variável em estudo, a amplitude e a fase. A variabilidade do ciclo diurno da precipitação foi analisada mediante os dois primeiros harmônicos que representam as oscilações da precipitação no período de 24 horas (harmônico 1) e no período de 12 horas (harmônico 2). Da análise harmônica foram estimados através dos mínimos quadrados os coeficientes das funções cosseno (A_k, Equação 2.3) e seno (B_k, equação 2.4). Determinados os coeficientes das funções cosseno e seno,

foram obtidos a amplitude (C_k, Equação 2.5), a fase (Φ_k, Equação 2.6) e a precipitação acumulada média das 24 horas.

Para representar as séries temporais de cada pixel como uma função harmônica foi utilizada a metodologia proposta por Wilks (2011):

$$Y_t = \overline{Y} + \sum_{k=1}^{n/2} C_k \cos(\frac{2\pi tk}{n} - \Phi_k) \tag{2.2}$$

Onde:

- $\overline{Y}$: média de 24 horas das séries (ou harmônico fundamental).
- n: tamanho da amostra.
- k: número de harmônico.
- C_k: amplitude do harmônico k.
- Φ_k: fase do harmônico k.

Para representar as oscilações diurnas e semi-diurnas os valores de "k"(Equação 2.2) são restringidos para k = 1 e 2 , respectivamente. Os coeficientes das funções cosseno (A_k) e seno (B_k) foram calculadas da seguinte forma:

$$A_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^{n} Y_t \cos(\frac{2\pi tk}{n}) \tag{2.3}$$

$$B_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^{n} Y_t \sin(\frac{2\pi tk}{n}) \tag{2.4}$$

A amplitude de cada harmônico foi calculada através da seguinte equação:

$$C_k = [A_k^2 + B_k^2]^{0.5} \tag{2.5}$$

A fase pode-se calcular mediante a seguinte expressão:

$$\Phi_k = \arctan(\frac{B_k}{A_k}), se A_k > 0 \tag{2.6a}$$

$$\Phi_k = \arctan(\frac{B_k}{A_k}) \pm \pi, se A_k < 0 \tag{2.6b}$$

$$\Phi_k = \frac{\pi}{2}, se A_k = 0 \tag{2.6c}$$

A amplitude normalizada (A_N) foi calculada como a relação entre a amplitude (C_k) obtida mediante a análise harmônica (Equação 2.5) e a precipitação média das 24 horas - já que de outro modo uma assinatura da precipitação média seria dominante (Covey et al., 2016) - através da seguinte equação:

$$A_N = \frac{C_k}{\overline{Y}} \tag{2.7}$$

A amplitude normalizada (A_N) do primeiro harmônico foi utilizada para identificar se a forma da distribuição diurna da precipitação apresenta um máximo claro ou proeminente, ou dois máximos ou nenhum máximo claro no ciclo diurno, mediante o critério estabelecido por Easterling e Robinson (1985) (Tabela 2.3, Figura 2.2):

Tabela 2.3 - Critério de Easterling e Robinson (1985) da A_N do 1°H na forma da distribuição do ciclo diurno

A_N	**Critério**
$< 0,5$	Não tem uma distribuição diurna nem máximo bem definido ou apresenta um duplo máximo.
$[0,5-1]$	Apresenta uma distribuição diurna e um máximo claro.
$> 1,0$	Ciclo diurno bem estabelecido com um pico bem definido de precipitação

Como a fase representa o momento da máxima precipitação no período de 24 horas e a função harmônica (Equação 2.2) é maximizada quando o argumento da função cosseno é zero, é possível transformar o momento de máxima precipitação de unidades angulares a unidades de tempo:

$$t_{UTC} = \frac{\Phi n}{2\pi k} \tag{2.8}$$

As horas UTC das fases foram transformadas para o formato do "Local Solar Time (LST)"com a finalidade de determinar o momento do máximo em hora local solar para a Bacia Amazônica, através da seguinte equação:

$$t_{LST} = t_{UTC} + \frac{\lambda(^\circ)}{15(^\circ h^{-1})} \tag{2.9}$$

Baseado em Segura et al. (2019) (sua Fig. 2b), foi aplicado o critério da diferença relativa das amplitudes do primeiro e segundo harmônico (C_{1-2}), mas adaptado para um ciclo diurno da precipitação, que é calculado mediante a seguinte expressão:

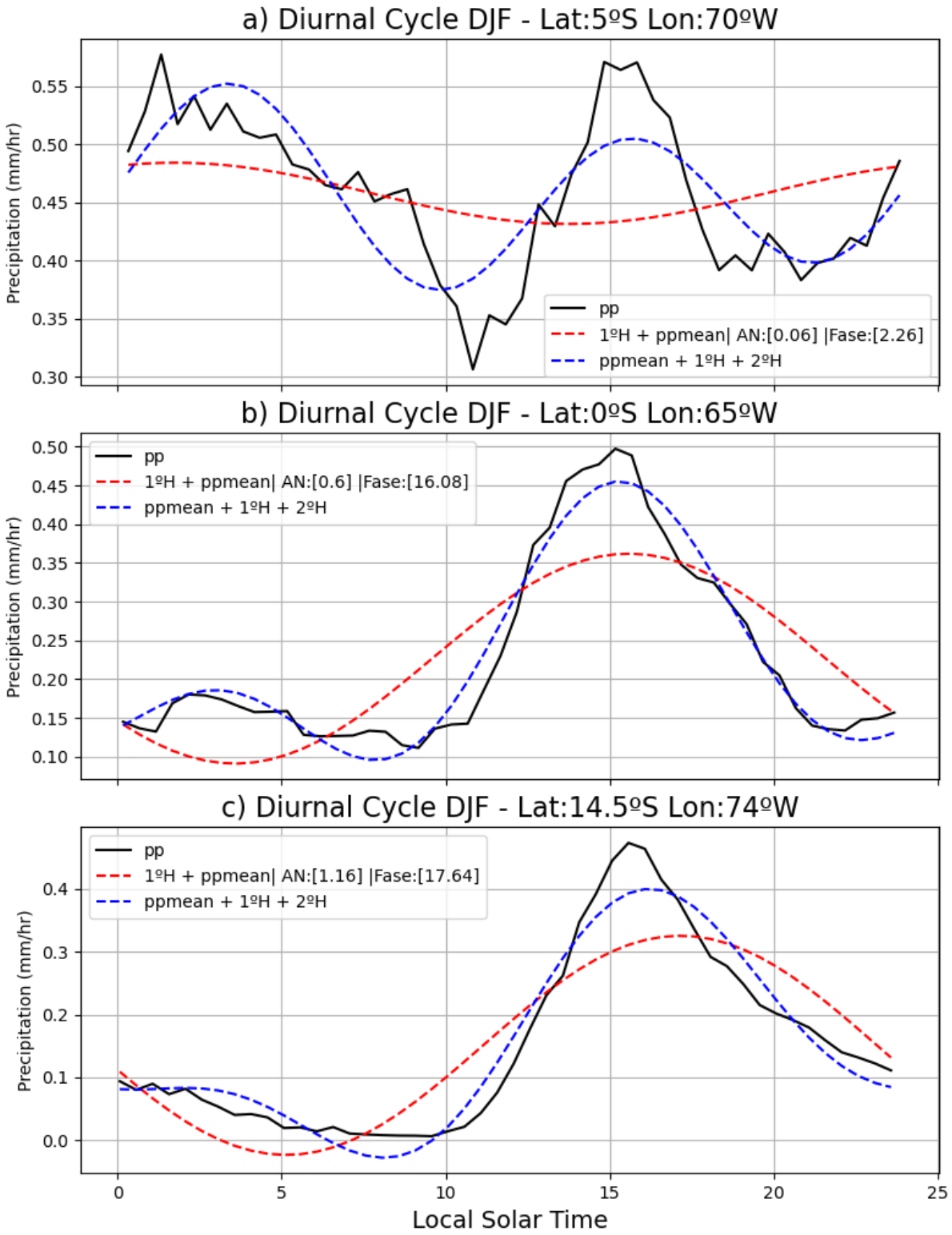

Figura 2.2: Distribuição do ciclo diurno da precipitação segundo o critério de Easterling e Robinson (1985). (a) $A_N < 0,5$ (b) $0,5 \leq A_N \leq 1,0$ e (c) $A_N > 1,0$. Nas três figuras a curva vermelha representa a amplitude normalizada do $1^{\underline{o}}$ harmônico, a curva azul representa a taxa de precipitação média + 1°H + 2°H, e a curva preta representa taxa de precipitação média horára

$$C_{1-2} = \frac{C_1 - C_2}{C_1} x100 \tag{2.10}$$

Da Equação 2.10 se estabelece que valores negativos da C_{1-2} indicam que o regime bimodal do ciclo diurno da precipitação é mais forte do que o unimodal, e por outro lado, valores positivos da C_{1-2} indicam que o regime unimodal é mais forte do que o bimodal.

Finalmente os parâmetros harmônicos obtidos da análise harmônica foram mapeados: a taxa de precipitação média das 24 horas, as amplitudes normalizadas e as fases (em LST) do primeiro e segundo harmônico, e também a C_{1-2} sobre a Bacia Amazônica.

2.3.3 Análisis de componentes principais (PCA ou EOF)

A análise de componentes principais ("Principal Component Analysis (PCA)") reduz um conjunto de dados multivariados em um conjunto de componentes ortogonais sucessivos (de menor número de variáveis) que buscam explicar a maior variância dos dados (Wilks, 2011). As componentes ortogonais são combinações lineares dos dados originais em um novo sistema de coordenadas, que buscam capturar a máxima variabilidade possível dos originais. As componentes ortogonais são chamadas de "componentes principais (CPs)", assim, a componente que captura a maior variação é a primeira componente principal (CP1), a componente seguinte com a máxima variação é a segunda componente principal (CP2) e assim sucessivamente. Deste modo, a PCA converte um conjunto de dados de alta dimensão em um conjunto de baixa dimensão capturando o máximo de informação dos dados e resolvendo assim o "problema da maldição da dimensionalidade"na aplicação de técnicas de "Machine Learning", e.g. algoritmo "K-Means"(maiores detalhes na seção 2.3.4.2).

A análise de componentes principais (PCA) foi aplicada sobre os seis parâmetros harmônicos: taxa de precipitação média das 24 horas, amplitudes normalizadas e fases (em LST) do primeiro e segundo harmônico (foram consideradas as duas fases do segundo harmônico). O resultado da aplicação da PCA foi um novo conjunto de dados de só duas variáveis, a primeira e segunda componentes principais, que capturam a máxima variabilidade dos dados que foram utilizadas como "inputs"no algoritmo de "machine learning" "K-Means".

2.3.4 Análisis de conglomerados (ou "cluster")

Uma ferramenta de análise de dados exploratório é a análise "cluster". A análise "cluster" tem a função de dividir os dados em grupos (ou "clusters"), nesse sentido é o grau de similaridade e diferença entre os elementos individuais que é utilizado para definir os "clusters" e designar a associação aos membros de cada "cluster"(Wilks, 2011). Os "clusters"são definidos como grupos de elementos que são mais similares a outros elementos de seu mesmo "cluster" do que os elementos de outros "clusters". O grau de similaridade e diferença é baseado em uma função de distância, no qual os "clusters" são compostos por elementos separados por distâncias pequenas, relativas às distâncias entre "clusters"(Wilks, 2011). A medida de distância utilizada neste estudo foi a distância Euclidiana, que é determinada como a distância no espaço K-dimensional entre dois vetores (x_i e x_j) (Wilks, 2011). A distância Euclidiana é calculada mediante a seguinte expressão:

$$d_{i,j} = [\sum_{k=1}^{K}(x_{i,k} - x_{j,k})]^{0,5} \tag{2.11}$$

onde x_i e x_j são dois vetores no espaço k dimensional (k = 1, 2, ..., K) (Wilks, 2011).

Segundo o enfoque de obtenção dos "clusters", a análise cluster pode ser classificada em dois tipos de métodos: hierárquicos e não hierárquicos.

2.3.4.1 Métodos hierárquicos

O enfoque dos métodos hierárquicos da análise "cluster"apresenta a característica de fornecer mais de uma opção de partição dos "clusters". Segundo a similaridade entre "clusters"individuais, o algoritmo gera agrupamentos entre eles, onde um "cluster"pode ser agregado a outro "cluster"em cada passo de execução do algoritmo, gerando um "cluster"superior (Wilks, 2011). Dentro dos métodos hierárquicos existem duas classificações: aglomerativos e divisivos.

- **Métodos aglomerativos:** apresenta um enfoque ascendente. Inicia com todos os elementos separados formando um "cluster"e une os dois pontos que são mais similares até que todos os pontos sejam agregados em um único "cluster".
- **Métodos divisivos:** apresenta um enfoque descendente. Inicia com todos os elementos como um único "cluster"e divide os "cluster"menos similares em cada passo

até que só resultam "clusters"com um único elemento.

Estes métodos geram uma hierarquia de pontos chamado de dendrograma, ou diagrama de árvore, no qual, esquematiza o processo de agrupamento dos "clusters"passo a passo. O número ideal de "clusters"a ser divididos é determinado através do dendrograma segundo a similaridade entre eles (Wilks, 2011), resultando em dendrogramas menores. A fortaleza desses métodos é que não precisam de um número inicial de "clusters", eles revelam detalhes mais finos sobre a relação entre os dados, e eles proporcionam um dendrograma fácil de interpretar. A fraqueza desses métodos é que os elementos que já são atribuídos a um "cluster", não podem ser re-atribuídos a outro "cluster"(Wilks, 2011), sendo assim um processo determinístico (inflexível); eles são sensíveis a ruído e "outliers".

2.3.4.2 Métodos não hierárquicos

Estes métodos não hierárquicos são chamados de "não determinísticos"(ou flexíveis) porque permitem a re-atribuição dos elementos à medida que a análise avança (Wilks, 2011). Estes métodos precisam que o número de "clusters"seja predeterminado assim como sua associação inicial, o que é uma desvantagem destes métodos (Wilks, 2011).

Neste estudo, é utilizado o algoritmo "K-Means"que é um método de agrupamento não hierárquico. O primeiro passo é predeterminar k "clusters"e seleccionar aleatoriamente k centróides. Os centróides são elementos que representam o centro de um "cluster". O algoritmo "K-Means"opera sobre um processo de dois passos denominado de expectativa-maximização. No passo de expectativa cada elemento é atribuído a seu centróide mais próximo. Logo, no passo de maximização é calculado a média de todos os elementos de cada "cluster"e é estabelecido um novo centróide. Esses processos são repetidos até que os centróides convergem, ou sua posição é a mesma que no processo anterior, motivo pelo qual o "K-Means" é considerado um processo iterativo. A qualidade das atribuições dos "clusters"é determinada mediante a soma do erro quadrático ("sum of squared error (SSE)"), e o coeficiente de silhueta:

- **Soma do erro quadrático (SSE):** é definida como as distâncias Euclidianas ao quadrado para cada elemento com seu centróide mais próximo (Equação 2.12). Como é uma medida do erro, o objetivo do algoritmo "K-Means"é minimizar esse valor. Baseado nesta métrica é que se desenvolve o método do cotovelo ("elbow method"). O

objetivo desse método é executar várias vezes o "K-Means", incrementando o número de "clusters" (k) em cada execução e armazenar os valores da SSE. Finalmente o número de "clusters"(k) eleito é baseado no ponto de inflexão da figura gerada entre o número de "clusters"(eixo X) e da SSE (eixo Y).

$$d_{i,j} = \sum_{k=1}^{k} (x_{i,k} - x_{j,k})^2 \tag{2.12}$$

- **Coeficiente de silhueta:** é uma medida de coesão (similaridade) e separação (dissimilaridade) do "cluster". Esta medida é baseada em dois factores: (i) a proximidade do elemento de dados aos outros elementos do "cluster", e (ii) a distância do elemento de dados em relação aos elementos dos outros "clusters". O coeficiente de silhueta é calculado mediante a seguinte expressão:

$$S_i = \frac{b(i) - a(i)}{max\{a(i), b(i)\}} \tag{2.13}$$

Na Equação (2.13), i é o elemento avaliado, a(i) é a dissimilaridade média do i-ésimo elemento com todos os outros elementos do mesmo "cluster", e b(i) é a dissimilaridade média do i-ésimo elemento com todos os elementos do "cluster"mais próximo (Rousseeuw, 1987). Os valores do coeficiente de silhueta variam de -1 a +1, com os valores próximos a +1 indicando que as amostras estão mais próximas dos seus "clusters"que de outros (Rousseeuw, 1987).

Os parâmetros harmônicos do primeiro e segundo harmônicos foram utilizados como "inputs"para o algoritmo "K-Means". Logo, os dados foram escalados no intervalo de [0 - 1] normalizado cada parâmetro pelo máximo de cada um deles. Finalmente, para evitar o problema da "maldição da dimensionalidade"foi aplicado a técnica do PCA e foram utilizados as duas primeiras componentes do PCA (CP1 e CP2). A determinação do número ótimo de clusters foi baseada na convergência da aplicação do método "elbow", o coeficiente de silhueta e trabalhos passados que regionalizaram os régimes de precipitação sobre a BA (López, 2020; Mayta et al., 2020; Nunes et al., 2016; Sapucci et al., 2022; Saraiva et al., 2016).

2.3.5 Composições dos dados atmosféricos

Para analisar a circulação atmosférica média sazonal no período de 2001-2020 sobre a BA foram calculadas as composições das variáveis atmosféricas (Tabela 2.2): ventos (u, v) , e a divergência nos níveis de 850 e 200 hPa, para cada latitude (φ) e longitude (λ).

$$X(\varphi, \lambda, p, t) = \frac{\sum_{i=1}^{N} X(\varphi, \lambda, p, t)_i}{N} \tag{2.14}$$

onde:

- X_i : i-éssimo dado atmosférico mensal no período respectivo do ERA5.
- N: número total de dados atmosféricos no período respectivo.
- φ, λ, p: latitude, longitude e nível atmosférico, respectivamente.
- t: período de estudo (DJF, MAM, JJA, SON)

No caso da região Andina foram calculadas as composições da estrutura vertical da atmosfera utilizando os ventos (u,v), velocidade vertical omega (ω), nos meses de Janeiro, Abril, Julho e Setembro, para cada hora UTC, para uma determinada latitude (φ) e longitude (λ):

$$X(\varphi, \lambda, p, t_{season-UTC}) = \frac{\sum_{i=1}^{N} X(\varphi, \lambda, p, t_{season-UTC})}{N} \tag{2.15}$$

onde:

- X_i : i-éssimo dado atmosférico mensal no período respectivo do ERA5.
- N: número total de dados atmosféricos no período respectivo.
- φ, λ, p: latitude, longitude e nível atmosférico, respectivamente.
- $t_{season-UTC}$: mês de estudo (Janeiro, Abril, Julho e Setembro) e hora UTC (tarde e noite).

2.3.6 Diagrama de fluxo da metodologia

A Figura 2.3 mostra o diagrama do procedimento da metodologia utilizada para a obtenção dos clusters do ciclo diurno da precipitação na Bacia Amazônica.

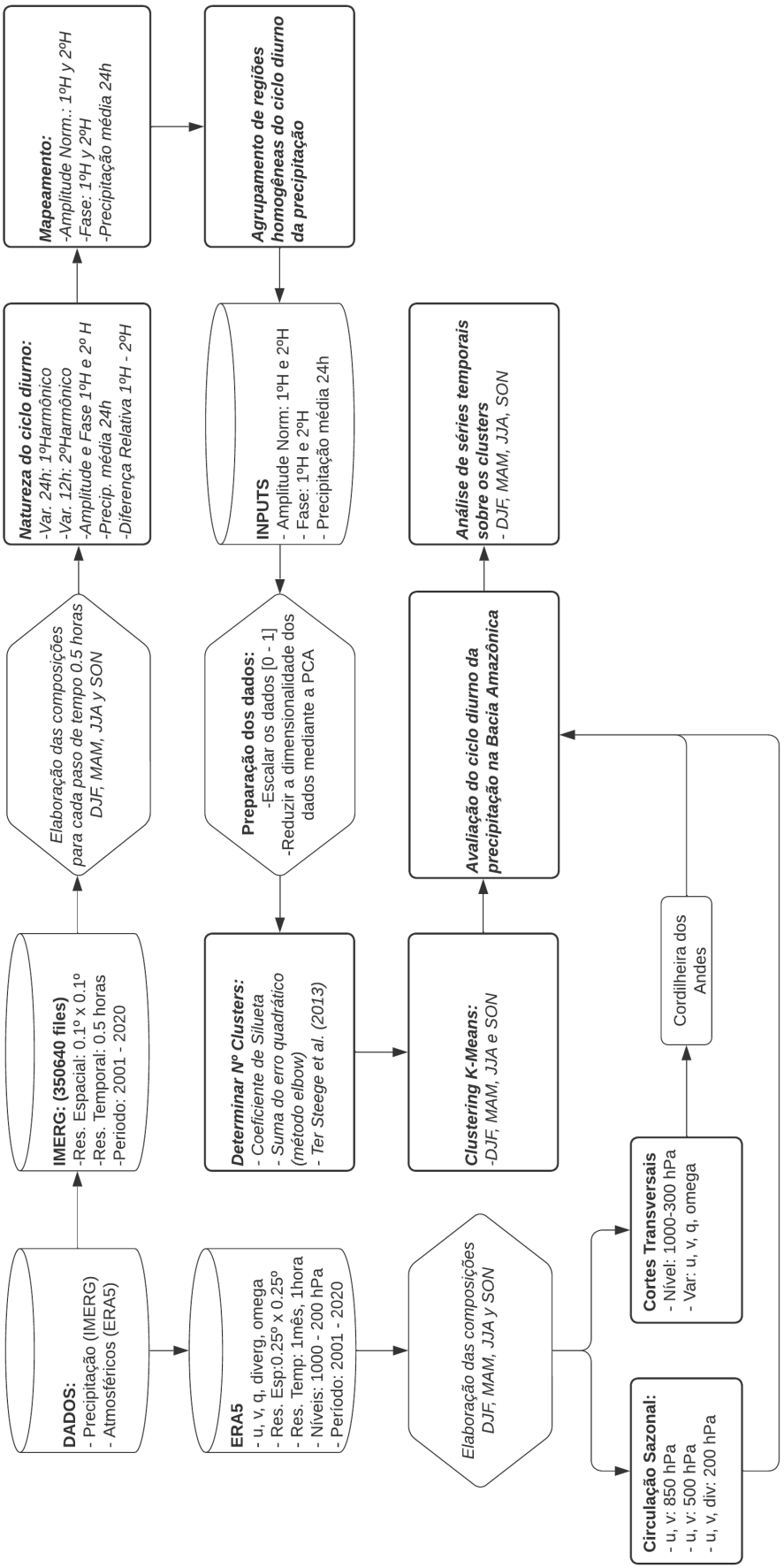

Figura 2.3: Diagrama do procedimento da metodologia na obtenção das regiões homogêneas do ciclo diurno da precipitação na Bacia Amazônica.

Os códigos da aplicação da metodologia e obtenção dos resultados estão disponibilizados no seguinte repositório do GitHub: `https://github.com/RonaldRN/DiurnalCycle_AmazonBasin.git`

Capítulo 3

Resultados e Discussões

Para atingir o objetivo principal da seção 1.1, os resultados serão apresentados segundo a ordem dos objetivos específicos da seção 1.2. Assim, na seção 3.1 mostra a caracterização do ciclo diurno da precipitação na Bacia Amazônica para os períodos Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), Março-Abril-Maio (MAM), Junho-Julho-Agosto (JJA) e Setembro-Outubro-Novembro (SON). A seção 3.2 apresenta o método "elbow" e os "scores"de silhueta utilizados na seleção do número ótimo de "clusters", e também a regionalização das áreas homogêneas do ciclo diurno da precipitação através do algoritmo "K-Means". Ainda nesta seção, são apresentadas as séries temporais dos "clusters" evidenciando os diferentes ciclos diurnos da precipitação em função das intensidades e horários de ocorrência dos picos. Finalmente, no apêndice A é apresentado uma análise da circulação sazonal e diurna média sobre a BA na troposfera inferior e superior, assim como cortes transversais sobre a região da Cordilheira dos Andes para discutir o efeito mecânico da cadeia montanhosa sobre a precipitação no ciclo diurno.

3.1 Caracterização do ciclo diurno da precipitação sobre a Bacia Amazônica

Nesta seção é apresentada a caracterização do ciclo diurno da precipitação para os períodos de DJF, MAM, JJA e SON sobre a Bacia Amazônica. Para este propósito foi aplicada a metodologia da análise harmônica descrita na subseção 2.3.2 sobre as composições de precipitação calculadas (subseção 2.3.1) para cada passo de tempo de 0,5 horas dos dados do IMERG (Tabela 2.1). A figura 3.1 apresenta os parâmetros harmônicos (ou métricas) obtidas através da análise harmônica para o período de DJF. A ordem das

métricas diurnas é: a) taxa de precipitação média das 24 horas (mm/hora), b) amplitude normalizada do 1° harmônico, c) fase do 1° harmônico ("Local Solar Time", LST), d) amplitude normalizada do 2° harmônico, (e) e (f) fases do 2° harmônico (LST).

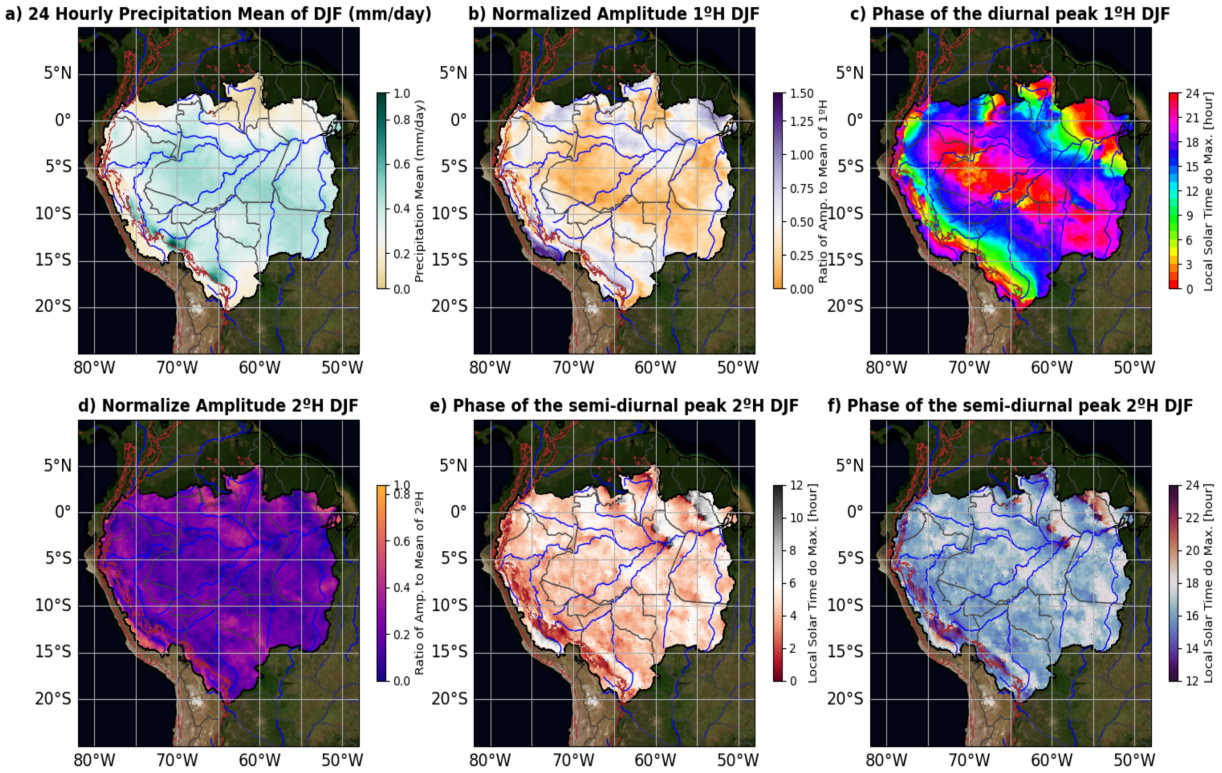

Figura 3.1: (a) Taxa de precipitação média das 24 horas, (b) Amplitude Normalizada do 1° harmônico, (c) "Local Solar Time"do máximo para o 1° harmônico, (d) Amplitude Normalizada do 2° harmônico, (e) e (f) "Local Solar Time"do primeiro e segundo máximo para o 2° harmônico, respectivamente para DJF.

Os resultados serão apresentados para a área total da BA (Fig. 2.1), e também consideradas as sub-regiões em Nunes et al. (2016) (ver sua Fig. 1), Saraiva et al. (2016) (ver sua Fig. 1) baseados na classificação de Ter Steege et al. (2013). Nas próximas subseções são analisadas a configuração espacial dos parâmetros diurnos para cada estação do ano.

3.1.1 Taxa de precipitação média sazonal na Bacia Amazônica

Na presente seção são apresentadas as características sazonais das taxas de precipitação média (mm/h) estimada pelo IMERG (Fig. 3.2) e comparadas com a literatura sobre os sistemas que produzem precipitações na BA assim como sua sazonalidade ao longo do ano.

Segundo Biasutti e Yuter (2013) (sua Fig. 15) para a BA acima do 70% das precipitações totais correspondem precipitações do tipo convectivo. Na BA os Sistemas Convec-

tivos de Mesoescala (SCMs) são os que contribuem em maior medida com as precipitações (Nesbitt et al., 2006), sendo que a contribuição média calculada usando dados do IMERG [2001-2013] foi de 37,4% e com dados do CMORPH [2000-2013] foi de 56,9% (Rehbein, 2021). Um esquema dos estágios de um sistema convectivo de mesoescala (SCM) é mostrado em Machado e Rossow (1993), onde na fase de maturidade do SCM 20% da área total corresponde à parte convectiva, 28% é chamado de transição formada por nuvens estratiformes e Cúmulus-nimbos (Cb) em dissipação, e 52% é composta por nuvens Cirros (Ci). Ainda na fase de maturidade, o 20% que representa a parte convectiva contribui com 50% do total da precipitação produzido pelo SCM, e sendo produzidos os outros 50% do total da precipitação pelas zonas de transição e cirrus (80% da área restante). Além disso, em seus estágios de gênese - formada por células convectivas - e de dissipação, os SCMs ainda contribuem com precipitações, embora em menor intensidade com respeito a seu estágio de maturidade (Rehbein, 2021, ver sua Tabela 4). Portanto, considerando a grande extensão e ciclo de vida dos SCMs, assim como suas características médias (Rehbein, 2021, ver sua Tabela 4) é de esperar que sejam estes sistemas os que organizam a precipitação na BA como é mencionado em Nesbitt et al. (2006).

Assim como em Rehbein et al. (2019), foi utilizado o limiar de taxa de precipitação acima de 0,254 mm/h (cor verde na Fig. 3.2) associado à ocorrência de SCMs em cada estação. No início do Sistema de Monção de América do Sul (SMAS) (Vera et al., 2006) caracteriza-se por apresentar maior convecção na parte noroeste da BA e ao longo dos Andes - abaixo da altitude de 1500 metros - sendo identificados como as regiões com taxas de precipitação acima do limiar de 0,254 mm/h (Fig. 3.2d). No período da primavera (SON) a convecção desloca-se até a região sudeste, atingindo sua posição mais ao leste no final desta estação. Para o período de verão (DJF, Fig. 3.2a) observa-se valores acima do limiar de 0,254 mm/h em quase toda a BA associado ao maior desenvolvimento da convecção profunda na região tropical da América do Sul (Machado e Rossow, 1993). Nesta estação as regiões apresentando as maiores taxas de precipitação estão ao longo dos Andes, no centro e sudeste da BA, relacionadas com a configuração da topografia ou com a atividade da zona de convergência do atlântico sul (ZCAS) (Anselmo et al., 2021; Rehbein, 2021). Na foz da BA as taxas de precipitação estão relacionadas às passagens de Linhas de Instabilidade (LIs) (Alcântara et al., 2011; Cohen et al., 1995). Ainda neste período, as regiões com taxas de precipitação abaixo de 0,254 mm/h acontecem ao norte

do Equador, preferencialmente no setor nordeste da BA, concordando com o encontrado sobre a distribuição dos centros geométricos dos SCMs em Rehbein (2021). No estágio de decaimento do SMAS (período MAM), a convecção desloca-se gradualmente para o equador, as taxas de precipitação apresentam o mesmo comportamento (Fig. 3.2b), estando acima do limiar 0,254 mm/h ao norte de 10°S e abaixo desse valor ao sul de 10°S da BA. Finalmente, nos meses de JJA (Fig. 3.2c) as taxas de precipitação acima do limiar de 0,254 mm/h estão localizadas na parte noroeste e norte da BA, ao sul de 5°S observa-se taxas de precipitação abaixo desse limiar. Porém, a região dos Andes (abaixo de 1500 metros de altitude) continuam apresentando maiores taxas de precipitação. Observa-se que neste período, o sudeste da BA e ao sul dos Andes de Peru e Bolívia (acima dos 1500 metros de altitude) apresentam sinais diurnas da precipitação fracas com taxas de precipitação abaixo de 0,01 mm/h (Fig. 3.2c, regiões com cruzes "xx").

O lado leste dos Andes apresenta duas regiões de intensas taxas de precipitação denominadas "hot spots"(Chavez e Takahashi, 2017; Espinoza et al., 2015), localizados um na parte sul do Peru (13,1°S/70,4°W) e o outro na Bolívia (17°S/65°W) e estão presentes ao longo do ano (Fig. 3.2). Os "hot spots"também apresentam um comportamento sazonal, sendo mais intenso no período de DJF (Fig. 3.2a) e com baixas intensidades no período de JJA (Fig. 3.2c), porém continuam sendo as regiões com maiores taxas de precipitação ao longo da BA. Os "hot spots"estão localizados a uma altitude de 1000 - 1500 metros (Chavez e Takahashi, 2017) - contorno vermelho indicando a altitude de 1500 metros na Fig. 3.2 - sendo que o "hot spot"localizado em Peru apresenta as maiores intensidades (Chavez e Takahashi, 2017; Espinoza et al., 2015). Ao longo dos vales interandinos da BA (limitados pela altitude de 1500 metros) é observável altas taxas de precipitação associadas ao efeito de canalização dos fluxos pelos Andes (Chavez e Takahashi, 2017), o que produz fortes gradientes de precipitação na região Andina (Espinoza et al., 2015). A configuração da Cordilheira dos Andes é um fator importante que produz esses gradientes de precipitação nesta região em função da sua exposição com fluxos de umidade da troposfera inferior (850 hPa, ver Figs. A.1, A.3 e A.4) provenientes desde o Oceano Atlântico e a floresta Amazônica (Chavez e Takahashi, 2017; Espinoza et al., 2015; Ruiz-Hernández et al., 2021).

O comportamento da taxa de precipitação média sazonal apresentada na Fig. 3.2 é concordante com os resultados apresentados em Rehbein (2021) sobre a distribuição da densidade média sazonal dos centros geométricos dos SCMs utilizando dados do IMERG.

