sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/12.06.13.47-TDI

INFLUÊNCIA DA OSCILAÇÃO DE MADDEN-JULIAN (OMJ) NA FORMAÇÃO DA ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL (ZCAS)

Liviany Pereira Viana

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Dirceu Luis Herdies, aprovada em 19 de novembro de 2021.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45TMP9P>

INPE
São José dos Campos
2021

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):
Presidente:
Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)
Membros:
Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/12.06.13.47-TDI

INFLUÊNCIA DA OSCILAÇÃO DE MADDEN-JULIAN (OMJ) NA FORMAÇÃO DA ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL (ZCAS)

Liviany Pereira Viana

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Dirceu Luis Herdies, aprovada em 19 de novembro de 2021.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45TMP9P>

INPE
São José dos Campos
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Viana, Liviany Pereira.

V654i Influência da Oscilação de Madden-Julian (OMJ) na formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) / Liviany Pereira Viana. – São José dos Campos : INPE, 2021.

xx + 110 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/12.06.13.47-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2021.

Orientador : Dr. Dirceu Luis Herdies.

1. ZCAS. 2. OMJ. 3. ROL. 4. LICs. I.Título.

CDU 551.581.2

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÕES

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

DEFESA FINAL DE TESE DE LIVIANY PEREIRA VIANA

BANCA Nº 287/2021 REG 128139/2017

No dia 19 de novembro de 2021, por teleconferência, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) **foi APROVADO(A)** pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor em Meteorologia. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca Examinadora e revisão final pelo(s) orientador(es).

Título: " Título: Influência da Oscilação de Madden-Julian (OMJ) na formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)**"**

Dr. Dirceu Luis Herdies Orientador – INPE/ CPTEC

Dra. Simone Sievert Da Costa Coelho – Presidente – INPE/CPTEC

Dr. Silvio Nilo Figueroa Rivero – Membro - INPE/CPTEC

Dr. Mario Francisco Leal de Quadro - Membro Externo – IFSC

Dr. Rita Andreoli – Membro Externo – UEA (***Universidade*** do Estado do ***Amazonas)***

---

sei! assinatura eletrônica

Documento assinado eletronicamente por **Simone Marilene Sievert da Costa Coelho**, **Pesquisadora**, em 19/11/2021, às 15:51 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

---

sei! assinatura eletrônica

Documento assinado eletronicamente por **Mario francisco Leal de quadro (E)**, **Usuário Externo**, em 22/11/2021, às 16:07 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

---

sei! assinatura eletrônica

Documento assinado eletronicamente por **Rita Valeria andreoli de souza (E)**, **Usuário Externo**, em 23/11/2021, às 15:41 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

---

sei! assinatura eletrônica

Documento assinado eletronicamente por **Dirceu Luís Herdies**, **Pesquisador**, em 24/11/2021, às 08:39 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

Documento assinado eletronicamente por **Silvio Nilo Figueroa Rivero**, **Pesquisadora**, em 24/11/2021, às 09:04 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020.

A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.mctic.gov.br/verifica.html, informando o código verificador **8575120** e o código CRC **5FC6C8EB**.

Referência: Processo nº 01340.008196/2021-25 SEI nº 8575120

A meus pais ***Lidia*** *e* ***Adaelson*** *(in memorian), aos meus irmãos* ***Lidiany, Gleison, Roberto e Osvaldino****, ao meu esposo* ***Jhonatan*** *e familia* ***Maria, Sara, Rafael e Felipe*** *e aos meus sobrinhos* ***Ana Clara, Manuelly, Vinicius, Gabriel, Miguel, Eduardo e Melinda***

AGRADECIMENTOS

Durante o doutorado muitas pessoas participaram de minha vida e dentre estas pessoas, algumas se tornaram muito especiais e relevantes, cada um ao seu modo, seja academicamente ou pessoalmente, desta maneira, seria injusto não mencioná-las.

Ao meu orientador Dr. Dirceu Luis Herdies, obrigada por aceitar a orientação em meu trabalho, pois sem sua confiança e incentivo não conseguiria concluí-lo.

A Dra. Rita Andreoli, Dra. Simone Sievert, Dr. Mario Quadro e ao Dr. Silvio Figueroa pelas sugestões e melhorias deste trabalho.

A meu amigo, companheiro e eterno namorado Jhonatan, por estar sempre ao meu lado. Sem seu amor, incentivo e ajuda não conseguiria terminar essa pesquisa.

Ao meus amigos Arnaldo, Tião, Dekléia, Milton, Vivian, Rogério, Juliana, Layrson, Patricia, Adriane, Diogo, Fabiola, Mateus e Stefane pela ajuda, amizade e alegrias.

À secretaria da pós-graduação pela eficiência e atenção prestada.

Ao helpesk do CPTEC por ajudar sempre que tinha problemas no sistema computacional.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela ajuda financeira durante o tempo do doutorado.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) pela oportunidade de estudo e por sua estrutura.

RESUMO

Este trabalho verificou o processo de formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante as fases ativa, desfavorável e transição da Oscilação de Madden Julian (OMJ), bem como a variabilidade espacial diurna dos dados de Radiação de Onda Longa (ROL) estimados para as fases de influência desta variabilidade intrassazonal. Para relacionar os eventos de ZCAS às fases da OMJ, foi utilizados o índice multivariado em tempo real (RMM) e o composto de variáveis meteorológicas. A média temporal dos dados de ROL estimados foi obtida para cada evento e, assim, verificou-se a variabilidade espacial diurna. De maneira geral, foram observadas as diferentes particularidades na formação da ZCAS nos três níveis troposféricos durante as distintas fases da OMJ. Em todos os diferentes padrões para a média dos dias (0D) de ocorrência de ZCAS, foi observado um comportamento clássico descrito em vários estudos - bem organizada e com as variáveis meteorológicas em fase ao longo da troposfera. Porém, algumas diferenças foram evidentes para cada fase da OMJ, favorecendo a permanência da zona de convergência, tais como: em 250 hPa, a Alta da Bolívia (AB) esteve no formato mais achatado durante o padrão de fase ativa do que na fase desfavorável e de transição. Nestas últimas fases, apresentava-se mais ampla e com um cavado mais ondulada embutido no fluxo de oeste; em níveis médios, as altas subtropicais apareceram mais definidas e com um cavado bem abrangente, estendendo-se ao norte do Paraná, diferente da fase desfavorável, cujas altas subtropicais eram desordenadas e com um cavado alongado ao sul do mesmo estado. O cavado a leste da Cordilheira dos Andes suportou os sistemas frontais na superfície e juntamente com as altas subtropicais, concentrou toda a umidade nesta camada. Além disso, auxiliou para que a ZCAS mantivesse uma definida camada de umidade específica com extensão para o Oceano Atlântico (OA), o que não foi percebido durante a fase desfavorável. Em baixos níveis, a principal diferença entre os padrões ocorreu no fluxo de vento que forma o Jato de Baixos Níveis (JBN), sendo mais intenso na fase desfavorável. Os destaques no padrão de transição são verificados apenas em 500 e 850 hPa, nos campos de altura geopotencial e fluxo de vento, respectivamente. A primeira camada mostra um cavado que se estende até o estado de São Paulo e com a Alta Subtropical do Pacifico Sul (ASPS) no interior do continente, enquanto em 850 hPa, os ventos direcionavam para o canal de umidade, mas não tão nítidos como nos outros dois modos. No ciclo diurno de ROL, observou-se uma formação das Linhas de Instabilidade Costeira (LIC)s durante os eventos de ZCAS na fase ativa e de transição da OMJ, com a orientação característica (noroeste-sudeste), paralela à costa e com ciclo de vida de 9 horas, enquanto na fase desfavorável este sistema não foi verificado. Na correlação das regiões de ZCAS Amazônica e Costeira, verificou-se que o sinal intrassazonal favoreceu valores expressivo de precipitação na parte central do Brasil na fase ativa da OMJ, enquanto na fase desfavorável e de transição, os valores mais significativos ocorreram na região Amazônica, assim como, nos dados de ROL.

Palavras-chave: ZCAS. OMJ. ROL. LICs.

ABSTRACT

This work verified the formation process of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) during the active, unfavorable and transition phases of the Madden Julian Oscillation (MJO), as well as the diurnal spatial variability of the Outgoing Longwave Radiation (OLR) data estimated for the phases of influence of this intraseasonal variability. To relate the SACZ events to the phases of the Madden-Julian Oscillation (MJO), the real-time multivariate index (RMM) and the composite of meteorological variables were used. The temporal average of the estimated OLR data was used for each event and, thus, the diurnal spatial variability was verified. In general, the different particularities in the formation of SACZ were observed in the three tropospheric levels during the different phases of the MJO. In all the different patterns for the average of days of occurrence of SACZ (0D), a classic behavior described in several studies was observed - well organized and with the meteorological variables in phase along the troposphere. However, some differences were evident for each phase of the MJO, favoring the permanence of the convergence zone, such as: at 250 hPa, the Bolivia High (BH) was flatter during the active phase pattern than in the unfavorable and transition phase. In these last phases, being wider and with a more undulating trough embedded in the western flow; at medium levels, the subtropical highs appeared more defined and with a very comprehensive trough, extending to the north of Paraná, different from the unfavorable phase, whose subtropical highs were disordered and with an elongated trough to the south of the same state. The trough east of the Andes Mountains supports the frontal systems on the surface and, together with the subtropical highs, concentrates all the moisture in this layer. Furthermore, it provides the SACZ with a specific moisture layer extending to the Atlantic Ocean (AO), which was not noticed during the unfavorable phase. At low levels, the main difference between the patterns occurred in the wind flow, being more intense in the region of the humidity channel in the unfavorable phase. The highlights in the transition pattern are only verified at 500 and 850 hPa, in the geopotential height and wind flow fields, respectively. The first shows a trough that extends to the state of São Paulo and with the South Pacific Subtropical High (SPSH) in the interior of the continent, while at 850 hPa, the winds were directed towards the humidity channel, but not as sharp as in the two other fashions. In the diurnal cycle of OLR, it was observed the formation of coastal squall lines (CSLs)s occurred during the SACZ events in the active and transition phase of the MJO, pointed with its characteristic orientation (northwest-southeast), parallel to the coast and with a life cycle of 9 hours, while in the downtime this system has not been verified. In the correlation of the Amazon and Coastal SACZ regions, it was found that the intraseasonal signal favored expressive values of precipitation in the central part of Brazil in the active phase of MJO, while in the unfavorable and transition phase, the most significant values occurred in the Amazon region, as well as in the OLR data.