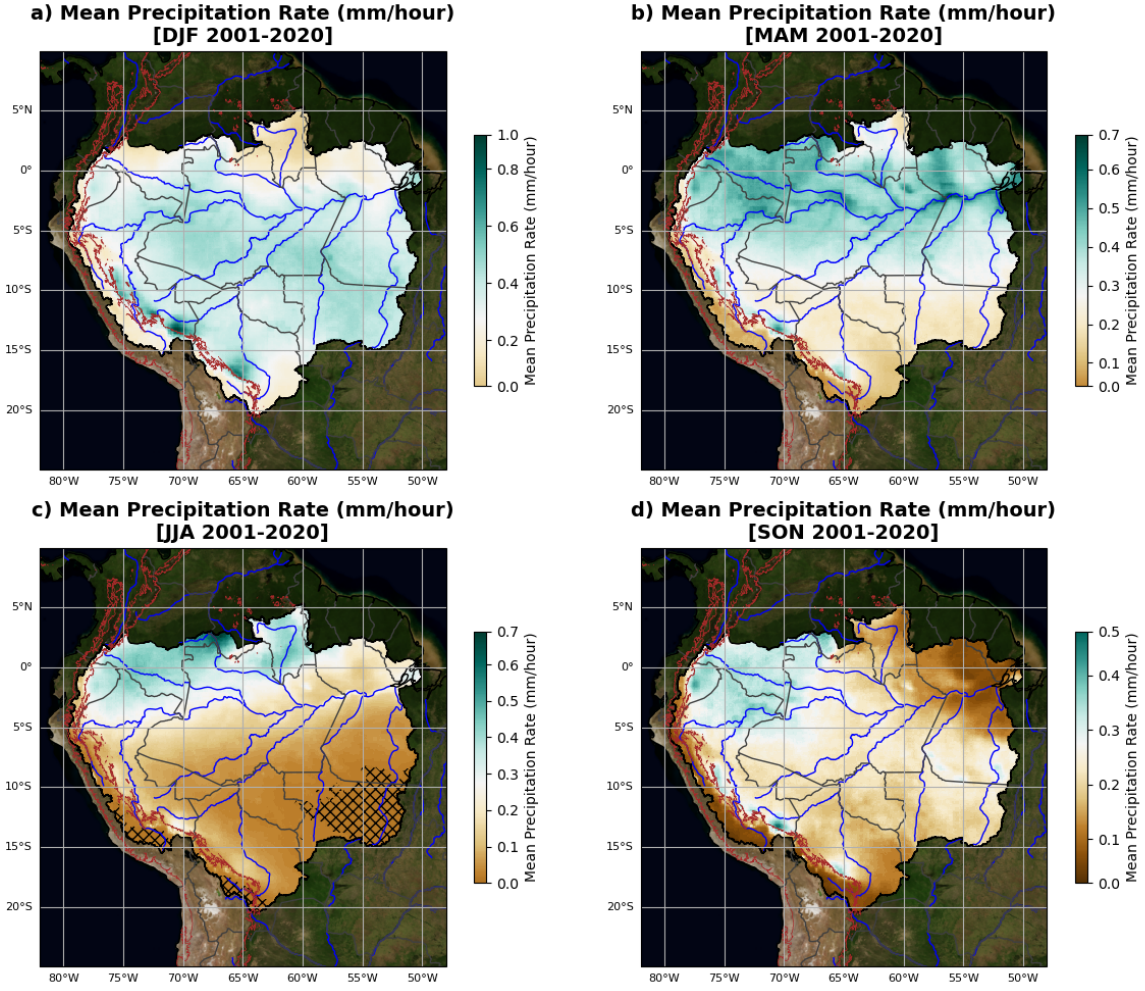

Figura 3.2: Taxa de precipitação média (mm/h): (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON). O contorno vermelho indica a altitude de 1500 metros dos Andes. O contorno azul representa os principais rios da Bacia Amazônica. Os cores verdes representam valores da taxa de precipitação acima de 0,254 mm/h. As regiões com cruzes "xx"cobrem áreas nas quais a taxa de precipitação média horária é inferior a 0,01 mm/hora.

Isto também manifesta o mencionado por Nesbitt et al. (2006) acerca de que os SCMs são os principais contribuintes da precipitação na BA em função das condições atmosféricas existentes num determinado momento e lugar. Por outro lado, também é constatado que nos Andes apresentam regiões preferenciais de intensa precipitação denominados "hot spots"(Chavez e Takahashi, 2017; Espinoza et al., 2015; Junquas et al., 2018) que estão presentes ao longo do ano.

3.1.2 Amplitude normalizada e Fase ("Local Solar Time" - LST) do primeiro harmônico sobre a Bacia Amazônica

O critério da amplitude normalizada (A_N) (Tabela 2.3) estabelecido por Easterling e Robinson (1985), foi aplicado para definir se o ciclo diurno da precipitação para cada pixel apresenta uma distribuição bimodal/uniforme ($A_N < 0,5$) ou unimodal ($A_N > 0,5$) (Fig. 2.2). Desse modo, os pixeis que apresentam valores da amplitude normalizada inferiores 0,5 ($A_N < 0,5$) não tem uma distribuição diurna nem valor máximo bem definido ou apresentam dois máximos (Fig. 2.2a). Os pixeis com valores da amplitude normalizada entre 0,5 e 1,0 ($0,5 \leq A_N \leq 1,0$) apresentam uma distribuição diurna unimodal e um máximo claro (Fig. 2.2b). Finalmente, os pixeis apresentando uma amplitude normalizada superior 1,0 ($A_N > 1,0$) têm um ciclo diurno bem estabelecido (unimodal) com um pico bem definido de precipitação (Fig. 2.2c).

A amplitude normalizada foi utilizada em trabalhos sobre o ciclo diurno da precipitação a nível global avaliando simulações de modelos numéricos de previsão do tempo e clima, através de produtos de observação do TRMM-TMPA (Covey et al., 2016) e do IMERG (Watters et al., 2021). Em estudos observacionais também foi aplicada o critério da amplitude normalizada, e.g., no trabalho sobre a variabilidade do ciclo diurno da atividade de tempestades elétricas mediante observações "in-situ" (Easterling e Robinson, 1985) sobre Estados Unidos. Ávila et al. (2015) através da distribuição de relâmpagos obtidas por satélite utilizam o critério de Easterling e Robinson (1985) para observar a distribuição diurna da atividade elétrica sobre América do Sul.

A distribuição espacial da amplitude normalizada para cada pixel de 0,1° x 0,1° de área sobre a BA para o período de 2001-2020 pode ser observada na Fig. 3.3, para cada período sazonal. Os pixeis com valores da amplitude normalizada abaixo de 0,5 são representados com a cor laranja, e valores acima de 0,5 são representados com o cor roxo.

Os momentos de ocorrência ("Local Solar Time", LST) das máximas taxas de precipitação horárias associadas às oscilações diurnas (fase do primeiro harmônico) para cada pixel de 0,1° x 0,1° de área sobre a BA para o período de 2001-2020 é observada na Fig. 3.4. Os horários são definidos no formato de "Local Solar Time"(LST) da seguinte forma: manhã (06-12 LST), tarde (12-18 LST), noite (18-24 LST) e madrugada (00-06 LST).

Nos mapas da amplitude normalizada destaca-se um comportamento sazonal obser-

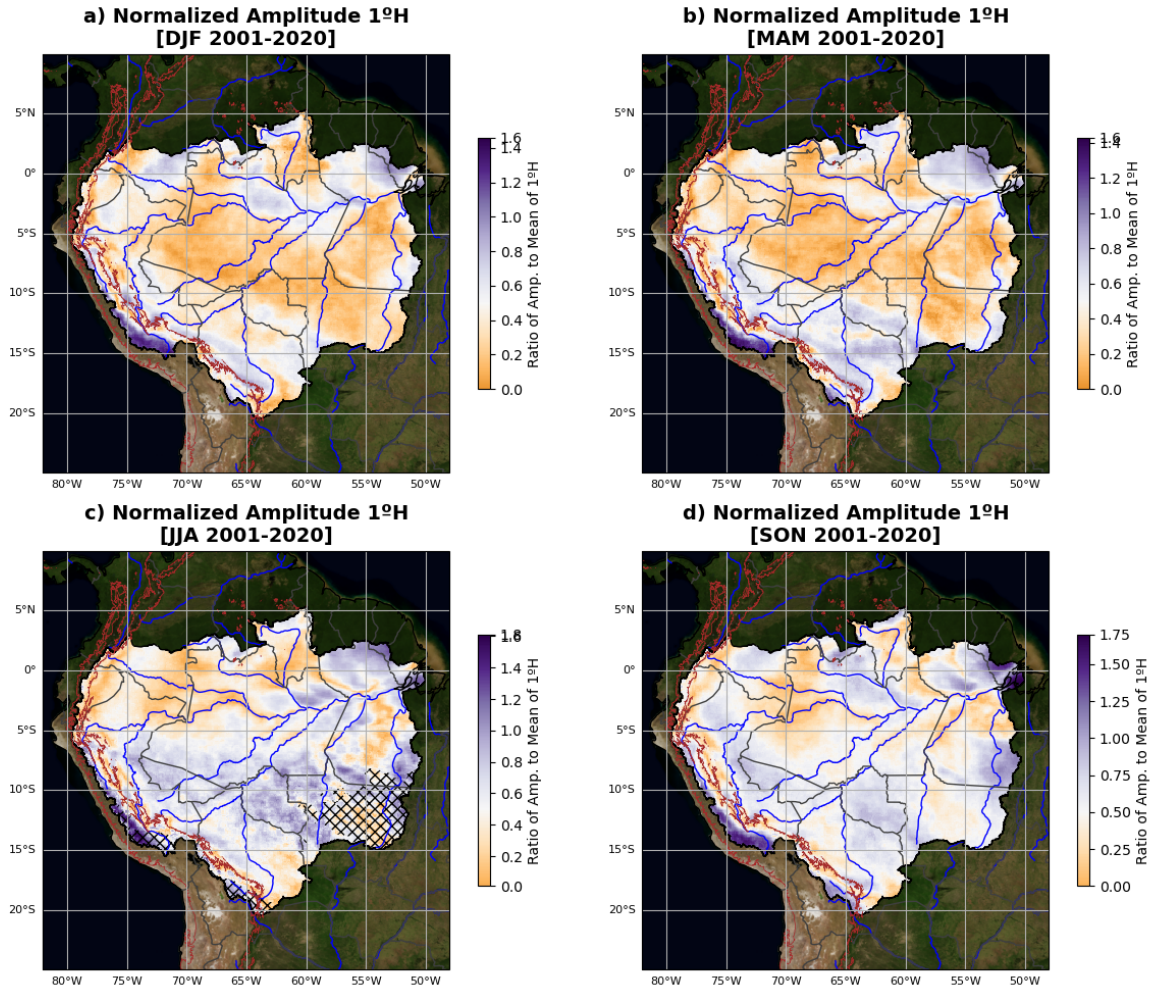

Figura 3.3: Amplitude normalizada do 1°Harmônico: (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON). O contorno vermelho indica a altitude de 1500 metros dos Andes. O contorno azul representa os principais rios da Bacia Amazônica. As regiões com cruzes "xx"cobrem áreas nas quais a taxa de precipitação média é inferior a 0,01 mm/hora.

vando o deslocamento da configuração espacial dos valores abaixo do limiar de 0,5 (Fig. 3.3, cores alaranjadas). É interessante destacar que a configuração espacial sazonal dos valores abaixo de 0,5 apresentam aproximadamente a mesma configuração espacial da densidade média sazonal dos centros geométricos dos SCMs identificados em Rehbein (2021) (sua Fig. 8) mediante os dados do IMERG. Do mencionado anteriormente, os resultados sugerem que valores da amplitude normalizada abaixo de 0,5 estão associados com a assinatura da precipitação dos SCMs sobre a BA. Rao et al. (1996) mencionam que do total de precipitações anuais dentro da BA até 65% acontecem entre dezembro-maio, o que é consistente com os resultados apresentados na Fig. 3.2 das taxas de precipitação média

dos períodos DJF (Fig. 3.2a) e MAM (Fig. 3.2b). Nesse sentido, a distribuição espacial dos valores da amplitude normalizada abaixo de 0,5 indicam que a maior parte dessas precipitações são organizadas pelos SCMs (Nesbitt et al., 2006) nos períodos de DJF (Fig. 3.3a) e MAM (Fig. 3.3b).

Do critério de Easterling e Robinson (1985), os pixeis com valores abaixo de 0,5 da amplitude normalizada apresentam uma distribuição bimodal, i.e., dois picos de precipitação acontecem no dia; ou apresentam uma distribuição uniforme sem nenhum pico claro. Por outro lado, valores acima de 0,5 apresentam uma distribuição unimodal com um único pico no dia. Na Fig. 3.3, as regiões com pixeis de cores roxo ($A_N > 0,5$) apresentam um único pico de precipitação diurna que é associada com o ciclo diurno de aquecimento da superfície produzida pela forçante radiativa, acontecendo geralmente na tarde entre às 12-18 LST (Fig.3.3 e Fig. 3.4). As regiões com pixeis cores alaranjados ($A_N < 0,5$) apresentam dois máximos no dia, onde um máximo da precipitação acontece na tarde associado com a forçante radiativa, e o segundo máximo acontece ou na noite, ou na madrugada, ou na manhã. Assim, os momentos de ocorrência das máximas taxas de precipitação (Fig. 3.4) dos pixeis com valores da $A_N < 0,5$ correspondem ao máximo absoluto das suas distribuições diurnas.

Em relação ao máximo que acontece entre a noite e amanhã pode estar associado a diferentes forçantes: (1) efeito das circulações locais de brisa de rio (dos Santos et al., 2014; Santos et al., 2019; Silva Dias et al., 2004) ou de vale-montanha (Ruiz-Hernández et al., 2021), (2) presença do Jato de Baixos Níveis Amazônico (JBNA) (Anselmo et al., 2020), (3) variabilidade diurna do Jato de Baixos Níveis de América do Sul (JBNAS) (Marengo et al., 2004), (4) propagação no continente da frente de brisa de mar (Burleyson et al., 2016), (5) ciclo de vida dos SCMs (Rehbein, 2021, sua Fig. 6), e (6) entre outros mecanismos.

Os períodos do estágio de maturidade (DJF) e dissipação (MAM) do SMAS (Vera et al., 2006) caracterizam-se por apresentar valores da amplitude normalizada abaixo de 0,5 com a mesma configuração espacial da ZCAS, i.e., estendendo-se de noroeste a sudeste da BA. Isso significa que a assinatura das precipitações produzidas pela ZCAS associadas com a fase ativa do SMAS são predominantes nesses períodos (Fig. 3.3a e 3.3b). O período de JJA (Fig. 3.3c) está associado com a fase inativa ("break") do SMAS, com valores da amplitude normalizada abaixo de 0,5 ao norte da latitude de 5°S indicando que maior

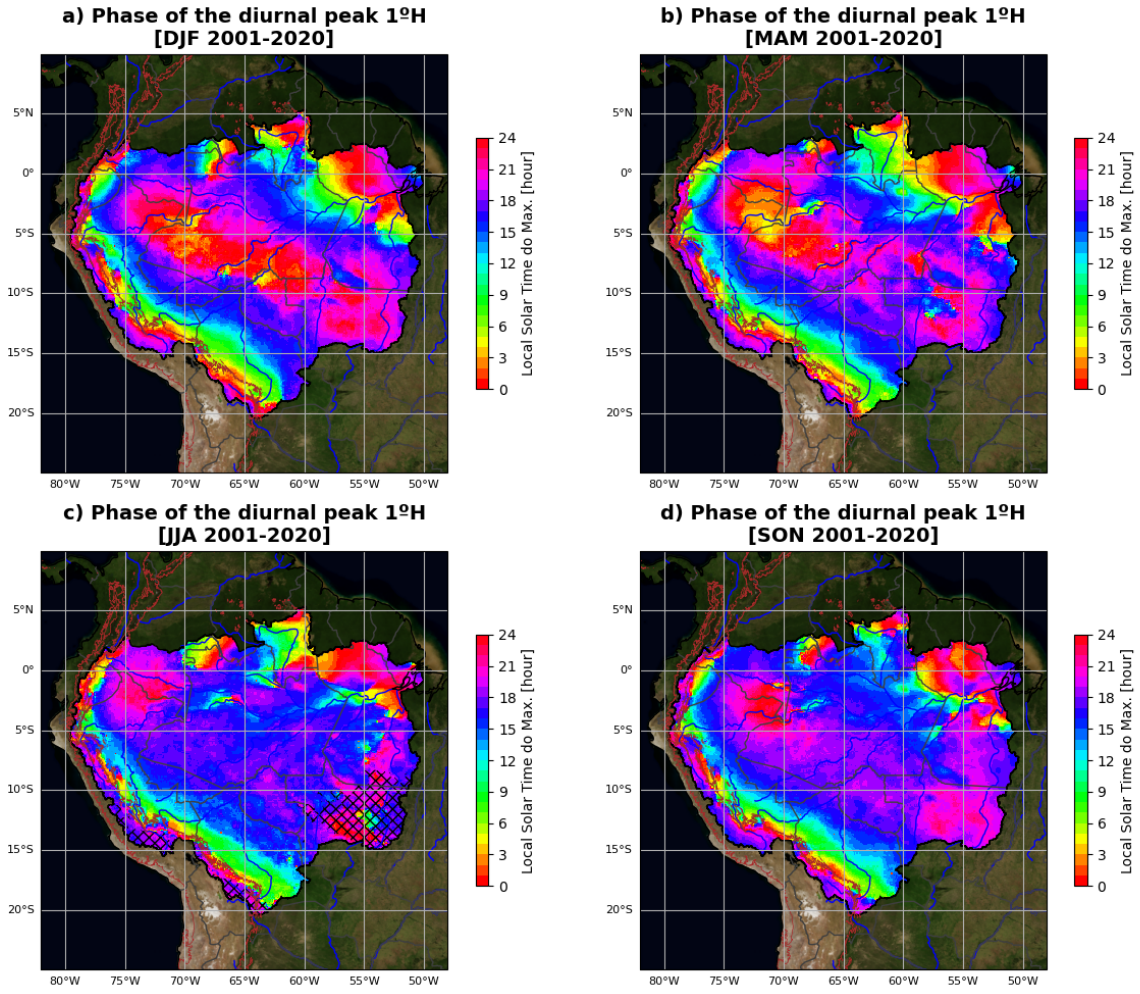

Figura 3.4: Fase ou Momento de ocorrência (LST, "Local Solar Time") do pico das taxas de precipitações diurnas do 1°Harmônico: (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON). O contorno vermelho indica a altitude de 1500 metros dos Andes. O contorno azul representa os principais rios da Bacia Amazônica. As regiões com cruzes "xx"cobrem áreas nas quais a taxa de precipitação média horária é inferior a 0,01 mm/hora.

parte das precipitações produzidas por SCMs estão na parte norte e noroeste da BA. Para o período SON (Fig. 3.3d) a precipitação associada com SCMs ($A_N < 0,5$) fica localizada ao noroeste da BA, coincidindo com o início do SMAS (ou ínicio do período chuvoso na BA). Vários trabalhos (e.g. Carvalho et al. 2002; Albrecht et al. 2011) mencionam que durante a fase ativa do SMAS a BA apresenta um regime de ventos de baixo nível de oeste, e é associada com a presença da ZCAS. Durante o regime de ventos de oeste, foi observado que os SCMs apresentaram maior cobertura espacial - Machado e Rossow (1993) (sua Fig. 5) 80% da nebulosidade é do tipo estratiforme e cirrus - com precipitações fracas (frações

estratiforme e rasa) e baixa amplitude do ciclo diurno da precipitação (Carvalho et al., 2002; Albrecht et al., 2011).

Os resultados apresentados nas Fig. 3.3a (DJF) e Fig. 3.3b (MAM) associadas com a fase ativa do SMAS, sugerem que valores da amplitude normalizada abaixo de 0,5 estão associadas principalmente com precipitações de sistemas do tipo estratiforme e rasa. Os regimes de leste associadas com a fase inativa ("break") do SMAS, caracterizam-se pela ausência da ZCAS, a precipitação é associada com convecção profunda (ou seja, maiores frações de áreas convectivas) e com um máximo definido durante a tarde (Fig. 3.4c) (Carvalho et al., 2002; Albrecht et al., 2011). Portanto, da Fig. 3.3c (JJA) associada com a fase inativa do SMAS, podemos associar valores da amplitude normalizada acima de 0,5 com precipitações de sistemas mais profundos, maior atividade convectiva, e com um pico no horário da tarde (Fig. 3.4c). Albrecht et al. (2011) mencionam que os altos valores do "convective available potential energy (CAPE)"e "convective inhibition energy (CINE)"do período seco (JJA) no sudoeste da BA (estado de Rondônia) poderiam criar um cenário de convecção explosiva. No cenário de convecção explosiva as correntes ascendentes são muito fortes e existe alta disponibilidade do conteúdo de água líquida (Liquid water content (LWC)) na fase mista das nuvens favorecendo assim a produção de raios positivos nuvem-terra. Porém, o período seco (JJA) caracteriza-se por padrões de grande-escala que inibem a convecção em grande parte da BA.

O desenvolvimento de precipitações a partir de sistemas mais profundos e maior atividade convectiva está associado a um maior conteúdo de gelo o que leva à produção de granizo, raios, e com correntes ascendentes e descendentes mais fortes. Martins et al. (2009) desenvolveram um caso de estudo a partir de simulações numéricas sobre os efeitos dos aerossóis, e encontraram que estes podem fortalecer as nuvens, fazendo que sejam mais profundas, com correntes ascendentes e descendentes mais fortes. Andreae et al. (2004) encontraram que o incremento das concentrações de aerossóis associados com as queimadas de biomassa na BA inibem os processos de chuva quente e acrescentam a produção de gelo, o que ajuda ao desenvolvimento de nuvens convectivas mais profundas.

A configuração espacial da precipitação associada com sistemas convectivos profundos ($A_N > 0,5$) no período SON (Fig. 3.3d) é concordante com Andreae et al. (2004) e Martins et al. (2009), onde o incremento de aerossóis é associado às queimadas na BA. A inibição da chuva quente, a maior produção de gelo, a formação de granizo a partir dos processos

microfísicos de acreção e agregação, as colisões deles associadas com as fortes correntes ascendentes e descentes favorecem a ocorrência de raios em sistemas de nuvens profundos típicos do período SON. Claramente, outros fatores meteorológicos podem estar afetando o desenvolvimento da convecção profunda à tarde, particularmente o aumento do calor latente de evaporação e a existência de energia de inibição convectiva nesta época do ano. Assim, observa-se no período de SON (Fig. 3.3d) que o sudoeste da BA apresenta maior atividade convectiva ($A_N > 0,5$) associada com a ocorrência de raios produzida por sistemas de nuvens mais profundos. Albrecht et al. (2011) mencionam que a estação de transição (SON) entre a estação seca (JJA) e úmida (DJF) apresentam altos valores do CAPE e CINE favorecendo um cenário de convecção explosiva com um maior número de raios positivos nuvem-terra. Portanto, o desenvolvimento de tempestades elétricas ($A_N > 0,5$) é o resultado de uma soma de processos multiescala, que interagem com fatores locais (e.g. uso e cobertura do solo e a topografia) que contribuem em algum grado no desenvolvimento destes sistemas (Albrecht et al., 2011).

a) Região Nordeste

A região nordeste da BA (2°S-2°N/58°-50°W) apresenta valores da amplitude normalizada acima de 0,5 ($A_N > 0,5$), indicando precipitações associadas principalmente com sistemas profundos, com um único pico entre a tarde-madrugada (Fig. 3.3 e 3.4). Esse comportamento é consistente com Saraiva et al. (2016)(sua Fig. 6i), onde o radar de Macapá mostrou maior frequência de ocorrência das frações convectivas ao longo do ano, com a fração estratiforme apresentando picos na tarde reforçando à fração convectiva. Nunes et al. (2016) mostram que a região leste da Amazônia apresenta a convecção potencialmente severa (Potentially severe convection (PSC)) ao longo do ano, com um máximo entre janeiro-março, menor número entre julho-setembro e acontecendo principalmente na tarde. Burleyson et al. (2016)(sua Fig. 5) mostram sobre esta região a amplitude da frequência do ciclo diurno da temperatura de brilho (Tb) do infravermelho do topo das nuvens menor que 240 K ($IRTb < 240K$, "proxy"de sistemas convectivos profundos) está acima do 50%, exceto no período de JJA. Os máximos da $IRTB < 240K$ acontecem entre a tarde-noite (Burleyson et al. 2016, sua Fig. 3). A precipitação associada a sistemas profundos nesta região, estariam associados à propagação das frentes de brisas de mar (Burleyson et al., 2016) e propagação de LIs (Anselmo et al., 2021; Cohen et al., 1995) formados no litoral

nordeste por ação do aquecimento diferencial entre o mar e o continente.

b) Região Leste

A região leste (6°-2°S/58°-50°W) apresenta valores da $A_N < 0,5$ principalmente nos períodos de DJF (Fig. 3.3a) e MAM (Fig. 3.3b), o que indica que a distribuição diurna da precipitação apresenta dois picos com o máximo absoluto acontecendo entre a noite e amanhã (Fig. 3.4). A região leste estaria sendo afetada principalmente pelas passagens de LIs (Saraiva et al., 2016, e suas referências) induzidas pela convergência de umidade associadas ao aquecimento diferencial entre o oceano e o continente (brisa de mar). O segundo máximo associado com os valores da $A_N < 0,5$ estaria associado com as precipitações estratiformes das LIs (Cohen et al., 1995) acontecendo na noite produzidas pela propagação da frente de brisa de mar (Burleyson et al., 2016, sua Fig. 6). Assim mesmo, Saraiva et al. (2016) mostram que a região leste (radar de Belém) apresenta picos noturnos de ocorrência das frações estratiformes neste período, sendo consistente com os valores da $A_N < 0,5$ (Fig. 3.3a e 3.3b) e com os horários de ocorrência (Fig. 3.4). A região leste devido a sua proximidade com o oceano apresenta características entre continental e oceânica, sendo que no período de DJF (Fig. 3.3a) e MAM (Fig. 3.3b) apresenta um carácter mais oceanico. Nos períodos JJA (Fig. 3.3c) e SON (Fig. 3.3d) apresenta um carácter mais continental, explicando assim valores da $A_N > 0,5$ indicando uma distribuição diurna com um pico claro no dia, associado às passagens de LIs (Alcântara et al., 2011; Cohen et al., 1995).

c) Região Norte

A região norte da BA (0°-5°N/70°-58°W) caracteriza-se por apresentar altas taxas de precipitação desde o período de MAM (Fig. 3.2b) até JJA (Fig. 3.2c, verão do hemisfério norte (HN) e período mais chuvoso). Esse comportamento é associado ao maior desenvolvimento de SCMs e ao deslocamento sazonal da zona de convergência intertropical (ZCIT) (Hastenrath, 1984; Satyamurty et al., 1998) nesses períodos. Esta região caracteriza-se por apresentar setores com amplitude normalizada abaixo de 0,5 e acima desse valor principalmente nos períodos de DJF (Fig. 3.3a), MAM (Fig. 3.3b) e JJA (Fig. 3.3c). No período de SON observa-se um maior predomínio de valores acima de 0,5 ($A_N > 0,5$). Isso indicaria que o período de SON (Fig. 3.3d) apresenta precipitações geradas principalmente por sistemas mais profundos do que nos outros períodos, com um único pico durante a tarde (Fig.

3.4, entre as 15-18 LST) sendo consistente com o maior número de casos de PSC (Nunes et al. 2016, sua Fig. 5C). Alcântara et al. (2011) mencionam que depois do período mais chuvoso (JJA, Fig. 3.2c) a precipitação gerada por sistemas profundos é associada com o período de maior frequência de LIs, explicando assim os valores da amplitude normalizada acima de 0,5 (Fig. 3.3d).

Os valores de refletividade (Z) do radar de São Gabriel da Cachoeira em Saraiva et al. (2016), mostram que os sistemas de nuvens dessa região no período de SON apresentam cristais de gelo grandes e com mais de um tipo deles, favorecendo o desenvolvimento de nuvens profundas e convecção severa. Nos outros períodos do ano observa-se valores de $A_N < 0,5$ principalmente entre MAM (Fig. 3.3b) e JJA (Fig. 3.3c) na maior parte da região norte da BA, indicando presença de nuvens do tipo estratiformes ($A_N < 0,5$). Porém, também observa-se regiões com nuvens do tipo convectivas ($A_N > 0,5$). De Saraiva et al. (2016)(sua Fig. 1) observa-se que sobre esta região de análise ficam localizados os radares de Boa Vista (BVB) e São Gabriel da Cachoeira (SGC). Os valores da amplitude normalizada abaixo de 0,5 (Fig. 3.3a, b, c) indicam que esta região têm dois máximos no dia acontecendo entre a noite e amanhã (Fig. 3.4a, b, c). Esse comportamento é consistente com o observado pelo radar de BVB em Saraiva et al. (2016)(sua Fig. 6j) onde a fração convectiva apresenta um máximo na tarde e outro na noite. Porém, valores da $A_N < 0,5$ também indicam que nenhum máximo bem definido é estabelecido na distribuição diurna das precipitações, como é mostrado nas frações estratiformes ao longo do dia nos radares de BVB e SGC (Saraiva et al., 2016, sua Fig. 6h,j).

A parte mais ao ocidente da região norte da BA caracteriza-se por não apresentar um período seco, só existindo um período menos chuvoso (Fig. 3.2) (Espinoza et al., 2009; Figueroa e Nobre, 1990; Saraiva et al., 2016) como é observado pelo radar de SGC (Saraiva et al., 2016, sua Fig. 6h). É interessante notar que na margem leste do rio Vaupés (rio que converge no rio Negro) têm valores da $A_N > 0,5$ indicando precipitações do tipo convectivas com um único pico na tarde (Fig. 3.4), que estaria associado aos efeitos de brisa de rio dos tributários do rio principal (Silva Dias et al., 2004). Burleyson et al. (2016) (sua Fig. 5) mostram que sobre esta região a frequência diurna da amplitude do "proxy" de $IRTb < 240K$ é baixa (menor do que 30%) indicando a atuação de sistemas mais rasos com precipitação estratiforme, exceto para o período de SON. Para SON a frequência da amplitude da $IRTb < 240K$ é superior a 40% indicando a atuação de sistemas mais profundos,

associados possivelmente com a maior frequência de passagens de LIs (Alcântara et al., 2011). O deslocamento sazonal da ZCIT junto com as mudanças dos ventos meridionais associados a ela tèm um papel importante sobre esta região (Hastenrath, 1984; Satyamurty et al., 1998), com sua posição mais ao norte entre agosto-setembro, e deslocando-se mais ao sul entre março-abril. Períodos onde a ZCIT não apresenta um papel determinante sobre esta região, são os processos de convecção local relacionados com a topografia um dos principais mecanismos de geração de precipitação (ver contornos vermelhos da altitude de 1500 metros na Fig. 3.3).

d) Região Central

Na região do centro da BA (10°S-0°/70°-55°W) a amplitude normalizada (A_N) varia sazonalmente, observando-se heterogeneidade de sua distribuição espacial em função dos mecanismos forçantes responsáveis pela formação das precipitações. Burleyson et al. (2016) atribui como mecanismos forçantes a propagação para o continente das LIs formadas pela frente de brisa de mar e às circulações locais formadas pelo aquecimento diferencial entre o rio e o solo. Anselmo et al. (2021) mencionam que a maior parte dos SCMs amazônicos formados no litoral dissipam-se antes de atingir a Amazônia central, portanto a umidade da dissipação das LIs é transportada para o centro da Amazônia e serve para a formação de SCMs sobre esta região. Ao longo das estações do ano observa-se que os valores da amplitude normalizada ao leste, norte e nordeste dos rios Japurá, Solimões e Amazonas estão acima do limiar de 0,5 (Fig. 3.3). Valores da $A_N > 0,5$ indicam que sobre essas regiões só apresentam uma distribuição diurna unimodal com um único pico acontecendo na tarde (Fig. 3.4, entre as 15-18 LST). Esse comportamento estaria associado às circulações locais do tipo brisa de rio, induzidas pelo efeito dos grandes rios (dos Santos et al., 2014; Santos et al., 2019; Silva Dias et al., 2004; Tanaka et al., 2014).

As heterogeneidades da superfície no centro da BA entre áreas de floresta, urbana, e presença de grandes rios (Solimões, Madeira e Negro) favorecem o desenvolvimento de sistemas mais profundos principalmente sobre a região de Manaus (Tanaka et al., 2014). Os radares de Manaus (MAO) e Tefé (TFF) em Saraiva et al. (2016) apresentam frações convectivas ao longo do ano com maiores frequências de ocorrência no horário da tarde e com um único pico do ciclo diurno, concordante com os valores de $A_N > 0,5$ (Fig. 3.3). Sobre a região de Manaus, observa-se que os horários dos máximos das taxas de

precipitação acontecem principalmente na tarde (14-18 LST, Fig. 3.4) sendo concordante com o observado por Saraiva et al. (2016). As frações estratiformes destes radares apresentam maior frequência de ocorrência entre março-maio para Manaus (pico na tarde 15 HL), e novembro-maio em Tefé (pico às 15HL) e distribuído ao longo do dia entre MAM concordante com os valores de $A_N < 0,5$ (Fig. 3.3b) ao redor do radar de TFF.

Para DJF (Fig. 3.3a) e MAM (Fig. 3.3b) o centro da BA apresenta valores da amplitude normalizada abaixo de 0,5 (cores alaranjados) distribuídos na maior parte desta região (exceto para a região dos rios Japurá, Solimões e Amazonas). A distribuição espacial da $A_N < 0,5$ apresenta a mesma configuração espacial da ZCAS associado com a fase ativa do SMAS (Carvalho et al., 2002), o que favorece uma maior extensão da cobertura espacial dos SCMs, mas com precipitações mais estratiformes. Os valores da $A_N < 0,5$ indicam dois máximos de precipitações no dia, onde o pico relativo da taxa de precipitação acontece no horário da tarde associado à forçante radiativa. O pico absoluto (Fig. 3.4) acontece entre a noite-madrugada (18-03 LST) e manhã (06-12 LST, ao redor do rio Marañon). Os mecanismos que induzem picos de precipitações entre a noite e manhã nesta região são: (1) ciclo de vida dos SCMs (Rehbein, 2021), (2) efeito das circulações locais de brisa de rio (dos Santos et al., 2014; Santos et al., 2019; Silva Dias et al., 2004) ou de vale-montanha (Ruiz-Hernández et al., 2021), (3) presença do jato de baixos níveis Amazônico (JBNA, Anselmo et al. 2020), (4) variabilidade diurna do jato de baixos níveis da América do Sul (JBNAS, Marengo et al. 2004), e (5) entre outros mecanismos.

De Saraiva et al. (2016)(Figs. 1 e 6), os radares do estado de Amazonas, Santarém (STM), Porto Velho (PVH), e Cruzeiro do Sul (CZS) apresentam uma fração estratiforme no período de dezembro-maio com picos noturnos de ocorrência. Porém, o radar de STM apresenta dois picos no dia da fração convectiva. O ciclo diurno das frações convectivas e estratiformes em Saraiva et al. (2016)(sua Fig. 6) reforça o estabelecido sobre os valores $A_N < 0,5$ que estão associados a chuvas estratiformes (ligeiras ou fracas) de sistemas não tão desenvolvidos verticalmente.

Os períodos de JJA (Fig. 3.3c) e SON (Fig. 3.3d) no centro da BA caracterizam-se por apresentar principalmente valores da $A_N > 0,5$ (exceto na parte noroeste do centro da BA -nordeste de Peru, noroeste de Brasil, e sul de Colômbia- e ao longo dos rios Solimões e Japurá). A região noroeste do centro da BA apresenta uma distribuição uniforme de precipitações ao longo do ano (Espinoza et al., 2009; Figueroa e Nobre, 1990), sendo uma

região de atividade convectiva uniforme ao longo do dia sem nenhum pico definido em sua distribuição diurna. O pico da taxa de precipitação sobre a região noroeste acontece entre a noite e madrugada (21-05 LST, Fig. 3.4), podendo estar associada a precipitações induzidas pelo JBNA (Anselmo et al., 2020), ou pelo efeito do rio Marañon (Silva Dias et al., 2004), ou pelo ciclo de vida dos SCMs (Rehbein, 2021). Os valores da $A_N > 0,5$ indicam um único máximo na distribuição diurna acontecendo entre as 14-21 LST (Fig. 3.4c, Fig. 3.4d), associado com sistemas que se desenvolvem mais verticalmente com uma maior incidência de raios (Saraiva, 2010) próprio de sistemas profundos. Saraiva et al. (2016)(sua Fig. 6) mostra que para estes períodos, a frequência de ocorrência das frações convectivas sobre esta região apresenta um único pico acontecendo geralmente na tarde. Nunes et al. (2016)(sua Fig. 5C) mencionam que o maior número de casos de PSC acontecem nos períodos de julho-setembro (pico dos casos PSC) e outubro-novembro no horário da tarde. Gonçalves et al. (2015) atribuem o maior desenvolvimento de sistemas profundos com incidência de raios à maior concentração de aerossóis produzidos pelas queimadas de biomassa.

e) Região Sul

A região sul da BA (20°-10°S/65°-55°W) apresenta uma variabilidade sazonal da distribuição espacial da amplitude normalizada, com valores abaixo de 0,5 nos setores norte e nordeste desta região, principalmente no período de DJF (Fig. 3.3a) e MAM (Fig. 3.3b). Esses setores são influenciados pela presença da ZCAS em DJF e MAM -períodos onde a ZCAS é mais ativa- fazendo que os SCMs apresentem maior cobertura espacial e com precipitação estratiforme gerada por sistemas não profundos (Albrecht et al., 2011; Carvalho et al., 2002). Os valores da amplitude normalizada abaixo de 0,5 indicam que estes setores apresentam dois máximos durante o dia ou uma distribuição uniforme ao longo do dia sem nenhum máximo claro. Da Fig. 3.4 observa-se que o máximo da taxa de precipitação acontece entre às 19-22 LST sendo consistente com as estações na região sul da BA em Angelis et al. (2004)(sua Fig. 3). Nesses períodos (DJF e MAM) o setor ocidental apresentam valores da $A_N > 0,5$ indicando uma distribuição diurna unimodal da precipitação com um único máximo no dia (14-18 LST, Fig. 3.4a, b) e associado a convecção local induzido pelo ciclo diurno de aquecimento da superfície. Na região próxima aos Andes observa-se valores da $A_N < 0,5$ com orientação noroeste-sudeste e com o pico da taxa de

precipitação acontecendo pela manhã entre 06-11 LST (Fig. 3.4). Esse comportamento pode estar associado com circulações locais pela topografia dos Andes, ou por episódios dos JBNAS (Marengo et al., 2004), ou à passagens de sistemas frontais.