Keywords: SACZ. MJO. OLR. CSL.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 Representação das escalas de tempo e espacial dos fenômenos meteorológicos. Fonte: Universidade de São Paulo (USP). 5

2.2 Fase da Oscilação de Madden-Julian configurados com dados de radiação de onda longa (W.m^{-2}). 20

2.3 Representação dos padrões PSA-1 (FOE 1) e PSA-2 (FOE 2) pela função corrente em 200 hPa. 22

3.1 Descrição da área de estudo da posição média da ZCAS sobre a AS e suas sub-regiões denominadas: ZCAS Continental (Amazônica e Costeira) e ZCAS Oceânica (ZOC). Neste mapa, as linhas pontilhadas indicam a divisão da região da ZCAS continental. 24

3.2 Sub-áreas da ZCAS para obter a serie temporal da anomalia média espacial filtrada de ROL. 31

4.1 Composição da radiação de onda longa (W.m^{-2}) (a-c) e da precipitação (mm.dia^{-1}) (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ favoráveis a ZCAS. 34

4.2 Composição da linha de corrente e divergência horizontal do vento (1.10^{-5}.s^{-1}) em 250 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ favoráveis a ZCAS. 35

4.3 Composição da altura geopotencial e ômega (Pa.s^{-1}) em 500 hPa (a-c), umidade específica (g.kg^{-1}) e ventos em 500 hPa (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ favoráveis a ZCAS. 37

4.4 Composição da umidade específica (g.kg^{-1}) e ventos em 850 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ favoráveis a ZCAS. 38

4.5 Composição da radiação de onda longa (W.m^{-2}) (a-c) e da precipitação (mm.dia^{-1}) (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ desfavoráveis a ZCAS. 40

4.6 Composição da linha de corrente e divergência horizontal do vento ($1.10^{-5}.s^{-1}$) em 250 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ desfavoráveis a ZCAS. 41
4.7 Composição da altura geopotencial e ômega ($Pa.s^{-1}$) em 500 hPa (a-c), umidade específica ($g.kg^{-1}$) e ventos em 500 hPa (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ desfavoráveis a ZCAS. 42
4.8 Composição da umidade específica ($g.kg^{-1}$) e ventos em 850 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ desfavoráveis a ZCAS. 43
4.9 Composição da radiação de onda longa ($W.m^{-2}$) (a-c) e da precipitação ($mm.dia^{-1}$) (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de transição de OMJ. . . 45
4.10 Composição da linha de corrente e divergência horizontal do vento ($1.10^{-5}.s^{-1}$) em 250 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de transição da OMJ. 46
4.11 Composição da altura geopotencial e ômega ($Pa.s^{-1}$) em 500 hPa (a-c), umidade específica ($g.kg^{-1}$) e ventos em 500 hPa (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de transição da OMJ. 47
4.12 Composição da umidade específica ($g.kg^{-1}$) e ventos em 850 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de transição da OMJ. 48
4.13 Composição do padrão de variabilidade de ROL para a fase ativa de OMJ durante os (a) dias prévios (-3D), (b) ZCAS 0D e (c) posteriores (+2D). 52
4.14 Composição do padrão de variabilidade de ROL para a fase desfavorável da OMJ durante os (a) dias prévios (-3D), (b) ZCAS 0D e (c) posteriores (+2D). 54
4.15 Composição do padrão de variabilidade da anomalia de ROL para a fase de transição da OMJ durante a ocorrência da ZCAS (0D). 55
4.16 Ciclo diurno espacial da radiação de onda longa ($W.m^{-2}$) para as a)00UTC, b)03UTC, c)06UTC, d)09UTC, e)12UTC, f)15UTC, g)18UTC e g)21UTC para composição dos eventos de ZCAS durante a fase favorável da OMJ. 59

4.17 Ciclo diurno espacial da radiação de onda longa (W.m^{-2}) para as a)00UTC, b)03UTC, c)06UTC, d)09UTC, e)12UTC, f)15UTC, g)18UTC e g)21UTC para composição dos eventos de ZCAS durante a fase desfavorável de OMJ. 60
4.18 Ciclo diurno espacial da radiação de onda longa (W.m^{-2}) para as a)00UTC, b)03UTC, c)06UTC, d)09UTC, e)12UTC, f)15UTC, g)18UTC e g)21UTC para composição dos eventos de ZCAS durante a fase de transição de OMJ. 61
4.19 Série temporal da anomalia de ROL filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Janeiro de 2003 representativo da fase ativa da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS. 63
4.20 Série temporal da anomalia de precipitação filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Janeiro de 2003 representativo da fase ativa da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS. 64
4.21 Série temporal da anomalia de ROL filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Dezembro de 2000 representativo da fase desfavorável da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS. . . 65
4.22 Série temporal da anomalia de precipitação filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Dezembro de 2000 representativo da fase desfavorável da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS. 65
4.23 Série temporal da anomalia de ROL filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Fevereiro de 2007 representativo da fase de transição da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS. . . 66
4.24 Série temporal da anomalia de precipitação filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Fevereiro de 2007 representativo da fase de transição da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS. 67

5.1 Modelo conceitual das principais características antes (-3D), durante (0D) e depois (+2D) à formação da ZCAS nas diferentes fases da OMJ. . 72

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	–	Alta da Bolívia
AS -	–	América do Sul
ASAS	–	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	–	Alta Subtropical do Pacífico Sul
BMCR -	–	Bureau of Meteorology Research Centre
CDR -	–	Climate Data Record
CCM	–	Complexo Convectivo de Mesoescala
CM	–	Continente Maritimo
CNE	–	Cavado do Nordeste
CPTEC -	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DSA -	–	Divisão de Satsélites e Sistemas Ambientais
ECMWF	–	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENOS -	–	El Niño-Oscilação Sul
ERA5	–	ECMWF Reanalysis, version 5
FOE -	–	Funções Ortogonais Empíricas
GPM -	–	Global Precipitation Measurement
hPa	–	HectoPascal
HS	–	Hemisfério Sul
INPE -	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IMERGE -	–	-Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM
JBN	–	Jatos de Baixos Níveis
LI	–	Linha de Instabilidade
LIC	–	Linha de Instabilidade Costeira
LCC	–	Linha Costeira de Convecção
NOAA -	–	National Oceanic and Atmospheric Administration
NCEP -	–	National Center for Atmospheric Research
OA	–	Oceano Atlântico
OI	–	Oceano Indico
OMJ	–	Oscilação de Madden-Julian
OP	–	Oceano Pacífico
PNA	–	Pacific North-America
PSA	–	Pacific South-America
PAS	–	Pacifico América do Sul
ROL	–	Radiação de Onda Longa
RMM -	–	Real-time Multivariate MJO
RMM1 -	–	Real-time Multivariate MJO 1
RMM2 -	–	Real-time Multivariate MJO 2
SCM	–	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SESA -	–	Southeast South America
SMAN	–	Sistema de Monção da América do Norte

SMAS	–	Sistema de Monção da América do Sul
TRMM -	–	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
UTC	–	Coordinated Universal Time
VCAN	–	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VCM	–	Vórtices Ciclônicos de Mesoescala
ZCA	–	ZCAS Continental Amazônica
ZCC	–	ZCAS Continental Costeira
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical
ZCST	–	Zonas de Convergência Subtropicais
ZOC	–	ZCAS Oceânica
ZCPS	–	Zona de Convergência do Pacífico Sul
-3D -	–	3 dias anteriores à ZCAS
0D -	–	Período de ZCAS
+2D -	–	2 dias posteriores à ZCAS

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Objetivo geral 4
1.2 Objetivos específicos 4

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 5
2.1 As escalas meteorológicas 5
2.2 Monção e seus aspectos 7
2.3 Sistema de monção das Américas 8
2.4 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) 12
2.5 Oscilação de Madden-Julian (OMJ) 17
2.6 Teleconexões e Pacífico-América do Sul (PAS) 20

3 DADOS E METODOLOGIA 23
3.1 DADOS 23
3.1.1 Área de estudo 23
3.1.2 Dados de reanálises ERA-5 24
3.1.3 Radiação de Onda Longa - ROL 25
3.1.4 Precipitação MERGE (CPTEC/INPE) 25
3.1.5 Eventos de ZCAS 26
3.2 METODOLOGIA 27
3.2.1 Índice da Oscilação de Madden-Julian 27
3.2.2 Filtro de Lanczos 28
3.2.3 Composição e anomalia 29
3.2.4 Correlação de Pearson 30

4 RESULTADOS 33
4.1 Comportamento dinâmico da circulação durante as distintas fases da OMJ 33
4.1.1 Composição da fase ativa de OMJ favorável à ZCAS 33
4.1.2 Composição da ZCAS para fase desfavorável da OMJ 39
4.1.3 Composição da fase de transição da OMJ 44
4.1.4 Conclusões dos resultados 49
4.1.5 Padrão da variabilidade de ROL na escala intrassazonal 50
4.2 Ciclo diurno espacial da radiação de onda longa 56

4.3 Correlação da série temporal filtrada de ROL nas sub-áreas da ZCAS . . 61

5 CONCLUSÕES 69

5.1 Sugestões para trabalhos futuros 74

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 75

APÊNDICE A - ARTIGO PUBLICADO 91

1 INTRODUÇÃO

Durante o verão austral, alguns aspectos atmosféricas são marcantes, os quais incluem, as taxas elevadas de precipitação sobre grande parte do continente Sul-Americano, e uma distinta circulação em altos (Alta da Bolívia) e baixos (Baixa do Chaco) níveis atmosféricos, caracterizando o regime de monção (ZHOU; LAU, 1998; NOGUé-PAEGLE et al., 2002; GAN et al., 2004; MARENGO et al., 2004). Este sistema de monção sobre a América do Sul (AS) é conhecido por Sistema de Monção da América do Sul (SMAS, NOGUé-PAEGLE et al., 2002; GAN et al., 2004; MECHOSO et al., 2004; LIEBMANN; MECHOSO, 2011), cujo seu desenvolvimento inicia durante a primavera, com centros convectivos deslocando-se desde o noroeste da Amazônia até a região sudeste do Brasil em meados de outubro (KOUSKY, 1988; HOREL et al., 1989). Ademais, a sazonalidade da precipitação é definida e com grandes volumes durante esta estação (RAO; HADA, 1990).

O SMAS apresenta diferentes fases: i) *pré-monção* - cujo escoamento em altos e baixos níveis atmosféricos começam a configurar-se, ou seja, movimentos divergentes e convergentes, respectivamente; ii) *maturação* - nesta fase, observam-se a presença da Baixa do Chaco (baixos níveis), a Alta da Bolívia e o Cavado do Nordeste (estes últimos em altos níveis); além do escoamento dos ventos alísios que adentram o continente e atravessam a região Amazônica em direção a região sudeste, cujo escoamento em baixos níveis pode favorecer a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); e iii) *dissipação* - em que a configuração dos sistemas na fase de maturação enfraquecem e as chuvas diminuem em grande parte da AS. No entanto, entre esses distintos períodos, a presença da precipitação não é contínua, o qual implica em períodos ativos e inativos da monção (JONES; CARVALHO, 2002).

Sabe-se que durante sua fase madura, existe aumento dos ventos em baixos níveis de oeste, anomalia ciclônica na parte oeste do oceano Atlântico subtropical e diminuição da precipitação sobre o noroeste da Amazônia (CARVALHO; DIAS, 2017). Kousky (1988) definiu o início da monção, em uma dada localização, quando a radiação de onda longa (ROL) é menor que 240 W.m^{-2}, indicando desta forma, um deslocamento no seu início de noroeste para sudeste e o contrário no final da estação. Além disso, trabalhos como de Silva e Carvalho (2007) também forneceram um índice para investigar a variabilidade do SMAS combinando as Funções Ortogonais Empíricas (EOF, em inglês) com as anomalias da precipitação, temperatura e umidade. Outros autores (RAO et al., 1996; FU et al., 1999; MARENGO et al., 2001; RAIA; CAVALCANTI, 2008; NIETO-FERREIRA; RICKENBACH, 2011) também abordaram esse

problema, utilizando diferentes metodologias, porém, apesar das concordâncias em seus resultados, há limitação/defasagem na definição do início e fim da monção sobre a AS.