O período de MAM no sul da BA apresenta uma maior distribuição dos valores da $A_N > 0,5$ (Fig. 3.3b) do que no período de DJF, o que é consistente com o observado em Saraiva et al. (2016) para região sul da BA mostrando maior incidência de raios. Os períodos de JJA (Fig. 3.3c) e SON (Fig. 3.3d) apresentam valores da amplitude normalizada acima de 0,5 em quase toda esta região. Para JJA (Fig. 3.4c) e SON (Fig. 3.4d) a região sul apresenta principalmente uma distribuição diurna unimodal, com um único pico durante a manhã (setor ocidente) e durante a tarde (setor leste) associado a precipitação convectiva de sistemas com maior desenvolvimento vertical. O período de JJA apresenta maior frequência de incursões de massas de ar frio associadas aos sistemas frontais fazendo que a atmosfera se torne estável. Condições termodinâmicas estáveis geram um ambiente de céu sem nuvens, favorecendo a incidência de raios solares, e disparando a convecção local formando sistemas profundos.

Para SON, Nunes et al. (2016) encontraram para o sul da BA um maior número de casos de PSC, sendo consistente com a distribuição espacial da $A_N > 0,5$ (Fig. 3.3d), indicando uma distribuição unimodal e associada a sistemas mais profundos do que nos períodos de DJF e MAM. Os períodos de JJA e SON, são concordantes com Saraiva et al. (2016) onde menciona que são estes períodos favoráveis para a formação de sistemas mais profundos, com características mais convectivas e geração de raios. Portanto, a região sul da BA têm características entre tropical e subtropical, sendo assim afetada pelo SMAS (Vera et al., 2006) e também por sistemas transientes de latitudes médias e subtropicais que interagem e organizam a convecção local no verão do HS (Longo et al., 2004; Satyamurty et al., 1998). No inverno do hemisfério sul (HS) as incursões de massas de ar frio são mais frequentes associadas aos sistemas frontais, o que gera estabilidade atmosférica, mas ao mesmo tempo favorece a convecção local devido ao aquecimento da superfície pela maior incidência de raios solares. A presença da Cordilheira dos Andes também é um fator importante a considerar nesta região, fazendo que no período de DJF atue como um canalizador do vento transportando a umidade desde noroeste e no inverno favorecendo o levantamento das massas de ar provenientes do leste.

f) Região Noroeste

A região noroeste da BA (8°S-5°N/80°-70°W) compreende os países de Brasil (parte noroeste), Colômbia, Equador e Peru, além da região dos Andes equatoriais localizada nos países de Peru, Equador e parte da Colômbia (Fig. 2.1). Da Fig. 3.3 observa-se que a região noroeste de Peru (região de Loreto) apresenta valores da $A_N < 0,5$ em todos os períodos de estudo, indicando que a região apresenta uma distribuição diurna bimodal com dois picos no dia ou nenhum pico bem definido. Da Fig. 3.2 observa-se que a região noroeste de Peru (região de Loreto) não apresenta um período seco bem definido, e só apresenta um período menos chuvoso em JJA (Fig. 3.2c), com valores da taxa de precipitação acima de 0,275 mm/hora associado aos SCMs. Assim, esta região com valores da $A_N < 0,5$ apresenta um pico absoluto acontecendo entre 20-05 LST entre DJF (Fig. 3.4a) e MAM (Fig. 3.4b), e para os períodos de JJA (Fig. 3.4c) e SON (Fig. 3.4d) acontecendo entre as 19-02 LST. Os picos absolutos de precipitação estratiforme acontecendo entre a noite e madrugada estão associados aos ciclos de vida dos SCM (Rehbein, 2021), ou circulações locais de brisa de rio (dos Santos et al., 2014; Santos et al., 2019; Silva Dias et al., 2004) induzida pelo rio Marañon, ou induzidas pelos episódios do JBNA (Anselmo et al., 2020). Os picos relativos estariam associados à própria convecção local induzido pelo aquecimento da superfície, o que gera também circulações locais de brisa de rio devido à presença do rio Marañon.

Os resultados dos radares de Cruzeiro do Sul e Tabatinga em Saraiva et al. (2016) mostraram que as frações estratiformes das nuvens apresentam um pico noturno, sendo consistente com os valores da $A_N < 0,5$ encontrados sobre a região de Loreto, no Peru. Ao oeste e noroeste da região de Loreto em Peru, observa-se uma transição entre valores da $A_N < 0,5$ e valores da $A_N > 0,5$. Mais ao oeste, próximo à altitude de 1500 metros da Cordilheira dos Andes os valores da amplitude normalizada são principalmente menores do que 0,5 (Fig. 3.3). A distribuição da A_N está associada aos efeitos da heterogeneidade da superfície, assim valores da $A_N > 0,5$ são observados na zona de transição entre a região da floresta Amazônica e a região andina e valores da $A_N < 0,5$ são observados na região da floresta Amazônica e na região andina (Fig. 3.3). Os valores da $A_N > 0,5$ observados na zona de transição da região noroeste da BA indicam uma distribuição unimodal da precipitação, com um único pico de precipitações (14-18 LST, Fig. 3.4) associada ao desenvolvimento de sistemas profundos induzidos pela forçante radiativa. Estes valores da $A_N > 0,5$ estariam associados com os casos de PSC encontrados em Nunes et al. (2016)(sua

Fig. 5B), sendo maior no período de outubro-novembro, concordante com a distribuição espacial da $A_N > 0,5$ no período de SON (Fig. 3.3d).

Na parte mais ocidental da região noroeste da BA próximo aos Andes apresenta preferencialmente valores da $A_N < 0,5$ indicando uma distribuição diurna bimodal das precipitações, i.e., experimentam dois máximos no dia, e com precipitações fracas. O pico absoluto que experimenta a região próxima ao redor da altitude 1500 metros acontece preferencialmente 06-12 LST (Fig. 3.4) e para as zonas mais altas acontece entre às 18-21 LST. A Cordilheira dos Andes modula as precipitações nesta região gerando fortes gradientes em função da sua exposição aos ventos de noroeste/leste que são forçados a ascender, produzindo a condensação da umidade que carregam e formam nuvens e precipitações. A medida que as massas são forçadas a ascender pela Cordilheira dos Andes, reduzem seu conteúdo de umidade e geram precipitações mais fracas, que poderiam estar associados aos valores da $A_N < 0,5$ (Fig. 3.3) e às baixas taxas de precipitação sobre esta região (Fig. 3.2). A Cordilheira dos Andes também desempenha um papel importante na geração de circulações locais, provocando confluência com a circulação a grande escala (Da Rocha et al., 2009).

Nunes et al. (2016) encontraram que os casos de PSC na região noroeste da BA acontecem preferencialmente na tarde associado com os valores da $A_N > 0,5$ e a convecção geral (de sistemas mais rasos sem raios) acontece durante a noite associado com os valores da $A_N < 0,5$ (Fig. 3.3). Assim, o noroeste da BA é influenciada por: (1) Andes que forçam o levantamento dos fluxos de baixo nível, (2) o carregamento de umidade dos ventos associados com a ZCIT em sua posição mais ao sul (Vera et al., 2006), (3) a região de Loreto é afetado ocasionalmente por incursões de ar frio (Satyamurty et al., 1998), (4) formação de SCMs, e (5) O efeito de circulações locais induzidas pelo rio Marañon (Silva Dias et al., 2004).

g) Região Sudoeste

A região sudoeste da BA (20°-8°S/80°-65°W) está compreendida pelos países de Bolívia, Brasil e Peru -Andes centrais e sul e a região de transição entre os Andes e a Amazônia- (Fig. 2.1). A Fig. 3.3 mostra a distribuição espacial da $A_N < 0,5$ principalmente ao redor da altitude de 1500 metros indicando o efeito dos Andes nos processos de condensação e precipitação da umidade carregada pelos ventos de baixo nível (Fig. A.1).

Ao ocidente do sudoeste da BA existem duas regiões de intensas precipitações ao longo do ano (Fig. 3.2) denominados "hot spots"de precipitação nos Andes sul de Peru (13°S/71°W) e em Bolívia (17°S/66°W) (Chavez e Takahashi, 2017; Espinoza et al., 2015; Junquas et al., 2018). Da Fig. 3.3 observa-se que a região dos "hot spots"e seus ao redores apresentam valores da $A_N < 0,5$ indicando uma distribuição diurna bimodal ou uniforme, com dois picos no dia (ou nenhum pico bem definido) e associado a precipitações do tipo mais estratiformes. Da Fig. 3.4 observa-se que os picos absolutos da distribuição bimodal sobre os "hotspots" acontecem entre a noite-manhã (22-08 LST). Junquas et al. (2018) encontraram para a região do "hotspot"de Peru, que o ciclo diurno da precipitação apresenta um máximo durante a noite no lado oriental dos Andes (acima de 1500 metros de altitude) e um máximo durante o dia acontecendo nos vales da região de Cusco e nas encostas Amazônicas. Os valores da $A_N < 0,5$ sob o "hotspot" de Peru é concordante com os dois máximos diurnos acontecendo durante a noite (Andes) e dia (vales andinos e encostas Amazônica) mostrado em Junquas et al. (2018). Esse mesmo processo pode acontecer no "hot spot"da Bolívia e ao longo dos Andes centrais de Peru ao redor da altitude 1500 metros (Fig. 3.2 e Fig. 3.3). Esse comportamento está associado aos processos de circulações ciclônicas de escala regional fortalecida durante a tarde, circulações locais diurnas induzidas termicamente (brisa vale-montanha), e a canalização dos fluxos de umidade desde a Amazônia ao longo dos vales andinos (Junquas et al., 2018).

O período de DJF (Fig. 3.3a) para o sudoeste da BA apresenta principalmente valores da $A_N < 0,5$ o qual indica precipitação do tipo estratiforme de sistemas rasos associada à fase ativa do SMAS (Albrecht et al., 2011; Carvalho et al., 2002; Silva Dias et al., 2002) com os SCMs apresentando maior cobertura espacial (frações estratiformes). Os períodos MAM, JJA e SON (Fig. 3.3b-d) apresentam valores da $A_N > 0,5$ podendo estar associada às fases de ruptura do SMAS (com ausência da ZCAS), apresentando convecção profunda e um máximo definido na tarde (Fig. 3.4, exceto no setor próximo aos Andes) (Albrecht et al., 2011; Carvalho et al., 2002; Silva Dias et al., 2002). Carvalho et al. (2002) associa a fase ativa do SMAS com regimes de vento de baixo nível de oeste e a convecção associada sendo do tipo marítimo (precipitações estratiformes), e a fase de ruptura com regimes de leste com a convecção associada do tipo continental gerando sistemas mais profundos.

Nunes et al. (2016) mostram para o sudoeste da BA que o período de outubro-novembro apresenta o maior número de ocorrências de PSC, o que é consistente com os valores da

$A_N > 0,5$ (Fig. 3.3d). O período de JJA apresenta o menor número de PSC (Nunes et al., 2016, sua Fig. 5). Porém, as precipitações que acontecem em JJA são de sistemas com características continentais, i.e., com maior desenvolvimento vertical induzidas pela forçante radiativa e apresentando uma distribuição diurna. Os mecanismos físicos que afetam esta região estariam associadas ao efeito da topografia dos Andes e suas circulações locais do tipo vale-montanha (Junquas et al., 2018, e suas referências), ao efeito dos fluxos de grande escala com régimes de oeste e leste (Carvalho et al., 2002), episódios do JBNAS (Marengo et al., 2004) e às incursões de massas de ar frio (Satyamurty et al., 1998).

3.1.3 Amplitude normalizada, Fases ("Local Solar Time" - LST) do segundo harmônico e Diferença relativa (C_{1-2})

As oscilações semi-diurnas (12 horas) são analisadas através dos parâmetros do segundo harmônico: a amplitude normalizada e suas fases (LST). O segundo harmônico apresenta duas fases devido ao fato que em um período de 24 horas realiza dois ciclos completos (cada um de 12 horas). A diferença da amplitude normalizada do primeiro harmônico que apresenta um critério para estabelecer se a distribuição diurna é unimodal ou bimodal, a amplitude normalizada do segundo harmônico (Fig. 3.5) não apresenta uma aplicação direta de algum critério similar ao de Easterling e Robinson (1985).

Nesta seção foi aplicado um critério indireto para a amplitude normalizada do segundo harmônico, denominado diferença relativa (C_{1-2}), que consiste na diferença das amplitudes entre o primeiro e o segundo harmônico e normalizado pela amplitude do primeiro harmônico (Equação 2.10). Da aplicação deste critério (Fig. 3.6) se estabelece o seguinte: (1) se a C_{1-2} é negativa indica que o regime de precipitação diurna bimodal é mais forte do que um regime unimodal, e (2) se a C_{1-2} é positiva indica o oposto.

A Fig. 3.7 apresenta os horários (LST) de ocorrência dos picos das taxas de precipitação na primeira metade do dia (00-12 LST) das oscilações semi-diurnas associadas ao segundo harmônico. A Fig. 3.8 apresenta os horários (LST) de ocorrência dos picos das taxas de precipitação na segunda metade do dia (12-24 LST) das oscilações semi-diurnas associadas ao segundo harmônico. Os resultados dos parâmetros do segundo harmônico e da diferença relativa são apresentados para cada píxel de 0,1° x 0,1° de área nos quatro períodos de estudos.

Da aplicação da diferença relativa (C_{1-2}) sobre a BA (Fig. 3.6) observa-se que os

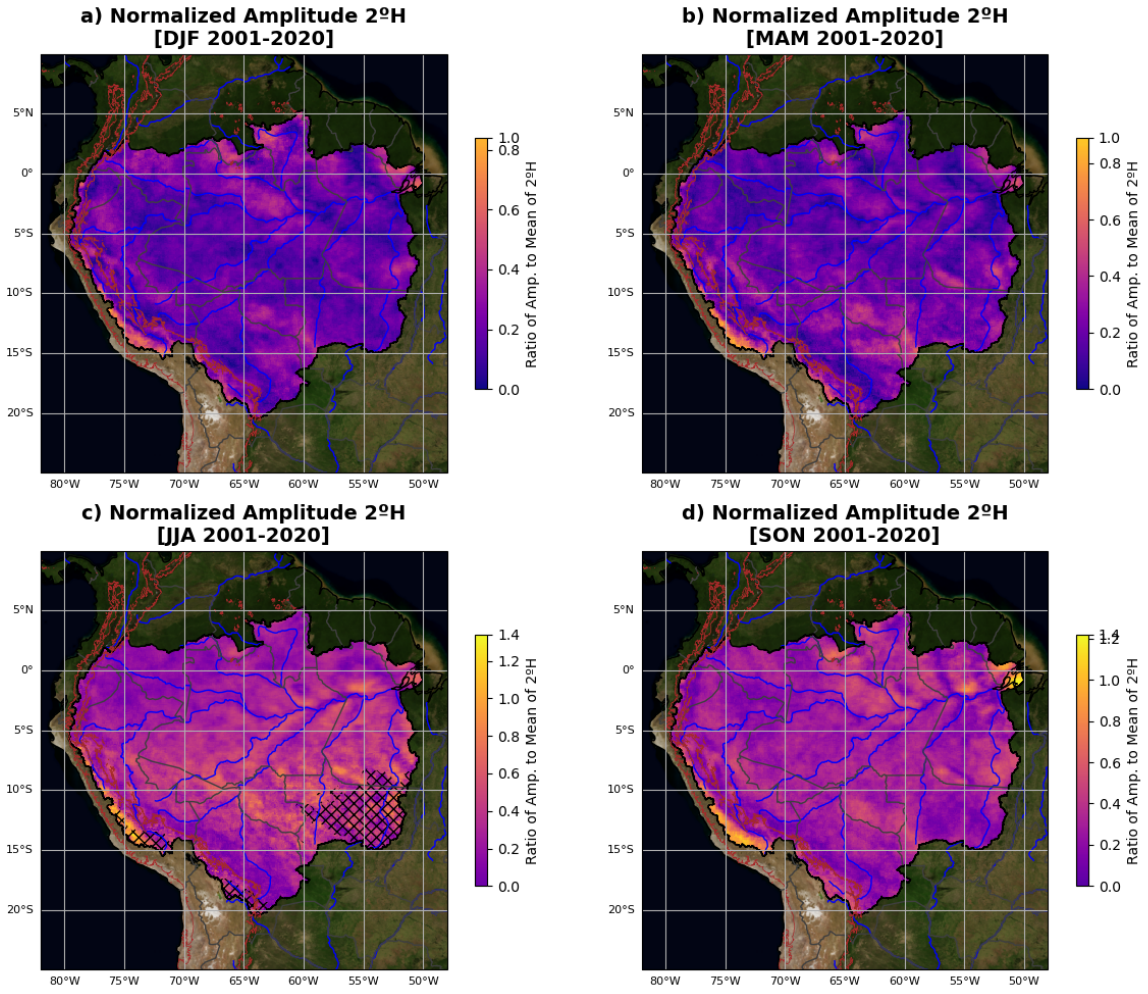

Figura 3.5: Amplitude normalizada do 2°Harmônico: (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON). O contorno vermelho indica a altitude de 1500 metros dos Andes. O contorno azul representa os principais rios da Bacia Amazônica. As regiões com cruzes "xx"cobrem áreas nas quais a taxa de precipitação média horária é inferior a 0,01 mm/hora.

pixeis com um regime diurno bimodal mais forte do que o regime unimodal são representados com os cores alaranjados (maior intensidade de alaranjado indica um regime bimodal mais dominante). Por outro lado, pixeis com cores roxas indicam que o regime diurno unimodal é mais forte do que o regime bimodal (maior intensidade do roxo indica que o regime unimodal é mais dominante). Valores da $C_{1-2} < 0$ observam-se ao longo da Cordilheira dos Andes próximo à altitude de 1500 metros, indicando um regime diurno bimodal predominante. O regime bimodal dominante é associado com os processos de circulações locais vale-montanha induzidos termicamente, e também ao efeito mecânico dos Andes canalizando os fluxos de umidade desde a Amazônia (Junquas et al., 2018).

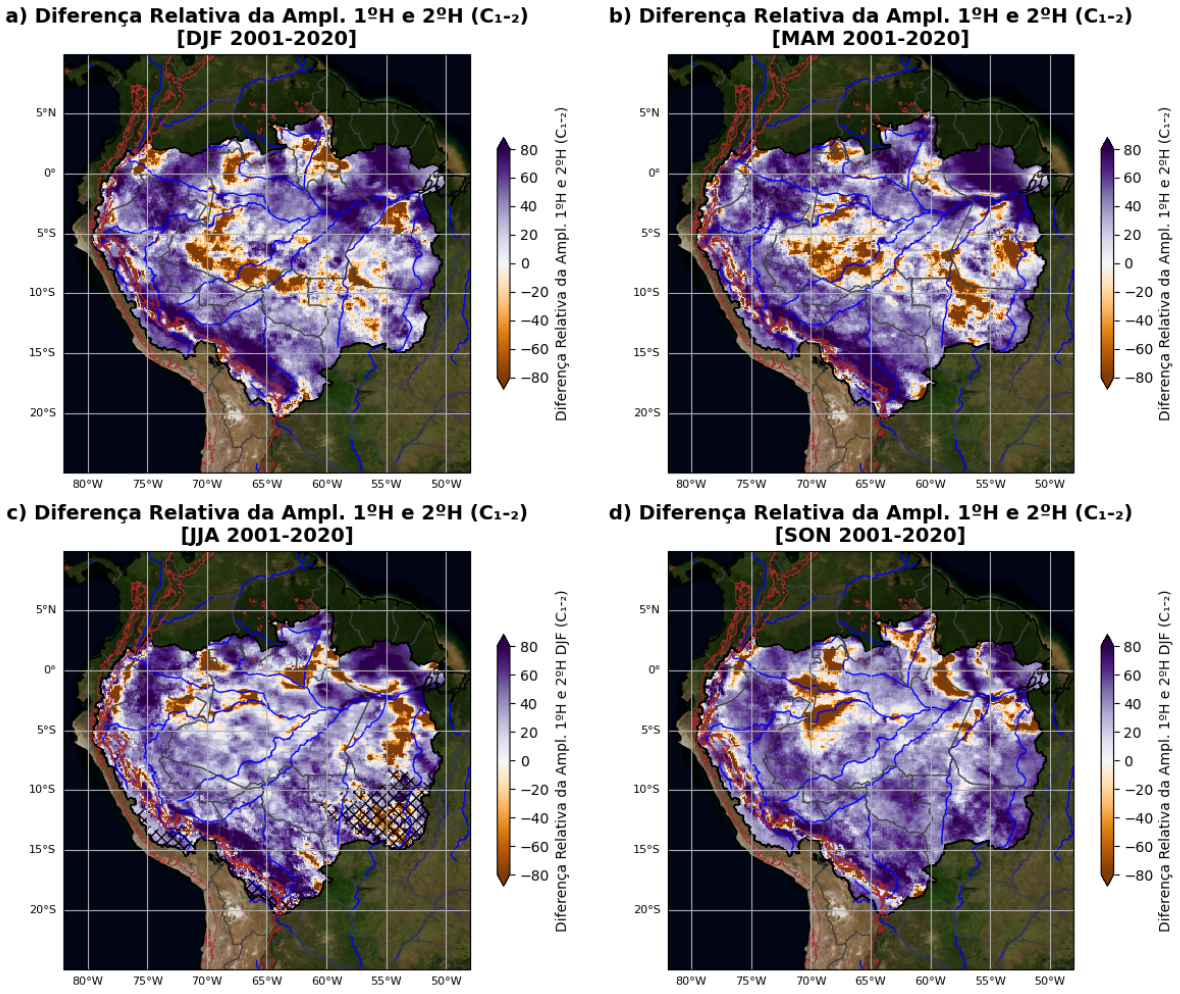

Figura 3.6: Diferença relativa do 1° e 2° Harmônico (C_{1-2}): (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON). O contorno vermelho indica a altitude de 1500 metros dos Andes. O contorno azul representa os principais rios da Bacia Amazônica. As regiões com cruzes "xx"cobrem áreas nas quais a taxa de precipitação média horária é inferior a 0,01 mm/hora.

Valores da $C_{1-2} < 0$ apresentam a configuração espacial de noroeste-sudeste sobre BA nos períodos de DJF (Fig. 3.6a) e MAM (Fig. 3.6b) similar à configuração espacial da ZCAS (observada também com os valores abaixo de 0,5 da amplitude normalizada na Fig. 3.3). Porém, os valores da $C_{1-2} < 0$ apresentam uma extensão mais comprida do que $A_N < 0,5$ (Fig. 3.3a e 3.3b). Valores negativos da diferença relativa também são observados sobre os rios da BA associando um regime bimodal dominante com as circulações locais induzidas termicamente.

No norte e leste da BA observam-se regiões com valores $C_{1-2} < 0$ com orientação de noroeste-sudeste, podendo estar vinculadas com a região de dissipação das LI costeiras,

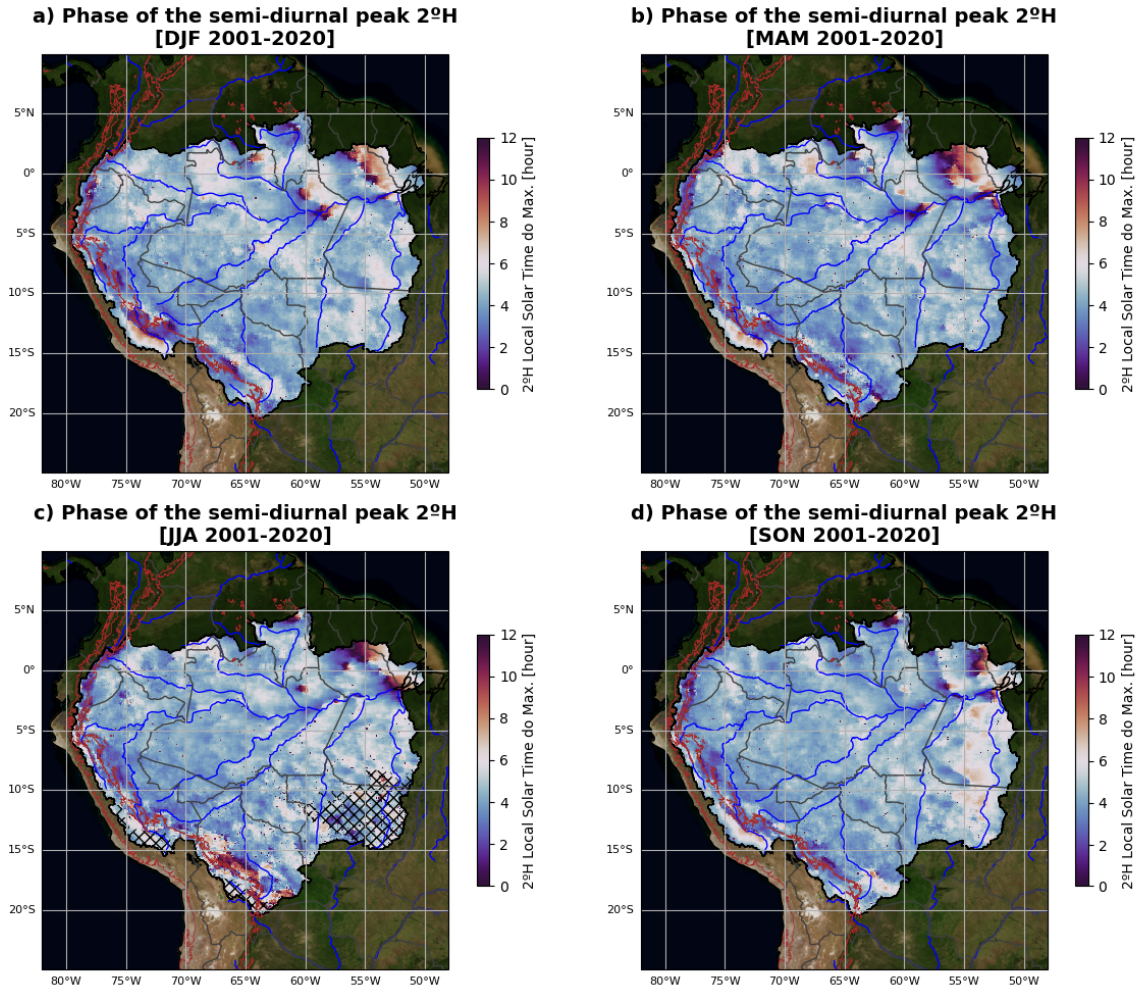

Figura 3.7: Momento de ocorrência (LST, "Local Solar Time") do pico das taxas de precipitações do 2° Harmônico entre a madrugada e manhã: (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON). O contorno vermelho indica a altitude de 1500 metros dos Andes. O contorno azul representa os principais rios da Bacia Amazônica. As regiões com cruzes "xx"cobrem áreas nas quais a taxa de precipitação média horária é inferior a 0,01 mm/hora.

indicando que estes sistemas costeiros dificilmente conseguem atingir o centro da BA (Anselmo et al., 2021). Para JJA (Fig. 3.6c) no sudeste da BA observa-se valores negativos da diferença relativa. Esta região da BA é atingida com maior frequência pela passagem de frentes frias neste período, fazendo com que a região experimente precipitações ao longo do dia.

Em relação às fases (LST) do segundo harmônico (Figs. 3.7 e 3.8), estariam associados com os horários dos dois máximos observados nas regiões com valores de $A_N < 0,5$ e $C_{1-2} < 0$, e.g., sobre a cidade de Manaus, ao longo dos Andes e sobre os rios da BA.

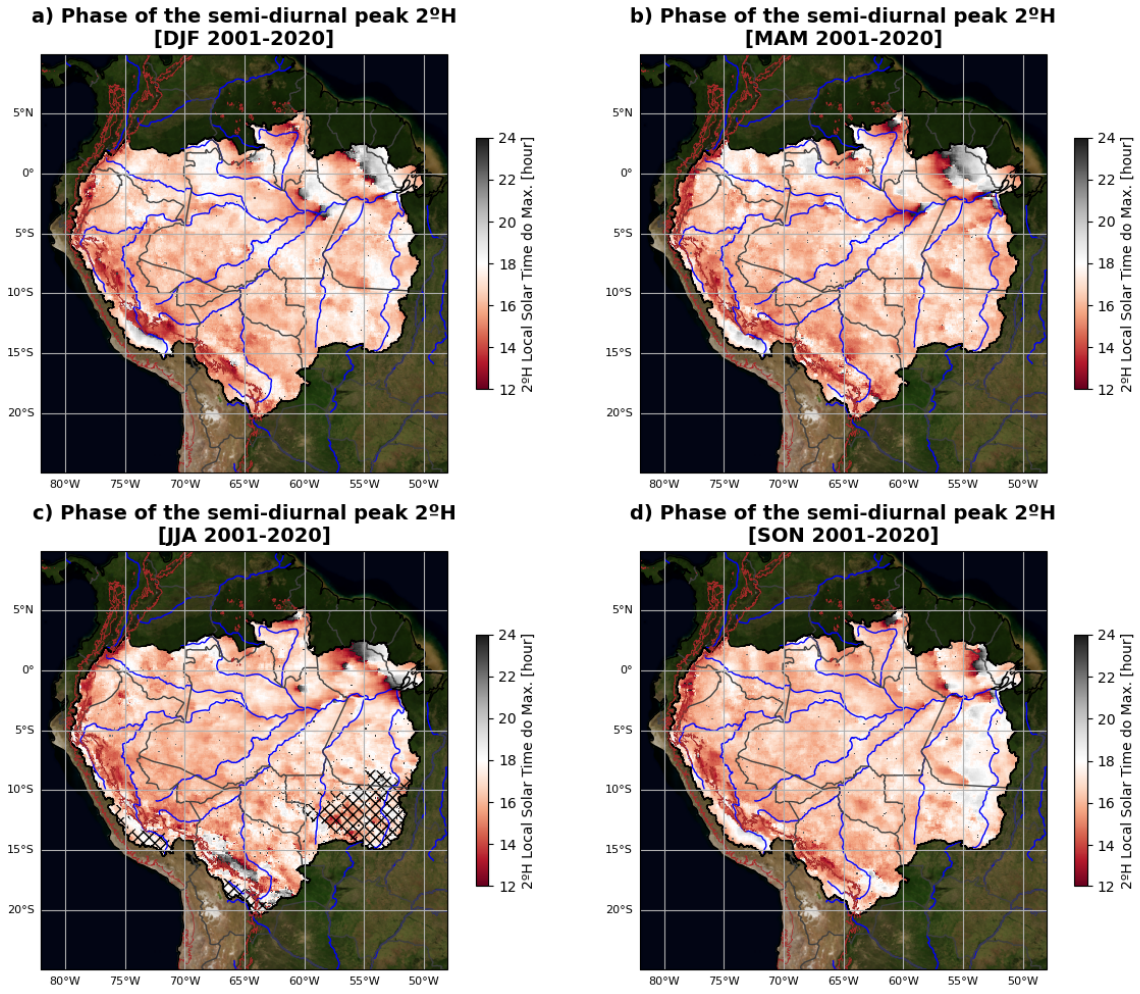

Figura 3.8: Momento de ocorrência (LST, "Local Solar Time") do pico das taxas de precipitações do 2° Harmônico entre a tarde e noite: (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Julho-Junho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON). O contorno vermelho indica a altitude de 1500 metros dos Andes. O contorno azul representa os principais rios da Bacia Amazônica. As regiões com cruzes "xx"cobrem áreas nas quais a taxa de precipitação média horária é inferior a 0,01 mm/hora.

3.2 *Ciclos diurnos da precipitação sobre a Bacia Amazônica*

3.2.1 *Obtenção do número de "clusters"*

Para a obtenção do número ótimo de "clusters"na regionalização dos ciclos diurnos da precipitação sobre a BA foram aplicados os métodos "elbow" - através da soma do erro quadrático (SSE, Eq. 2.12) - e o coeficiente de silhueta (Eq. 2.13). A Figura 3.9 apresenta os resultados da eleição do número ótimo de "clusters"através dos métodos do coeficiente de silhueta (esquerda) e do método "elbow"(direita) para cada período sazonal a ser utilizados na análise "cluster".

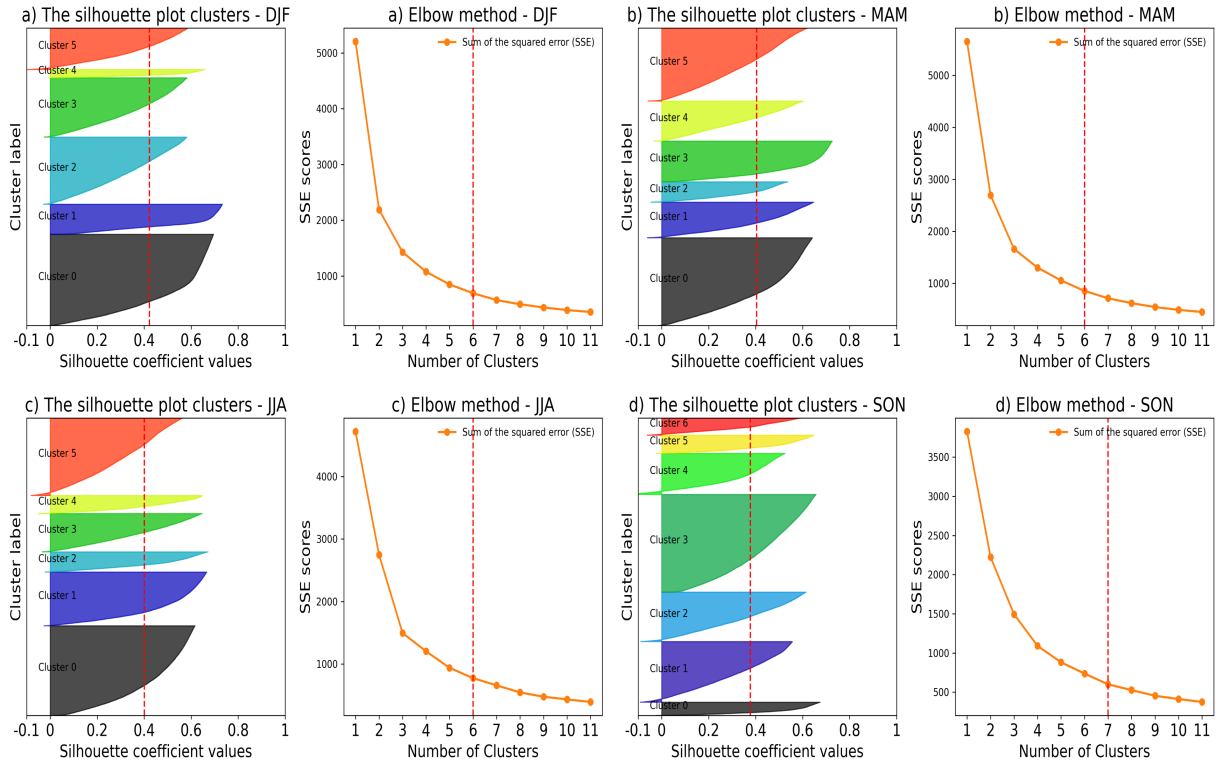

Figura 3.9: Coeficiente de silhueta (esquerda) e Método "elbow" (direita) nos períodos de a) Dezembro-Fevereiro (DJF), b) Março-Maio (MAM), c) Junho-Agosto (JJA), d) Setembro-Novembro (SON). As linhas vermelhas tracejadas dos gráficos de coeficiente de silhueta indicam o valor médio do coeficiente de silhueta em função do número de "clusters", e no do método "elbow" indicam o valor do SSE em função do número de "clusters".