Dentre os sistemas da circulação atmosférica que ocorrem nos diferentes estágios do SMAS, vale destacar a Alta da Bolívia (AB), o cavado do Nordeste (CNE), as vezes associado com um vórtice (VCAN) e a ZCAS. A AB é discutido em muitos estudos (VIRJI, 1981; KOUSKY; GAN, 1981; CARVALHO et al., 1988; GANDU; GEISLER, 1991) como um anticiclone de centro quente formado pela liberação do calor latente da atividade convectiva na Amazônia e aquecimento radiativo da Altiplano Boliviano. O VCAN tem um centro de pressão mais frio que sua periferia com convergência de massa em baixos níveis no setor oeste (RAO; BONATTI, 1987). A ZCAS é favorecida pela umidade proveniente da Amazônia e representa a fase madura do SMAS, configurada por uma banda de convergência orientada no sentido noroeste-sudeste, o qual auxiliada por sistemas sinóticos de latitudes médias, fornece elevadas taxas de precipitação sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, estendendo-se desde o sul da Amazônia até o Oceano Atlântico (OA) adjacente (KODAMA, 1992; KODAMA, 1993; SATYAMURTY et al., 1998; CARVALHO et al., 2002b; CARVALHO et al., 2002a; CARVALHO et al., 2004; QUADRO et al., 2012). Além disso, a ZCAS também está relacionada com o desenvolvimento de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), responsáveis por taxas elevadas de precipitação e eventos extremos em grande parte da AS tropical (GARREAUD, 1999; CARVALHO et al., 2002b; QUADRO, 1994; POVEDA et al., 2005; QUADRO et al., 2012; CARVALHO; DIAS, 2017).

Muitos sistemas meteorológicos interagem com diferentes escalas de variabilidade de tempo que proporcionam efeitos prolongados em áreas locais e regionais. Uma dessas escalas é a intrassazonal, a qual é determinada principalmente pela Oscilação de Madden-Julian (OMJ). A OMJ pode significativamente afetar o tempo e o clima global (ZHANG, 2013) devido seu deslocamento para leste pelo cinturão equatorial, com anomalias convectivas iniciando no Oceano Índico (OI), cujo período varia entre 30 a 60 dias (KNUTSON; WEICKMANN, 1987; MADDEN; JULIAN, 1971; MADDEN; JULIAN, 1972). O modo pelo qual a OMJ afeta o tempo global é através das teleconexões (CHEN, 2021), causado por seu aquecimento diabático que induz os trens de ondas de Rossby que se propaga dos trópicos para o extratrópico, formando teleconexão em ambos os hemisférios (KNUTSON; WEICKMANN, 1987; GRIMM; DIAS, 1995; CHEN, 2021).

Na AS esses efeitos podem ser observados no sudeste do continente sul-americano

(KOUSKY, 1988; KOUSKY; KAYANO, 1994; CARVALHO et al., 2004; SOUZA; AMBRIZZI, 2006a; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; ALVAREZ et al., 2016) e OA ocasionado pela anomalia de convecção subtropical na parte central-sul do Oceano Pacífico (OP) associado com a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) (CASARIN; KOUSKY, 1986; KOUSKY, 1988; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; VERA et al., 2006; GRIMM, 2019), Bacia Amazônica (MAYTA et al., 2019) e a região Nordeste do Brasil (VITORINO et al., 2006; SOUZA; AMBRIZZI, 2006a; ALVES et al., 2018). Além dessas influências na escala intrassazonal, há também a variabilidade interanual, dada pelas fases do El Niño-Oscilação Sul (ENOS).

Na temática da ZCAS há também os efeitos dessas variabilidades em sua formação, persistência e intensidade. Carvalho et al. (2004) verificaram a relação das diferentes áreas da ZCAS (ZCAS Amazônica, ZCAS Costeira e ZCAS Oceânica) e concluíram que a OMJ modula a persistência dos episódios intensos de ZCAS, enquanto o ENOS em sua fase quente (El Niño), favorece a ZCAS Oceânica e sendo bem efetivo na persistência dos episódios maiores que três (3) dias. Kalnay et al. (1986), Casarin e Kousky (1986) e Grimm e Dias (1995) indicaram que o aquecimento atmosférico na Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) poderia afetar a ZCAS (ZCAS Continental e Oceânica), ou seja, a convecção anômala na ZCPS juntamente com a fase de OMJ, podem influenciar a convecção da ZCAS através da propagação do trem de onda de Rossby.

Com relação a ZCAS Amazônica, Vieira et al. (2013) averiguaram que há sinal da OMJ e também da escala sinótica, além disso, a convergência de umidade, bem como a reciclagem local de água, parece ser importante na manutenção e persistência (10 dias) desse fenômeno. Lenters et al. (1995) também observaram o sinal da escala sinótica influenciando a ZCAS, como os ciclones tropicais e as frentes frias. Com respeito a mesoescala e a ZCAS, citam-se os trabalhos de Quadro et al. (2016) e Brasiliense et al. (2018), que verificaram na região de movimento ascendente e regiões de confluência da ZCAS à presença dos Vórtices Ciclônicos de Mesoescala (VCM), enquanto a presença das frentes frias auxiliam no posicionamento da ZCAS e no início da monção (NIETO-FERREIRA; RICKENBACH, 2011).

Embora as principais características meteorológicas da ZCAS estejam amplamente documentadas na literatura, descrições da evolução dinâmica de sua atividade convectiva alinhadas com as fases OMJ ainda estão em falta. Como por exemplo, na fase favorável da OMJ, há o aumento convectivo sobre AS durante esses episódios, mas não sabemos o que acontece na fase desfavorável dessa oscilação ou as principais

características dinâmicas desses diferentes processos. Neste sentido, a hipótese desta pesquisa é verificar como o evento de ZCAS se comporta diante das distintas fases da OMJ favoráveis e desfavoráveis à convecção na AS, portanto, algumas questões tornam-se necessárias, tais como:

1) Como as diferentes fases da OMJ influencia as características dinâmicas na organização da ZCAS?

2) Durante as distintas fases da OMJ qual o impacto verificado na variabilidade espacial da ZCAS?

3) A localização das diferentes regiões de ZCAS respondem de maneira particular as escalas de variabilidades, dessa forma, há evidencia desse impacto inicial da OMJ nas distintas regiões?

4) Como se distingue o padrão de variabilidade de ROL na diferentes fases da OMJ na atuação da ZCAS?

1.1 Objetivo geral

O objetivo geral será compreender, baseado nas perguntas acima, o impacto das distintas fases da OMJ na formação da ZCAS e quais características da circulação atmosférica se tornam mais preponderante durante os dias prévios e posteriores à ocorrência da zona de convergência. De forma específica, aspira-se:

1.2 Objetivos específicos

- Selecionar os eventos de ZCAS e suas respectivas fases da OMJ;
- Analisar as influências das diferentes fases da OMJ na ZCAS através do campos meteorológico médio;
- Examinar o padrão global de anomalia de ROL e observar o papel de outras regiões que podem influenciar a ZCAS;
- Averiguar o ciclo diurno de ROL nos episódios de ZCAS nas distintas fases da OMJ;

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 As escalas meteorológicas

Primeiramente, antes de apresentar a fundamentação teórica referentes as distintas escalas meteorológicas, é importante ressaltar como estas são classificadas e os principais fenômenos inseridos na diferenciação.

A meteorologia é a ciência que estuda a atmosfera, seus processos e os efeitos ocorridos no tempo, limitados pela troposfera - camada mais baixa da atmosfera em que a maioria das mudanças significativa do tempo se estabelecem, tais como, os ventos, as chuvas e o clima. Muitos fenômenos que acontecem na atmosfera ocorrem em diferentes escala de movimento, variando no espaço e no tempo típicos. Assim, as quatro diferentes escalas de movimento atmosféricos são conhecidas como: microescala, mesoescala, escala sinótica e a grande escala ou escala global (Figura 2.1). Abaixo, algumas das principais características das distintas escalas dos processos atmosféricos.

Figura 2.1 - Representação das escalas de tempo e espacial dos fenômenos meteorológicos. Fonte: Universidade de São Paulo (USP).

Microescala

A microescala está relacionada com fenômenos que ocorrem em curta duração de tempo (até 1 hora) e dimensões que variam entre 1 metro a 1 quilômetro. Neste sentido, destaca-se os processos que ocorrem entre o solo, vegetação e a superfície

da água, tal como, a transferência de calor e umidade, bem como a formação das cumulus, redemoinhos, micro-explosões, tornados e tromba d'água.

Mesoescala

A mesosescala está compreendida entre a microescala e a escala sinótica cuja dimensão horizontal varia entre 1 a 1000 quilômetros e a temporal entre minutos a algumas horas. De acordo com Orlanski (1975), esses fenômenos são definidos como segue:

- Escala Meso-α: 100-1000 km variando no tempo de 6 a 36 horas (pequeno furacão, fraco anticiclone, complexo convectivo de mesoescala (CCMs)).
- Escala Meso-β: 10-100 km variando no tempo entre 30 minutos a 6 horas (campos de vento local, ventos de montanhas, brisa mar-terra, grandes tempestades, maioria dos sistemas de mesoescala).
- Escala Meso-γ: 1-10 km variando no tempo entre 3 a 30 minutos (maioria das tempestades, grandes cúmulus, tornados estremamente grandes).

É interessante salientar que, o estudo da mesoescala na região tropical é extraordinário devido a maioria dos sistemas convectivos ocorrem nessa escala, principalmente aqueles ditos como severos.

Escala Sinótica

De acordo com o Glossário de Meteorologia (HUSCHKE et al., 1959) a sinótica é referida aos dados meteorológicos obtidos sobre uma grande área e assim, fornecem o estado instantâneo da atmosfera para uma região abrangente, ou seja, sinótica é sinômino ou adicional de "simultâneo". Sistemas meteorológicos que englobam algumas centenas de quilômetros e variem no tempo entre dias a semanas são classificados na escala sinótica, por exemplo, sistema frontal, ciclone e anticiclone extratropical, corrente de jato e os cavados e crista no escoamento baroclínico de oeste.

Escala Global

Nessa escala, é interessante relembrar o comportamento dos campos de vento e pressão, pois eles caracterizam os padrões sazonais do globo, como por exemplo, os movimentos de grande escala que distribuem a energia térmica para diferentes regiões. Uma das principais forçantes é a diferença de radiação solar incidente nas

baixas e altas latitudes, implicando em uma redistribuição de energia por movimentos horizontal (ventos) e vertical.

Sobre o equador, o excesso de radiação faz o ar ser aquecido e ascender, formando nuvens profundas que podem atingir até 15 quilômetros de altura. Esse ramo ascendente do ar faz parte da Célula de Hadley, cuja subsidência do mesmo ocorre em 30 graus norte e sul (subtrópicos) do globo - regiões identificadas por sistemas de alta pressão subtropical. Além dessa célula, existem outras duas que definem a circulação vertical geral, tal como, a célula de Ferrell ou célula de latitudes médias e a célula Polar. O ramo superficial dessas células constituem os ventos alísios de sudeste e nordeste nos hemisférios sul e norte, respectivamente.

Esses sistemas de ventos convergem e organizam a ZCIT, criando condições instáveis e precipitação constante sobre a região de influência. Outra importante característica se refere as células horizontais que também transportam momento e calor para os polos tais como, as ondas estacionárias e os vórtices transientes. Ou seja, um moderno conceito da circulação geral corresponde também a inclusão da energia desses ventos zonais derivados das ondas estacionárias. Ademais, esses ventos de oeste são responsáveis pela interação do ar tropical e polar sobre as latitudes de 30-60 graus.

Portanto, os processos atmosféricos inseridos na grande escala são os mais recorrentes no dia a dia, e classificam-se espacialmente por apresentarem centenas de quilômetros e durarem dias a meses, os quais citam-se, as ondas longas associadas ao ventos de oeste, os ventos alísios, as circulações meridionais e zonais, furacões e os sistemas de monções.

2.2 Monção e seus aspectos

A palavra "monção"significa *estação* e é oriunda da palavra árabe **mausim** e, inicialmente foi indicada devido a reversão sazonal dos ventos nas regiões da Ásia e oceano Índico. Sua importância ocorreu justamente porque a maioria da população global está sob sua influência. As influências aparecem pelas mudanças na direção do vento, significando regimes diferentes de precipitação, tal como, no verão o vento escoa em direção ao continente e durante o inverno muda sua direção para o oceano. Em 1958, Ye e Zhu (1958) e colaboradores já haviam percebido mudanças na circulação de grande escala sobre o Hemisfério Norte, nos meses de junho e outubro. De modo que, em 1971, Ramage (1971) definiu-a sugerindo critérios conceituais clássicos: **a)** o vento entre janeiro e julho apresentaria mudança de aproximadamente

120º; **b)** frequência do vento predominante teria que ser acima de 40% e **c)** a velocidade média do vento resultante teria que ser maior que 3 $m.s^{-1}$. Esses critérios são visivelmente observados sobre a Ásia, Austrália e África e recentemente teve sua definição expandida para as Américas, no entanto, esses critérios clássicos não são tão claros sobre as Américas.

Webster (1986) introduziu mecanismos fundamentais para o modelo de monção planetária oriundo das definições de Hadley e Halley, bem como da retroalimentação da umidade, os quais destacam-se: **a)** o deslocamento do cavado equatorial e da zona de convergência tropical ocasionados pela oscilação sazonal do aquecimento solar no hemisfério de verão; **b)** gradientes de pressão referentes ao aquecimento diferencial entre continente e oceano (Halley); **c)** os giros inseridos no vento devido a rotação da Terra (Hadley) e **d)** os processos de umidade e convecção que são responsáveis pela localização e intensidade da precipitação de monção.

Nogués-Paegle e Mo (1997), Gadgil (2003), Chen (2003) e Gan et al. (2009) definiram monção como uma circulação de brisa em grande escala, ocorrendo desta maneira: devido ao aquecimento diferencial entre continente e oceano durante a estação quente, um gradiente horizontal de pressão no sentido oceano-continente aparece e um centro de baixa pressão em baixos níveis surge no continente. Isto ocorre porque o ar que escoa em direção ao continente é úmido e em contato com o continente quente se eleva, e durante essa ascensão ocorre o resfriamento adiabático e o vapor d'água condensa, formando as nuvens e possível precipitação. O processo de intensificação da convecção coincide com a liberação de calor latente, o qual está associado ao processo de condensação, e possivelmente contribui para o aumento das chuvas. Em altos níveis o ar diverge e sobre oceano ocorre subsidência, fechando essa circulação de monção. Atualmente, as monções são definidas como modificações sazonais em várias variáveis meteorológicas, principalmente na precipitação, como mostrou o trabalho de Wang et al. (2012), cujas regiões de monções foram definidas onde a precipitação de verão menos a precipitação de inverno seja $>$ (maior) que 2.5 mm.dia^{-1} e que esta chuva de verão exceda 55% da precipitação total anual.

2.3 Sistema de monção das Américas

As monções nas Américas não representam os critérios clássicos característicos das monções - reversão dos ventos em baixos níveis entre as estações de verão e inverno. Porém, essa reversão apenas é observada quando as anomalias são calculadas (médias anuais removida das médias sazonais). Uma visão geral e dos principais trabalhos serão apresentadas abaixo:

Sistema de Monção da América do Norte (SMAN)

O SMAN é caracterizado por chuvas durante os meses de junho, julho e agosto (JJA-verão boreal), que ocorre nas partes sudoeste dos Estados Unidos e noroeste do México, correspondendo respectivamente, a valores de 40% e 80% de precipitação nessas regiões (DOUGLAS et al., 1993; ADAMS; COMRIE, 1997). De acordo com Rasmusson (1967) a umidade em baixos níveis fornecida ao SMAN é proveniente do Golfo da Califórnia e Pacífico tropical leste, enquanto em altos níveis, é oriunda do Golfo do México. No entanto, as fontes de umidade terrestes também tornam-se importante para este sistema no final do verão (HU; DOMINGUEZ, 2015).

A evolução da circulação atmosférica no SMAN ocorre devido a complexa topografia, por isso, o padrão da circulação desse sistema em altos níveis (200 hectoPascal-hPa) é mais evidente (ROPELEWSKI et al., 2004). Inicialmente, no mês maio, o contraste térmico entre oceano-superfície terreste e o aquecimento da montanha Sierra Madre Ocidental (TURRENT; CAVAZOS, 2009) favorece o surgimento de um centro anticiclônico em 200 hPa (semelhante a Alta da Bolívia) ao sul do México (centrado em 15ºN). O começo da monção sucede em junho no sul do México e logo evolui para o norte do país, esse transporte vertical de umidade no lado oeste da Sierra Madre Ocidental e ventos alísios fluindo do Golfo da Califórnia, correspondem com o aumento das chuvas sobre o noroeste do México (DOUGLAS et al., 1993). No início de julho a agosto, as chuvas monçônicas alcançam os Estados Unidos e assinala-se como fase madura desse sistema, o qual a divergência em altos níveis se torna forte assim como os ventos de leste. A fase de dissipação ocorre no início do outono e as principais características são: em altos níveis a alta monçônica retrai para sul e a crista sobre os Estados Unidos enfraquece, bem como a precipitação recua para o sul do México (HIGGINS et al., 1997).

Com relação as variabilidades observadas no SMAN, destacam-se a: **i)** *diurna* ocasionada pelo aquecimento sobre as cadeias de montanha, elevando o ar e favorecendo um ambiente condicionalmente instável, cuja transição entre a convecção rasa e profunda ocorre no meio da tarde (NESBITT et al., 2008); **ii)** na *mesoescala*, a convecção pode intensificar-se e formar tempestades monçônicas que podem evoluir para Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) sobre o noroeste do México e Arizona (LANG et al., 2007); **iii)** a escala *sinótica* está representada pela forte atividade convectiva, chamada "explosão de monção", os quais são derivados dos cavados invertidos em altos níveis, ondas de leste tropical e os ciclones tropicais; **iv)** *intrassazonal* influencia os regimes de precipitação durante a monção em que a OMJ afeta a força das ondas

de leste tropical nas regiões da América Central e centro-sul do México (BARLOW; SALSTEIN, 2006); e **v)** *interanual* dado pelo ENOS fornecidas pela teleconexões que são provenientes do oeste do oceano Pacífico e afeta o início da monção (CASTRO et al., 2007), tal como o atraso (antecipa) do início da monção no sudoeste dos Estados Unidos e noroeste do México durante episódio de El Niño (La Niña).

Sistema de Monção da América do Sul (SMAS)

Devido aos critérios clássicos definidos por Ramage (1971) o regime de monção não existiria na AS, como já mencionado acima, no entanto, Zhou e Lau (1998) encontraram que a reversão dos ventos, característica desse regime, se dá na remoção da média anual do verão e do inverno, confirmando a circulação de monção na AS.

O SMAS apresenta um padrão bem definido durante o período de verão e caracteriza-se por uma circulação anticiclônica em altos níveis, conhecida como a AB (15ºS;65ºW) e o CNE próximo ao litoral. Em baixos níveis há a presença de uma baixa quente localizada sobre a região do Chaco Paraguaio-Boliviano chamada de "Baixa do Chaco"e um transporte de umidade proveniente da Bacia Amazônia para as regiões central-sudeste do Brasil e a Bacia La Plata. O transporte de umidade para esta última região é devido ao Jato de Baixos Níveis da AS (MARENGO et al., 2004). Uma consideração importante se refere a formação da AB e da Baixa do Chaco, podendo ser respostas regionais na troposfera devido ao forte aquecimento e liberação de calor latente sobre a Bacia Amazônica (VERA et al., 2006). Também inclui-se na baixa troposfera as altas subtropicais dos oceanos Atlântico e Pacífico, o escoamento dos ventos de noroeste e a formação da ZCAS. Uma notável característica da fase madura da monção na AS é o estabelecimento da ZCAS (FU et al., 1999; NIETO-FERREIRA; RICKENBACH, 2011). A manutenção da ZCAS se dá pelo fluxo de umidade da região Amazônica, e sua localização pela influência da topografia da parte central-leste do Brasil, bem como, pela intensidade e posição da AB (VERA et al., 2006).

Destacando a ocorrência da reversão do vento na AS, Gan et al. (2004) consideraram que a mudança no componente zonal do vento é mais expressiva que o componente meridional. Enquanto o primeiro muda de leste para oeste durante a estação chuvosa e em toda a troposfera, o vento meridional apenas torna-se mais intenso. No entanto, Wang e Fu (2002) afirmaram que há também mudança do vento meridional - ventos de sul no inverno e de norte no verão, que é similar aos outros sistemas de monções, tornando-se importante para o transporte e distribuição da precipitação. A partir do estabelecimento da monção, a precipitação varia durante sua ocorrência em fases

ativa e inativas, influenciando diferentes regiões com distintas taxas pluviométricas. Jones e Carvalho (2002) estudaram as variações intrassazonais (10-70 dias) que caracterizavam a circulação como ativa e inativa da monção na região central da AS. Seus resultados mostraram que anomalias de oeste (leste) estavam associados com a fase ativa (inativa) da monção, além de apresentar um dipolo no campo de anomalia da precipitação entre as regiões noroeste e central do continente. Isto é, durante a fase ativa da monção, as anomalias de precipitação eram positivas na região central da AS, enquanto na parte noroeste, caracterizava-se por anomalias negativas. Rao et al. (1996) e Herdies et al. (2002) também analisaram as componentes do vento, tal como, o vento zonal e o transporte meridional de umidade desde o OA até a região de forte convecção da monção. Os resultados de Herdies et al. (2002) indicaram que os ventos de oeste ao sul da região Amazônica estavam associados com eventos da ZCAS e os ventos de leste com eventos não-ZCAS.

Os importantes centros da economia, agricultura e fontes de energia da AS estão localizados sobre grande influência do SMAS, bem como sua densidade populacional, desta maneira, muitos estudos foram realizados para compreender o inicio e fim da monção utilizando diferentes variáveis meteorológicas e metodologias. Por exemplo, Marengo et al. (2001) usaram os dados de pluviômetros interpolados para uma grade de 2.5º para uma região do SMAS. Gan et al. (2004) e Gan et al. (2005) criaram índices relacionando a precipitação e ventos em baixos níveis. Wang e Fu (2002) e Li e Fu (2004) trabalharam com a inversão de norte dos ventos em baixos níveis que eram proveniente do Equador. Raia e Cavalcanti (2008) integraram verticalmente o transporte de umidade sobre a Amazônia. Silva e Carvalho (2007) empregaram as funções ortogonais empíricas (FOE) para as análises dinâmicas e termodinâmicas do precipitação e, por fim, Nieto-Ferreira e Rickenbach (2011) utilizaram as análises combinadas da precipitação e a FOE rotacional para averiguar o início em distintas regiões que compartilham do SMAS. Como é conhecido, os resultados mostraram diferenças nas pêntadas de início, pois dependem de diferentes metodologias e da variabilidade atmosférica, pois essas variabilidades influenciam as distintas escalas temporais em todo o ano. Ademais, Gan et al. (2004) verificaram que o início é bem mais difícil de prever que o fim do regime, devido a grande variabilidade associada aos sistemas dinâmicos de escala sinótica responsáveis pela organização e iniciação da convecção.