Para os períodos de DJF (Fig. 3.9a), MAM (Fig. 3.9b) e JJA (Fig. 3.9c) o número eleito de "clusters"foi 6 e para o período de SON (Fig. 3.9d) o número foi 7. Através dos coeficientes de silhueta, observa-se que os "scores"de silhueta são superiores ao valor médio do coeficiente de silhueta (linha tracejada vermelha) que fica ao redor de 0,4. Assim mesmo, os tamanhos dos "clusters"apresentam flutuações relativamente baixas e com grossura do gráfico de silhueta quase homogênea entre os "clusters". Dos gráficos do método "elbow", observa-se valores da soma do erro quadrático (SSE) em função do número de "clusters"(Fig. 3.9, curvas laranjas). Assim, como nos gráficos de silhueta, o método "elbow"indica que o número ótimo de "clusters"é 6 (linhas vermelhas tracejadas) para os períodos de DJF (Fig. 3.9a), MAM (Fig. 3.9b) e JJA (Fig. 3.9c). Porém, para o período de SON (Fig. 3.9d), o número de "clusters"eleito foi 7. A eleição do número de "clusters"é baseado no ponto onde a SSE começa a crescer abruptamente, já que o SSE é uma medida do erro, o objetivo é obter um número de "clusters" com o menor erro possível.

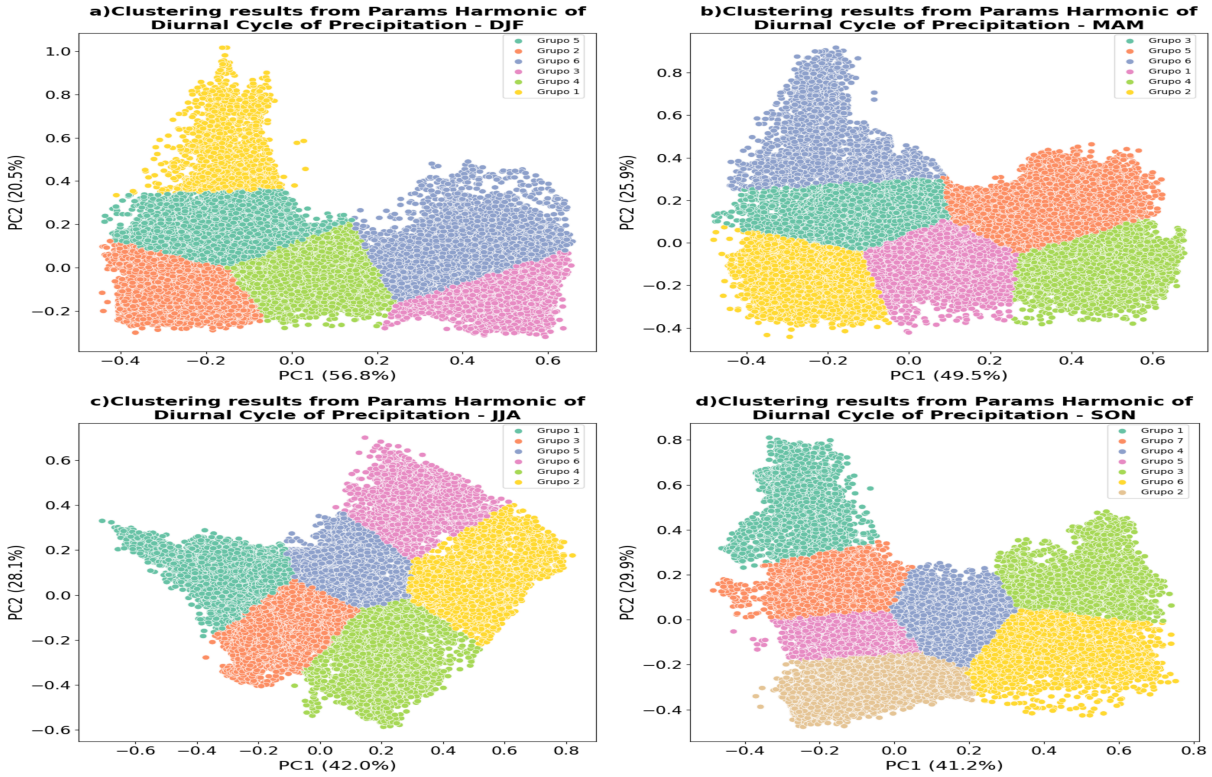

Figura 3.10: Representação dos "clusters"dos ciclos diurnos baseado nas primeiras duas componentes principais (PC1 e PC2) estimadas utilizando os parâmetros harmônicos para os períodos de a) Dezembro-Fevereiro (DJF), b) Março-Maio (MAM), c) Junho-Agosto (JJA), d) Setembro-Novembro (SON).

Na eleição do número de "clusters"também foram consideradas as 6 divisões feitas nos trabalhos de Saraiva et al. (2016) e Nunes et al. (2016)(sua Fig. 1) sobre a BA baseados na classificação de Ter Steege et al. (2013). Os trabalhos de Sapucci et al. (2022)(sua Fig. 4) e Mayta et al. (2020)(sua Fig. 1) utilizaram o valor de 6 "clusters"na aplicação do algoritmo "K-Means"para a regionalização da BA baseado na precipitação diária normalizada. Finalmente, baseados nos trabalhos anteriormente mencionados e no método dos coeficientes de silhueta e do método "elbow"a eleição do número de "clusters"foi 6, exceto para o período de SON (Fig. 3.9d) onde o número eleito foi 7.

Um passo prévio antes da aplicação da análise "cluster"e dos métodos da eleição do número de "clusters"anteriormente mencionados, foi a aplicação da análise de componentes principais (PCA, "principal component analysis"). O objetivo da aplicação desta técnica foi para reduzir a dimensionalidade dos parâmetros harmônicos. Da aplicação da PCA foram obtidas as duas primeiras componentes principais (PC1 e PC2), os quais representam para o período de DJF o 56,8% e 20,5% do total da variância, respectivamente. Para

o período de MAM, as CP1 e CP2 representam 49,5% e 25,9% do total da variância, respectivamente. No período de JJA as CP1 e CP2 representam 42% e 28,1% do total da variância, respectivamente. Finalmente para o período de SON as CP1 e CP2 representam 41,2% e 29,9% do total da variância, respectivamente.

A representação gráfica da aplicação da técnica de agrupamento "K-Means"através do espaço das duas primeiras componentes (PC1 e PC2) é apresentada na Fig. 3.10 para os períodos de DJF (Fig. 3.10a), MAM (Fig. 3.10b), JJA (Fig. 3.10c) e SON (Fig. 3.10d). A Fig. 3.10 confirma os resultados das técnicas utilizadas (coeficientes de silhueta e método "elbow") na eleição do número ótimo de "clusters"para cada período, e é observado na quase não sobreposição dos elementos dos "clusters".

3.2.2 Regionalização do ciclo diurno da precipitação sobre a Bacia Amazônica

Nesta seção são apresentados os resultados da aplicação da técnica de agrupamento não hierárquico "K-Means"sobre a BA nos períodos de DJF (Fig. 3.11a), MAM (Fig. 3.11b), JJA (Fig. 3.11c) e SON (Fig. 3.11d).

O algoritmo "K-Means"utiliza como "inputs"os parâmetros harmônicos obtidos da análise harmônica do primeiro e segundo harmônicos, que representam as oscilações diurnas e semi-diurnas, respectivamente, mais a taxa de precipitação média (mm/h). Porém, os parâmetros harmônicos das oscilações diurna e semi-diurna e a taxa de precipitação média são reduzidos ao espaço das componentes principais, e são utilizadas as duas primeiras componentes (PC1 e PC2) que capturam a maior parte da variância total dos dados. O objetivo de usar as duas primeiras componentes é devido ao fato de que a técnica "K-Means"faz um agrupamento baseado em uma função de distância (distância Euclidiana, eq. 2.11). Portanto, reduzir a dimensão da matriz de dados é um passo importante no processo da obtenção dos "clusters". Finalmente, a técnica "K-Means"precisa de um "input"adicional que é o número de "clusters"para cada período, obtidos através dos coeficientes de silhueta e o método "elbow".

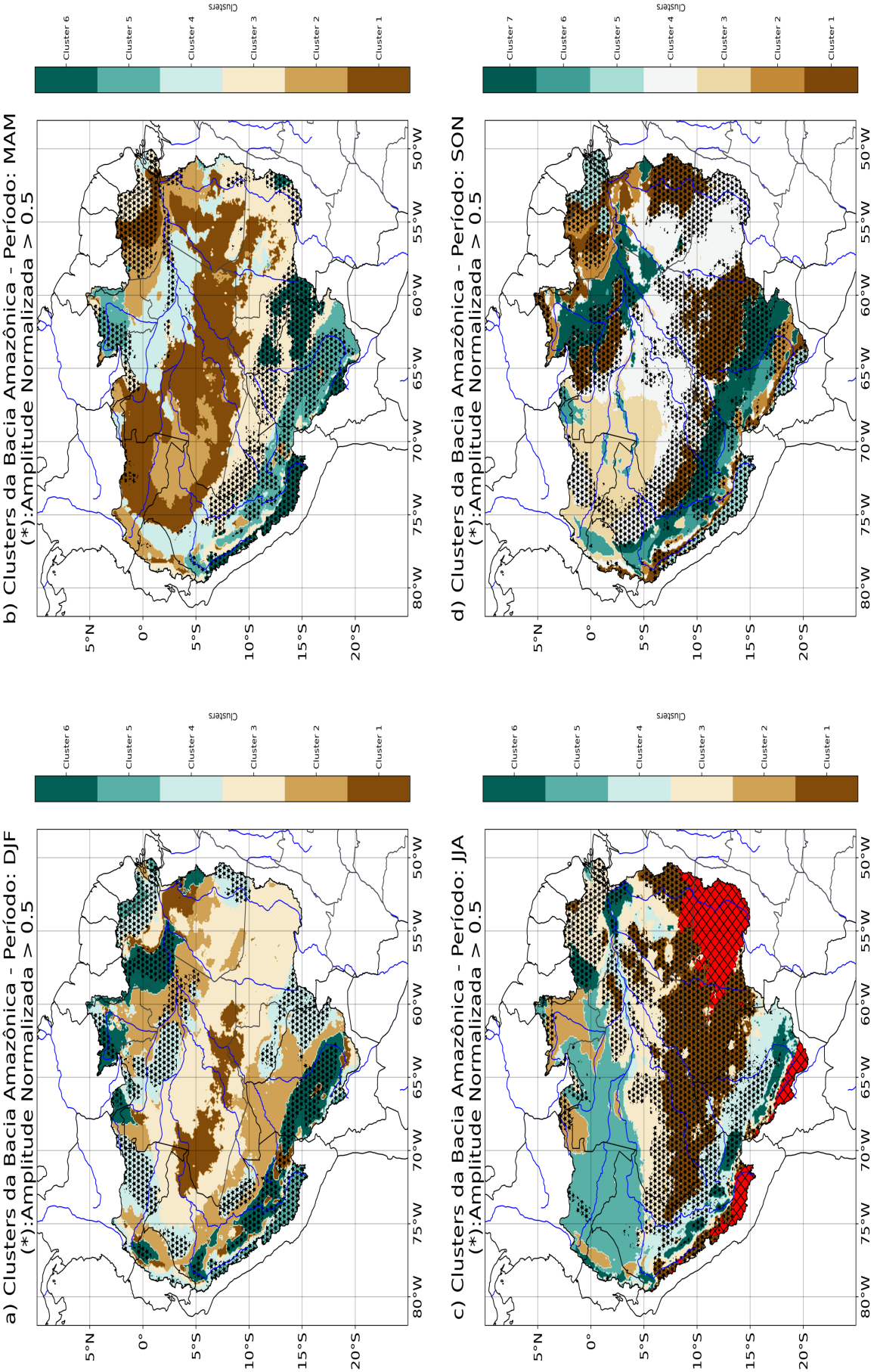

Figura 3.11: Distribuição espacial dos "clusters" (cores) do ciclo diurno da precipitação sobre a BA (a) Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF), (b) Março-Abril-Maio (MAM), (c) Junho-Julho-Agosto (JJA) e (d) Setembro-Outubro-Novembro (SON). As estrelas pretas indicam valores da amplitude normalizada acima de 0,5. As linhas azuis indicam os principais rios da BA. As áreas vermelhas com cruzes (xx) indicam regiões com sinais diurnas fracas (taxa de precipitação média $< 0{,}01$ mm/h).

A Fig. 3.11 apresenta a distribuição espacial dos "clusters" dos ciclos diurnos da precipitação sobre a BA para DJF (Fig. 3.11a), MAM (Fig. 3.11b), JJA (Fig. 3.11c) e SON (Fig. 3.11d). Nos mapas dos quatro períodos de estudo as estrelas pretas indicam valores da amplitude normalizada acima de 0,5 ($A_N > 0,5$), i.e., "clusters"com uma distribuição diurna unimodal com um único pico de precipitações. Por outro lado, as áreas que não apresentam estrelas pretas indicam valores da amplitude normalizada abaixo de 0,5 ($A_N < 0,5$), i.e., "clusters"com uma distribuição diurna bimodal (dois picos) ou apresentando uma distribuição uniforme ao longo do dia sem nenhum pico claro.

- **Dezembro-Janeiro-Fevereiro**

Para o período de DJF (Fig. 3.11a) a BA apresenta 6 tipos diferentes de "clusters". As estrelas pretas ($A_N > 0,5$) indicam que os "clusters"de cores verdes (4, 5 e 6) apresentam principalmente um ciclo diurno unimodal com um único pico da taxa de precipitação média horária. O "cluster 4"apresenta uma excepção ao longo dos Andes de Peru e Equador (acima da altitude de 2000 metros) e também na parte de Colômbia, onde a amplitude normalizada está abaixo do limiar de 0,5 ($A_N < 0,5$). Por outro lado, os "cluster 1"(marrom), "cluster 2"(mostarda) e "cluster 3"(amarelo) são áreas que apresentam uma distribuição diurna da precipitação bimodal (ou uniforme) com dois picos (ou nenhum pico claro) no dia. O "cluster 2"apresenta uma excepção com estrelas pretas ($A_N > 0,5$) ao redor da região de Manaus e ao longo do rio Amazonas, disparando a convecção no horário da tarde (Fig. 3.4) devido ao maior aquecimento da cidade em relação ao rio e áreas de floresta dos arredores.

Os "cluster 1"e "cluster 3"apresentam uma extensão de noroeste-sudeste - desde o nordeste de Peru (região de Loreto) até o sudeste da BA (Tocantins) - associado com a assinatura das precipitações da ZCAS durante a fase ativa do SMAS (Carvalho et al., 2002, 2011; Vera et al., 2006). Em geral, observa-se que a configuração da distribuição espacial dos "clusters"é similar à distribuição espacial da amplitude normalizada e à fase do primeiro harmônico, sendo esta última característica a que influência em maior medida a configuração dos "clusters"na BA. Que a regionalização dos ciclos diurnos da precipitação sobre a BA seja baseada principalmente no momento de ocorrência das máximas taxas de precipitação e na amplitude normalizada é importante no sentido que pode auxiliar às simulações numéricas. Os modelos numéricos de previsão do tempo e clima de última

geração até o dia de hoje ainda apresentam incertezas na amplitude e com defasagem dos picos de precipitação, incluindo produtos de reanálise como o ERA-5 (Watters et al., 2021, e suas referências). O fato que a fase do primeiro harmônico seja a característica predominante no processo de agrupamento através do "K-Means"explica porque existem "clusters"iguais em áreas distantes (e.g. "cluster 6"localizados no extremo nordeste da BA e ao longo do Andes). Essa característica estaria associado com mecanismos similares de formação de sistemas precipitantes ou com uma configuração similar da topografia ou com similar uso e cobertura do solo.

A circulação de grande escala neste período na troposfera inferior (850 hPa) é predominantemente dominada pelos ventos de nordeste, denominados ventos Alísios (Apêndice A.1, Fig. A.1.a). Os ventos Alísios de nordeste carregam a umidade do Oceano Atlântico e da evapotranspiração da floresta Amazônica, experimentam um efeito mecânico e são desviados em direção sudeste por ação da cadeia montanhosa dos Andes (Fig. A.1.a). No percorrido, o fluxo contribui com umidade atmosférica para a produção de precipitação ao longo dos Andes (Marengo et al., 2004), gerando fortes gradientes de precipitação em função da exposição das montanhas com o fluxo (Espinoza et al., 2009; Figueroa e Nobre, 1990). Os diferentes "clusters"observados ao longo dos Andes estariam associados com os fortes gradientes de precipitação que experimenta a Cordilheira dos Andes, inclusive em distâncias próximas. No nível de 200 hPa, observa-se uma circulação anticiclônica, denominada "Alta da Bolívia", que favorece a convecção generalizada em toda a BA (Apêndice A.2, Fig. A.2.a). A Alta da Bolívia é uma componente do SMAS (Carvalho et al., 2002; Vera et al., 2006) e favorece a divergência em altos níveis (200 hPa, Fig. A.2.a) e convergência na troposfera inferior (850 hPa). Além disso, a penetração de sistemas frontais de latitudes médias também favorecem a organização da convecção e ao desenvolvimento da ZCAS (Carvalho et al., 2002) neste período.

- **Março-Abril-Maio**

No período MAM (Fig. 3.11b) a BA foi regionalizada em 6 tipos de "clusters"do ciclo diurno da precipitação. Observa-se que a configuração espacial da distribuição dos "clusters"é similar ao período DJF (Fig. 3.11a), mas também apresenta diferenças significativas, e.g., áreas com valores da $A_N > 0,5$ observados ao longo do rio Amazonas.

Como foi mencionado anteriormente, as estrelas pretas ($A_N > 0,5$) indicam "clus-

ters"que apresentam uma distribuição diurna da precipitação unimodal, com um único pico das taxas de precipitação. A diferença do período de DJF (Fig. 3.11a), no período de MAM os "clusters"podem apresentar uma distribuição diurna unimodal em uma determinada região e em outra podem apresentar uma distribuição bimodal (e.g. Os "cluster 1", "cluster 2"e "cluster 3"). A Fig. 3.11b mostra que na região nordeste os "clusters 1", "cluster 2"e "cluster 3"apresentam um único pico no dia. Porém, na região central da BA esses mesmos "clusters"apresentam dois picos, mas com suas fases acontecendo no mesmo horário ("cluster 1"na noite, "cluster 2"na madrugada, e "cluster 3"na tarde-noite, ver Fig. 3.4b). Esse comportamento pode estar associado com o período de transição entre a estação chuvosa (DJF) e a estação seca (JJA) e com mecanismos de formação de sistemas precipitantes similares. Outra característica interessante é o comportamento unimodal ($A_N > 0,5$) da precipitação ao longo do rio Amazonas sobre o "cluster 4". Porém, o "cluster 4"apresenta um comportamento bimodal longe do rio, o que indica a forte ligação do ciclo diurno com os fatores locais (heterogeneidades da superfćice).

No período MAM (Fig. 3.11b) são os "cluster 1", "cluster 2"e "cluster 3"os que apresentam uma configuração espacial de noroeste-sudeste associado com a assinatura da fase ativa do SMAS (Vera et al., 2006) e à ZCAS (Carvalho et al., 2002, 2011) associada a este sistema. Os "cluster 1"e "cluster 2"da BA central apresentam um ciclo diurno bimodal ($A_N < 0,5$) com a precipitação associada a SCMs mais extensos, mas com precipitações do tipo mais estratiformes (Albrecht et al., 2011; Carvalho et al., 2002).

A circulação de grande escala na troposfera inferior (Figs. A.1.b, A.3 e A.4) é similar ao período de DJF, com ventos de nordeste e leste carregando a umidade do Oceano Atlântico e floresta Amazônica ao interior da BA. Assim, os Andes exercem um efeito mecânico sobre os fluxos de umidade da troposfera inferior e geram os gradientes de precipitação no seu percorrido. Na troposfera superior, a Alta da Bolívia desloca-se para o nordeste (Fig. A.2.b), apresentando divergência em altos níveis, promovendo movimentos ascendentes, e apresenta convergência na troposfera inferior, favorecendo assim a convecção sobre a BA.

- **Junho-Juhlo-Agosto**

Para o período de JJA a Fig. 3.11c apresenta a distribuição espacial dos "clusters"do ciclo diurno da precipitação, onde é observado 6 tipos diferentes de "clusters"sobre a BA. Nos mapas das Fig. 3.11c os "clusters"com estrelas pretas indicam uma distribuição diurna

da precipitação unimodal ($A_N > 0,5$) com um único pico no dia. Os "clusters"sem estrelas pretas indicam uma distribuição bimodal (dois picos) ou uniforme ao longo do dia, i.e., apresentam valores da amplitude normalizada abaixo de 0,5.

A Fig. 3.11c mostra que os "clusters"localizados ao sul de 5°S apresentam valores da amplitude normalizada acima de 0,5 (estrelas pretas), esse comportamento também é observado no nordeste da BA, e em alguns "clusters"no norte de 5°S. Principalmente são os "cluster 2", "cluster 5"e "cluster 6"ao norte de 5°S os que apresentam ou uma distribuição bimodal ou uma distribuição uniforme ao longo do dia do ciclo diurno da precipitação ($A_N < 0,5$). A configuração espacial dos "clusters"sobre a BA é influenciada pelo deslocamento sazonal da precipitação (Fig. 3.2c) para o hemisfério norte (HN) associado com o Sistema de Monsoon de América (Vera et al., 2006). As regiões com sinais diurnas fracas da precipitação (taxa da precipitação média < 0,01 mm/h) são representadas nos setores vermelhos com cruzes ("xx") indicando regiões secas ou experimentando precipitações raras vezes. Essas áreas vermelhas estão localizadas no sudeste, sul da BA e nas partes altas dos Andes (Fig. 3.11c) acima da altitude de 3000 metros (Fig. 2.1).

A distribuição unimodal do ciclo diurno da precipitação dos "clusters" ao sul de 5°S da BA estariam associadas ao desenvolvimento de tempestades severas ($A_N > 0,5$) com possível geração de raios, como foi encontrado em trabalhos passados para este período (Albrecht et al., 2011; Nunes et al., 2016; Saraiva et al., 2016). Este período caracteriza-se por apresentar subsidência de grande escala na BA (Apêndice A.2), o que gera condições de céu aberto aquecendo mais a superfície e favorecendo a convecção. Além disso, as perturbações de latitudes médias podem penetrar a BA através das incursões de massas de ar frio disparando a formação de tempestades severas.

A circulação de grande escala da troposfera inferior é predominantemente de leste (Fig. A.1.c) associado com o fortalecimento do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). A circulação da troposfera superior é predominantemente de componente zonal (Fig. A.2.c), favorecendo a subsidência de grande escala. Então, a subsidência de grande escala que somado à baixa umidade da troposfera inferior e à atmosfera termodinamicamente estável, são condições que não favorecem o desenvolvimento de sistemas precipitantes.

- **Setembro-Outubro-Novembro**

A Fig. 3.11d apresenta a distribuição espacial dos "clusters"do ciclos diurno da preci-

pitação sobre a BA para o período de SON. A diferença dos outros períodos (DJF, MAM e SON) que apresentaram seis (6) tipos de "clusters", neste caso o número de "clusters"é sete (7). As estrelas pretas indicam regiões com uma distribuição diurna unimodal ($A_N > 0,5$) e aquelas que não apresentam estrelas pretas indicam regiões com um ciclo diurno bimodal ou uniforme ($A_N < 0,5$) ao longo do dia.

A configuração espacial dos "clusters"neste período é similar ao período DJF (Fig. 3.11a) o que estaria associado com o período de início do Sistema de Monsoon de América do Sul (Carvalho et al., 2002; Vera et al., 2006). Os "cluster 3"e "cluster 4"apresentam uma extensão noroeste-sudeste que estaria associada com a assinatura da precipitação da fase ativa do SMAS (Vera et al., 2006) e da associada ZCAS (Carvalho et al., 2002). Grande parte da BA apresenta valores da $A_N > 0,5$ o que estaria associado com sistemas mais profundos, sendo concordante com o maior número de PSC em Nunes et al. (2016) e com o período de maior número de raios observados na rede STARNET em Saraiva et al. (2016). Albrecht et al. (2011) encontraram para o sudoeste da BA (estado de Rondônia) que no período de transição entre a estação seca e úmida, que esta região experimenta um maior desenvolvimento de sistemas mais profundos com um maior número de raios. A formação de sistemas profundos com incidência de raios estaria associado a uma combinação de mecanismos desde a grande-escala até a microfísica que interagem com os fatores locais (uso e cobertura do solo, topografia) no desenvolvimento das tempestades severas (Albrecht et al., 2011).

A região nordeste de Peru e noroeste do Brasil (BA central) apresenta valores da amplitude normalizada abaixo 0,5 indicando uma região de precipitação estratiforme associada a SCMs. Ao longo dos Andes, observa-se esse mesmo comportamento ($A_N < 0,5$) o que estaria associado às circulações locais do tipo brisa vale-montanha (Ruiz-Hernández et al., 2021), com precipitação durante o dia no lado oriental dos Andes e precipitação durante a noite nos vales (Junquas et al., 2018). Observa-se, na Fig. 3.11d o efeito do rio Marañon criando circulações de brisa de rio (Silva Dias et al., 2004), o que dá origem ao "cluster 6"diferenciando-se do "cluster 3".

A circulação de grande escala da troposfera inferior apresenta características intermédias entre a estação de inverno e verão, com ventos de nordeste e leste carregando umidade do Oceano Atlântico e da floresta Amazônica (Fig. A.1d). Na troposfera superior o sistema da Alta da Bolívia começa a formar-se no centro da BA, favorecendo assim a configuração

da convecção generalizada (Fig. A.2d).

Nos quatro períodos de estudo (DJF, MAM, JJA e SON - Fig. 3.11) observa-se que ao longo da Cordilheira dos Andes e na zona de transição entre os Andes e a floresta apresentam uma variada diferenciação dos "clusters". Esse comportamento estaria associado aos fortes gradientes de precipitação gerados pelos efeitos mecânicos da Cordilheira dos Andes sobre os fluxos de grande escala. Além disso, a Cordilheira dos Andes também favorece o desenvolvimento de circulações locais de tipo vale-montanha (Junquas et al., 2018; Ruiz-Hernández et al., 2021) que disparam a formação de sistemas precipitantes.

Na seguinte seção 3.2.3 serão analisados os diferentes tipos de "clusters" apresentados em cada sub-região da BA. Através da análise de séries temporais serão apresentados os distintos ciclos diurnos da precipitação por setores da BA e indicados os mecanismos físicos e principais sistemas precipitantes atuantes em cada "cluster".

3.2.3 Análise das séries temporais dos "clusters" sobre as regiões da Bacia Amazônica

Nesta seção são analisadas as séries temporais dos diferentes "clusters"em cada sub-região da BA (Fig. 3.11), apresentando sua variabilidade tanto na intensidade como no horário de ocorrência das máximas taxas de precipitação horária em cada estação do ano.

a) Região Nordeste

A Figura 3.12 apresenta as séries temporais dos diferentes "clusters"observados na região nordeste da BA (2°S-2°N/58°-50°W) para os períodos de DJF (Fig. 3.12a-f), MAM (Fig. 3.12g-l), JJA (Fig. 3.12m-r) e SON (Fig. 3.12s-x).

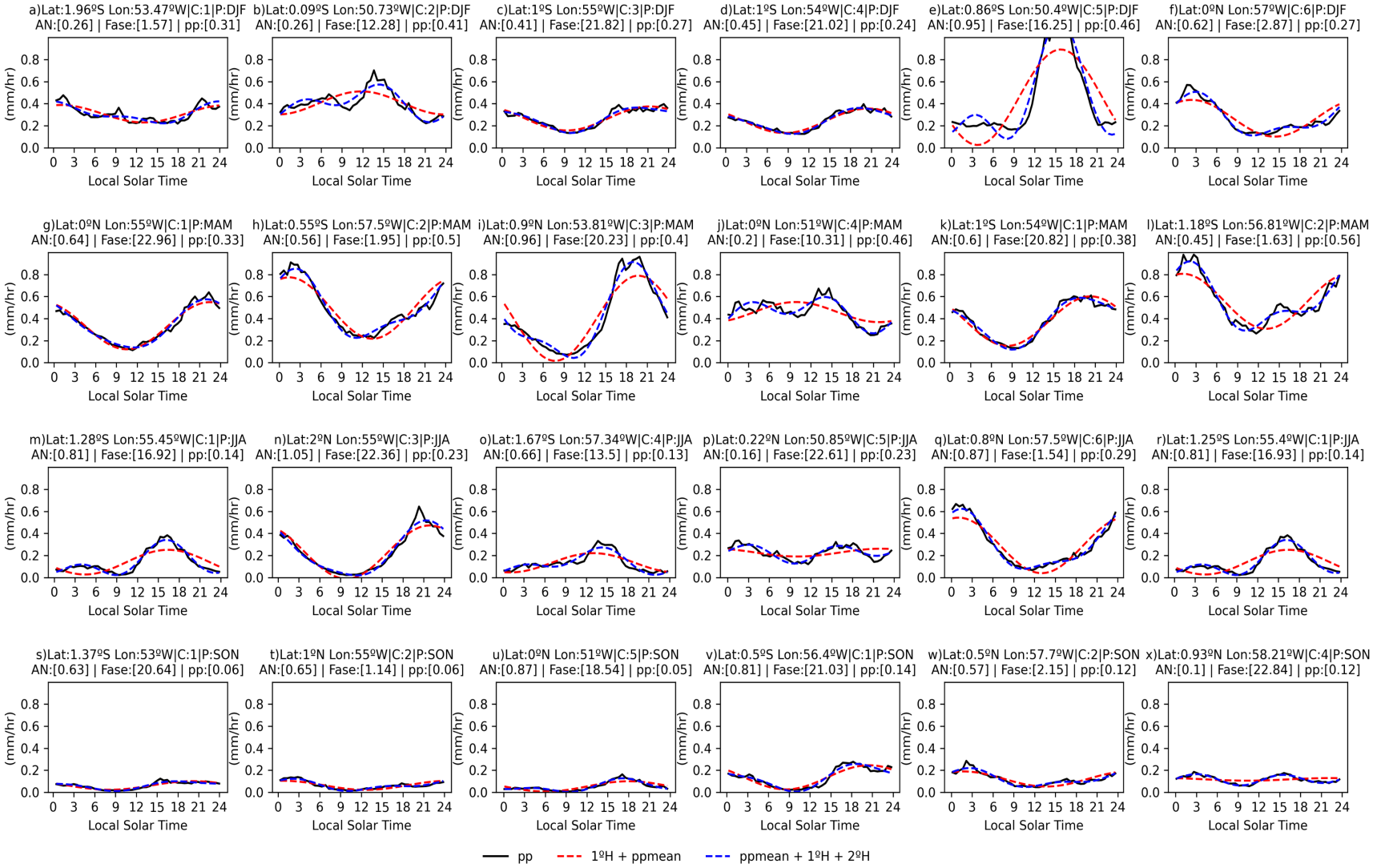

Figura 3.12: Análise de séries temporais dos diferentes tipos de "clusters" sobre a região nordeste (NE) da BA. Os painéis da primeira fila correspondem ao período de DJF (a-f), a segunda fila corresponde ao período de MAM (g-l), a terceira fila corresponde ao período JJA (m-r) e a última fila corresponde ao período SON (s-x). A letra "C" dos painéis indicam o número de "cluster" de cada painel. O contorno preto representa a taxa de precipitação horária média. O contorno vermelho representa a oscilação de 24h mais a taxa de precipitação média. O contorno azul representa a taxa de precipitação média mais as oscilações de 24h e 12h.

O período de DJF (Fig. 3.11a) apresenta 6 tipos de "clusters": "cluster 1"(Fig. 3.12a), "cluster 2"(Fig. 3.12b), "cluster 3"(Fig. 3.12c), "cluster 4"(Fig. 3.12d), "cluster 5"(Fig. 3.12d) e "cluster 6"(Fig. 3.12f). As taxas de precipitação média oscilam entre 0,24-0,46 mm/h, com o "cluster 4"apresentando a menor taxa de precipitação e o "cluster 5"com a maior intensidade. Na região mais próxima ao litoral existe um predomínio do "cluster 5"(Fig. 3.12e) com $A_N > 0,5$ indicando um único pico da taxa de precipitação acontecendo na tarde (16-17 LST, Fig. 3.4a e Fig. 3.12e). Da Fig. 3.11a e Fig. 3.3a, observa-se que o "cluster 4"(Fig. 3.12d) também apresenta valores da $A_N > 0,5$ com a taxa de precipitação horária incrementando desde as 14 LST e o pico acontecendo entre 19-21 LST (Fig. 3.4a e Fig. 3.12d). Mais para o interior da BA estão distribuídos os "cluster 1", "cluster 2", "cluster 3"e "cluster 6"que apresentam valores da $A_N < 0,5$ indicando uma distribuição bimodal com dois picos ao redor 06-07 e 12-14 LST ("cluster 2", Fig. 3.12b) e entre as 15 e 22 LST ("cluster 3", Fig. 3.12c). O "cluster 1"apresenta uma distribuição quase uniforme ao longo do dia, com picos acontecendo nos horários 02, 09 e 21 LST (Fig. 3.12a). O "cluster 6"localizado mais ao interior da região nordeste apresentam uma distribuição diurna unimodal ($A_N > 0,5$) com o pico acontecendo na madrugada (01-02 LST, Fig. 3.4a e Fig. 3.12f).

No período de MAM (Fig. 3.11b) a região nordeste apresenta 4 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.12g e Fig. 3.12k), "cluster 2" (Fig. 3.12h e Fig. 3.12l), "cluster 3" (Fig. 3.12i) e "cluster 4" (Fig. 3.12j). As taxas de precipitação média oscilam entre 0,33-0,56 mm/h, com o "cluster 1" com a menor intensidade e o "cluster 2" apresentando maior intensidade. O "cluster 4" (Fig. 3.12j) é o único com valores da $A_N < 0,5$ com a taxa de precipitação incrementando desde 11 LST e com seu máximo absoluto entre 13-15 LST (Fig. 3.4b e Fig. 3.12j), e com dois picos mais fracos acontecendo entre 01-02 LST e entre 04-06 LST. Os "cluster 1" (Fig. 3.12g,k), "cluster 2" (Fig. 3.12h), e "cluster 3" (Fig. 3.12i) apresentam valores da $A_N > 0,5$ (ciclo diurno unimodal). O "cluster 3" mais próximo ao litoral começa a incrementar a taxa de precipitação ao redor das 13 LST e seu pico acontece entre 16-20 LST (Fig. 3.4b e Fig. 3.12i). O "cluster 1" que é contíguo ao "cluster 3" apresenta incremento da taxa de precipitação ao redor das 15 LST e seu pico acontece entre 20-22 LST (Fig. 3.4b e Fig. 3.12g). O "cluster 2" que é mais afastado do litoral apresenta incremento da taxa de precipitação ao redor das 15 LST e o pico acontece entre 01-02 LST (Fig. 3.4b e Fig. 3.12h).