Os principais sistemas que influenciam a variabilidade dos SMAS correspondem as variabilidades diurna na precipitação, tal como, os sistemas transientes de latitudes médias, os ventos alísios equatoriais e as ondas de lestes (GRIMM et al., 2017). Como

a heterogeneidade da superfície ocasiona aquecimento diferencial que influencia a ambiente termodinamicamente instável, o ciclo da precipitação diurna é diversificado pelos SCM que são ativados por tal ambiente instável (SILVA et al., 2011). Esses sistemas são constituídos por forte convecção profunda que abrange algumas regiões, os quais são engatilhados pelos efeitos dos sistemas transientes, de mesoescala e circulação forçada pelas topografias e diferentes interação superfície-atmosfera (GRIMM et al., 2017). A OMJ contribui para as chuvas de monção e afeta principalmente a região da ZCAS (CARVALHO et al., 2004) e a parte equatorial (SOUZA; AMBRIZZI, 2006b). O ENOS que está inserido na variabilidade interanual, interfere em menos que 40% no início da monção no sul da Amazônia (YIN et al., 2014). No entanto, estudos revelaram que se a fase está favorável a formação do El Niño (La Niña), o início da monção será retardado (adiantado).

2.4 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

Como mencionado na seção anterior, durante o período de verão da AS, uma notável característica do SMAS que simboliza sua fase madura é identificada como ZCAS quantidades significativas de chuva para as regiões centro-oeste, sul do nordeste, sudeste e sul do Brasil. A ZCAS é uma persistente zona de nebulosidade e precipitação com orientação noroeste-sudeste desde o sul da Amazônia até a parte sudoeste do OA (KODAMA, 1992; KODAMA, 1993; SATYAMURTY et al., 1998; LIEBMANN; MARENGO, 2001; CARVALHO et al., 2002b; CARVALHO et al., 2004). O primeiro trabalho que a distinguiu, assim como outras duas (2) zonas de precipitação subtropical, identificadas como *Zona Frontal de Baiu* (leste da Ásia e oeste do oceano Pacífico norte) e a ZCPS (oceano Pacífico sul-central), foi o pesquisador Kodama (1992), Kodama (1993). Inicialmente foram classificadas como convecção de monção e de acordo com o autor, as principais características dessas zonas são: *(i)* formam-se ao longo de jatos subtropicais em altos níveis e a leste de cavados semi-estacionários que penetram dentro dos subtrópicos entre 25ºS e 30ºN; *(ii)* estendem-se para leste, nos subtrópicos, a partir de regiões tropicais específicas de intensa atividade convectiva; *(iii)* são zonas de convergência em uma camada úmida e baroclínica (jato subtropical superior); *(iv)* estão localizadas na fronteira de massas de ar tropical úmida, em regiões de forte gradiente de umidade em baixos níveis, o qual gera instabilidade convectiva por processo de advecção diferencial de temperatura. Essas particularidades, especificamente em relação à ZCAS, foram também confirmados por Quadro (1994). Figueroa et al. (1995) usando um modelo regional atmosférico com coordenada Eta de equações primitivas, identificaram que, o mecanismo para a formação da ZCAS está combinada com a fonte de calor latente na Amazônia e a

presença dos Andes para o fluxo básico regional. Dessa forma, monitorar as características da convecção na Amazônia torna-se importante para a previsão da atividade convectiva sobre as partes central-oeste e sudeste do Brasil, assim como as regiões adjacentes.

A identificação desse fenômeno baseia-se nas seguintes características: a) composição de imagens de satélite de vapor d'água para distinguir a banda de nebulosidade NW-SE; b) presença em altos níveis da AB e do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) (SEABRA et al., 2004); c) análise de ômega nos níveis médios (SEABRA et al., 2004); d) convergência na baixa e média troposfera; Divergência na alta troposfera (KODAMA, 1992); e) padrões de distribuição de radiação de onda longa emergente, em que baixos níveis de radiação seriam um indicativo da presença da ZCAS (KOUSKY, 1988); f) gradiente de temperatura potencial equivalente e g) tempo mínimo de permanência são de 4 dias - caso contrário a confluência pode ter sido gerada pela penetração de um sistema frontal (QUADRO, 1994).

Estudos numéricos sugerem a importância das monções tropicais para manter as zonas de convergência subtropicais (ZCST). Neste contexto, a ZCAS, também pode se formar concomitantemente ou não ao SMAS. Herdies et al. (2002) identificaram eventos relacionados com as anomalias de vento de oeste e leste sobre a Bacia Amazônica, os quais estavam associados com a formação ou não da ZCAS. De acordo com Carvalho et al. (2004) quando ocorre em conjunto com ventos anômalos de oeste sobre a AS Tropical, o SMAS está ativo, quando os ventos são de leste, o SMAS está inativo, além disso, a ZCAS é uma região com alta variabilidade da atividade convectiva no leste da América do Sul durante a estação de verão. Seluchi e Marengo (2000) encontraram que o transporte meridional de ar entre os trópicos e as latitudes médias na AS é o mais intenso em todo o hemisfério sul e ocorre em função da posição da ZCAS.

Os mecanismos que conduzem à intensidade, posicionamento, variabilidade temporal e espacial da ZCAS, já tiveram em parte, seu conhecimento avançados pela ciência, porém muitas outras questões ainda precisam ser discutidas, tais como, a variabilidade dos componentes termodinâmicos nas diferentes fases da formação da ZCAS. Estudos observacionais e numéricos indicam que esse sistema sofre influências tanto de fatores remotos quanto de fatores locais. Diversos são os fatores locais, porém, o consenso mais exato se refere ao papel da convecção na região Amazônica, cujo forte aquecimento adiabático sobre essa região é indispensável para sua formação. Quanto aos estudos das influências remotas, considera-se a interação entre ondas planetárias

de diferentes escalas espaciais e temporais, que atuam no surgimento e intensificação desse fenômeno. Abaixo, as principais descobertas encontradas proveniente tanto de estudos observacionais como numéricos.

Variabilidade Intrassazonal - a característica da escala de tempo intrassazonal da OMJ (30-60 dias), pode influenciar a teleconexão entre ZCPS e ZCAS, desse modo, modula-se o início, duração e localização da ZCAS. Isto é, uma anomalia de convecção na ZCPS associada com uma das fases da OMJ pode instigar na convecção sobre a ZCAS pela intensificação de um cavado em altos níveis sobre o sudeste da AS (LIEBMANN et al., 1999). A manutenção da ZCAS esta associada com as oscilações intrassazonais também na escala de tempo de 20-30 dias (FIGUEROA, 1999), além de teleconexões entre ZCPS e sistemas tropicais na AS (CASARIN; KOUSKY, 1986; OBREGóN, 1991). Essa teleconexão de ZCPS e ZCAS apresenta um padrão de dipolo entre a região de ZCAS e o sul do Brasil (CASARIN; KOUSKY, 1986), o qual se observa também em outras escalas de tempo. Cunningham e Cavalcanti (2006) mostraram que a posição da ZCAS mais ao sul pode estar sob influência do padrão de teleconexão do Pacífico América do Sul (Pacific South America - PSA, sigla em *inglês*), por outro lado, durante eventos onde a ZCAS se encontra mais ao norte, podem estar relacionada com a OMJ, podendo engatilhar um trem de ondas sobre os oceanos Atlântico Sul e Índico. Desse modo, sugere–se que quando os sistemas frontais e de frequência intrassazonal (PSA e OMJ) estão em fase, eles são capazes de estabelecer condições apropriadas para o desenvolvimento de um episódio de ZCAS. Ademais, a ZCAS atua como um modulador da ocorrência do Jato de Baixos Niveis (JBN) e, consequentemente, na ocorrência de SCM na região da bacia do Prata (NIETO-FERREIRA et al., 2003). Além disso, em baixos níveis, os ventos zonais de leste (oeste) sobre o Brasil tropical estão ligados com ZCAS ativa (inativa) e divergência (convergência) no sudeste da AS, implicando em fraco JBN (HERDIES et al., 2002; JONES; CARVALHO, 2002).

Variabilidade Interanual - as fases do ENOS e a temperatura no Atlântico próximo ao litoral Sudeste do Brasil pode favorecer a ocorrência de ZCAS oceânica, aumentando a probabilidade de extremos nessa região costeira. Carvalho et al. (2004) confirmaram que a fase positiva do ENOS contribui para a persistência maior que 3 (três) dias desse sistema sobre a região oceânica, além de exercer um papel na variabilidade da monção na AS, inclusive na ocorrência de eventos extremos de precipitação. Os autores concluíram que, em eventos El Niño a ZCAS tende a move-se para o oceano, diminuindo a precipitação sobre o continente, isto ocorre devido a intensificação dos jatos subtropical em altos níveis. Por outro lado, em eventos La

Niña e Neutros a ZCAS tendem a situa-se sobre o continente. Chaves e Satyamurty (2006) sugeriram que a formação da ZCAS não depende da temperatura da superfície do mar (TSM) do oceano Atlântico, porém, tornam-se mais importantes na intensidade da convecção da ZCAS oceânica e na parte leste do continente. Nieto-Ferreira et al. (2003) evidenciou que o ENOS modulou o fortalecimento do JBN e a origem dos SCM sobre a região sudeste da AS e tropical.

Variabilidade Espacial - vários são os fatores que influenciam no posicionamento da ZCAS, por exemplo, *i)* a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) auxilia na convergência do ar tropical com o ar extratropical gerando instabilidade no encontro das massas (SATYAMURTY; RAO, 1988); *ii)* as anomalias positivas da TSM na mesma orientação da ZCAS pode ser resposta oceânica da anomalia do vento em superfície pela circulação atmosférica da própria ZCAS (NOBRE, 1988) e *iii)* a presença da Cordilheira dos Andes, pois forçam os ventos alísios a girar no sentido sudeste da região da AS favorecendo a convergência de umidade em baixos níveis (transporte de umidade) na região da ZCAS (SATYAMURTY; RAO, 1988). Além disso, modificações na alta troposfera de localização da AB, CNE e do Cavado a leste dos Andes podem instigar o posicionamento, deslocamento e até a inibição da ZCAS. Na escala sinótica, as frentes frias sobre a Argentina e sul do Brasil, por vezes até nas baixas latitudes, reforçam a atividade convectiva no oeste-sudoeste da Amazônia e na região da ZCAS.

No estudo sobre as interações dos sistemas frontais e a convecção na Amazônia para a formação e intensificação da ZCAS, destaca-se o trabalho de Oliveira (1986). A autora concluiu que a penetração dos sistemas frontais no sul da região Amazônica torna-se relevante, pois associam-se a convecção tropical e auxiliam na banda de nebulosidade da ZCAS. Além disso, os complexos convectivos de mesoescala (CCM), que se formam no norte da Argentina e Paraguai, são fundamentais por gerarem ciclogênese e frontogênese, acoplando-se à ZCAS e colaborando na sua intensificação e manutenção.

Kodama (1993) verificou que a condição necessária na circulação atmosférica de grande escala para o surgimento das ZCST depende de dois principais fatores: jatos subtropicais em altos níveis (suporte dinâmico ao sistema que atua na superfície - frente subtropical ou cavado) e o fluxo de umidade para os pólos (relacionado como condições externas na formação das ZCST). Isso corresponde ao mecanismos locais que frequentemente são atribuídos à formação, manutenção e posicionamento da ZCAS. Nieto-Ferreira et al. (2011) evidenciaram que o início abrupto no começo da

ZCAS se dá pela rápida modificação na propagação e estrutura dos sistemas frontais. Tais modificações estão relacionadas com as intensas mudanças no comportamento dos centros de alta e baixa pressões nas ondas de médias latitudes. Enquanto Candido et al. (2006) verificaram a mudança de água no solo no processo de formação da ZCAS e concluíram que, o aumento nessa umidade intensifica o transporte de umidade para a região da ZCAS através do favorecimento da umidade transportada da Amazônia nos níveis baixos da atmosfera.