O período de JJA (Fig. 3.11c) tem 5 tipos diferentes de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.12m e Fig. 3.12r), "cluster 3" (Fig. 3.12n), "cluster 4" (Fig. 3.12o), "cluster 5" (Fig. 3.12p) e "cluster 6" (Fig. 3.12q). Neste período os "clusters" apresentam predominantemente uma distribuição unimodal do ciclo diurno da precipitação (estrelas pretas, $A_N > 0,5$) com um único pico no dia, exceto o "cluster 5" (mais próximo ao litoral) que apresenta uma distribuição bimodal ($A_N < 0,5$). As taxas de precipitação horária média oscilam entre 0,12-0,29 mm/h (Fig. 3.2c), sendo que os "clusters" localizados no HN (3, 5 e 6) apresentam as taxas mais altas, e os "cluster 1" e "cluster 4" localizados no hemisfério sul (HS) apresentam menores taxas de precipitação. O "cluster 1" apresenta incremento da taxa de precipitação desde o médio dia (12 LST), o pico acontece na tarde entre 15-16 LST (Fig. 3.4c, Fig. 3.12m,r), e com um pico fraco na madrugada entre 03-04 LST. O "cluster 3" apresenta um ciclo diurno bem estabelecido, com incrementos da taxa de precipitação desde o médio dia (12 LST) e com o pico acontecendo na noite entre 19-20 LST (Fig. 3.4c, Fig. 3.12n) para logo diminuir sua intensidade. O "cluster 4" experimenta incremento na taxa de precipitação desde o final da manhã (10-11 LST) com o pico acontecendo entre 13-16 LST (Fig. 3.4c, Fig. 3.12o). O "cluster 5" apresenta uma distribuição diurna com dois picos no dia, o primeiro acontecendo na tarde com incremento desde o médio dia (12 LST) e com seu pico entre 15-18 LST (Fig. 3.4c, Fig. 3.12p), o segundo pico acontece na madrugada ao redor de 02 LST. O "cluster 6" apresenta incrementos da taxa de precipitação desde a tarde (15 LST) e com o pico acontecendo na madrugada (02 LST, Fig. 3.4c e Fig. 3.12q).

O período de SON (Fig. 3.11d) apresenta 4 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.12s e Fig. 3.12v), "cluster 2" (Fig. 3.12t e Fig. 3.12w), "cluster 4" (Fig. 3.12x) e "cluster 5" (Fig. 3.12u). Os "clusters" desta região apresentam taxas de precipitação baixa entre 0,05-0,12 mm/h (Fig. 3.2d), com o "cluster 5" apresentando a menor intensidade e o "cluster 4" com a maior taxa de precipitação média. A distribuição diurna dos "clusters" da região nordeste é de tipo unimodal ($A_N > 0,5$) com um único pico no dia, exceto para o "cluster 4" (Fig. 3.12x) que apresenta uma distribuição bimodal ($A_N < 0,5$) com picos na madrugada e tarde (Fig. 3.12x). O "cluster 1" apresenta incremento da taxa de precipitação horária depois do médio dia e o pico acontece ao redor 15-16 LST (Fig. 3.4d, Fig. 3.12s,v). O "cluster 2" apresenta incremento da taxa de precipitação horária no final da tarde (17-18 LST) e o pico acontece na madrugada entre 02-03 LST (Fig. 3.4d,

Fig. 3.12t,w). O "cluster 5" apresenta incremento da taxa de precipitação horária desde o início da tarde (13 LST) e o pico acontece entre 16-17 LST (Fig. 3.4d, Fig. 3.12u).

Os principais mecanismos na geração de precipitação são os frentes de brisa de mar (Burleyson et al., 2016) associado ao aquecimento diferencial entre o oceano e continente. Outro mecanismo associado com este comportamento são as LIs formadas ao longo do litoral do nordeste que se propagam para o interior do continente (Alcântara et al., 2011; Cohen et al., 1995). Os diferentes "clusters" identificados pelo algoritmo "K-Means" estão em função da propagação destes sistemas, fazendo que a medida que o sistema avança mais para o interior, os picos aconteçam entre o final da tarde, noite e madrugada (Fig. 3.4 e Fig. 3.12). Os "cluster 1" e "cluster 3" de DJF (Fig. 3.11a) apresentam uma distribuição diurna das taxas de precipitação uniforme, indicando que a propagação das LIs e frentes de brisa de mar dissipam-se nessa área e servem como fonte de umidade para os sistemas que se formam no centro da BA (Anselmo et al., 2021). Alcântara et al. (2011) mencionam que as LIs são menos frequentes no período de SON, sendo concordante com as baixas taxas de precipitação (Fig. 3.2d, Fig. 15s-x) observadas. Assim mesmo, também observa-se através dos painéis das séries temporais para esta região as diferenças nas amplitudes dos ciclos diurnos dos diferentes "clusters". A convecção local também é um mecanismo importante na formação de sistemas precipitantes, o que explicaria os picos da tarde, e sendo favorecida pela umidade proveniente do oceano Atlântico pelos fluxos de baixo nível (ver apêndice A, Fig. A.1). Assim mesmo, também observa-se através dos painéis das séries temporais para esta região as diferenças nas amplitudes dos ciclos diurnos dos diferentes "clusters" para os diferentes períodos de estudo.

b) Região Leste

A Figura 3.13 apresenta as séries temporais dos diferentes "clusters" observados na região leste da BA (6°-2°S/58°-50°W) para os períodos de DJF (Fig. 3.13a-f), MAM (Fig. 3.13g-l), JJA (Fig. 3.13m-r) e SON (Fig. 3.13s-x).

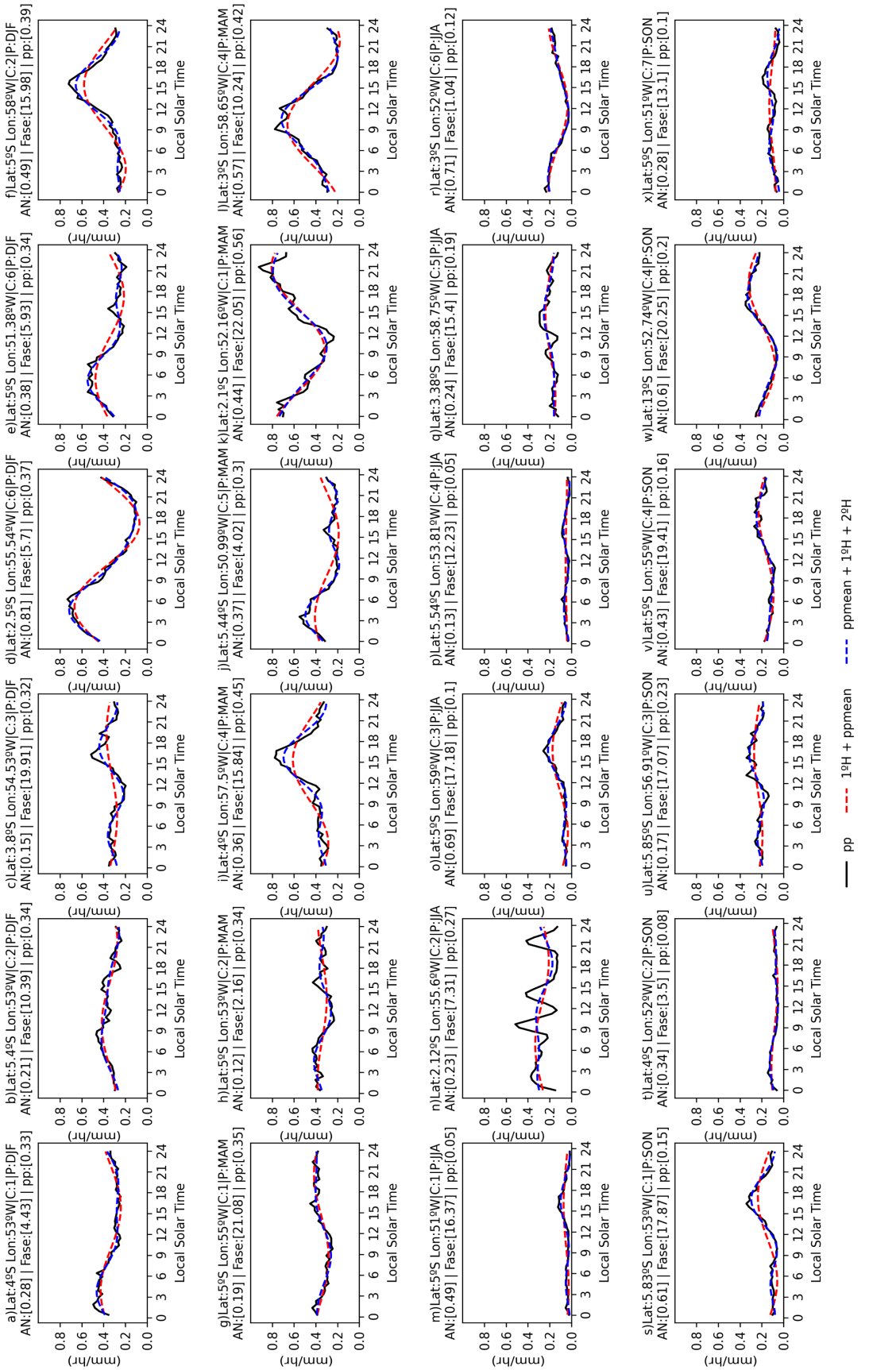

Figura 3.13: Análise de séries temporais dos diferentes tipos de "clusters" sobre a região leste (E) da BA. Os painéis da primeira fila correspondem ao período de DJF (a-f), a segunda fila corresponde ao período de MAM (g-l), a terceira fila corresponde ao período JJA (m-r) e a última fila corresponde ao período SON (s-x). A letra "C"indica o número de "cluster" de cada painel. O contorno preto representa a taxa de precipitação horária média. O contorno vermelho representa a oscilação de 24h mais a taxa de precipitação média. O contorno azul representa a taxa de precipitação média mais as oscilações de 24h e 12h.

O período DJF (Fig. 3.11a) apresenta 4 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.13a), "cluster 2" (Fig. 3.13b,f), "cluster 3" (Fig. 3.13c), "cluster 6" (Fig. 3.13d,e). As taxas de precipitação oscilam entre 0,32-0,39 mm/h, sendo o "cluster 3" com a menor taxa de precipitação média e o "cluster 2" com a maior intensidade. Os painéis superiores da Fig. 3.13 mostram que os "cluster 1", "cluster 2" (Fig. 3.13b), "cluster 3" e "cluster 6" (Fig. 3.13d) apresentam uma distribuição bimodal ($A_N < 0,5$) com dois picos no dia. O "cluster 1" apresenta o máximo absoluto na madrugada (Fig. 3.4a, Fig. 3.13a) e um segundo pico fraco no início da tarde 13 LST. O "cluster 2" apresenta um pico pela manhã (Fig. 3.4a, Fig. 3.13b), e o segundo pico de menor intensidade na tarde (15 LST). O "cluster 3" apresenta o máximo absoluto na tarde (15-16 LST, Fig. 3.4a, 3.13c). Observa-se que existem dois "clusters" etiquetados como 6 apresentando o mais próximo ao litoral uma distribuição bimodal (5°S/51,38°W, Fig. 3.13e) e o outro uma distribuição unimodal (2,5°S/55,54°W, Fig. 3.13d), mas com os máximos do 1° harmônico acontecendo ao redor das 05 LST (o segundo máximo na tarde). Uma vez mais, é a fase a característica predominante na obtenção dos "clusters" sobre a BA. Esse mesmo comportamento acontece com o "cluster 2" (5°S/58°W, Fig. 3.13f) localizado mais afastado do litoral apresentando uma distribuição unimodal com um pico sobresaliente no horário da tarde (14-16 LST).

O período MAM (Fig. 3.11b) apresenta 4 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.13g,k), "cluster 2" (Fig. 3.13h), "cluster 4" (Fig. 3.13i,l) e "cluster 5" (Fig. 3.13j). Os "clusters" neste período apresentam altas taxas de precipitação média 0,30-0,56 mm/h, com o "cluster 5" apresentando a menor taxa de precipitação e o "cluster 1" com a taxa de precipitação mais alta. O "cluster 2" que é mais próximo ao litoral tem uma taxa 0,34 mm/h, uma distribuição diurna bimodal ($A_N < 0,5$) com o máximo absoluto acontecendo na madrugada (03-06 LST, Fig. 3.4b, Fig. 3.13h) e o segundo pico na tarde (15-17 LST). O "cluster 1" (Fig. 3.13g) que se localiza mais ao interior tem uma taxa 0,35 mm/h, uma distribuição diurna quase uniforme ($A_N < 0,5$) ao longo do dia, com o máximo absoluto acontecendo no final da noite-madrugada (22-02 LST) e o segundo pico na tarde (15-18 LST). O "cluster 1" (Fig. 3.13k) localizado mais próximo ao litoral apresenta maior amplitude do ciclo diurno (0,56 mm/h) com o máximo absoluto acontecendo na noite (21 LST, Fig. 3.4b, Fig. 3.13k) e o segundo pico na madrugada. Os "clusters 4" (Fig. 3.13i,l) localizam-se mais ao interior, apresentam maior taxa 0,42-0,45 mm/h do que os outros "clusters" desta região, e apresentam valores da $A_N < 0,5$ (Fig. 3.13i) e $A_N > 0,5$ (Fig.

16l), porém apresentam um pico bem claro na tarde (15-16 LST, Fig. 3.13i) e na manhã (08-10 LST, Fig. 3.13l). O "cluster 5" apresenta uma distribuição bimodal, com o pico de precipitação de maior intensidade acontecendo na madrugada (Fig. 3.4b, Fig. 3.13j), e o pico de menor intensidade na tarde (16-17 LST).

O período de JJA (Fig. 3.11c) apresenta 6 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.13m), "cluster 2" (Fig. 3.13n), "cluster 3" (Fig. 3.13o), "cluster 4" (Fig. 3.13p), "cluster 5" (Fig. 3.13q) e "cluster 6" (Fig. 3.13r). Os "clusters" neste período apresentam baixas taxas de precipitação entre 0,05-0,27 mm/h. Em geral, os "cluster 1", "cluster 2", "cluster 4" e o "cluster 5" apresentam uma distribuição diurna uniforme ($A_N < 0,5$) ao longo do dia, com um pico fraco na tarde (15-18 LST, Fig. 3.13m,n,p,q). O "cluster 3" localizado mais ao interior da BA apresentam uma distribuição diurna unimodal ($A_N > 0,5$), com a taxa de precipitação incrementando desde o médio dia (12 LST) e um pico claro entre 15-17 LST (Fig. 3.4c e Fig. 3.13o). O "cluster 6" apresenta uma distribuição diurna unimodal, com a taxa de precipitação incrementando desde a tarde (15 LST) e o pico acontecendo na madrugada (01 LST, Fig. 3.4c, Fig. 3.13r).

O período de SON (Fig. 3.11d) apresenta 5 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.13s), "cluster 2" (Fig. 3.13t), "cluster 3" (Fig. 3.13u), "cluster 4" (Fig. 3.13v, Fig. 3.13w) e "cluster 7" (Fig. 3.13x). As taxas de precipitação média oscilam entre 0,08-0,23 mm/h (Fig. 3.2) com o "cluster 2" apresentando a menor taxa de precipitação e o "cluster 3" com a maior intensidade. O "cluster 1" apresenta um ciclo diurno unimodal ($A_N > 0,5$) com incremento da taxa de precipitação desde o início da tarde (13-14 LST) e o pico acontecendo entre 16-17 LST (Fig. 3.4d, Fig. 3.13s). O "cluster 2" apresenta uma distribuição uniforme ($A_N < 0,5$) com baixa taxa de precipitação (0,08 mm/h) e apresentando sinais diurnas fracas, porém com um pico na madrugada (02-03 LST, Fig. 3.4d). O "cluster 3" apresenta uma distribuição bimodal ($A_N < 0,5$) com o pico de maior intensidade na tarde (13-16 LST, Fig. 3.4d, Fig. 3.13u) e o segundo pico na madrugada (04 LST). O "cluster 4" localizado mais ao norte apresenta um ciclo diurno uniforme ($A_N < 0,5$) com incremento da taxa de precipitação desde a tarde (13 LST) e o pico acontecendo entre 16-18 LST (Fig. 3.4d, Fig. 3.13v), e um pico fraco no início da manhã (06 LST). O "cluster 4" localizado no sudeste apresenta um ciclo diurno unimodal ($A_N > 0,5$) com o pico acontecendo na tarde entre 16-18 LST (Fig. 3.4d, Fig. 3.13w). O "cluster 7" apresenta um ciclo diurno bimodal ($A_N < 0,5$) com um máximo acontecendo na tarde (16-17 LST, Fig. 3.4d, Fig.

3.13x) e o segundo pico de menor intensidade acontecendo entre a madrugada (05 LST) e manhã (09 LST).

Os principais mecanismos que geram precipitação nesta região são a propagação da frente de brisa de mar (Burleyson et al., 2016; Cohen et al., 2014), e a propagação das LI (Alcântara et al., 2011; Cohen et al., 1995). A dissipação das LI formadas na costa servem como fonte de umidade para a formação de novos SCMs mais no interior como é observado no "cluster 6" para DJF (Fig. 3.11a) e no centro da BA para MAM (Fig. 3.11b) com os picos acontecendo na madrugada (Anselmo et al., 2021). A região de dissipação das LI costeiras são os "cluster 2" e "cluster 3" em DJF (Fig. 3.11a) e para MAM são os "cluster 1" e "cluster 2" (Fig. 3.11b). Outros mecanismos que geram precipitações estariam associados com a convecção diurna produzida por aquecimento da superfície, induzindo circulações locais de tipo de brisa de rio (no interior da BA no rio Tapajós, Silva Dias et al. 2004). Na região sudeste também apresenta influência da assinatura das precipitações da ZCAS associada ao início do SMAS (Carvalho et al., 2002; Vera et al., 2006). O comportamento da amplitude e sobre todo da fase dos "clusters" desta região são concordantes com o encontrado em Angelis et al. (2004) para a região leste.

c) Região Norte

A Figura 3.14 apresenta as séries temporais dos diferentes "clusters" observados na região norte da BA (0°-5°N/70°-58°W) para os períodos de DJF (Fig. 3.14a-f), MAM (Fig. 3.14g-l), JJA (Fig. 3.14m-r) e SON (Fig. 3.14s-x).

Para o período de DJF (Fig. 3.11a) observa-se 6 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.14a), "cluster 2" (Fig. 3.14b), "cluster 3" (Fig. 3.14c), "cluster 4" (Fig. 3.14d), "cluster 5" (Fig. 3.14e) e "cluster 6" (Fig. 3.14f). As taxas de precipitação média oscilam entre 0,06-0,43 mm/h, com o "cluster 4" apresentando a menor intensidade e o "cluster 3" com a maior taxa de precipitação. O "cluster 4" (Fig. 3.14d) localizado no extremo norte da BA apresenta taxas de precipitação fracas de 0,06 mm/h (Fig. 3.2a e Fig. 3.14d), a $A_N < 0,5$ indica que não apresenta uma distribuição diurna definida, e a fase indica que o pico acontece na noite (22 LST, Fig. 3.4a). O "cluster 6" (Fig. 3.14f) apresenta tanto regiões com amplitude normalizada acima de 0,5 (estrelas pretas) e abaixo de 0,5 (sem estrelas), mas a série temporal indica que apresenta uma distribuição diurna bimodal. O "cluster 6" apresenta dois picos, com o máximo absoluto acontecendo na madrugada (05 LST, Fig.

3.4a) e o segundo pico acontece na tarde (15-16 LST). O "cluster 6" ressalta que o ciclo diurno da precipitação é fortemente influenciado por fatores locais, sendo que dentro de um mesmo "cluster" podem acontecer diferenças significativas. Os "cluster 1" (Fig. 3.14a), "cluster 2" (Fig. 3.14b) e "cluster 3" (Fig. 3.14c) apresentam uma distribuição diurna bimodal ($A_N < 0,5$), sendo que os "cluster 1" e "cluster 3" que estão localizados mais ao sul desta região apresentam maior taxa de precipitação média (0,4 mm/h). Os máximos absolutos acontecem na madrugada (05 LST) para o "cluster 1" (Fig. 3.4a, Fig. 3.14a) e na tarde (12-16 LST) para os "cluster 2" e "cluster 3". O "cluster 1" apresenta seu segundo pico na tarde (15-17 LST) associado à convecção pelo aquecimento da superfície, e os "cluster 2" e "cluster 3" apresentam um pico fraco na madrugada.

O período de MAM (Fig. 3.11b) têm 5 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.14g), "cluster 2" (Fig. 3.14h), "cluster 3" (Fig. 3.14i,l), "cluster 4" (Fig. 3.14j) e "cluster 5" (Fig. 3.14k). As taxas de precipitação média oscilam entre 0,17-0,49 mm/h, com o "cluster 3" (Fig. 3.14i) apresentando a menor taxa de precipitação e o "cluster 2" com a maior intensidade (Fig. 3.2b). Os "clusters" da região norte apresentam distribuição bimodal ou uniforme ($A_N < 0,5$) ao longo do dia, exceto os "cluster 5" e o "cluster 3" (Fig. 3.14l). Porém, a distribuição diurna dos "cluster 5" e o "cluster 3" (Fig. 3.14l) é bimodal, com dois máximos no dia, um pico entre 03-06 LST e o segundo máximo ao redor 15 LST (Fig. 3.4b, Fig. 3.14k,l). O comportamento do "cluster 5" é devido a que dentro desse "cluster" apresenta setores com $A_N > 0,5$ no lado ocidental e $A_N < 0,5$ no lado leste, o que é refletido na série temporal (Fig. 3.14k). Os "clusters" desta região apresentam altas taxas de precipitação, exceto o "cluster 3" no extremo norte da BA (0,17 mm/h, Fig. 3.2b e Fig. 3.14i), com o máximo acontecendo na noite (21 LST) e o segundo pico acontecendo na madrugada. O "cluster 1" apresenta incrementos da taxa de precipitação na tarde (15 LST) com o máximo absoluto acontecendo ao redor 16 LST, e seu segundo máximo acontece na madrugada (04-05 LST). O "cluster 2" apresenta incrementos de sua taxa na tarde a partir das 13 LST e ao redor das 16 LST apresenta um pico fraco, no início da madrugada experimenta incremento de sua taxa com o máximo absoluto acontecendo entre 03-06 LST (Fig. 3.4b). O "cluster 4" apresenta incrementos da taxa de precipitação ao redor do médio dia (12 LST) com o máximo absoluto ao redor das 15 LST e logo começa a diminuir na noite e madrugada, e o segundo máximo (fraco) acontece na manhã (07-09 LST).

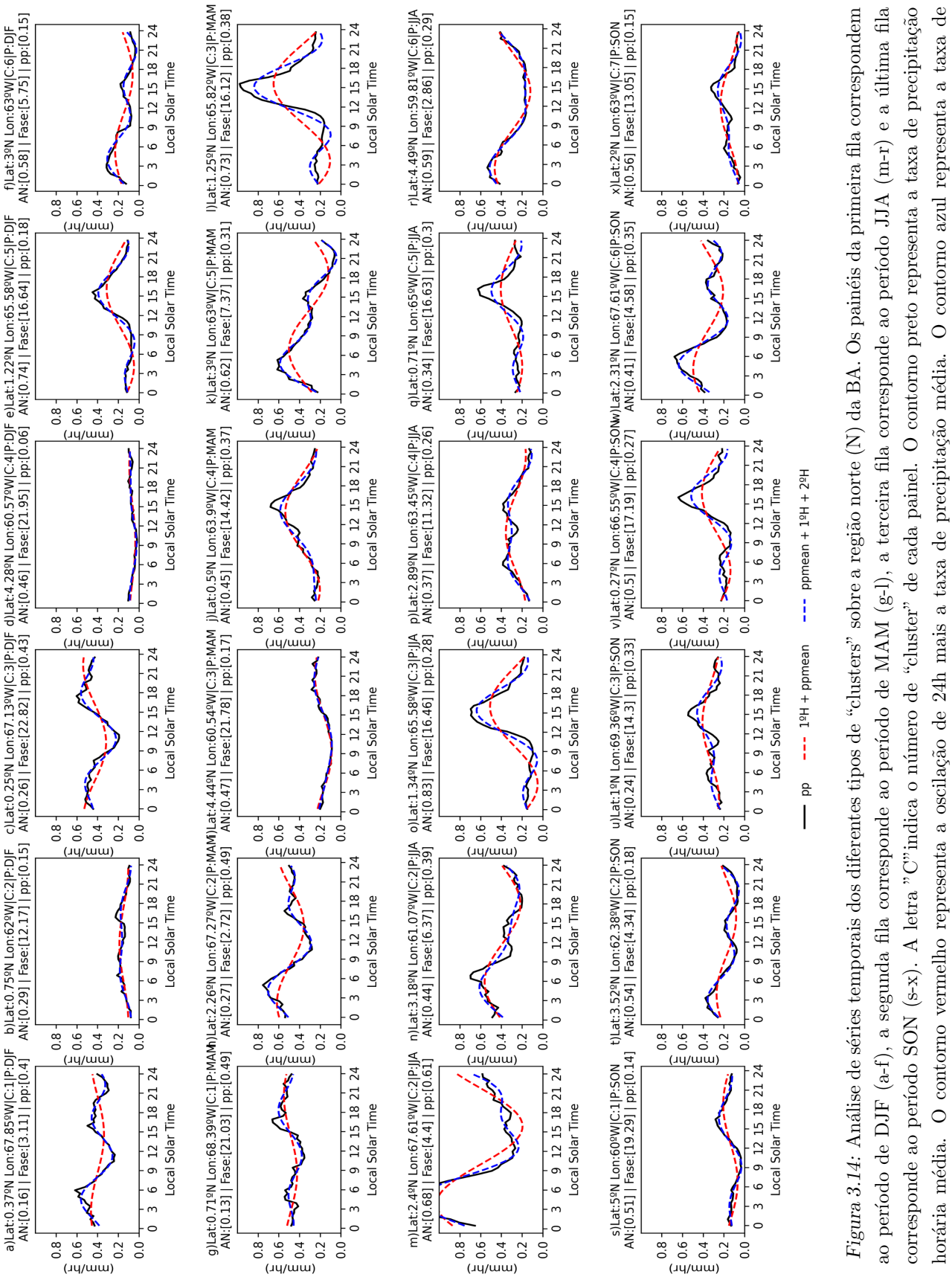

Figura 3.14: Análise de séries temporais dos diferentes tipos de "clusters" sobre a região norte (N) da BA. Os painéis da primeira fila correspondem ao período de DJF (a-f), a segunda fila corresponde ao período de MAM (g-l), a terceira fila corresponde ao período JJA (m-r) e a última fila corresponde ao período SON (s-x). A letra "C"indica o número de "cluster" de cada painel. O contorno preto representa a taxa de precipitação horária média. O contorno vermelho representa a oscilação de 24h mais a taxa de precipitação média. O contorno azul representa a taxa de precipitação média mais as oscilações de 24h e 12h.

Para o período de JJA (Fig. 3.11c) observa-se 5 tipos de "clusters": "cluster 2" (Fig. 3.14m,n), "cluster 3" (Fig. 3.14o), "cluster 4" (Fig. 3.14p), "cluster 5" (Fig. 3.14q) e "cluster 6" (Fig. 3.14r). Em geral, os "clusters" apresentam fortes sinais diurnas de precipitação, com taxas de precipitação média que oscilam entre 0,26-0,61 mm/h, com o "cluster 4" apresentando a menor taxa de precipitação e o "cluster 2" (Fig. 3.14m) com a taxa de precipitação média mais intensa. O "cluster 2" (Fig. 3.14n) localizado mais ao leste desta região apresenta um ciclo diurno bimodal ($A_N < 0,5$), com um pico na tarde entre 12-15 LST, experimenta incremento na taxa de precipitação na noite (21 LST) e o segundo pico (maior intensidade) acontece na manhã (06-07 LST, Fig. 3.4c). O outro "cluster 2" (no lado ocidental desta região, Fig. 3.14m) apresenta um ciclo diurno unimodal com um único pico bem definido acontecendo na madrugada (03-06 LST, Fig. 3.4c) e um pico de menor intensidade acontecendo na tarde (15 LST). O "cluster 3" tem um ciclo diurno unimodal ($A_N > 0,5$) com um único pico bem definido, a taxa de precipitação começa a incrementar no final da manhã (11 LST) e o pico acontece entre 13-16 LST (Fig. 3.4c, Fig. 3.14o). O "cluster 4" tem um ciclo diurno com dois picos ($A_N < 0,5$) acontecendo um no início da manhã (06 LST) e o segundo de maior intensidade acontecendo na tarde (13-15 LST). O "cluster 5" apresenta um pico bem estabelecido na tarde (15-17 LST), porém sua amplitude normalizada é inferior a 0,5 e observa-se um pico de menor intensidade na manhã (06 LST). O "cluster 6" localizado no extremo norte da BA apresenta uma distribuição diurna unimodal ($A_N > 0,5$) com incremento da taxa de precipitação no início da noite (18 LST) e o pico acontecendo na madrugada (02 LST, Fig. 3.4c, Fig. 3.14r).

No período de SON (Fig. 3.11d) observa-se 6 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.14s), "cluster 2" (Fig. 3.14t), "cluster 3" (Fig. 3.14u), "cluster 4" (Fig. 3.14v), "cluster 6" (Fig. 3.14w) e "cluster 7" (Fig. 3.14x). As taxas de precipitação média oscilam entre 0,14-0,35 mm/h, com o "cluster 1" com a menor intensidade de precipitação e o "cluster 6" com a maior intensidade. O "cluster 1" apresenta um ciclo diurno predominantemente unimodal ($A_N > 0,5$) com a taxa de precipitação horária incrementando desde o início da tarde (13 LST) e o pico acontecendo entre 15-17 LST (Fig. 3.4d). O "cluster 2" apresenta uma mistura entre unimodal e bimodal dentro do mesmo "cluster", com a taxa de precipitação horária incrementando desde a tarde 13 LST e o pico de menor intensidade acontecendo entre 15-16 LST (Fig. 3.14t), e o segundo pico de maior intensidade acontece entre 02-04 LST (Fig. 3.4d). O "cluster 3" apresenta uma distribuição diurna bimodal,

com incremento da taxa da precipitação na tarde (12-13 LST) e um pico absoluto entre 14-15 LST (Fig. 3.4d), o segundo pico de menor intensidade acontece na madrugada (04-06 LST, Fig. 3.14u) e com um pico fraco na manhã (09 LST). O "cluster 4" apresenta um ciclo diurno unimodal com um pico claro na tarde (15-16 LST, Fig. 3.4d, Fig. 3.14v). O "cluster 6" tem um ciclo diurno bimodal, com incremento da taxa de precipitação desde início da tarde (13 LST) e um pico de menor intensidade entre 16-17 LST (Fig. 3.14w), no final da noite (22 LST) apresenta de novo incremento da precipitação com o pico de maior intensidade entre 04-06 LST (Fig. 3.4d). O "cluster 7" apresenta setores de amplitude normalizada acima de 0,5 e abaixo de 0,5 pelo qual sua distribuição diurna é bimodal (porém a $A_N > 0,5$), com o maior pico acontecendo na tarde (15 LST) e o segundo pico de menor intensidade no final da madrugada (05 LST).

Os mecanismos de formação de chuvas na tarde estariam associados à convecção diurna impulsada pelo aquecimento diurno da superfície. Outros mecanismos atuando nesta região são a ZCIT (Hastenrath, 1984; Satyamurty et al., 1998), o deslocamento das LIs (Alcântara et al., 2011; Cohen et al., 1995) formadas no litoral norte, e o fluxo de grande escala carregando umidade e interagindo com os fatores locais (ver Apêndice A.1, Fig. A.1). Segundo Saraiva et al. (2016) a convecção local e a topografia são aspectos importantes a considerar dentro dos mecanismos que favorecem a formação de chuvas nesta região, o que favorece a formação de SCMs. Alcântara et al. (2011) mencionam que o período de JJA está caracterizado por uma maior frequência de passagens de LI. Os picos observados na tarde em JJA estariam associados ao maior aquecimento da superfície (verão do HN) o que dispara a convecção diurna formando nuvens de tempestade (Cb) e os conglomerados destas nuvens formando os SCMs (Fig. 3.2c). Os resultados encontrados nesta região são concordantes com o apresentado em Angelis et al. (2004).

d) Região Central

A Figura 3.15 apresenta as séries temporais dos diferentes "clusters" observados na região central da BA (10°S-0°/70°-55°W) para os períodos de DJF (Fig. 3.15a-f), MAM (Fig. 3.15g-l), JJA (Fig. 3.15m-r) e SON (Fig. 3.15s-x).

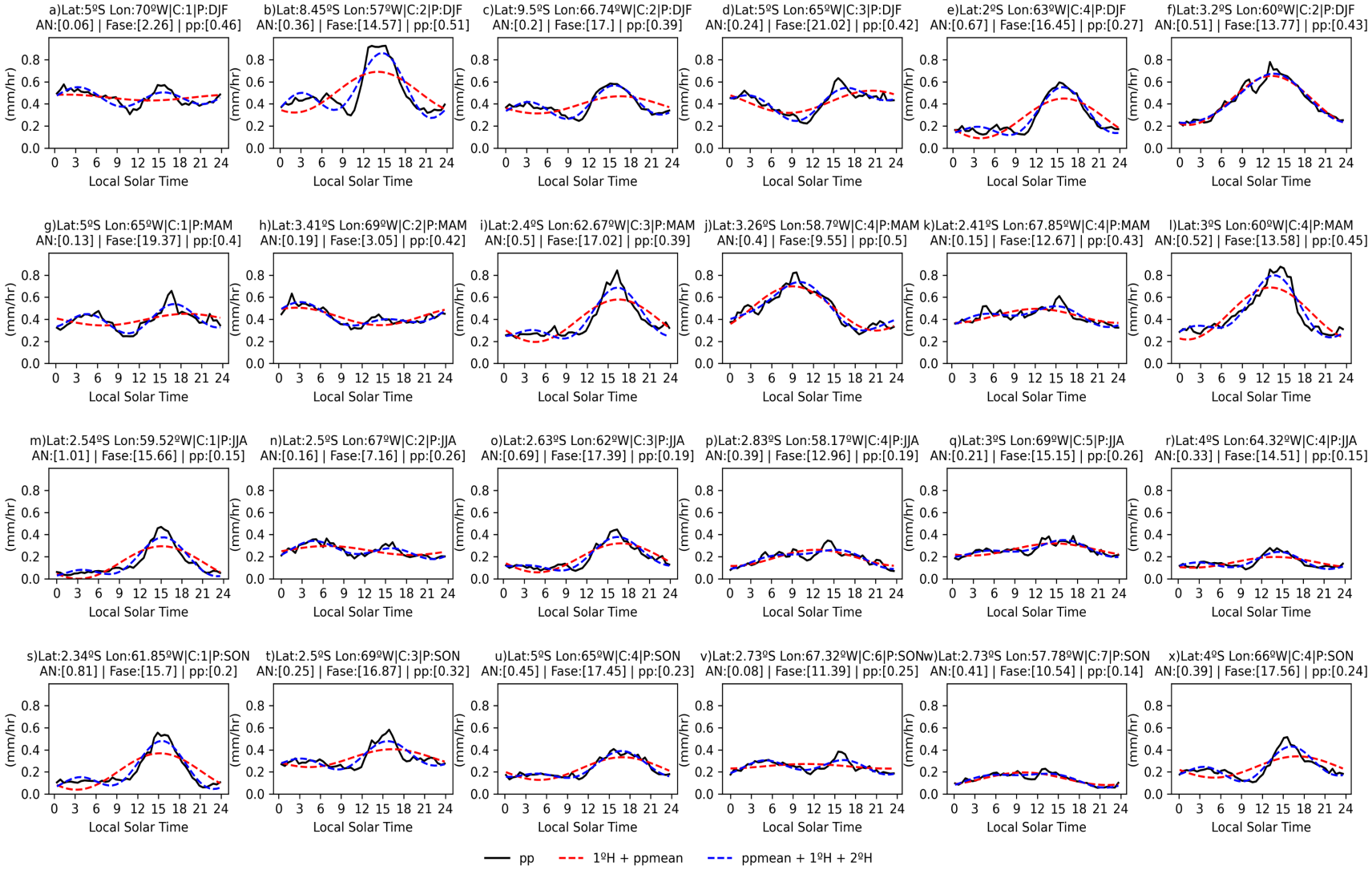

Figura 3.15: Análise de séries temporais dos diferentes tipos de "clusters" sobre a região central (C) da BA. Os painéis da primeira fila correspondem ao período de DJF (a-f), a segunda fila corresponde ao período de MAM (g-l), a terceira fila corresponde ao período JJA (m-r) e a última fila corresponde ao período SON (s-x). A letra "C"indica o número de "cluster" de cada painel. O contorno preto representa a taxa de precipitação horária média. O contorno vermelho representa a oscilação de 24h mais a taxa de precipitação média. O contorno azul representa a taxa de precipitação média mais as oscilações de 24h e 12h.