Coelho et al. (2015) mostraram que uma situação desfavorável à formação da ZCAS está relacionada a anomalias de circulação atmosférica e a TSM no Atlântico sudoeste, geradas remotamente. Próximo da Austrália, anomalias positivas de TSM forçaram o movimento convectivo, que se propagaram pelas células de Walker (zonalmente) e de Hadley (meridionalmente). A formação de uma teleconexão trópico/extratrópico perceptíveis pelas ondas de Rossby nos altos níveis, devido a convergência e subsidência da anomalia da célula de Hadley. Um centro de alta pressão barotrópico se estabeleceu sobre o Atlântico sudoeste desencadeando: (1) bloqueio da migração para norte dos sistemas convectivos causadores de chuva (frentes frias); (2) anomalia positiva de TSM no Atlântico sudoeste; (3) entrada de ar quente e seco no sudeste brasileiro e (4) intensificação do fluxo de ar úmido da Amazônia em direção ao sul brasileiro.

Zilli et al. (2018) analisaram a mudança da posição média da ZCAS e a influência sobre os eventos extremos na região sudeste do Brasil para 36 anos de dados de reanálises. Os resultados mostraram que houve um deslocamento da posição climatológica da ZCAS para a região sudoeste, favorecendo os números de dias chuvosos. Isto ocorreu devido à mudança da intensidade e posicionamento da ASAS, pouca umidade na baixa e média troposfera e aquecimento a sudoeste do Atlântico Sul. No entanto, é necessário averiguar se essas afirmações são devidas as modificações de variabilidade natural ou antrópicas, tais como, as relacionadas com as oscilações multi-decadais ou mudanças climáticas, respectivamente.

Com relação a ZCAS oceânica, os resultados de Rosa et al. (2020) mostraram a presença de um vórtice ciclônico à sudoeste da ZCAS que intensifica a atividade convectiva, deslocando-se ao norte de sua posição climatológica. Além disso, a ZCAS oceânica pode influenciar as correntes próximas a costa brasileira e abaixo do vórtice ciclônico. Por outro lado, analisando a energética da ZCAS, Antonio (2020) verificou que a energia da mesma é produzida pela energia potencial disponível do estado básico (taxa média = 34,89 $W.m^{-2}$) e durante a dissipação do sistema, há o

desfavorecimento da energia potencial da perturbação ocasionadas pelo resfriamento e pelas chuvas na área de atuação.

2.5 Oscilação de Madden-Julian (OMJ)

A região tropical estar compreendida entre os trópicos de Câncer (23.5ºN) e Capricórnio (23.5ºS) e sua previsibilidade é considerada muito baixa, quando comparada as regiões de médias latitudes. Isto ocorre porque a região tropical não é totalmente dominada por sistemas de instabilidade baroclínica e ondas troposféricas de Rossby nos níveis superiores, os quais interagem com os sistemas de tempo na superfície e informam as condições posteriores da atmosfera. Muitas pesquisas foram realizadas com o intuito de conhecer os modos de previsibilidade dominante nos trópicos, pois acreditavam-se que a variabilidade temporal nesta região, menor que um ano, era totalmente aleatória. Algumas pesquisas foram elaboradas e, em 1970 dois pesquisadores conhecidos como Roland Madden e Paul Julian "tropeçaram"em uma aparente oscilação de longo período nas variáveis de pressão e componente zonal do vento na Ilha de Cantão, cuja frequência era menor que alguns modos de onda, e maior que o esperado de algumas componentes de variação sazonal (MADDEN; JULIAN, 1971). Na década de 1980 essa oscilação começou a ser conhecida como *Oscilação de Madden e Julian* e no evento do El Niño de 1982-1983 cresceu devido as muitas publicações direcionada ao tema.

A OMJ é definida como uma oscilação/flutuação intrassazonal ou onda de 30-60 dias que ocorre nas regiões tropicais, cujas variações são observadas nas seguintes variáveis: velocidade e direção do vento nos níveis baixos e altos, nebulosidade, precipitação, temperatura da superfície do mar e evaporação da superfície oceânica (MADDEN; JULIAN, 1971; MADDEN; JULIAN, 1972). Além disso, assinala-se com uma região de aumento e enfraquecimento de convecção tropical que se propaga para leste dos Oceanos Índico e Pacífico, bem como diferentes padrões de circulação atmosférica dos níveis altos e baixos nos trópicos e subtrópicos. Assim, essas características informam as regiões com movimento ascendente e descendente associadas as fases distintas dessa oscilação.

Em baixos níveis próximo à superfície (1.5km ou 850 hPa) os fortes ventos anômalos de oeste característicos no lado oeste do centro convectivo de grande escala juntamente com os ventos anômalos de leste no lado leste. Em altos níveis (13 km ou 200 hPa), esses ventos zonais invertem as direções. O acoplamento entre a circulação de grande escala e o centro convectivo é essencial para a dinâmica da OMJ (ZHANG, 2005). A velocidade de propagação da OMJ para leste tem velocidade média de

5 m.s^{-1}. É tão forte a presença dessa oscilação nas variáveis de precipitação e no vento zonal (850 hPa), que não é necessário a utilização de filtros, bem como, a fácil distinção de outras variabilidades intrassazonais nos trópicos (ZHANG, 2005). Isto ocorre porque a OMJ tem preferência geográfica, estrutura de multiescala, ciclo sazonal e variabilidade interanual.

Wheeler e Hendon (2004) afirmaram que somente 1 (um) desenvolvimento completo da OMJ nos trópicos é possível, isto é, dois centros convectivos e circulação fracos podem existir, uma iniciando no oceano Índico e outra enfraquecendo no Pacífico central. Da mesma maneira, como a natureza atmosférica responde à localização da forçante de aquecimento, assinalando que em uma escala zonal, a parcela convectiva é menor quando comparada à circulação, assim como, a extensão zonal da fase ativa e da fase inativa, por isso, a OMJ caracteriza-se por ser mais um pulso discreto isolado do que uma onda senoidal (SALBY et al., 1994; SALBY; HENDON, 1994; YANO et al., 2004). Na parte leste do oceano Pacífico o sinal convectivo da OMJ praticamente desaparece, no entanto, no campo de pressão e vento o sinal continua a propagar a uma velocidade de 30 a 35 m/s (MATTHEWS, 2000). Observa-se que o comportamento fundamental da OMJ também pode ser verificada nos campos de vapor d'água, temperatura, divergência e aquecimento diabático, registrando a assimetria zonal e inclinação para oeste na vertical, a partir do centro convectivo (CHEN; YEN, 1991; MOTE et al., 2000; MYERS; WALISER, 2003; SPERBER, 2003; KILADIS et al., 2005). A assimetria zonal é responsável pelo desenvolvimento de novas células, induzindo a propagação para leste do centro convectivo (ZHANG, 2005).

De acordo com Madden e Julian (1972) e Shimizu et al. (2017) as fases da OMJ se dividem em 8 (oito). Na *fase 1* o centro convectivo está localizado sobre a região do Oceano Índico, com anomalia negativa de pressão sobre estas regiões. Na parte leste da África os ventos de leste em altos níveis são intensos, relacionado com a célula de circulação zonal a oeste do centro convectivo. Na *fase 2* a anomalia de pressão e a célula de circulação de leste deslocam-se para leste. A *fase 3* apresenta o centro convectivo sobre a Indonésia, enquanto na *fase 4* desloca-se mais para leste com intenso centro convectivo sobre o continente Marítimo, cujas células zonais de circulações de leste e oeste estejam bem simétricas. A *fase 5* tem redução da célula zonal de oeste com anomalia positiva de pressão sobre o Oceano Índico e enfraquecimento do centro convectivo perto da Ilha Kanton. Na *fase 6* ainda existe o fraco centro convectivo localizado mais a leste. Já nas *fases 7* e *8* devido não existir convergência na baixa troposfera acompanhando divergência em altos níveis, não há centro convectivo identificado sobre o OA, apenas 2 (duas) células de circulação

quase simétricas.

Na AS tropical o sinal da componente convectiva da OMJ é muito fraca, mesmo esta região apresentando um verão tão quente como a parte oeste do OP. Alguns autores, tais como, Wang e Li (1994), Zhang e Hendon (1997) e Maloney e Sobel (2004) justificaram essas características devido a 3 (três) causas: *1*) a topografia interfere na convergência de umidade em baixos níveis - que é um fator importante para a OMJ; *2*) o forte ciclo diurno na convecção sobre as superfícies terrestres devido ao aquecimento diurno - instigando uma competição por umidade e energia com a OMJ; e *3*) a evaporação da superfície terrestre é reduzida quando comparada com as regiões oceânicas.

O deslocamento para leste de uma célula zonal de grande escala termicamente direta, onde o ar quente sobe e ar frio desce, a partir do oceano Pacífico tropical oeste e Índico leste, causa variações na convecção tropical. Desse modo, a OMJ influência no padrão de nebulosidade sobre a AS, podendo ser em sua fase positiva (intensificação da nebulosidade convectiva, diminuição de pressão e favorecimento de movimento vertical ascendente de ar) e na fase negativa, influenciando na supressão da convecção (ALVES et al., 2018) (Figura 2.2).

Kousky e Kayano (1994) fizeram análise de modo principal combinando ROL e campos de circulação em 250 hPa, e os autores observaram uma anomalia de vento de oeste (leste) no fluxo sobre a AS tropical relacionado com uma anomalia positiva (negativa) de ROL sobre o nordeste da AS e leste do Pacífico equatorial, indicando o sinal da OMJ na AS e mostrando que essa variabilidade intrassazonal é de grande interesse para o continente Sulamericano. Segundo Alvarez et al. (2016) a influência máxima dessa oscilação ocorre nas regiões nordeste e centro-leste do Brasil, tornando-se significante sobre o sudeste do Brasil na ZCAS (CARVALHO et al., 2004). Grimm et al. (2017) evidenciaram que durante a fase 1 da OMJ, a quantidade da precipitação média diária para regiões situadas no centro da monção, são auxiliadas isoladamente em até 30% do total climatológico das chuvas anuais. Além disso, a circulação de monção fornece a OMJ um estado de formação, tal como, umidade em baixos níveis, desempenhando um papel crítico na propagação dessa oscilação (JIANG, 2017; GONZALEZ; JIANG, 2017).

Shimizu et al. (2017) investigaram o interação oceano-atmosfera de dois fenômenos em diferentes escalas de variabilidades (ENOS e OMJ) na ocorrência de eventos extremos úmidos e secos sobre o norte da AS. Os autores concluíram que os eventos extremos secos tanto sobre a Amazônia como o nordeste do Brasil são auxiliados

por anos de El Niño e quando o pacote de convecção da OMJ está localizado sobre a Indonésia (fases 3, 4 e 5). Por outro lado, quando a OMJ se encontra sobre o OI (fases 1 e 2) e os anos são considerados de La Niña e Neutro, os eventos extremos úmidos são mais propícios de ocorrer no norte da AS (Figura 2.2).

Figura 2.2 - Fase da Oscilação de Madden-Julian configurados com dados de radiação de onda longa (W.m^{-2}).