O período de DJF (Fig. 3.11a) da região central apresenta 4 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.15a), "cluster 2" (Fig. 3.15b,c,f), "cluster 3" (Fig. 3.15d), "cluster 4" (Fig. 3.15e). A região central caracteriza-se por apresentar distribuições diurnas bimodais ("cluster 1", "cluster 2", "cluster 3") com a única excepção do "cluster 4" ($A_N > 0,5$ distribuição diurna unimodal). Os "clusters" da região central apresentam taxas de precipitação média altas (0,27-0,51 mm/h, Fig. 3.2a e Fig. 3.15a-f). O "cluster 1" apresenta um máximo absoluto na madrugada (02 LST, Fig. 3.4a) e o segundo pico acontece na tarde ao redor das 15 LST. Os "clusters 2" a diferença do "cluster 1" têm seus máximos absolutos na tarde (14-17 LST, Fig. 3.4a) com o segundo pico acontecendo na madrugada entre 03-06 LST (exceto o "cluster 2" da Fig. 3.15f com o segundo máximo acontecendo na manhã). O "cluster 3" apresenta um comportamento similar aos "clusters 2" com o máximo absoluto acontecendo na tarde (15-16 LST, Fig. 3.4a) e o segundo pico acontecendo na madrugada ao redor das 03 LST. O "cluster 4" apresenta uma distribuição diurna unimodal predominante com o incremento das taxas de precipitação acontecendo ao redor das 11 LST e com o pico ao redor das 16 LST (Fig. 3.4a), para logo diminuir e apresentar taxas de precipitação fracas na noite e madrugada.

Para MAM (Fig. 3.11b) a região central apresenta 4 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.15g), "cluster 2" (Fig. 3.15h), "cluster 3" (Fig. 3.15i) e "cluster 4" (Fig. 3.15j,k,l). As taxas de precipitação neste período nos 4 tipos de "clusters" estão entre 0,39-0,50 mm/h. Os "clusters" da região central caracterizam-se por apresentarem uma distribuição bimodal ($A_N < 0,5$) (Fig. 3.3b), exceto os "cluster 3" (Fig. 3.15i) e "cluster 4" (Fig. 3.15l). O "cluster 1" apresenta incremento da taxa de precipitação ao redor do médio dia (12 LST) com o pico de maior intensidade acontecendo 16 LST e logo começa a diminuir, e o segundo pico acontece na madrugada (04-06 LST). O "cluster 2" apresenta uma distribuição quase uniforme com o máximo absoluto acontecendo na madrugada (01-03 LST) e o segundo máximo na tarde (14-15 LST) (Fig. 3.4b e Fig. 3.15h). O "cluster 3" apresenta uma distribuição unimodal ($A_N > 0,5$) com a taxa incrementando desde o médio dia (12 LST), e com o pico acontecendo ao redor 16 LST (Fig. 3.4b, Fig. 3.15i), e o segundo máximo (mais fraco) acontecendo na manhã (07 LST). O "cluster 4" da Fig. 3.15j apresenta uma distribuição bimodal, com um pico de menor intensidade na noite (21 LST) e o pico de maior intensidade na manhã (09 LST, Fig. 3.4b). O "cluster 4" da Fig. 3.15k apresenta uma distribuição quase uniforme ($A_N < 0,5$),com um pico na tarde (16

LST). O "cluster 4" da Fig. 3.15l apresenta uma distribuição unimodal, com um único pico claro acontecendo na tarde (13-16 LST).

O período de JJA (Fig. 3.11c) apresenta 5 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.15m), "cluster 2" (Fig. 3.15n), "cluster 3" (Fig. 3.15o), "cluster 4" (Fig. 3.15p,r) e "cluster 5" (Fig. 3.15q). Os "clusters" desta região apresentam taxas de precipitação média entre 0,15-0,26 mm/h (Fig. 3.2c), sendo que o "cluster 1" tem a taxa de menor intensidade e o "cluster 5" tem a maior intensidade de precipitação. O "cluster 1" apresenta uma distribuição diurna unimodal ($A_N > 0,5$) com a taxa de precipitação incrementando desde o médio dia (12 LST) e o pico acontecendo ao redor 15 LST (Fig. 3.4c). O "cluster 2" tem um ciclo diurno bimodal ($A_N < 0,5$) com um pico acontecendo na tarde entre 15-16 LST e o segundo pico de maior intensidade acontecendo entre a madrugada e primeiras horas da manhã (04-07 LST, Fig. 3.4c e Fig. 3.15n). O "cluster 3" tem um ciclo diurno unimodal ($A_N > 0,5$) com a taxa de precipitação incrementando desde o início da tarde (12-13 LST) com o pico acontecendo entre 15-17 LST, e apresenta um pico fraco na manhã (07-08 LST). Os "cluster 4" (Fig. 3.15p,r) apresentam uma distribuição entre uniforme e bimodal ($A_N < 0,5$), apresentando um pico claro na tarde ao redor 15 LST e picos fracos na madrugada (04-05 LST) e manhã (07 e 09 LST). O "cluster 5" apresenta uma distribuição diurna uniforme ($A_N < 0,5$) com um pico pequeno na tarde entre 13-15 LST (Fig. 3.4c, Fig. 3.15q).

O período de SON (Fig. 3.11d) apresenta 5 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.15s), "cluster 3" (Fig. 3.15t), "cluster 4" (Fig. 3.15u,x), "cluster 6" (Fig. 3.15v) e "cluster 7" (Fig. 3.15w). As taxas de precipitação média oscilam entre 0,14-0,32 mm/h (Fig. 3.2d), com o "cluster 7" apresentando a menor intensidade e o "cluster 3" com a maior taxa de precipitação. O "cluster 1" apresenta um ciclo diurno unimodal ($A_N > 0,5$) com a taxa de precipitação incrementando desde o início da tarde (13 LST) e com o pico acontecendo entre 14-16 LST (Fig. 3.4d e Fig. 3.15s). O "cluster 3" apresenta um ciclo diurno com um pico claro na tarde (mas a $A_N < 0,5$) com a taxa de precipitação crescendo desde 13 LST e o pico acontecendo entre 15-16 LST, na madrugada apresenta alta taxa de precipitação ao redor de 0,25 mm/h. O "cluster 4" (Fig. 3.15u) apresenta setores com $A_N < 0,5$ e setores com valores acima desse limiar, mas o ciclo diurno é unimodal com um pico claro na tarde (15-17 LST) provavelmente associado com as circulações de brisa de rio disparadas pelo rio Purus. O "cluster 4" da Fig. 3.15x apresenta um comportamento similar, com um

pico claro na tarde (15-16 LST) e um pico fraco na madrugada (04-05 LST).O "cluster 6" tem uma distribuição diurna bimodal, com o pico de maior intensidade acontecendo na tarde (15-16 LST) e o segundo pico de menor intensidade acontecendo na madrugada (04-05 LST). O "cluster 7" tem um ciclo diurno uniforme ($A_N < 0,5$) com um ligeiro pico acontecendo na tarde entre 13-14 LST e outro pico fraco na manhã (09 LST).

Os principais mecanismos de geração de precipitações são os SCMs (Rehbein, 2021). Anselmo et al. (2021) mencionam que os SCMs que se formam no litoral nordeste/leste são uma fonte de umidade devido a que se dissipam no seu percorrido e logo essa umidade serve de fonte para a formação dos SCMs na BA central. Outros mecanismos são as circulações locais de brisa de rio durante a tarde e de terra durante a noite-madrugada-manhã (dos Santos et al., 2014; Santos et al., 2019; Silva Dias et al., 2004). O efeito da proximidade dos "clusters" com os principais rios também é evidenciado nos momentos de ocorrência dos picos, com o pico acontecendo mais tarde à medida que o "cluster" está mais afastado do rio (Santos et al., 2019). O efeito da ilha de calor da região de Manaus também é evidenciado ("cluster 1" período JJA) com um pico significativo na tarde, o que é concordante com o encontrado em Tanaka et al. (2014). O jato de baixos níveis amazônico (Anselmo et al., 2020) também é um disparador da convecção e geração de precipitação noturna no centro da BA. A variabilidade diurna do jato de baixos níveis da América do Sul (Marengo et al., 2004) é outro mecanismo de geração de precipitação na região. O SMAS (Carvalho et al., 2002; Vera et al., 2006) e sua associada ZCAS é um mecanismo importante de geração de precipitações na BA que afeta o ciclo diurno desta variável fazendo que a região não apresente um pico claro no dia com amplitudes fracas (Carvalho et al., 2002). A Alta da Bolívia também é um fator importante entre os períodos de SON-DJF que favorece a convecção generalizada sobre a BA central (ver Apêndice A.2). Para o período seco (JJA) e de transição (SON) entre os períodos seco e úmido o incremento da concentração de aerossóis produzidos pelas queimadas de biomassa favorecem o desenvolvimento de sistemas profundos (Albrecht et al., 2011; Andreae et al., 2004). A convecção local associada com a forçante radiativa é um dos principais mecanismos atuando sobre esta região, impulsando também as circulações de brisa do rio.

e) Região Sul

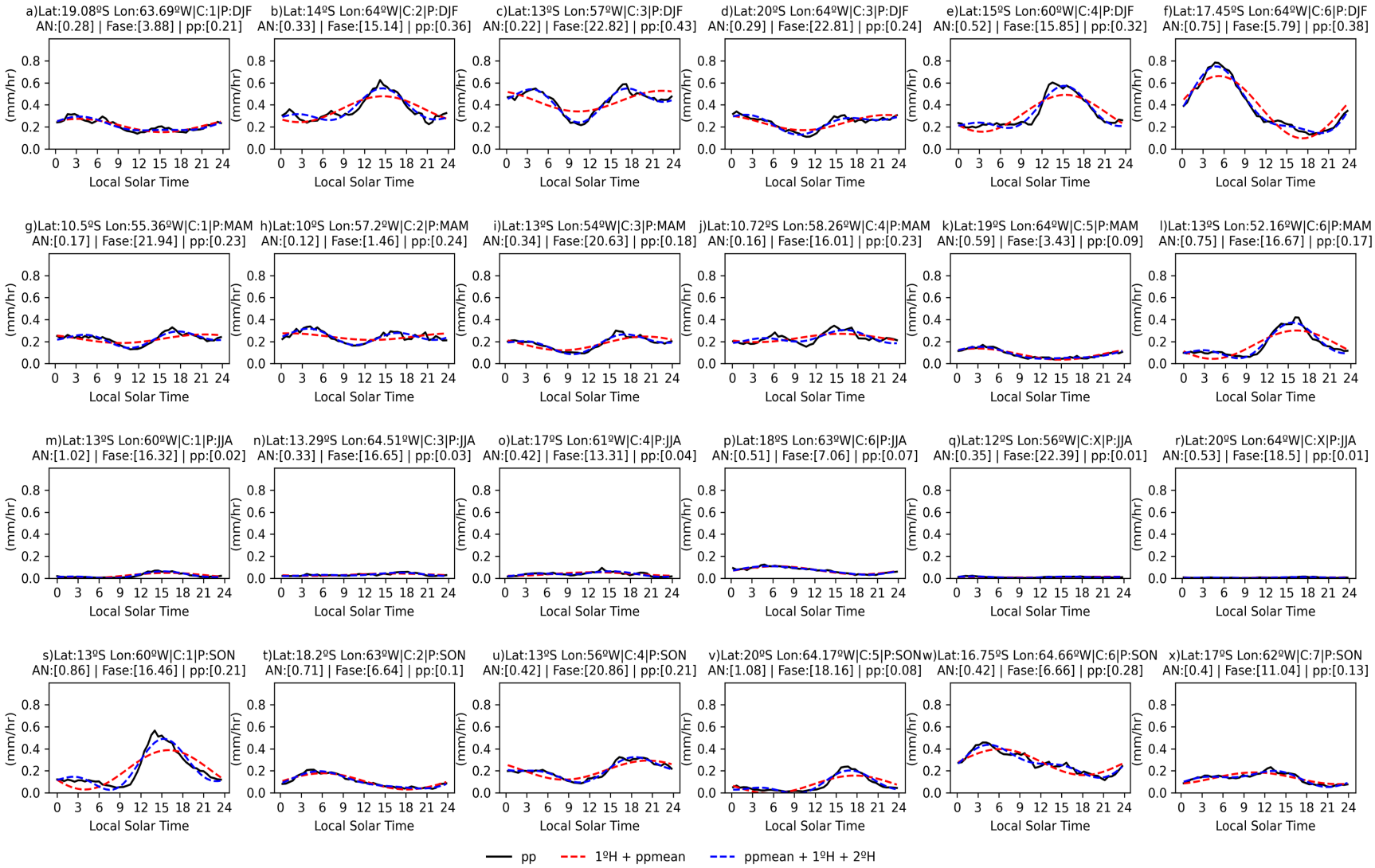

Figura 3.16: Análise de séries temporais dos diferentes tipos de "clusters" sobre a região sul (S) da BA. Os painéis da primeira fila correspondem ao período de DJF (a-f), a segunda fila corresponde ao período de MAM (g-l), a terceira fila corresponde ao período JJA (m-r) e a última fila corresponde ao período SON (s-x). A letra "C"indica o número de "cluster" de cada painel. O contorno preto representa a taxa de precipitação horária média. O contorno vermelho representa a oscilação de 24h mais a taxa de precipitação média. O contorno azul representa a taxa de precipitação média mais as oscilações de 24h e 12h.

A Figura 3.16 apresenta as séries temporais dos diferentes "clusters" observados na região sul da BA (20°-10°S/65°-55°W) para os períodos de DJF (Fig. 3.16a-f), MAM (Fig. 3.16g-l), JJA (Fig. 3.16m-r) e SON (Fig. 3.16s-x).

O período de DJF (Fig. 3.11a) apresenta 5 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.16a), "cluster 2" (Fig. 3.16b), "cluster 3" (Fig. 3.16c,d), "cluster 4" (Fig. 3.16e) e "cluster 6" (Fig. 3.16f). Os "clusters" neste período (DJF) caracterizam-se por apresentarem altas taxas de precipitação entre 0,21-0,43 mm/h (Fig. 3.2a e Fig. 3.16a, Fig. 3.16c, respectivamente). O "cluster 1" apresenta uma distribuição uniforme ($A_N < 0,5$) com um pico de maior intensidade na madrugada (02 LST) e ligeiros picos acontecendo na manhã (06 LST) e na tarde (15 LST). Os "cluster 2" e "cluster 3" apresentam distribuições diurnas bimodais ($A_N < 0,5$). O "cluster 2" apresenta seu máximo absoluto na tarde 15 LST (Fig. 3.4a) e dois picos fracos acontecendo ao redor de 02 LST e o outro ao redor de 07 LST. Os "clusters 3" apresentam seus máximo absolutos ao redor das 15-17 LST associado principalmente ao aquecimento diurno da superfície e o segundo pico entre 03-05 LST. Os "cluster 4" e "cluster 6" apresentam distribuições diurnas unimodais ($A_N > 0,5$). O "cluster 4" experimenta um incremento das taxas de precipitação próximo às 11 LST e alcança o pico entre 14-17 LST. O "cluster 6" experimenta o incremento das taxas de precipitação desde a noite (21 LST) e alcança o pico na madrugada entre 03-05 LST.

Para o período de MAM (Fig. 3.11b) a região sul apresenta 6 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.16g), "cluster 2" (Fig. 3.16h), "cluster 3" (Fig. 3.16i), "cluster 4" (Fig. 3.16j), "cluster 5" (Fig. 3.16k) e "cluster 6" (Fig. 3.16l). As taxas de precipitação média oscilam entre 0,09-0,24 mm/h (Fig. 3.2b). Os "clusters" localizados mais ao sul da BA apresentam baixas taxas de precipitação, sendo que o "cluster 5" apresenta sinais diurnos fracos de precipitação (Fig. 3.2b e Fig. 3.16k). O "cluster 1" apresenta uma distribuição diurna bimodal ($A_N < 0,5$), com o máximo absoluto acontecendo na tarde (16-17 LST) e o segundo pico na madrugada. O "cluster 2" apresenta distribuição diurna bimodal, com o pico de maior intensidade acontecendo na madrugada (Fig. 3.4b) e o segundo pico acontecendo na tarde. O "cluster 3" apresenta uma distribuição bimodal com um pico claro na tarde (15-16 LST). O "cluster 4" apresenta uma distribuição bimodal ($A_N < 0,5$) com o máximo absoluto acontecendo na tarde (15 LST, Fig. 3.4b) e o segundo máximo acontecendo no início da manhã (06 LST). O "cluster 5" localiza-se no extremo sul da BA (19°S), apresenta as sinais diurnas mais fracas (0,09 mm/h), com uma distribuição

diurna uniforme ($A_N < 0,5$) e um pico fraco acontecendo na madrugada ao redor 03 LST. O "cluster 6" apresenta uma distribuição diurna unimodal com incremento da taxa de precipitação quase no final da manhã (11 LST) e com o pico acontecendo entre 15-16 LST (Fig. 3.4b).

O período de JJA (Fig. 3.11c) apresenta 4 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.16m), "cluster 3" (Fig. 3.16n), "cluster 4" (Fig. 3.16o) e o "cluster 6" (Fig. 3.16p). A região sul caracteriza-se por apresentar regiões com sinais diurnos muito fracos neste período (taxa de precipitação média < 0,01 mm/h, Fig. 3.2c, Fig. 3.16q,r) associadas com uma região seca ou de precipitações escassas (região vermelha com cruzes "xx", Fig. 3.11c). A taxa de precipitação dos "clusters" nesta região é débil entre 0,02-0,07 mm/h (Fig. 3.2c). Em geral, o ciclo diurno dos "clusters" neste período apresentam sinais fracas, com alguns máximos acontecendo na tarde ("cluster 1", "cluster 3" e "cluster 4") ou no final da madrugada ("cluster 6"). As Fig. 3.16q e Fig. 3.16r representam regiões com sinais diurnas fracas (taxa de precipitação média < 0,01 mm/h) associadas a regiões com escassas ou nulas precipitações neste período.

Para o período de SON (Fig. 3.11d) a região sul apresenta 6 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.16s), "cluster 2" (Fig. 3.16t), "cluster 4" (Fig. 3.16u), "cluster 5" (Fig. 3.16v), "cluster 6" (Fig. 3.16w) e "cluster 7" (Fig. 3.16x). As taxas de precipitação oscilam entre 0,10-0,28 mm/h (Fig. 3.2d), com o "cluster 2" apresentando a menor taxa de precipitação média e o "cluster 6" com a maior taxa de precipitação. O "cluster 1" tem um ciclo diurno unimodal ($A_N > 0,5$) com um pico claro durante a tarde (13-14 LST, Fig. 3.4d e Fig. 3.16s). O "cluster 2" tem um ciclo diurno unimodal, mas com sinais fracas de precipitação (0,10 mm/h) com o pico acontecendo na madrugada (01-06 LST). O "cluster 4" apresenta uma distribuição diurna bimodal ($A_N < 0,5$), com o pico de maior intensidade acontecendo na tarde (16-17 LST, Fig. 3.4d) e o segundo pico de menor intensidade acontecendo na madrugada (05-06 LST). O "cluster 5" tem um ciclo diurno unimodal ($A_N > 0,5$) com um pico claro acontecendo na tarde (14-18 LST). O "cluster 6" tem um ciclo diurno bimodal, com o pico de maior intensidade acontecendo na madrugada (02-04 LST) e um pico ligeiro na manhã (09 LST) e outro na tarde (15 LST). O "cluster 7" apresenta uma distribuição diurna uniforme ($A_N < 0,5$) com um ligeiro pico entre 12-14 LST.

Os mecanismos de geração de precipitações são: 1) ZCAS (Carvalho et al., 2002), 2) episódios do JBNAS (Marengo et al., 2004), 3) convecção induzida pela forçante radiativa,

e 4) incursões de massas de ar fria (Satyamurty et al., 1998). As sinais fracas de precipitação são associadas ao deslocamento sazonal da precipitação para o norte, característico do SMAS (Vera et al., 2006), mas ainda com episódios da presença da ZCAS como pode ser observado na configuração espacial dos "clusters 1 e 2" no período de MAM. Esta região também tem influência dos fatores locais como a topografia induzindo circulações locais devido ao aquecimento diferencial das superfícies.

f) Região Noroeste

A Figura 3.17 apresenta as séries temporais dos diferentes "clusters" observados na região noroeste da BA (8°S-5°N/80°-70°W) para os períodos de DJF (Fig. 3.17a-f), MAM (Fig. 3.17g-l), JJA (Fig. 3.17m-r) e SON (Fig. 3.17s-x).

No período de DJF (Fig. 3.11a) observa-se 6 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.17a), "cluster 2" (Fig. 3.17b), "cluster 3" (Fig. 3.17c), "cluster 4" (Fig. 3.17d), "cluster 5" (Fig. 3.17e) e "cluster 6" (Fig. 3.17f). As taxas de precipitação oscilam entre 0,16-0,48 mm/h (Fig. 3.2a), com o "cluster 5" apresentando a menor intensidade e o "cluster 1" com as taxas de precipitação mais intensas. Os "cluster 4", "cluster 5" e "cluster 6" apresentam distribuições diurnas unimodais ($A_N > 0,5$). O "cluster 4" começa a incrementar sua taxa de precipitação ao redor das 11 LST e o pico acontece entre 13-15 LST (Fig. 3.4a), para logo diminuir e ser fraca entre a noite e amanhã (Fig. 3.17d). O "cluster 5" apresenta incremento da taxa de precipitação desde o final da manhã (11 LST) com o pico acontecendo entre 14-16 LST (Fig. 3.4a, Fig. 3.17e). O "cluster 6" começa a incrementar sua taxa de precipitação na noite (21 LST) e apresenta o pico entre 04-06 LST (Fig. 3.4a) e logo diminui entre a manhã e tarde (Fig. 3.17f). Os "cluster 1", "cluster 2" e "cluster 3" apresentam distribuições diurnas bimodais ($A_N < 0,5$). O "cluster 1" apresenta seu máximo absoluto da taxa de precipitação na madrugada (1 LST, Fig. 3.4a) e o segundo pico na tarde ao redor das 15 LST (Fig. 3.17a). O "cluster 2" apresenta o máximo absoluto na tarde (13-14 LST) e o segundo pico na manhã (07-09 LST, Fig. 3.17b). O "cluster 3" apresenta o pico de maior intensidade entre o final da tarde e à noite (18-20 LST) e o segundo pico na madrugada (04-05 LST, Fig. 3.17c).

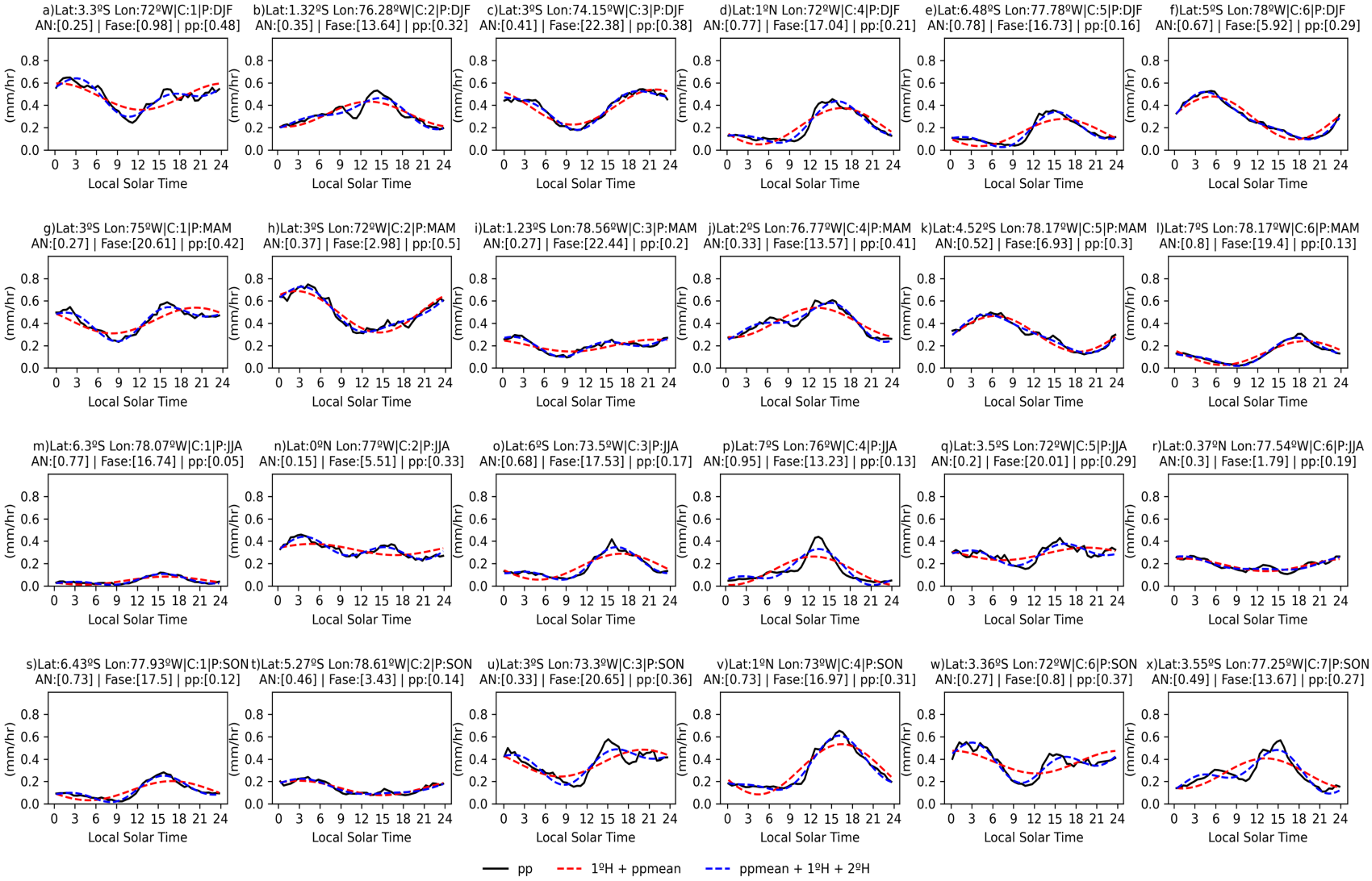

Figura 3.17: Análise de séries temporais dos diferentes tipos de "clusters" sobre a região noroeste (NW) da BA. Os painéis da primeira fila correspondem ao período de DJF (a-f), a segunda fila corresponde ao período de MAM (g-l), a terceira fila corresponde ao período JJA (m-r) e a última fila corresponde ao período SON (s-x). A letra "C"indica o número de "cluster" de cada painel. O contorno preto representa a taxa de precipitação horária média. O contorno vermelho representa a oscilação de 24h mais a taxa de precipitação média. O contorno azul representa a taxa de precipitação média mais as oscilações de 24h e 12h.

O período de MAM (Fig. 3.11b) apresenta os 6 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.17g), "cluster 2" (Fig. 3.17h), "cluster 3" (Fig. 3.17i), "cluster 4" (Fig. 3.17j), "cluster 5" (Fig. 3.17k) e "cluster 6" (Fig. 3.17l). Os "cluster 1", "cluster 2", "cluster 3" e "cluster 4" apresentam uma distribuição bimodal ou uniforme da precipitação ao longo do dia ($A_N < 0,5$), e os "cluster 5" e "cluster 6" apresentam uma distribuição unimodal diurna de suas precipitações ($A_N > 0,5$). As taxas de precipitação variam entre 0,13-0,50 mm/h (Fig. 3.2b), sendo que o "cluster 6" (localizado nos Andes) apresenta a menor taxa de precipitação média, e o "cluster 2" localizado no nordeste de Peru (região de Loreto-Iquitos) apresenta a maior taxa de precipitação média. O "cluster 1" apresenta dois máximos no dia, experimentando incremento da taxa de precipitação ao redor do médio dia (12 LST) e com o pico acontecendo na tarde (15-16 LST, Fig. 3.17g e Fig. 3.4b), o segundo máximo (fraco) acontece na madrugada (02 LST). O "cluster 2" tem um pico fraco na tarde ao redor 15 LST e no início da noite começa a experimentar incrementos da sua taxa de precipitação com o pico acontecendo entre 02-04 LST (Fig. 3.17h e Fig. 3.4b). O "cluster 3" localizado nos Andes de Equador apresenta incrementos de sua taxa de precipitação no final do dia (11 LST) com o pico fraco acontecendo na tarde (15 LST), e o maior pico da taxa de precipitação acontece entre o final da noite e madrugada (22-03 LST). O "cluster 4" apresenta uma mistura entre uma distribuição unimodal e bimodal com incremento da taxa de precipitação desde a madrugada (03 LST), apresentando um pico fraco ao redor 06 LST e o pico sobresaliente acontecendo na tarde (13-16 LST). O "cluster 4" localiza-se numa região de transição entre os Andes e a floresta amazônica, o que pode estar associado com esse comportamento entre unimodal e bimodal. O "cluster 5" apresenta incremento da taxa de precipitação na noite, com o pico acontecendo na madrugada (04-06 LST) que pode estar associado com as circulações locais induzidas pelo rio Marañon e pela presença dos Andes, e apresenta um segundo pico (fraco) ao redor 15 LST. O "cluster 6" localizado mais ao sul desta região apresenta um ciclo diurno com um pico bem estabelecido acontecendo na tarde (18 LST).

Para o período de JJA (Fig. 3.11c) a região sudoeste apresenta 6 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.17m), "cluster 2" (Fig. 3.17n), "cluster 3" (Fig. 3.17o), "cluster 4" (Fig. 3.17p), "cluster 5" (Fig. 3.17q) e "cluster 6" (Fig. 3.17r). As taxas de precipitação média dos "clusters" oscilam entre 0,05-0,33 mm/h (Fig. 3.2c), sendo que o "cluster 1" apresenta a menor intensidade e o "cluster 2" tem a maior taxa de precipitação média. O

"cluster 1" apresenta valores da $A_N > 0,5$ com um ligeiro pico acontecendo na tarde (Fig. 3.17m). O "cluster 2" apresenta uma distribuição diurna bimodal ($A_N < 0,5$) com a taxa de precipitação incrementando desde o médio dia (12 LST) e o pico acontecendo na tarde (15-16 LST), o segundo pico de maior intensidade acontece na madrugada ao redor 03 LST. O "cluster 3" tem um ciclo diurno unimodal da precipitação, com a taxa de precipitação acrescentando desde o médio dia (12 LST), e um pico claro acontecendo na tarde (14-16 LST). O "cluster 4" apresenta uma distribuição diurna unimodal ($A_N > 0,5$) com um pico bem estabelecido no horário da tarde (13-14 LST, Fig. 3.4c, Fig. 3.17p). O "cluster 5" ($A_N < 0,5$) apresenta incremento da precipitação no início da tarde (13 LST) com o pico de maior intensidade acontecendo entre 15-16 LST, e o segundo pico acontecendo na madrugada (03-04 LST). O "cluster 6" apresenta uma distribuição diurna quase uniforme ($A_N < 0,5$), com um pequeno pico na tarde entre 12-15 LST e um segundo pico mais intenso na madrugada (02-03 LST).

No período de SON (Fig. 3.11d) observa-se 6 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.17s), "cluster 2" (Fig. 3.17t), "cluster 3" (Fig. 3.17u), "cluster 4" (Fig. 3.17v), "cluster 6" (Fig. 3.17w) e "cluster 7" (Fig. 3.17x). As taxas de precipitação dos "clusters" nesta região oscilam entre 0,12-0,37 mm/h (Fig. 3.2d), com o "cluster 1" apresentando a menor taxa de precipitação média e o "cluster 6" com a maior taxa de precipitação. O "cluster 1" tem um ciclo diurno unimodal ($A_N > 0,5$) com um único pico da taxa de precipitação acontecendo na tarde (15-16 LST, Fig. 3.4d, Fig. 3.17s). O "cluster 2" apresenta uma distribuição uniforme ($A_N < 0,5$) com uma maior intensidade na madrugada (03-04 LST) e um pico fraco no horário da tarde (15 LST). O "cluster 3" apresenta um ciclo diurno bimodal ($A_N < 0,5$) com a taxa de precipitação incrementando desde o início da tarde (13 LST) e com o pico acontecendo 15 LST, um segundo pico de menor intensidade acontece na noite (20-21 LST). O "cluster 4" tem um ciclo diurno unimodal ($A_N > 0,5$) com a taxa de precipitação crescendo desde o médio dia (12 LST) e o pico acontecendo entre 15-18 LST. O "cluster 6" apresenta uma distribuição diurna bimodal com um pico acontecendo na tarde (14-16 LST) e o segundo pico de maior intensidade acontecendo na madrugada (01-04 LST). O "cluster 7" tem um ciclo diurno bimodal, com um pico sobresaliente na tarde entre 13-16 LST e um segundo pico de menor intensidade entre o final da madrugada e primeiras horas da manhã (05-07 LST).

Observa-se que os "clusters" na parte do Equador apresentam uma orientação de

noroeste-sudeste, similar à configuração espacial dos clusters encontrados em Ruiz-Hernández et al. (2021), onde no trabalho deles também encontraram 4 tipos diferentes de "clusters". Dentro dos sistemas que produzem precipitações nesta região estão: (1) SCMs (Rehbein, 2021), (2) circulações locais de tipo vale-montanha (Junquas et al., 2018; Ruiz-Hernández et al., 2021) e brisas de rio (dos Santos et al., 2014; Santos et al., 2019; Silva Dias et al., 2004), (3) os ventos Alísios (Fig. A.1) que carregam a umidade do Oceano Atlântico e da floresta Amazônica, e (4) convecção induzida pela forçante radiativa.

g) Região Sudoeste

A Figura 3.18 apresenta as séries temporais dos diferentes "clusters" observados na região sudoeste da BA (20°-8°S/80°-65°W) para os períodos de DJF (Fig. 3.18a-f), MAM (Fig. 3.18g-l), JJA (Fig. 3.18m-r) e SON (Fig. 3.18s-x).

O período de DJF (Fig. 3.11a) para a região sudoeste apresenta 5 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.18a -"hotspot" de Peru, e Fig. 3.18b - "hotspot" da Bolívia), "cluster 2" (Fig. 3.18c), "cluster 4" (Fig. 3.18d), "cluster 5" (Fig. 3.18e) e "cluster 6" (Fig. 3.18f). O "cluster 1" (Fig. 3.18a) localizado no "hotspot" de Peru (Chavez e Takahashi, 2017) apresenta a taxa de precipitação mais alta (0,77 mm/h), além de uma distribuição diurna unimodal ($A_N > 0,5$), com a taxa de precipitação incrementando no final da tarde (18 LST) e com o pico ao redor 03-04 LST. O "cluster 1" (Fig. 3.18b) localizado no "hotspot" da Bolívia apresenta um comportamento similar ao "hotspot" de Peru, mas com a taxa de precipitação de menor intensidade. O "cluster 2" apresenta uma distribuição diurna bimodal ($A_N < 0,5$) com o pico de maior intensidade acontecendo na tarde (14-16 LST) e o pico de menor intensidade acontece na manhã (07-08 LST). O "cluster 4" tem um ciclo diurno unimodal com o pico acontecendo na tarde entre 16-17 LST, depois apresenta taxa de precipitação constante até a madrugada e depois diminui no final da madrugada e manhã. O "cluster 5" apresenta $A_N > 0,5$ com incremento da taxa de precipitação ao redor 13 LST e com o pico acontecendo entre 16-18 LST. O "cluster 6" também apresenta $A_N > 0,5$ com incremento da taxa de precipitação desde a noite (21 LST), com o pico ao redor 03-05 LST, e com um segundo pico mais fraco na tarde (15 LST).

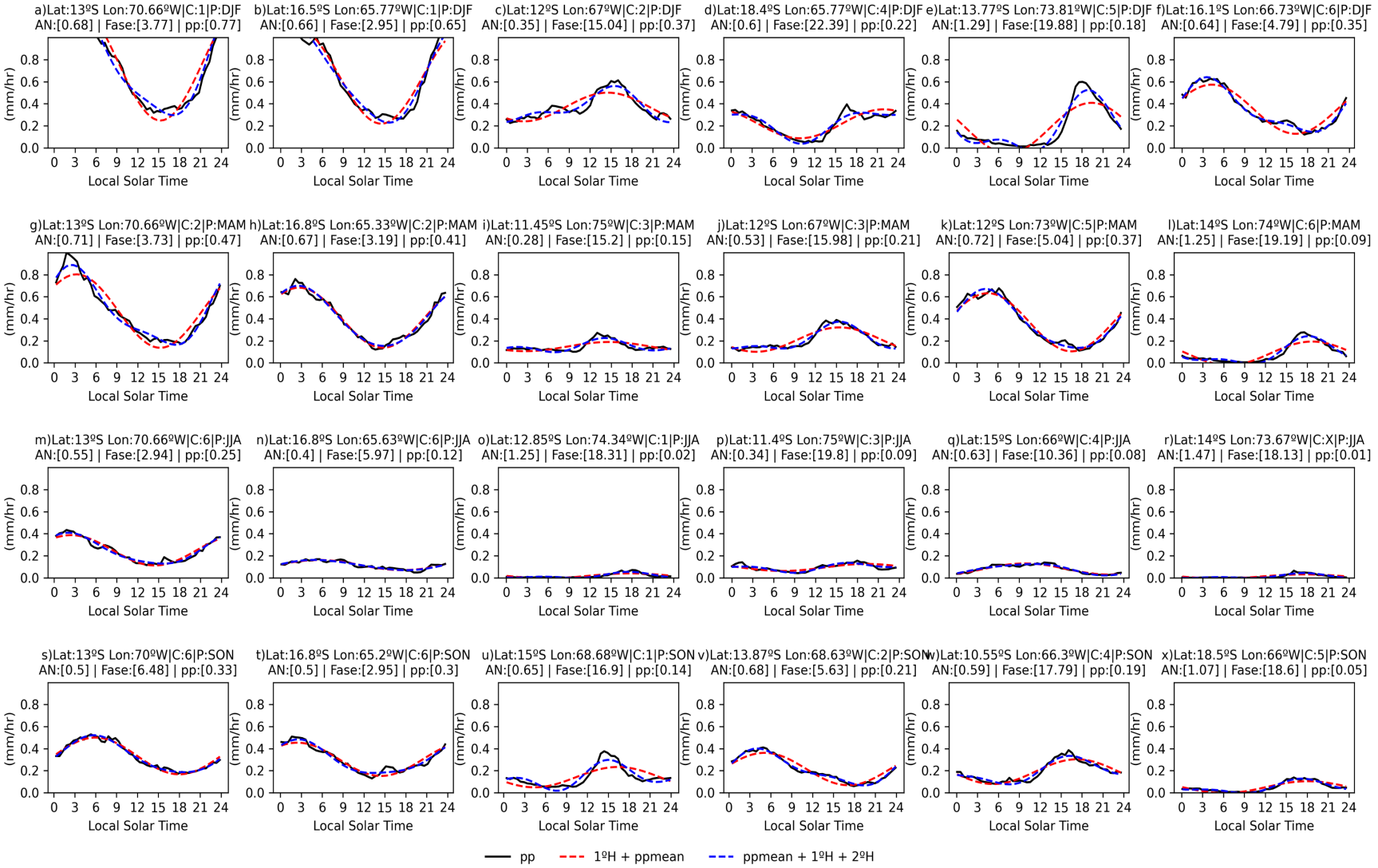

Figura 3.18: Análise de séries temporais dos diferentes tipos de "clusters" sobre a região sudoeste (SW) da BA. Os painéis da primeira fila correspondem ao período de DJF (a-f), a segunda fila corresponde ao período de MAM (g-l), a terceira fila corresponde ao período JJA (m-r) e a última fila corresponde ao período SON (s-x). A letra "C"indica o número de "cluster" de cada painel. O contorno preto representa a taxa de precipitação horária média. O contorno vermelho representa a oscilação de 24h mais a taxa de precipitação média. O contorno azul representa a taxa de precipitação média mais as oscilações de 24h e 12h.

O período de MAM (Fig. 3.11b) apresenta 4 tipos de "clusters": "cluster 2" (Fig. 3.18g - "hotspot" de Peru, e Fig. 3.18h - "hotspot" da Bolívia), "cluster 3" (Fig. 3.18i,j), "cluster 5" (Fig. 3.18k) e "cluster 6" (Fig. 3.18l). Os "clusters" apresentam principalmente uma distribuição unimodal ($A_N > 0,5$), exceto o "cluster 3" (Fig. 3.18i) localizado nos Andes, apresentando uma distribuição uniforme com sinais fracas de precipitação diurna. As taxas de precipitação média oscilam entre 0,15-0,47 mm/h (Fig. 3.2b), com o "cluster 3" apresentando a taxa mais fraca e os "clusters 2" localizados na região dos "hotspot" de precipitação apresentando as maiores taxas de precipitação (com o "hotspot" localizado no Peru de maior intensidade). Os "clusters 2" localizados nas regiões dos "hotspots" de Peru (Fig. 3.18g) e Bolívia (Fig. 3.18h) apresentam incrementos das suas taxas de precipitação no final da tarde (18 LST) e seus picos acontecem na madrugada (01-03 LST, Fig. 3.4b). O comportamento dos "hotspots" é consistente com o encontrado em Junquas et al. (2018) com os máximos acontecendo na noite no lado leste dos Andes. O "cluster 3" apresenta sinais fracas de precipitação diurna (0,15 mm/h), mas apresenta um pico claro no início da tarde (13 LST, Fig. 3.4b e Fig. 3.18i,j). O "cluster 5" apresenta um pico fraco na tarde (15 LST) e experimenta incremento da sua taxa de precipitação na noite (19 LST) com o pico acontecendo na madrugada (02-05 LST). O "cluster 6" começa a experimentar precipitações diurnas ao redor do médio dia (12 LST) com o pico acontecendo quase no final da tarde (17-18 LST).

Para o período de JJA (Fig. 3.11c) a região sudoeste apresenta 4 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.18o), "cluster 3" (Fig. 3.18p), "cluster 4" (Fig. 3.18q) e "cluster 6" (Fig. 3.18m - "hotspot" de Peru, e Fig. 3.18n - "hotspot" da Bolívia). A taxa de precipitação média oscila entre 0,02-0,25 mm/h (Fig. 3.2c), com o "cluster 1" apresentando a menor taxa de precipitação e o "cluster 6" localizado no "hotspot" de Peru com a maior taxa de precipitação. O "cluster 1" apresenta sinais diurnas fracas (taxa de precipitação média 0,02 mm/h), sua distribuição diurna é uniforme ($A_N < 0,5$) ao longo do dia, com um pico fraco acontecendo quase no final da tarde (17-18 LST). O "cluster 3" apresenta sinais diurnas fracas da precipitação (taxa de precipitação média 0,09 mm/h) com uma distribuição uniforme, com um ligeiro pico entre a tarde e noite. O "cluster 4" apresenta uma distribuição diurna unimodal, com a taxa de precipitação incrementando desde a madrugada (00-01 LST) e o pico acontecendo entre a manhã-tarde (10-14 LST). O "cluster 6" (Fig. 3.18m) localizado na região do "hotspot" de Peru, observa-se que tem alta taxa

de precipitação horária (0,25 mm/h), tem uma distribuição diurna unimodal, com a taxa de precipitação incrementando desde a noite (18-19 LST) e o pico acontecendo na madrugada (02 LST). O "cluster 6" (Fig. 3.18n) localizado na região do "hotspot" da Bolívia apresenta menor intensidade em relação ao "hotspot" de Peru, com um ligeiro pico acontecendo na madrugada. A região sudoeste também apresenta regiões com sinais diurnas da precipitação muito fracas (taxa de precipitação média $<$ 0,01 mm/h) e estão localizadas na parte alta da Cordilheira dos Andes (áreas vermelhas da Fig. 3.18r).

O período de SON (Fig. 3.11d) apresenta 5 tipos de "clusters": "cluster 1" (Fig. 3.18u), "cluster 2" (Fig. 3.18v), "cluster 4" (Fig. 3.18w), "cluster 5" (Fig. 3.18x) e "cluster 6" (Fig. 3.18s - "hotspot"de Peru, e Fig. 3.18t - "hotspot" da Bolívia). As taxas de precipitação média oscilam entre 0,05-0,33 mm/h (Fig. 3.2d), com o "cluster 5" apresentando a menor taxa de precipitação e o "cluster 6" com a maior taxa de precipitação. O "cluster 1" apresenta uma distribuição diurna unimodal ($A_N > 0,5$) com a taxa de precipitação horária crescendo desde o final da manhã e o pico acontecendo entre 14-16 LST (Fig. 3.18u). O "cluster 2" apresenta um ciclo diurno unimodal, com a taxa de precipitação horária crescendo desde a noite (21 LST) e o pico acontecendo na madrugada entre 03-05 LST. O "cluster 4" apresenta um ciclo diurno unimodal, com a taxa de precipitação crescendo desde o início da tarde (13 LST) e o pico acontecendo entre 15-16 LST. O "cluster 5" também apresenta uma distribuição diurna unimodal, com baixa intensidade da taxa de precipitação (0,05 mm/h) e com um pico ligeiro acontecendo na tarde entre 15-18 LST (Fig. 3.18x). O "cluster 6" (Fig. 3.18s) localizado na região do "hotspot" de Peru, tem uma distribuição diurna unimodal ($A_N > 0,5$), com a maior taxa de precipitação da região sudoeste, com o pico acontecendo entre a madrugada e início da manhã (04-06 LST). O "cluster 6" (Fig. 3.18t) localizado no "hotspot" da Bolívia apresenta valores da $A_N = 0,5$ com um ligeiro pico acontecendo na tarde (15 LST), a intensidade da taxa de precipitação cresce na noite e o máximo acontece na madrugada (02 LST).

Os principais mecanismos de geração de precipitações são: (1) circulações locais de tipo vale-montanha induzida pelos Andes e vales interandinos (Junquas et al., 2018), (2) episódios do JBNAS (Marengo et al., 2004), (3) incursões de massas de ar frio (Satyamurty et al., 1998), (4) SCMs (Rehbein, 2021) e (5) convecção generalizada devido à influência da Alta da Bolívia (ver apêndice A.2) e ao aquecimento da superfície produzida pela forçante radiativa.

Capítulo 4

Sumário e Conclusões

O presente trabalho pesquisou a variabilidade espaço-temporal do ciclo diurno da precipitação sobre a Bacia Amazônica (BA) e realizou uma regionalização dos ciclos diurnos similares mediante a aplicação do algoritmo "K-Means". Na pesquisa foram utilizados dados de precipitação do produto IMERG V06B Final Run PrecipitationCal com resolução espacial de 0,1° x 0,1° e resolução temporal de 0,5 horas para um período de 20 anos (01 janeiro de 2001 até 31 dezembro de 2020). Para atingir o objetivo principal foi aplicada a análise harmônica, foram estudadas as oscilações diurnas (primeiro harmônico), semidiurnas (segundo harmônico) e analisados os parâmetros harmônicos destas oscilações: taxa de precipitação média, amplitude e fase. As métricas harmônicas (amplitude e fase) são ferramentas que condensam grandes quantidades de dados em estatísticas resumidas. São úteis para estudar o comportamento da ocorrência frequente de precipitações fracas e de precipitações tropicais que acontecem muito cedo no dia.

A taxa de precipitação média mostrou uma variabilidade anual associada com o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS, Carvalho et al. 2002; Vera et al. 2006), iniciando no período de SON no noroeste da BA e estendendo-se até o sudeste. Para associar as precipitações com os sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) foi utilizado o limiar de 0,254 mm/h (Rehbein et al., 2019), devido ao fato de que estes sistemas são os que organizam a precipitação na BA (Nesbitt et al., 2006). Assim, para o início de SON, as precipitações do noroeste da BA e nos Andes são associadas aos SCMs. No período de DJF associada com o estágio de maturidade do SMAS, a precipitação em quase toda a BA é gerada pelos SCMs, exceto ao norte de 0° da BA e nas partes altas (acima de 3000 metros de altitude) da Cordilheira dos Andes. Para MAM existe um deslocamento da taxa de precipitação associada aos SCMs ao norte de 10°S associada com a fase de

dissipação do SMAS, porém observa-se precipitações associadas a SCMs nos Andes ao redor da altitude de 1500 metros. No período de JJA (fase inativa do SMAS) as taxas de precipitação associadas aos SCMs estão localizadas no noroeste e norte da BA. Por outro lado, para JJA, o sudeste e em regiões acima de 3000 metros de altitude na Cordilheira dos Andes (Sul de Peru e Bolívia) apresentam sinais diurnas fracas associadas à escassez de eventos de precipitação. Os "hotspots" localizados em Peru e Bolívia apresentaram altas taxas de precipitação ao longo do ano ("hotspot" de Peru sendo o mais intenso), com maior intensidade em DJF e menor intensidade em JJA, e com suas precipitações associadas aos SCMs. Assim mesmo, esse comportamento foi observado ao longo dos vales andinos (abaixo de 1500 metros de altitude), mostrando fortes gradientes de precipitação em função da sua exposição ao fluxo de grande escala nos níveis baixos (Espinoza et al., 2009; Figueroa e Nobre, 1990).

A amplitude normalizada (1° harmônico) inferior do limiar de 0,5 mostrou um deslocamento sazonal seguindo o ciclo do SMAS. A amplitude normalizada inferior 0,5 está associada com precipitações estratiformes de sistemas rasos, um ciclo diurno com dois picos ou distribuição uniforme ao longo do dia, e com SCMs mais extensos e menos profundos e com precipitação estratiforme. Os períodos de DJF e MAM mostraram a amplitude normalizada inferior 0,5 com uma extensão de noroeste-sudeste e localizado também ao longo dos Andes (ao redor da altitude de 1500 metros). Em JJA, a amplitude normalizada inferior 0,5 localizaram-se ao norte de 5°S e ao longo dos Andes. Para SON a amplitude normalizada inferior 0,5 localiza-se no noroeste da BA (região de Iquitos em Peru), ao longo dos Andes e no norte, nordeste e leste da BA. As regiões com amplitude normalizada inferior 0,5 mostraram seus momentos de ocorrência dos picos das taxas de precipitação (fase do 1° harmônico) principalmente na noite e primeiras horas da madrugada. Por outro lado, regiões com valores da amplitude normalizada acima de 0,5 mostraram seus momentos de ocorrência dos picos das taxas de precipitação (fase do 1° harmônico) principalmente na tarde, e em algumas regiões na manhã. A distribuição espacial da amplitude normalizada (inferior 0,5) de DJF e MAM estariam associadas com a assinatura da precipitação da ZCAS e mostrando que esse sistema não apresenta um ciclo diurno claro, com as precipitações acontecendo em qualquer momento do dia. A amplitude normalizada inferior 0,5 ao longo dos Andes (próximo da altitude de 1500 metros) mostra que essas regiões estariam apresentando dois picos no dia associadas com as circulações locais do tipo vale-montanha

induzidas pela topografia e disparando o desenvolvimento de SCMs. Nessas regiões dos Andes que experimentam dois picos no dia, o momento de ocorrência das máximas taxas de precipitação seria principalmente entre a noite-madrugada. No noroeste da BA mostrou que ao longo do ano apresentou a amplitude normalizada inferior a 0,5 indicando que essa região apresenta uma distribuição uniforme da precipitação ao longo do dia. Os períodos de JJA e SON apresentam principalmente a amplitude normalizada acima de 0,5 (exceto no norte e noroeste da BA) indicando precipitações do tipo convectivo de sistemas profundos, acontecendo principalmente na tarde e em algumas regiões em horas da manhã.

A fase (1° harmônico) mostrou um deslocamento dos sistemas precipitantes desde o nordeste em direção ao interior da BA, acontecendo os picos primeiro na tarde nas áreas próximas ao litoral e horas depois nas regiões mais afastadas. A configuração espacial da fase mostra que esses sistemas são alinhados com a linha de costa da região litoral (noroeste-sudeste), e estariam associadas com as brisas de mar que disparam a formação de LIs que se propagam em direção ao centro da BA. Foi identificado uma região de dissipação dos sistemas formados no litoral, com os picos acontecendo nessa região na madrugada, indicando que as LIs não conseguem atingir o centro da BA em seu percorrido, o que é concordante com a hipótese sugerida em Anselmo et al. (2021). Como é sugerido em Anselmo et al. (2021) a dissipação desses sistemas servem como fonte de umidade para novos sistemas precipitantes, que experimentariam seus picos na tarde e continuariam o deslocamento para o centro da BA, que tem o pico entre a noite e madrugada para logo dissipar-se. Nas partes altas dos Andes (ao redor da altitude de 3000 metros) mostraram que os picos acontecem principalmente na tarde, e nas partes baixas dos Andes experimentam suas máximas taxas de precipitação entre a noite-madrugada. Os mapas da fase (1° harmônico) mostram que os sistemas se deslocam desde o ocidente em direção ao centro da BA, acontecendo os picos primeiro na tarde nas regiões mais ocidentais (próximas aos Andes) e horas mais tarde nas regiões mais afastadas das partes altas dos Andes. A banda de ocorrência dos picos da manhã poderia ser uma região de dissipação dos sistemas que se formaram nos Andes, essa região de dissipação seria fonte de umidade para a formação de novos sistemas, com seus picos na tarde e deslocando-se para o centro da BA. O efeito das circulações locais do tipo vale-montanha é observado ao longo da Cordilheira dos Andes com as brisas de vale acontecendo na tarde e brisas de montanha acontecendo na noite-madrugada influenciando no ciclo diurno da precipitação. Sobre a região dos grandes rios Amazônicos é observado

um efeito de circulação local do tipo de brisa de rio (acontecendo na tarde) e de terra (acontecendo na noite-manhã) influenciando no ciclo diurno da precipitação.

Na aplicação do algoritmo "K-Means", foi utilizado primeiro a PCA para capturar a maior variabilidade total da amplitude e fase (1° e 2° harmônico) e da taxa de precipitação média através das duas primeiras componentes (PC1 e PC2). O número de "clusters" foi determinado através dos "scores" de silhueta e do método "elbow", mostrando que para os períodos de DJF, MAM, JJA o número ótimo de "clusters" é seis (6) e para o período de SON a eleição foi de sete (7). Os resultados da aplicação do "K-Means" mostraram que a configuração espacial dos "clusters" varia sazonalmente na BA, podendo ser o SMAS e a sazonalidade dos mecanismos de grande escala os que configuram a distribuição geográfica dos grupos homogêneos ("clusters"). As séries temporais dos "clusters" mostraram que os fatores locais como a topografia, proximidade aos corpos d'água, heterogeneidades da superfície (uso e cobertura do solo) e a proximidade a centros urbanos modulam a intensidade e momento de ocorrência do ciclo diurno da precipitação. Foi mostrado que os rios Amazônicos têm uma forte influência sobre o ciclo diurno da precipitação, o que é observado na configuração dos "clusters" sobre estas áreas. A topografia ao longo dos Andes exerce uma forte influência no estabelecimento dos "clusters" associado aos fortes gradientes de precipitação sobre esta região. O efeito do centro urbano de Manaus também é observado na determinação dos "clusters", sendo uma região com um ciclo diurno bem estabelecido com um único pico acontecendo na tarde.

O algoritmo "K-Means" realizou a regionalização baseado principalmente na amplitude normalizada e fase das taxas de precipitação do primeiro harmônico, devido a que são as características que capturam melhor o ciclo diurno da precipitação. Que a regionalização seja feita baseada principalmente nestas duas métricas diurnas é importante no sentido de auxiliar as simulações numéricas dos modelos do tempo e clima. O fato que a fase seja a característica predominante no processo de agrupamento do "K-Means" explica porque existem "clusters" iguais em áreas distantes, o que poderia estar associado com mecanismos similares de formação de sistemas precipitantes ou com uma configuração similar da topografia.

A conclusão deste trabalho é que o ciclo diurno da precipitação na BA é um resultado da combinação de múltiplos processos multi-escala desde a grande-escala até processos microfísicos, que em conjunto com os fatores locais (uso e cobertura do solo, topografia,

corpos d'água) atuam no desenvolvimentos dos sistemas precipitantes. Portanto, a variabilidade espaço-temporal do ciclo diurno na BA está relacionada principalmente com os mecanismos forçantes que variam espacialmente e temporalmente responsáveis do início da convecção originando os diferentes comportamentos deste modo de variabilidade de escala fina. A regionalização do ciclo diurno da precipitação sobre a BA aqui realizada oferece a oportunidade de melhorar as simulações numéricas dos modelos do tempo e clima que até o dia de hoje ainda têm dificuldades em representar a intensidade e a fase das taxas de precipitação. Assim mesmo, a regionalização da BA permite levantar a questão de até que ponto se pode permitir que varie a fase dentro de uma área homogênea ("clusters") antes de que se torne significativamente diferente, i.e., até que ponto uma simulação pode ser considerada aceitável. Também oferece a oportunidade de realizar estudos localizados sobre os "clusters" identificados e analisar os mecanismos de formação de precipitação na escala diurna e estudar a estrutura tridimensional dos sistemas precipitantes a partir de dados de radar e radiossondagens. Portanto, a presente pesquisa abre a possibilidade de realizar futuros trabalhos para melhorar o entendimento do ciclo diurno da precipitação sobre a BA.

Capítulo 5

Sugestões para trabalhos futuros

No desenvolvimento da presente pesquisa surgiram questões que podem ser realizadas em futuros trabalhos sobre o ciclo diurno da precipitação na Bacia Amazônica que não foram consideradas nesta pesquisa:

- Incluir nos "inputs" da técnica de agrupamento "K-Means" variáveis adicionais relacionadas fortemente com o ciclo diurno da precipitação, como por exemplo: uso e cobertura do solo (associado com os fluxos de calor sensível e latente), concentração de aerossóis relacionada com as queimadas de biomassa. Em relação às variáveis meteorológicas: temperatura de brilho do topo das nuvens inferiores a um determinado valor limiar (e.g. $IRTB < 240K$, Nunes et al. 2016) relacionadas com a convecção potencialmente severa, altura da base das nuvens, e profundidade da nuvem quente.

- Realizar uma avaliação da regionalização obtida através de estimativas de precipitação por satélite com dados da rede de estações pluviométricas dentro da Bacia Amazônica.

- Realizar estudos localizados tendo como referência a regionalização apresentada nesta pesquisa com o objetivo de entender os efeitos dos fatores locais: topografia, heterogeneidade das superfícies, circulações locais de tipo brisa de mar, de rio e do tipo vale-montanha sobre o ciclo diurno da precipitação.

- Utilizar dados de radar ("in-situ", ou por satélite) em estudos localizados (sobre os "clusters" obtidos na pesquisa) para caracterizar a estrutura tridimensional dos sistemas precipitantes e a evolução destes sistemas, assim como sua microfísica.

- Realizar estudos de simulação numérica do ciclo diurno da precipitação tendo como

referência a amplitude e fase dos picos das taxas de precipitação obtidos nesta pesquisa sobre os "clusters" para entender os mecanismos de geração de precipitação nestas áreas homogêneas.

Referências Bibliográficas

Albrecht R. I., Morales C. A., Silva Dias M. A., Electrification of precipitating systems over the Amazon: Physical processes of thunderstorm development, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2011, vol. 116

Alcântara C. R., Dias M. A. S., Souza E. P., Cohen J. C., Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines, Atmospheric Research, 2011, vol. 100, p. 36

Allan R. P., Barlow M., Byrne M. P., Cherchi A., Douville H., Fowler H. J., Gan T. Y., Pendergrass A. G., Rosenfeld D., Swann A. L., et al., Advances in understanding large-scale responses of the water cycle to climate change, Annals of the New York Academy of Sciences, 2020, vol. 1472, p. 49

Andreae M. O., Rosenfeld D., Artaxo P., Costa A., Frank G., Longo K., Silva-Dias M. A. F. d., Smoking rain clouds over the Amazon, science, 2004, vol. 303, p. 1337

Angelis C. F., McGregor G. R., Kidd C., Diurnal cycle of rainfall over the Brazilian Amazon, Climate Research, 2004, vol. 26, p. 139

Anselmo E. M., Machado L. A., Schumacher C., Kiladis G. N., Amazonian mesoscale convective systems: Life cycle and propagation characteristics, International Journal of Climatology, 2021, vol. 41, p. 3968

Anselmo E. M., Schumacher C., Machado L. A., The Amazonian low-level jet and its connection to convective cloud propagation and evolution, Monthly Weather Review, 2020, vol. 148, p. 4083

Arraut J. M., Nobre C., Barbosa H. M., Obregon G., Marengo J., Aerial rivers and lakes:

looking at large-scale moisture transport and its relation to Amazonia and to subtropical rainfall in South America, Journal of Climate, 2012, vol. 25, p. 543

Ávila E. E., Bürgesser R. E., Castellano N. E., Nicora M. G., Diurnal patterns in lightning activity over South America, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2015, vol. 120, p. 3103

Bedoya-Soto J. M., Aristizábal E., Carmona A. M., Poveda G., Seasonal shift of the diurnal cycle of rainfall over Medellin's valley, Central Andes of Colombia (1998–2005), Frontiers in Earth Science, 2019, vol. 7, p. 92

Biasutti M., Yuter S. E., Observed frequency and intensity of tropical precipitation from instantaneous estimates, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2013, vol. 118, p. 9534

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, 2016, vol. 55, p. 1579

Callède J., Cochonneau G., Alves F., Guyot J.-L., Guimarães V., De Oliveira E., Les apports en eau de l'Amazone à l'Océan Atlantique, Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science, 2010, vol. 23, p. 247

Callède J., Guyot J.-L., Ronchail J., Oliveira E., Evolution du débit de l'Amazone à Óbidos de 1903 à 1999, Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques, 2004, vol. 49, p. 85

Carvalho L. M., Jones C., Silva A. E., Liebmann B., Silva Dias P. L., The South American monsoon system and the 1970s climate transition, international Journal of Climatology, 2011, vol. 31, p. 1248

Carvalho L. M., Jones C., Silva Dias M. A., Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM-LBA campaign, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2002, vol. 107, p. LBA

Chavez S. P., Takahashi K., Orographic rainfall hot spots in the Andes-Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2017, vol. 122, p. 5870

Cohen J. C., Silva Dias M. A., Nobre C. A., Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study, Monthly Weather Review, 1995, vol. 123, p. 3163

Cohen J. C. P., Fitzjarrald D. R., D'Oliveira F. A. F., Saraiva I., Barbosa I. R. d. S., Gandu A. W., Kuhn P. A., Radar-observed spatial and temporal rainfall variability near the Tapajós-Amazon confluence, Revista Brasileira de Meteorologia, 2014, vol. 29, p. 23

Covey C., Gleckler P. J., Doutriaux C., Williams D. N., Dai A., Fasullo J., Trenberth K., Berg A., Metrics for the diurnal cycle of precipitation: Toward routine benchmarks for climate models, Journal of Climate, 2016, vol. 29, p. 4461

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, 2000, vol. 13, p. 1326

Da Rocha R. P., Morales C. A., Cuadra S. V., Ambrizzi T., Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2009, vol. 114

Dai A., Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models, Journal of climate, 2006, vol. 19, p. 4605

Dirmeyer P. A., Cash B. A., Kinter J. L., Jung T., Marx L., Satoh M., Stan C., Tomita H., Towers P., Wedi N., et al., Simulating the diurnal cycle of rainfall in global climate models: Resolution versus parameterization, Climate dynamics, 2012, vol. 39, p. 399

dos Santos M. J., Silva Dias M. A., Freitas E. D., Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2014, vol. 119, p. 13

Easterling D. R., Robinson P. J., The diurnal variation of thunderstorm activity in the United States, Journal of Applied Meteorology and Climatology, 1985, vol. 24, p. 1048

Espinoza J. C., Chavez S., Ronchail J., Junquas C., Takahashi K., Lavado W., Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation, Water Resources Research, 2015, vol. 51, p. 3459

Espinoza J. C., Garreaud R., Poveda G., Arias P. A., Molina-Carpio J., Masiokas M., Viale M., Scaff L., Hydroclimate of the Andes Part I: main climatic features, Frontiers in Earth Science, 2020, p. 64

Espinoza J. C., Lengaigne M., Ronchail J., Janicot S., Large-scale circulation patterns and related rainfall in the Amazon Basin: a neuronal networks approach, Climate dynamics, 2012, vol. 38, p. 121

Espinoza J. C., Ronchail J., Guyot J. L., Cochonneau G., Naziano F., Lavado W., De Oliveira E., Pombosa R., Vauchel P., Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador), International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society, 2009, vol. 29, p. 1574

Espinoza J. C., Ronchail J., Lengaigne M., Quispe N., Silva Y., Bettolli M. L., Avalos G., Llacza A., Revisiting wintertime cold air intrusions at the east of the Andes: propagating features from subtropical Argentina to Peruvian Amazon and relationship with large-scale circulation patterns, Climate dynamics, 2013, vol. 41, p. 1983

Figueroa M., Armijos E., Espinoza J. C., Ronchail J., Fraizy P., On the relationship between reversal of the river stage (repiquetes), rainfall and low-level wind regimes over the western Amazon basin, Journal of Hydrology: Regional Studies, 2020, vol. 32, p. 100752

Figueroa S. N., Nobre C. A., Precipitation distribution over central and western tropical South America, Climanálise, 1990, vol. 5, p. 36

Fisch G., Marengo J. A., Nobre C. A., Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia, Acta amazônica, 1998, vol. 28, p. 101

Garreaud R., Multiscale Analysis of the Summertime Precipitation over the Central Andes, Monthly Weather Review, 1999, vol. 127, p. 901

Garreaud R., Wallace J. M., Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America, Monthly Weather Review, 1998, vol. 126, p. 2713

Gonçalves W., Machado L., Kirstetter P.-E., Influence of biomass aerosol on precipitation over the Central Amazon: an observational study, Atmospheric Chemistry and Physics, 2015, vol. 15, p. 6789

Hastenrath S., Interannual variability and annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector, Monthly Weather Review, 1984, vol. 112, p. 1097

Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., et al., The ERA5 global reanalysis, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2020, vol. 146, p. 1999

Horel J. D., Hahmann A. N., Geisler J. E., An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas, Journal of Climate, 1989, vol. 2, p. 1388

Huffman G., Bolvin D., Braithwaite D., Hsu K., Joyce R., Xie P., Integrated multi-satellite retrievals for GPM (IMERG), version 4.4. NASA's Precipitation Processing Center, J. ISMAC, 2014, vol. 1

Huffman G., Braithwaite D., Hsu K., Joyce R., Kidd C., Nelkin E., Sorooshian S., Stocker E., Tan J., Wolff D., Xie P., , 2020 Integrated Multi-satellite Retrievals for the Global Precipitation Measurement (GPM) Mission (IMERG). pp 343–353

Huffman G. J., Bolvin D. T., Nelkin E. J., Tan J., Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) technical documentation, Nasa/Gsfc Code, 2020, vol. 612, p. 83

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, 2007, vol. 8, p. 38

Huffman G. J., Stocker E. F., Bolvin D. T., Nelkin E. J., Tan J., , 2019 GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed: 20 April 2020, 10.5067/GPM/IMERG/3B-HH/06

Ilbay-Yupa M., Lavado-Casimiro W., Rau P., Zubieta R., Castillón F., Updating regionalization of precipitation in Ecuador, Theoretical and Applied Climatology, 2021, vol. 143, p. 1513

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, 2005, vol. 110

Junquas C., Takahashi K., Condom T., Espinoza J.-C., Chávez S., Sicart J.-E., Lebel T., Understanding the influence of orography on the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes, Climate dynamics, 2018, vol. 50, p. 3995

Lenters J. D., Cook K. H., On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate, Journal of the Atmospheric Sciences, 1997, vol. 54, p. 656

Longo M., Camargo R., Silva Dias M., Análise das características dinâmicas e sinóticas de um evento de friagem durante a estação chuvosa no sudoeste da Amazônia, Revista Brasileira de Meteorologia, 2004, vol. 19, p. 59

López K. L. C., Interannual variability of Tropical Atlantic and its influence on extreme precipitation events: Focus on the Amazon Basin, Universidade de São Paulo, 2020, Tese de Doutorado

Machado L., Rossow W., Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters, Monthly Weather Review, 1993, vol. 121, p. 3234

Marengo J., Nobre C. A., Clima da região Amazônica, Tempo e clima no Brasil, 2009, vol. 1, p. 198

Marengo J. A., Soares W. R., Saulo C., Nicolini M., Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability, Journal of climate, 2004, vol. 17, p. 2261

Martins J., Silva Dias M. A. F. d., Gonçalves F. L. T., Impact of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: A modeling case study, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2009, vol. 114

Mayta V. C., Silva N. P., Ambrizzi T., Dias P. L. S., Espinoza J. C., Assessing the skill of all-season diverse Madden–Julian oscillation indices for the intraseasonal Amazon precipitation, Climate Dynamics, 2020, vol. 54, p. 3729

Molinier M., Guyot J.-L., De Oliveira E., Guimarães V., Les regimes hydroiogiques de l'Amazone et de ses affluents, IAHS publication, 1996, pp 209–222

Molion L., Carvalho J., Southern Oscillation and river discharge of selected rivers of tropical South America. In Conference of Geophysical Fluid Dynamics with special emphasis on"El Niño. Ministério da Ciência e Tecnologia e Centro Latinoamericano de Física. São José dos Campos , 1987, p. 343

Molion L., Dallarosa R., Pluviometria da Amazonia: são os dados confiaveis climanalise 5 (3): 40-42, CPTEC/INPE, São José dos Campos, São Paulo, Brazil, 1990

Myers N., Mittermeier R. A., Mittermeier C. G., Da Fonseca G. A., Kent J., Biodiversity hotspots for conservation priorities, Nature, 2000, vol. 403, p. 853

Nesbitt S. W., Cifelli R., Rutledge S. A., Storm morphology and rainfall characteristics of TRMM precipitation features, Monthly Weather Review, 2006, vol. 134, p. 2702

Nesbitt S. W., Zipser E. J., The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements, Journal of Climate, 2003, vol. 16, p. 1456

Nobre C. A., Sellers P. J., Shukla J., Amazonian deforestation and regional climate change, Journal of climate, 1991, vol. 4, p. 957

Nunes A. M., Silva Dias M. A., Anselmo E. M., Morales C. A., Severe convection features in the Amazon Basin: A TRMM-based 15-year evaluation, Frontiers in Earth Science, 2016, vol. 4, p. 37

Paccini L., Espinoza J. C., Ronchail J., Segura H., Intra-seasonal rainfall variability in the Amazon basin related to large-scale circulation patterns: a focus on western Amazon–Andes transition region, International Journal of Climatology, 2018, vol. 38, p. 2386

Paiva R. C. D., Buarque D. C., Clarke R. T., Collischonn W., Allasia D. G., Reduced precipitation over large water bodies in the Brazilian Amazon shown from TRMM data, Geophysical Research Letters, 2011, vol. 38

Poveda G., Mesa O. J., Salazar L. F., Arias P. A., Moreno H. A., Vieira S. C., Agudelo P. A., Toro V. G., Alvarez J. F., The diurnal cycle of precipitation in the tropical Andes of Colombia, Monthly Weather Review, 2005, vol. 133, p. 228

Rao V., Hada K., Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation, Theoretical and applied climatology, 1990, vol. 42, p. 81

Rao V. B., Cavalcanti I. F., Hada K., Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1996, vol. 101, p. 26539

Raupp C. F., Dias P. L. S., Interaction of equatorial waves through resonance with the diurnal cycle of tropical heating, Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 2010, vol. 62, p. 706

Rehbein A., Sistemas convectivos de mesoescala na bacia Amazônica: clima presente e projeções futuras em cenários de mudanças climáticas, Universidade de São Paulo, 2021, Tese de Doutorado

Rehbein A., Ambrizzi T., Mechoso C. R., Espinosa S. A. I., Myers T. A., Mesoscale convective systems over the Amazon basin: The GoAmazon2014/5 program, International Journal of Climatology, 2019, vol. 39, p. 5599

Rousseeuw P. J., Silhouettes: A graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis, Journal of Computational and Applied Mathematics, 1987, vol. 20, p. 53