Fonte: Shimizu et al. (2017).

2.6 Teleconexões e Pacífico-América do Sul (PAS)

As teleconexões estão associadas com as anomalias atmosférica de uma determinada região que de tal maneira influência anomalias em regiões remotas, ou seja, conexão a distância de padrões persistente e recorrente das anomalias de alguma variável, como por exemplo, pressão, temperatura e circulação de grande escala que cobre grandes áreas globais (CAVALCANTI et al., 2009). Pelos caminhos das teleconexões a OMJ consegue afetar o tempo e o clima no globo através de seu aquecimento diabático, o qual induz trens de onda de Rossby que propagam das baixas para as altas latitudes em ambos os hemisférios (MATTHEWS et al., 2004; GRIMM, 2019; CHEN, 2021). As teleconexões entre o trópico e o extratrópico podem estar relacionadas com as oscilações intrassazonais e interanuais (BERBERY; NOGUÉS-PAEGLE, 1993; CAVALCANTI; SHIMIZU, 2012).

O modo Pacifico-América do Sul (PSA, em inglês) é um dos principais padrão de teleconexão que atinge a AS. De acordo com Mo e Higgins (1998) é um trem de onda caracterizado por numero de onda 3 bem definido e ativado pela convecção nas regiões do índico, continente marítimo e o pacifico tropical, e semelhantes ao padrão de teleconexoes do Pacifico-América do Norte (PNA, em inglês)(WALLACE; GUTZLER, 1981). Ademais, o modo PSA apresenta duas configurações: PSA-1 e PSA-2 (Figura 1.3). PSA-1 esta relacionado com a convecção elevada no Pacífico central-oeste e convecção suprimida no OI, o que implica em anomalia negativa de precipitação sobre a região Nordeste do Brasil. Para PSA-2 há ligação da convecção intensificada no Pacífico ocidental e convecção suprimida no Pacífico central, o que está associado com a supressão da precipitação sobre a ZCAS e a convecção sobre as planícies subtropicais (MO; HIGGINS, 1998). Nogués-Paegle e Mo (1997) observaram que este trem de ondas pode anteceder em até oito dias a ZCAS.

Além disso, o modo PSA também pode está relacionado à presença de ciclones, cavados e frentes, que produzem forte convecção na região sudeste do Brasil (CAVALCANTI, 2012). Sobre esta mesma região, durante o verão, a circulação ciclônica nos níveis superiores atmosférico pode contribuir para a convecção na ZCAS (CARVALHO et al., 2004; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; CAVALCANTI; SHIMIZU, 2012) e no inverno, podem gerar condições favoráveis para o desenvolvimento e deslocamento dos sistemas sinóticos (CAVALCANTI, 2000).

Figura 2.3 - Representação dos padrões PSA-1 (FOE 1) e PSA-2 (FOE 2) pela função corrente em 200 hPa.

Fonte: Mo e Higgins (1998).

3 DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo será apresentado a descrição dos dados e metodologia utilizada para o estudo de influência da variabilidade intrassazonal nos eventos da ZCAS.

3.1 DADOS

3.1.1 Área de estudo

A área escolhida para a realização dessa pesquisa compreendeu a região média da posição da ZCAS, a qual se estende desde a bacia Amazônica à região sudeste do Brasil (Figura 3.1). De acordo com Carvalho et al. (2004) e Quadro et al. (2012), essa área pode ser dividida em 3 (três) sub-regiões de acordo com a máxima atividade convectiva (ROL < 200 W.m^{-2}) e máxima (Amazônia) e mínima (costeira e oceânica) variabilidade subsazonal: ZCAS Continental Amazônica (ZCA), ZCAS Continental Costeira (ZCC) e ZCAS Oceânica (ZOC). No entanto, para comparar os resultados desse estudo com outros trabalhos, utilizar-se-á as denominações de ZCAS continental (ZCA e ZCC) e Oceânica (ZOC).

Para as regiões ZCAS Continental e Oceânica, alguns estudos (CARVALHO et al., 2004; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006) identificaram diferentes interações de sinal intrassazonal; por exemplo, na ZCAS oceânica e continental (Litoral), foi observado o padrão de trem de ondas PSA, que favoreceu o modo gangorra de aumento/supressão da convecção no leste tropical/subtropical da AS, enquanto na Amazônia continental, o modo foi consistente com a evolução equatorial da OMJ.

Figura 3.1 - Descrição da área de estudo da posição média da ZCAS sobre a AS e suas sub-regiões denominadas: ZCAS Continental (Amazônica e Costeira) e ZCAS Oceânica (ZOC). Neste mapa, as linhas pontilhadas indicam a divisão da região da ZCAS continental.

3.1.2 Dados de reanálises ERA-5

Os conjuntos de dados foram analisados para o período de 1999 a 2018 para os eventos apresentados na Tabela 1. Esses dados foram das reanálises do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*-(ECMWF) Reanalysis, Version5 (ERA5). O ERA5 é a quinta geração de reanálises climática global do ECMWF produzido pelo sistema variacional de assimilação de dados em 4 dimensões (4DVar) que utiliza o Sistema de Previsão Integrado (*IFS CY41r2*, em inglês) do ECMWF (HERSBACH et al., 2020). As principais melhorias e modificações inseridas ao IFS são oriundas de longas pesquisas e desenvolvimento em modelagem - física e dinâmicas, e assimilação de dados. A resolução espacial é considerada alta para dados globais, isto é, apresenta 31 km na resolução horizontal (ERA-interim era de 80 km) e 137 níveis

(pressão/sigma híbrida) na vertical desde a superfície até o topo em 0.01 (hPa) (80 km, aproximadamente), além de apresentar resolução temporal horária.

As variáveis utilizadas para averiguar a circulação de grande escala e os processos dinâmicos foram: componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, altura geopotencial, ômega, divergência horizontal do vento e umidade específica. Os níveis atmosféricos empregados para estas variáveis foram representativos dos baixos (850 hPa), médios (500 hpa) e altos níveis (250 hPa) para o horário das 21 UTC. Este horário foi escolhido porque se verificou na base de dados de ROL, da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DSA/CPTEC /INPE), que a maior atividade convectiva ocorreu durante este período.

3.1.3 Radiação de Onda Longa - ROL

Como um bom indicativo de regiões com convecção no globo e frequentemente utilizada para verificar a variabilidade na escala de tempo intrassazonal (GONZALEZ et al., 2008; VERA et al., 2018; MAYTA et al., 2019), empregou-se os dados interpolados diários de radiação de onda longa (ROL) provenientes do *Administração Oceânica e Atmosférica Nacional (NOAA, em inglês) Programa para Satélites de Registros de Dados Climáticos (CDR, em inglês)* (LIEBMANN; SMITH, 1996). Valores menores que 210 W.m^{-2} são considerados de intensa atividade convectiva (LIEBMANN et al., 1999 CARVALHO et al., 2004). Esses dados diários foram adotados para verificar a posição da banda da zona de convergência (ZCAS), o deslocamento da OMJ no globo e o seu sinal durante a ocorrência dos eventos.

Além disso, utilizou-se os dados de ROL oriundos da DSA/CPTEC/INPE de alta resolução temporal (3 horas) para verificar o ciclo diurno espacial sobre a América do Sul (AS) dos eventos de ZCAS nas distintas fases da OMJ. Os dados de ROL estimado são baseados nos trabalhos de Ceballos et al. (2002) e Ceballos et al. (2003), o qual sugerem coerência com os dados do Centro Nacional de Previsão Ambiental (NCEP, em inglês) contribuindo com uma ótima qualidade e principalmente, por cobrir extensas áreas da AS a cada 3 horas.

3.1.4 Precipitação MERGE (CPTEC/INPE)

Para as estimativas de precipitação, usou-se a Medição de Precipitação Global baseada em satélite (GPM, em inglês) - Recuperações Multissatélites Integradas para GPM (IMERG, em inglês), Versão 6, cuja resolução espacial é de 0,1° (HUFFMAN et

al., 2015a; HUFFMAN et al., 2015c; HUFFMAN et al., 2015b). Os dados do GPM-IMERG usados neste estudo (ROZANTE et al., 2010), doravante referidos como MERGE, usam a técnica de interpolação para a variável de precipitação sobre AS que combina dados de observações de superfície: mais de 2500 dados do que a primeira versão. É um produto gerado e disponibilizado pelo CPTEC/INPE, cujo dados encontram-se de forma horária (desde 2010) e diárias (junho de 2000). Anteriormente, o MERGE combinava os dados de estimativa do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*, mas devido a intermitência dos mesmos, foi substituído pelo GPM-IMERG.

3.1.5 Eventos de ZCAS

A ZCAS é um dos fenômenos meteorológicos importantes que atuam durante o SMAS, definida como uma faixa de noroeste-sudeste de nebulosidade sobre o AS (GRIMM; NATORI, 2006), caracterizada por chuvas contínuas com duração típica de 4 dias e impactando regiões durante sua ação. Sua banda de convergência apresenta variabilidade espaço-temporal moldada por fatores locais ou remotos. No contexto da escala de tempo intrassazonal, o início, a duração e a localização dos eventos de ZCAS são modulados. Em outras palavras, uma anomalia de convecção no ZCPS associada a uma das fases OMJ pode desencadear convecção sobre o ZCAS, intensificando cavados em alto nível sobre o sudeste do continente (LIEBMANN et al., 1999).

Os eventos de ZCAS foram identificados por dois meios, o primeiro refere-se ao boletim mensal Climanálise *(http://climanalise.cptec.inpe.br/ rclimanl/boletim/)*, publicados pelo CPTEC/INPE. Esses relatórios online apenas correspondem aos anos de 1996 a 2014, dessa maneira, fez-se necessário a atualização de eventos até 2018, utilizando outro relatório técnico também fornecido pelos mesmo centro *(infoclima1.cptec.inpe.br/7Erinfo/pdfinfoclima)*. O segundo modo de reconhecimento foi através do estudo de Rosa et al. (2020), que propuseram um método objetivo, simplificado e automático para detectar episódios de ZCAS com base em dados de ROL medidos por satélites, confirmando os casos relacionados e adicionando os novos eventos, os quais resultaram nos eventos da Tabela 1 e que coincidiram com o verão austral.

A maioria dos eventos de 1999 a 2018 representa a formação clássica da ZCAS encontrada na literatura, como em Herdies et al. (2002) e Quadro et al. (2016). Os eventos de ZCAS foram organizados a partir da fase de influência do OMJ (ativa, desfavorável e transição) e em quantidade semelhante. No inicio, a quantidade dos eventos eram 13, no entanto, optou-se por incluir mais casos de forma que a análise

fosse homogênea e igualitária. Do total de 17 eventos, a maioria ocorreu durante as fases ativas (7), seguidas das desfavoráveis (6) e na fase de transição (4).

Tabela 3.1 - Identificação dos 17 eventos de ZCAS com suas respectivas fases da OMJ, ENOS e cada fonte de identificação.