Ruiz-Hernández J.-C., Condom T., Ribstein P., Le Moine N., Espinoza J.-C., Junquas C., Villacís M., Vera A., Muñoz T., Maisincho L., et al., Spatial variability of diurnal to seasonal cycles of precipitation from a high-altitude equatorial Andean valley to the Amazon Basin, Journal of Hydrology: Regional Studies, 2021, vol. 38, p. 100924

Santos M. J., Medvigy D., Silva Dias M. A., Freitas E. D., Kim H., Seasonal flooding causes intensification of the river breeze in the central Amazon, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2019, vol. 124, p. 5178

Sapucci C., Mayta V., Silva Dias P., Evaluation of diverse-based precipitation data over the Amazon Region, Theoretical and Applied Climatology, 2022, vol. 149

Saraiva I., Características dos sistemas precipitantes observados via radar meteorológico de Manaus, Dissertação de Mestrado, Dept. de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2010, Tese de Doutorado

Saraiva I., Dias M. A. F. S., Morales C. A. R., Saraiva J. M. B., Regional Variability of Rain Clouds in the Amazon Basin as Seen by a Network of Weather Radars, Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2016, vol. 55, p. 2657

Satyamurty P., Nobre C. A., Silva Dias P. L., , 1998 in , Meteorology of the southern hemisphere. Springer pp 119–139

Segura H., Junquas C., Espinoza J. C., Vuille M., Jauregui Y. R., Rabatel A., Condom T., Lebel T., New insights into the rainfall variability in the tropical Andes on seasonal and interannual time scales, Climate dynamics, 2019, vol. 53, p. 405

Silva Dias M., Silva Dias P., Longo M., Fitzjarrald D. R., Denning A. S., River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results, Theoretical and applied climatology, 2004, vol. 78, p. 111

Silva Dias M. A. F., Rutledge S., Kabat P., Silva Dias P. L., Nobre C., Fisch G., Dolman A. J., Zipser E., Garstang M., Manzi A. O., Fuentes J. D., Rocha H. R., Marengo J., Plana-Fattori A., Sá L. D. A., Alvalá R. C. S., Andreae M. O., Artaxo P., Gielow R., Gatti L., Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2002, vol. 107, p. LBA 39

Sotelo L. M. S., Variabilidade da Circulação na Alta Troposfera sobre a América do Sul, Universidade de São Paulo, 2021, Tese de Doutorado

Stephens G. L., Li J., Wild M., Clayson C. A., Loeb N., Kato S., L'ecuyer T., Stackhouse P. W., Lebsock M., Andrews T., An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations, Nature Geoscience, 2012, vol. 5, p. 691

Takahashi H. G., Seasonal changes in diurnal rainfall cycle over and around the Indochina Peninsula observed by TRMM-PR, Advances in Geosciences, 2010, vol. 25, p. 23

Tan J., Huffman G. J., Bolvin D. T., Nelkin E. J., Diurnal Cycle of IMERG V06 Precipitation, Geophysical Research Letters, 2019, vol. 46, p. 13584

Tan J., Petersen W. A., Tokay A., A Novel Approach to Identify Sources of Errors in IMERG for GPM Ground Validation, Journal of Hydrometeorology, 2016, vol. 17, p. 2477

Tanaka L. M. d. S., Satyamurty P., Machado L. A. T., Diurnal variation of precipitation in central Amazon Basin, International Journal of Climatology, 2014, vol. 34, p. 3574

Tang G., Clark M. P., Papalexiou S. M., Ma Z., Hong Y., Have satellite precipitation products improved over last two decades? A comprehensive comparison of GPM IMERG with nine satellite and reanalysis datasets, Remote Sensing of Environment, 2020, vol. 240, p. 111697

Tapiador F. J., Navarro A., García-Ortega E., Merino A., Sánchez J. L., Marcos C., Kummerow C., The Contribution of Rain Gauges in the Calibration of the IMERG Product: Results from the First Validation over Spain, Journal of Hydrometeorology, 2020, vol. 21, p. 161

Ter Steege H., Pitman N. C., Sabatier D., Baraloto C., Salomão R. P., Guevara J. E., Phillips O. L., Castilho C. V., Magnusson W. E., Molino J.-F., et al., Hyperdominance in the Amazonian tree flora, Science, 2013, vol. 342, p. 1243092

Torrence C., Compo G. P., A Practical Guide to Wavelet Analysis, Bulletin of the American Meteorological Society, 1998, vol. 79, p. 61

Trenberth K. E., Zhang Y., Gehne M., Intermittency in Precipitation: Duration, Frequency, Intensity, and Amounts Using Hourly Data, Journal of Hydrometeorology, 2017, vol. 18, p. 1393

Vera C., Higgins W., Amador J., Ambrizzi T., Garreaud R., Gochis D., Gutzler D., Lettenmaier D., Marengo J., Mechoso C. R., Nogues-Paegle J., Dias P. L. S., Zhang C., Toward a Unified View of the American Monsoon Systems, Journal of Climate, 2006, vol. 19, p. 4977

Wallace J. M., Diurnal Variations in Precipitation and Thunderstorm Frequency over the Conterminous United States, Monthly Weather Review, 1975, vol. 103, p. 406

Watters D., Battaglia A., The summertime diurnal cycle of precipitation derived from IMERG, Remote Sensing, 2019, vol. 11, p. 1781

Watters D., Battaglia A., The NASA-JAXA Global Precipitation Measurement mission – part I: New frontiers in precipitation, Weather, 2021a, vol. 76, p. 41

Watters D., Battaglia A., The NASA-JAXA Global Precipitation Measurement mission – part II: New frontiers in precipitation science, Weather, 2021b, vol. 76, p. 52

Watters D., Battaglia A., Allan R. P., The Diurnal Cycle of Precipitation according to Multiple Decades of Global Satellite Observations, Three CMIP6 Models, and the ECMWF Reanalysis, Journal of Climate, 2021, vol. 34, p. 5063

Webler A. D., Aguiar R. G., Aguiar L. J., Características da precipitação em área de floresta primária e área de pastagem no Estado de Rondônia, Ciência e Natura, 2007, pp 55–58

Wilks D. S., Statistical methods in the atmospheric sciences. vol. 100, Academic press, 2011

Yang G.-Y., Slingo J., The diurnal cycle in the tropics, Monthly Weather Review, 2001, vol. 129, p. 784

Apêndice

Apêndice A

Seção: Circulação atmosférica sazonal e diurna

A.1 Circulação atmosférica na troposfera inferior (850 hPa)

A circulação atmosférica de grande escala (ou regional) na troposfera inferior (850 hPa) sobre a BA é predominantemente dominada por ventos do leste (Figura A.1 a-d), denominados ventos Alísios (localizados entre os 30°S-30°N). Os ventos Alísios transportam a maior parte da umidade atmosférica presente na BA, que é proveniente do Oceano Atlântico tropical e dos processos de evapotranspiração da floresta Amazônica (Marengo et al., 2004; Vera et al., 2006).

No verão austral (Fig. A.1a) a circulação média indica que o fluxo é predominantemente do nordeste, com fortes ventos Alísios próximo ao equador, à medida que o fluxo se aproxima à cadeia montanhosa dos Andes experimenta um efeito mecânico e é desviado em direção sudoeste (Marengo et al., 2004)(ver o modelo conceptual da sua Figura 1). Nesse percorrido os ventos Alísios transportam a maior parte da umidade presente na BA do Oceano Atlântico Tropical e dos processos de evapotranspiração da floresta Amazônica, sendo canalizado pelos vales andinos até chegar à região de saída no sudeste da América do Sul (Marengo et al., 2004; Vera et al., 2006). Em seu percorrido ao longo dos Andes, o fluxo contribui com umidade atmosférica para a produção de precipitações ao longo dos Andes (Marengo et al., 2004), gerando assim os fortes gradientes de precipitações em função da orientação dos ventos com as montanhas (Espinoza et al., 2009). Outra fonte de umidade para a BA em sua região noroeste é proveniente do Pacifico leste devido à ação dos ventos de noroeste principalmente no verão (Fig. A.1a) e no período de transição de outono austral (MAM, Fig. A.1b).

No inverno austral (Fig. A.1c) a circulação média apresenta: (1) debilitamento dos

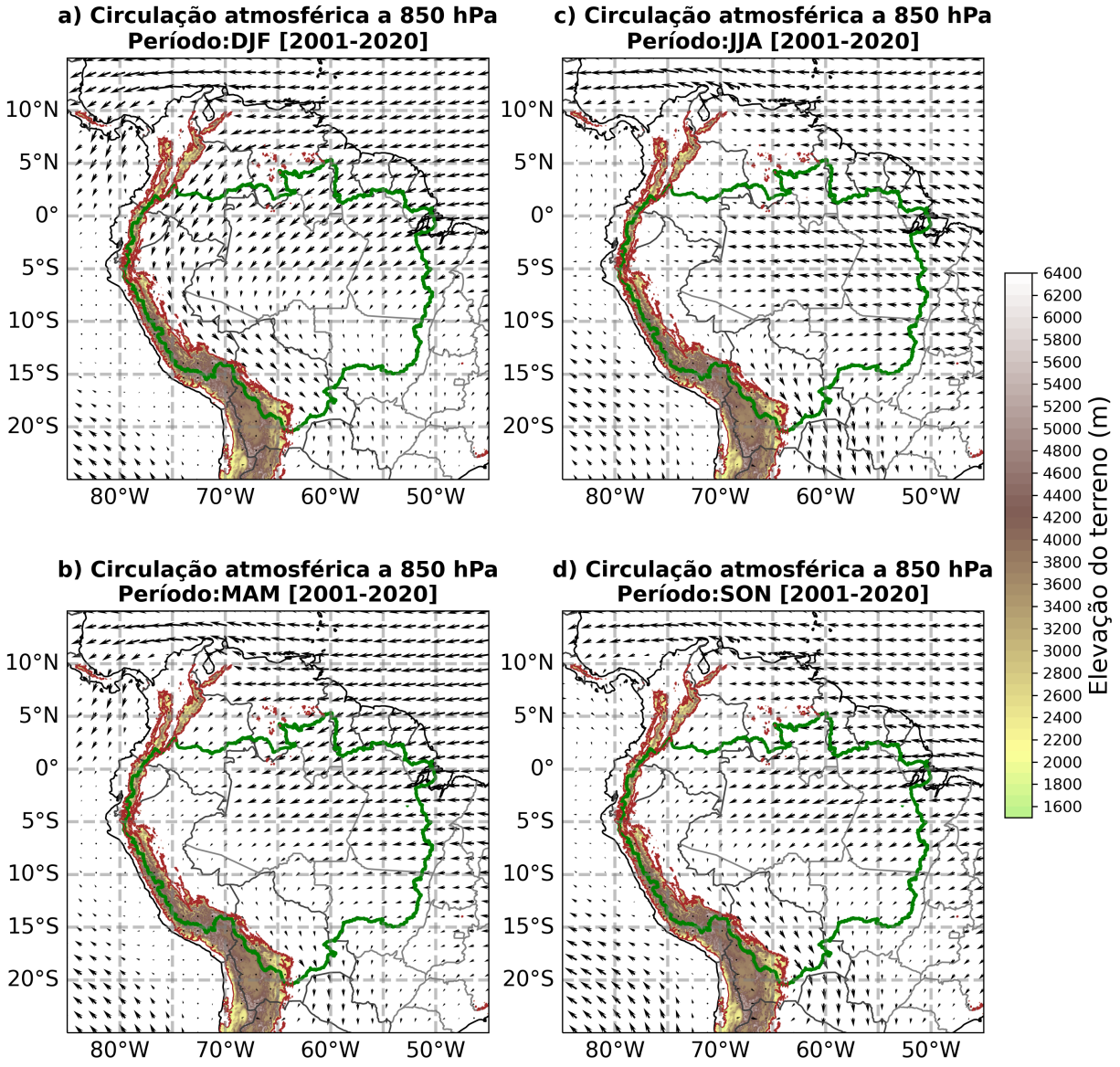

Figura A.1: Circulação sazonal média no período de 2001-2020. Ventos (u,v) sazonais no nível de 850 hPa nos períodos a) Dezembro-Fevereiro (DJF), b) Março-Maio (MAM), c) Junho-Agosto (JJA), e d) Setembro-Outubro (SON). O contorno verde representa a Bacia Amazônica, o contorno vermelho indica a altitude de 1500 metros dos Andes e o sombreado representa a Cordilheira dos Andes desde o nível de 1500 até 6400 metros de altitude. As setas pretas indicam a direção do vento horizontal.

ventos Alísios do nordeste, (2) máximos ventos do leste associados com a proximidade e intensificação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e (3) transporte de umidade proveniente do Atlântico Sul. Os ventos intensos do leste no seu percorrido são afetados pelo efeito mecânico dos Andes, podendo nesses processos transportar umidade para as partes altas dos vales fluviais (Ruiz-Hernández et al., 2021). Além disso, os ventos

intensos do norte da Bolívia são associados às perturbações dos fluxos de umidade (Rao et al., 1996; Vera et al., 2006), enquanto que o debilitamento dos Alísios do nordeste faz com que haja uma interrupção de ar tropical (Marengo et al. 2004 e suas referências).

No caso dos períodos de transição do verão para inverno (outono, Fig. A.1b) e do inverno para verão (primavera, Fig. A.1d) apresentam características intermediárias sendo principalmente dominadas por sinais do período antecessor.

A.2 Circulação atmosférica na troposfera superior (200 hPa)

A circulação média sazonal da troposfera superior (200 hPa) no período de 2001-2020 sobre a BA é apresentada na Figura A.2 mediante linhas de corrente do vento (u,v) junto com o campo de divergência para analisar a configuração espacial da convecção sobre a BA.

Observa-se um contraste na circulação atmosférica em 200 hPa entre o verão e inverno austral, sendo predominantemente de componente zonal-oeste no inverno (Fig. A.2c) e no verão (Fig. A.2a) adquire uma componente meridional associada à circulação anticiclônica da Alta da Bolívia. No período de verão a circulação de oeste predomina ao sul do extremo sul da BA por ação do sistema da Alta da Bolívia (Fig. A.2a), por outro lado, no inverno a circulação de oeste atinge até os 10°S devido ao enfraquecimento da circulação anticiclônica (Fig. A.2c).

A Alta da Bolívia está presente principalmente no verão - sendo uma componente da etapa de maturidade do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS, Vera et al. 2006), e também nos períodos da primavera e outono (etapas de início e decaimento do SMAS, respectivamente) do Hemisfério Sul. O centro da AB no verão está localizado aproximadamente entre os 15°S e 63°W, já nos períodos de primavera e outono localiza-se mais ao norte e leste em relação ao verão, apresentando assim um deslocamento sazonal (Sotelo, 2021).

A divergência associada à Alta da Bolívia promove o movimento ascendente ao redor de 500 hPa e a convergência na troposfera inferior, o que influi na configuração espacial da convecção na BA, que somado à umidade favorecem à formação de nuvens convectivas e à produção de precipitações. Como é observado, a divergência está localizada ao leste e norte do sistema da AB, associado com movimento ascendente nessas regiões e no lado

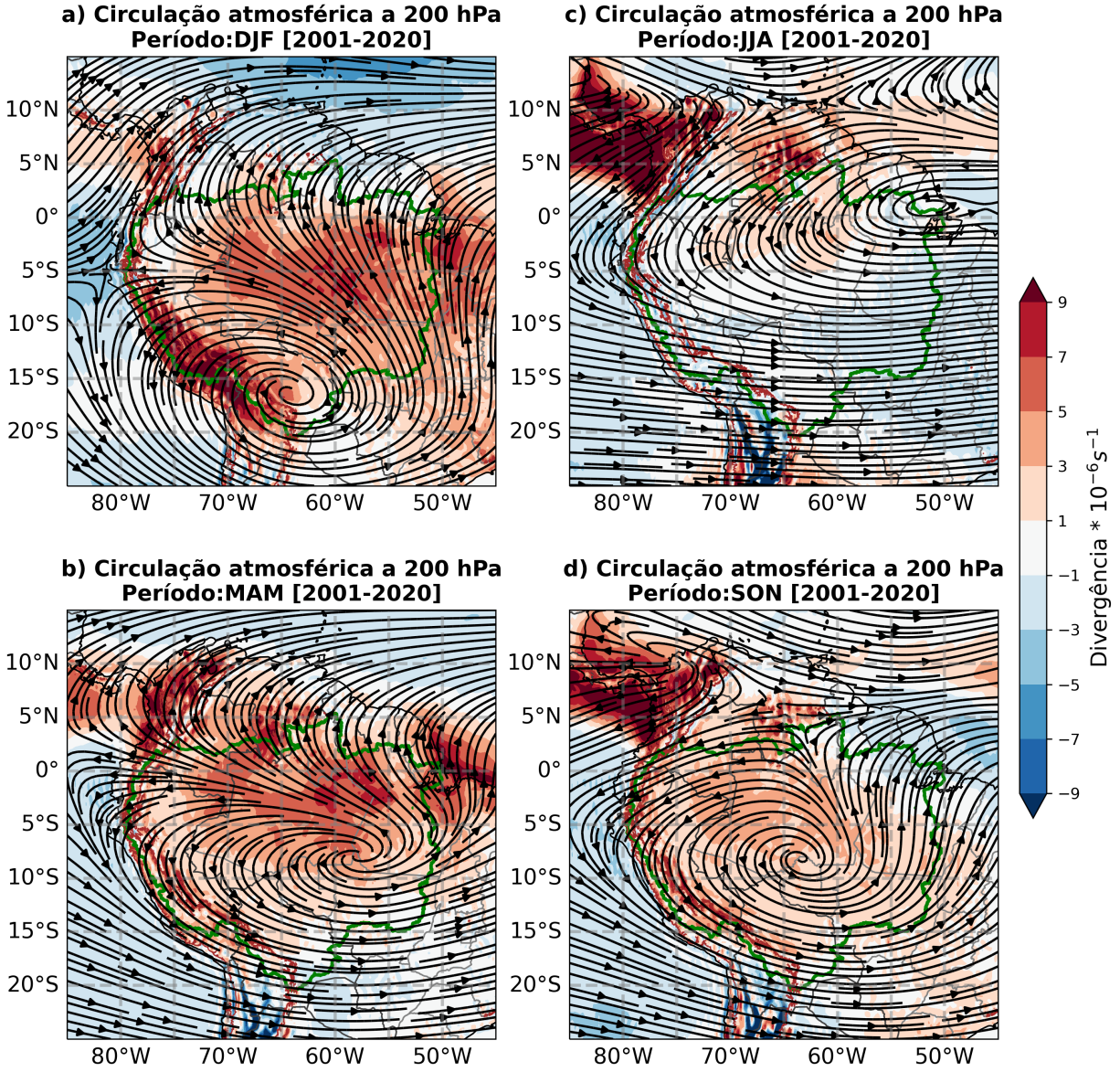

Figura A.2: Circulação sazonal no período de 2001-2020. Linhas de corrente derivado dos ventos (u, v) médios sazonais no nível de 200 hPa nos períodos a) Dezembro-Fevereiro (DJF), b) Março-Maio (MAM), c) Junho-Agosto (JJA), e d) Setembro-Outubro (SON). O contorno verde representa a Bacia Amazônica, o contorno vermelho indica a altitude de 1500 metros dos Andes e o sombreado representa o campo da divergência.

ocidental e sul da Alta da Bolívia está associado com subsidência (Lenters e Cook, 1997). Segundo Garreaud (1999), as precipitações nos Andes centrais são associadas à Alta da Bolívia, devido à umidade transportada pelos ventos de leste na troposfera média e alta associados à circulação anticiclônica deste sistema. Desde o ponto de vista do ciclo diurno da precipitação, observa-se que o principal impulsor deste modo de variabilidade de escala fina são as circulações na troposfera inferior e suas interações com as configurações locais.

A.3 Corte de seção transversal Pressão-Longitude

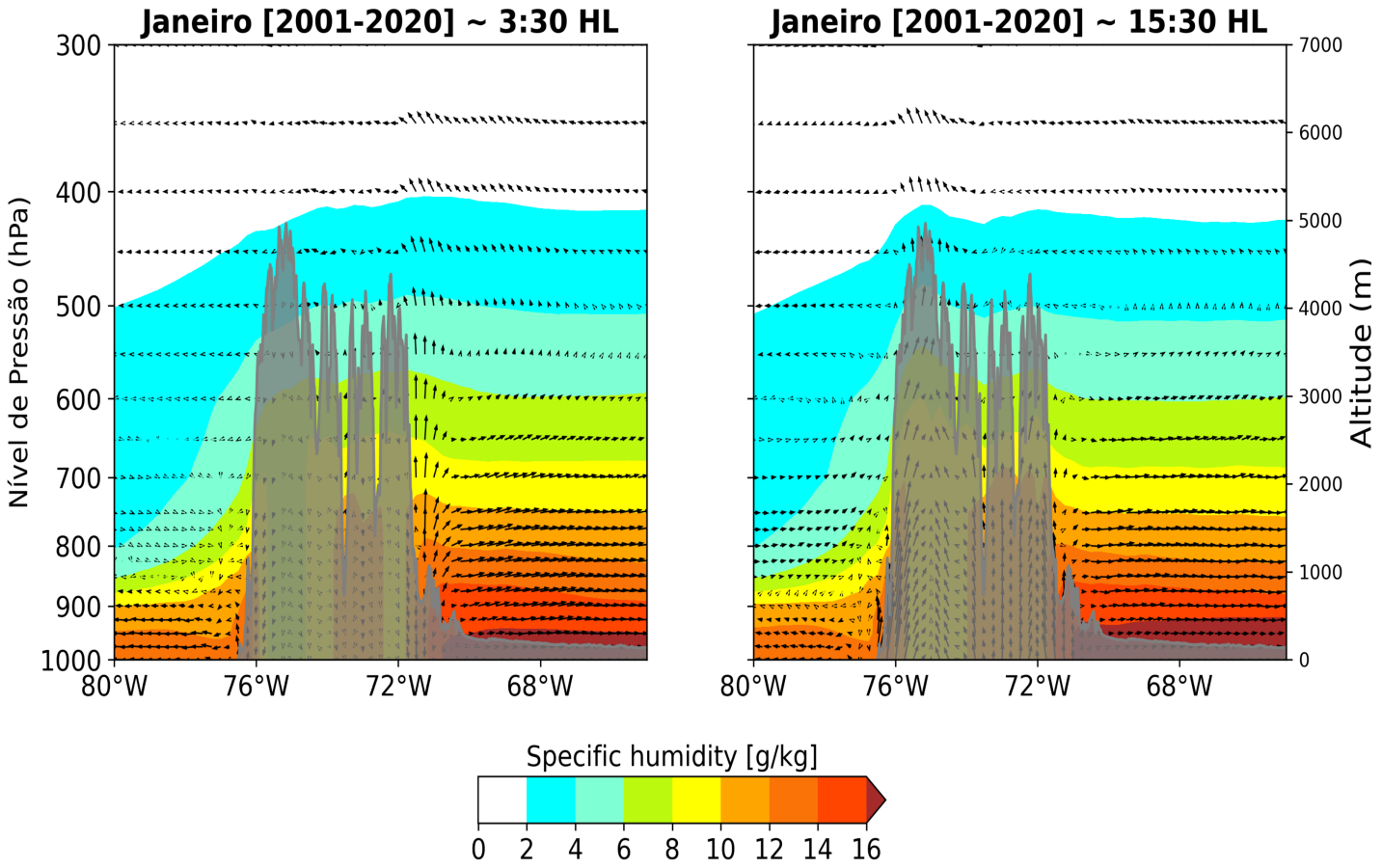

Figura A.3: Corte de Seção transversal Pressão VS Longitude do vento médio zonal-vertical (setas pretas) e umidade específica (cores) sobre a latitude de 13°S para Janeiro (2001-2020) 03:30 HL (esquerda) e 15:30 HL (direita). A área cinza representa a topografia segundo os dados da Universidade de California.

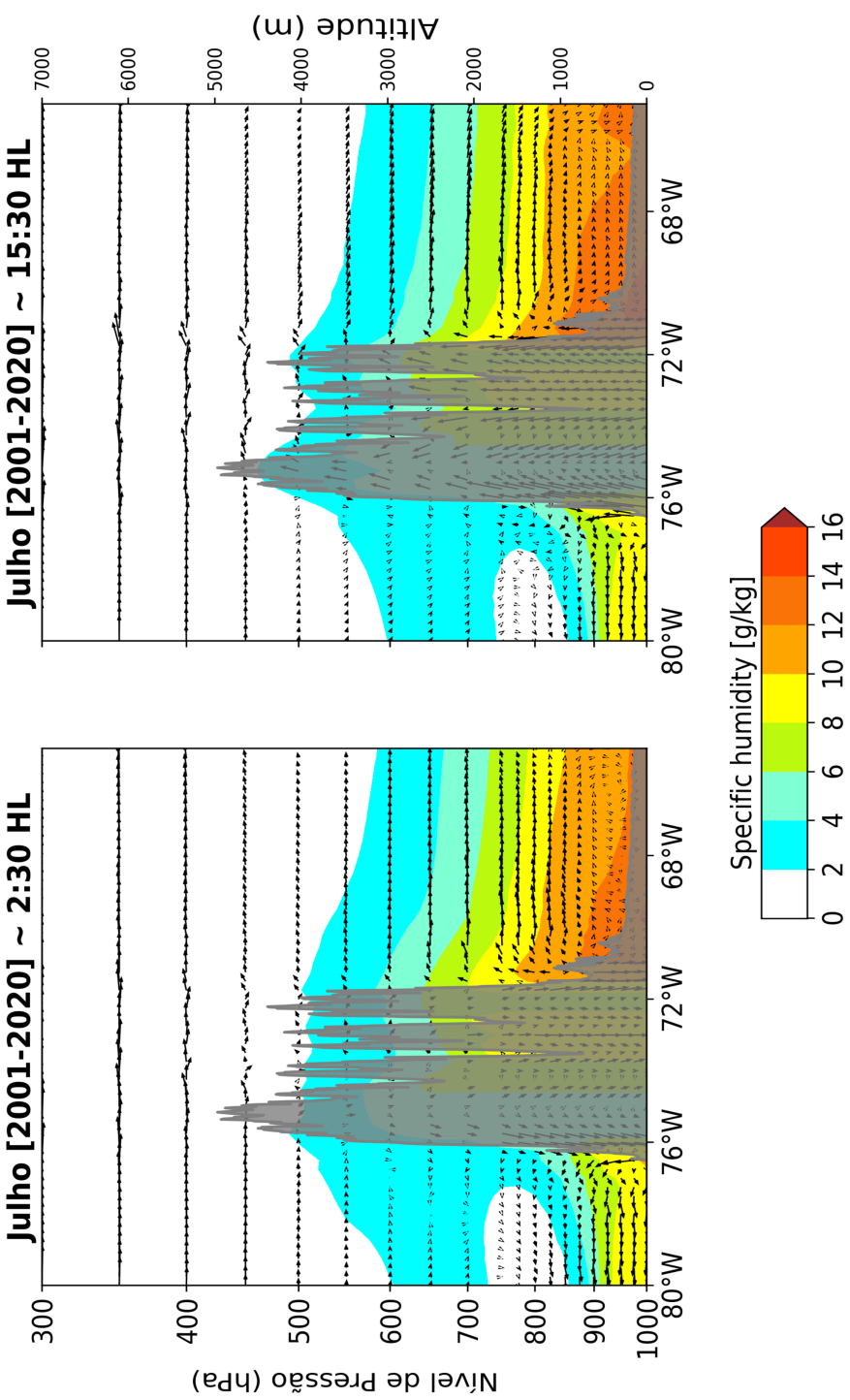

Figura A.4: Corte de Seção transversal Pressão VS Longitude do vento médio zonal-vertical (setas pretas) e umidade específica (cores) sobre a latitude de 13°S para Julho (2001-2020) 02:30 HL (esquerda) e 15:30 HL (direita). A área cinza representa a topografia segundo os dados da Universidade de California.

A.4 Corte de seção transversal Pressão-Latitude

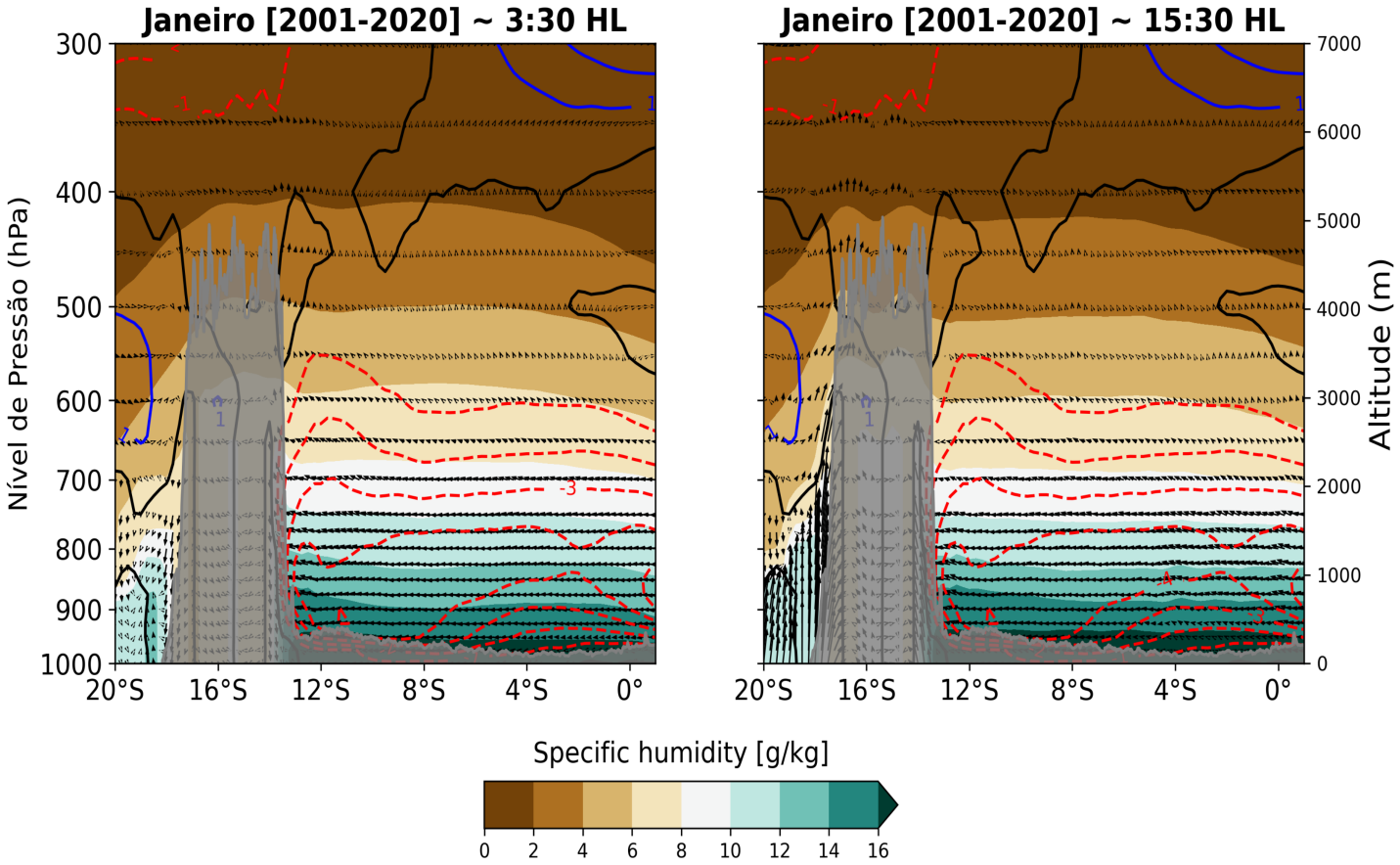

Figura A.5: Corte de Seção transversal Pressão-Latitude do vento médio meridional-vertical (setas pretas), vento zonal (linhas vermelhas u < 0, linhas azuis u >0) e umidade específica (cores) sobre 70.66°W para Janeiro (2001-2020) 03:30 HL (esquerda) e 15:30 HL (direita). A área cinza representa a topografia segundo dados da Universidade de California.

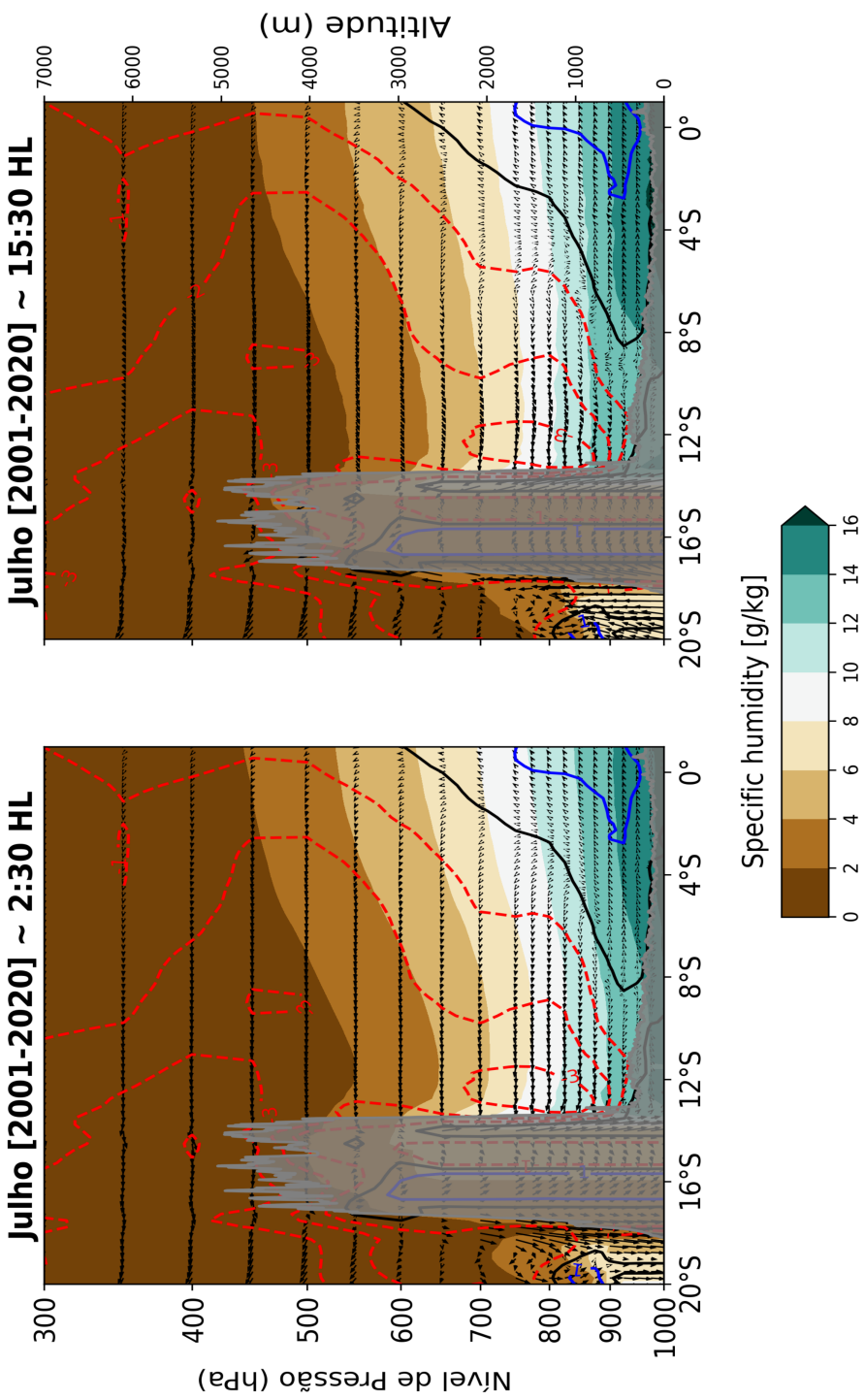

Figura A.6: Corte de Seção transversal Pressão-Latitude do vento médio meridional-vertical (setas pretas), vento zonal (linhas vermelhas u < 0, linhas azuis u > 0) e umidade específica (cores) sobre 70.66°W para Julho (2001-2020) 02:30 HL (esquerda) e 15:30 HL (direita). A área cinza representa a topografia segundo dados da Universidade de California.