Eventos ZCAS	Duração(dias)	Fase OMJ	ENOS	Fonte de Identificação
14-18/01/1999	05	ativa (1-2)	LN (MF)	Herdies et al. (2002)
24-28/02/1999	05	ativa (8-1)	LN (F)	Herdies et al. (2002)
01-08/12/2000	08	desfavorável (5-6)	LN (Fr)	CPTEC/INPE
13-19/01/2003	07	ativa (7-8)	EN (M)	Rosa et al. (2020)
11-16/12/2005	06	desfavorável (0)	LN (Fr)	Rosa et al. (2020)
22-01/-02/02/2006	09	transição (6-7)	LN (Fr)	Rosa et al. (2020)
11-15/02/2007	05	transição (0-1)	EN (Fr)	CPTEC/INPE
11-21/12/2008	11	desfavorável (0)	LN (Fr)	Rosa et al. (2020)
20-24/01/2009	05	ativa (8-2)	LN (Fr)	Quadro et al. (2016)
11-16/01/2011	06	desfavorável (6)	LN (F)	CPTEC/INPE
09-16/02/2011	08	desfavorável (0)	LN (F)	CPTEC/INPE
13-18/01/2012	06	desfavorável (0)	LN (M)	Rosa et al. (2020)
22-25/01/2015	04	ativa (7-8)	EN (Fr)	CPTEC/INPE
28-02/02-03/2016	04	ativa (7-8)	EN (F)	Rosa et al. (2020)
16-19/01/2017	04	transição (0-1)	LN (Fr)	CPTEC/INPE
11-15/12/2017	05	transição (0-7)	LN (Fr)	CPTEC/INPE
21-25/02/2018	05	ativa (7-1)	EN (Fr)	CPTEC/INPE

LN-La Niña; EN-El Niño; Fr-fraco, M-moderado; F-Forte; MF- muito forte.
Fonte: Golden Gate Weather (2021).

3.2 METODOLOGIA

3.2.1 Índice da Oscilação de Madden-Julian

Neste trabalho as fases da OMJ que mais afetam a AS, e por conseguinte, a ZCAS, serão aquelas consideradas pelos trabalhos de Carvalho et al. (2004) Shimizu et al. (2017) e Castro e Ferraz (2017). Wheeler e Hendon (2004) definiram os índices de OMJ baseada na análises das Funções Ortogonais Empíricas (Empirical Orthogonais Function-EOF, sigla em inglês) multivariada dos dados diários do vento zonal (200 e 850 hPa) e ROL na região de 15 ºS e 15 ºN para o período de 1979 a 2001. Os índices são definidos como RMM1 e RMM2 (Real-time Multivariate MJO, em inglês) e denotam o deslocamento da OMJ em um diagrama bidimensional espaço-fase.

Os autores Shimizu et al. (2017) verificaram que a fase favorável de precipitação

extrema na região da Amazônia se dá quando a convecção da OMJ encontra-se no Oceano Índico (fases 1 e 2) ou quando está suprimida sobre a Austrália (fases 7 e 8). Por outro lado Castro e Ferraz (2017) confirmaram que as fases 1 e 8 são propícias a qualquer tipo de convergência e formação da ZCAS. Diante das fases sugeridas pelos autores acima e baseado no índice de Wheeler e Hendon (2004), buscou-se conferir para cada evento selecionado de ZCAS (Tabela 3.1) as fases da OMJ através da *Bureau of Meteorology Research Centre (BMRC)* acessado por este link (http://www.bom.gov.au/climate/mjo/) - tornando-se assim um acompanhamento da convecção da OMJ.

Além disso, como definido no trabalho de Alvarez et al. (2017), Grimm et al. (2021), em que o aumento (supressão) da convecção na região da ZCAS (SESA) geralmente se desenvolve nas fases da OMJ entre 7 a 2, para este estudo, refere-se aqui como "fase ativa de OMJ"as fases favoráveis a convecção na AS (fase 7 a 2) e "fase desfavorável de OMJ"(fases 0, 3 a 6). Do mesmo modo, a "fase de transição de OMJ", retratada como as fases que no início da ZCAS estava na fase desfavorável e depois tornou-se a fase ativa de convecção. Desta maneira será possível relacionar a influência da OMJ favorecendo o desenvolvimento da ZCAS, mesmo nas fases desfavorável na ocorrência de convecção na estação de verão da AS.

3.2.2 Filtro de Lanczos

A principal proposta de um filtro, de acordo com Duchon (1979), é modificar as amplitudes de Fourier inserida em determinada série temporal, por meio do uso da função-peso. Já as analises de Fourier, por sua vez, tem o objetivo de decompor as sequências de um determinado conjunto de dados em "forma de ondas senoidais", conhecido por harmônicos, que devem reproduzir uma dada série temporal (DUCHON; HALE, 2012).

O filtro de Lanczos se destaca principalmente por usar um termo chamado de "fator sigma"responsável por reduzir o efeito Gibbs. Este fator está relacionado com a função peso de um série temporal. De forma mais simples, diz-se que: para um determinado conjunto de dados de entrada - série temporal original (Y_t), os dados filtrados serão adquiridos a partir da aplicação de uma função peso (w_k) na Equação 3.1(DUCHON, 1979).

$$Y_t = \sum_{k=-\infty}^{+\infty} w_k X_t \tag{3.1}$$

Neste caso, a função peso para o filtro passa-banda de Lanczos é dado pela equação abaixo:

$$w_k = (\frac{sen2\pi f_{c2}}{\pi k} - \frac{sen2\pi f_{c1}}{\pi k}).\sigma \tag{3.2}$$

em que o valor de k varia entre: $-(n-1), ..., 0, ..., +(n-1)$ - números de pesos dado por n; f_{c1} e f_{c2} são as frequências de corte desejada e σ é definido por:

$$\sigma = \frac{sen(\frac{\pi k}{n})}{\frac{\pi k}{n}} \tag{3.3}$$

Já a função resposta (H_f) do filtro é dada pela Equação 3.4 , cujos termos w_0 é o peso central, dado por $w_0 = 2\Delta f_c$ e Δt é o intervalo das amostras:

$$H_f = \bar{w_0} + 2\sum_{k=1}^{n-1} \bar{w_k} cos(2\pi f k \Delta t) \tag{3.4}$$

Dessa forma, calculou-se um filtro de Lanczos passa-banda de 20 a 70 dias para as variáveis ROL e precipitação - referida como uma banda de frequência intrassazonal(IS). O filtro de Lanczos foi empregado em vários estudos atmosféricos, como por exemplo, nos trabalhos de Kousky e Kayano (1994), Andreoli (1998), Andrade (2011), Vieira et al. (2013) e Wang et al. (2020), por isso, escolheu-se esse filtro para o presente estudo.

3.2.3 Composição e anomalia

Como os eventos selecionados ocorreram em diferentes fases da OMJ, optou-se por demonstrar os resultados na forma de composição e assim destacar as principais características nos dias prévios (-3D), durante (0D) e posteriores (+2D) aos eventos de ZCAS. Dessa forma, obteve-se um comportamento médio estrutural nas distintas fases de OMJ de todos os eventos contabilizado: 7 eventos para a fase ativa, 6 eventos para a fase desfavorável e 4 eventos para a fase de transição, totalizando os 17 eventos selecionados.

As anomalias padronizadas diárias foram calculadas a partir da razão da diferença entre o valor do dia de interesse e o valor climatológico daquele mesmo dia pelo desvio-padrão do dia (BOMBARDI; CARVALHO, 2017). A climatologia do período é de 1979 a 2018, aplicadas tanto para os dados de reanalises do ERA5 como para os dados de ROL. As figuras das anomalias padronizadas são indicativos dos aspectos

distintos na configuração da ZCAS nos diferentes níveis atmosféricos.

3.2.4 Correlação de Pearson

Um modo simples, objetivo e distinto de identificar o sinal de influência da OMJ na formação da ZCAS foi calculada pela correlação de Pearson sobre duas sub-áreas da zona de convergência, obtendo um sinal médio espacial em uma serie temporal (Figura 3.2). As sub-áreas AMzcas e COzcas caracterizam as regiões da ZCAS Amazônica e Costeira, respectivamente. Desta maneira, obteve-se a intensidade e a direção da relação das sub-áreas diante dos dados filtrado na escala intrassazonal da variável ROL. Tal relação é percebida através do coeficiente de correlação, que varia entre -1.0 a 1.0, indicando se ambas sub-regiões são correlacionadas negativamente ou positivamente.

No método utilizado, o coeficiente de correlação de Pearson é indicado pela letra r e matematicamente calculado pela Equação 3.5:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{(n-1)S_x S_y} \tag{3.5}$$

em que $\bar{x}$ e $\bar{y}$ são os valores médios de ROL das respectivas regiões; S_x e S_y os desvios padrões e n o tamanho da amostra.

Acompanhando o coeficiente de Pearson, estimou-se o chamado $p - value$ ou *valor p*, que mostra a significância estatística em considerar o valor do coeficiente de correlação e sua veracidade no resultado. Como parte importante de estudos estatísticos, o valor ponderado significante é de 0.05 ou 5%, ou seja, 95% do resultado é considerado significante e não deve ocorrer de forma aleatória. No cálculo do valor p usa-se a distribuição t, dada por:

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \tag{3.6}$$

cujas letras r e n indicam, respectivamente, o coeficiente de correlação e os números de observações.

Figura 3.2 - Sub-áreas da ZCAS para obter a serie temporal da anomalia média espacial filtrada de ROL.

4 RESULTADOS

4.1 Comportamento dinâmico da circulação durante as distintas fases da OMJ

As principais características dinâmica da circulação nos três níveis atmosféricos (250, 500 e 850 hPa) durante as diferentes fases da OMJ são apresentadas na composição abaixo.

4.1.1 Composição da fase ativa de OMJ favorável à ZCAS

Radiação de onda longa (ROL) e precipitação

O campo de ROL (Figura 4.1a) para os dias -3D, mostra valores intensos abaixo de 210 W.m^{-2} ao norte de 20°S com uma extensão para a parte Sul e Sudeste do país, bem como sobre a ZCIT. A variável precipitação concorda espacialmente com os campos de ROL (Figura 4.1d). A composição dos dias 0D (Figura 4.1b) mostra um comportamento estruturado de ROL, com uma maior abrangência de atividade convectiva, no sentido NO-SE, indicativo da banda de nebulosidade de ZCAS. O mesmo comportamento é observado para valores mais intensos de ROL (<200 W.m^{-2}), oriundos desde o oeste do Amazonas até Goiás. Os núcleos de precipitação (Figura 4.1e) acima de 30 mm.dia^{-1} são observados no sudoeste do OA e no litoral do Amapá, sobre a região da ZCIT. Após o evento de ZCAS, ainda persiste uma banda de ROL desde a região Norte até a região Sudeste, porém com valores acima de 210 W.m^{-2} (Figura 4.1c), enquanto na precipitação (Figura 4.1f) os intensos valores localizam-se sobre o litoral da região da Sul do Brasil, característico da passagem de um sistema frontal com intensa atividade convectiva.

Figura 4.1 - Composição da radiação de onda longa (W.m^{-2}) (a-c) e da precipitação (mm.dia^{-1}) (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ favoráveis a ZCAS.

Altos níveis (250hPa)

A composição para os dias prévios (Figura 4.2a) à formação das ZCAS mostram a presença preponderante da AB entre 10-20°S e o CNE com um vórtice associado sobre o OA - circulação padrão encontrada no Hemisfério Sul (HS) durante o verão (KOUSKY; GAN, 1981). As regiões com valores positivos de divergência horizontal localizam-se sobre a parte norte e nordeste do Brasil, onde há áreas de difluência do fluxo. Na região de escoamento de oeste, entre 25-30°S de latitude e 55-50°W de longitude, situa-se um cavado cuja dianteira apresenta valores positivos de divergência horizontal sobre os estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e a sudoeste do OA. Durante os dias de ZCAS (0D, Figura 4.2b) a AB alongou-se zonalmente e o CNE deslocou-se para o norte de sua posição anterior, entre 10°S e 30°W. As áreas de divergência horizontal positivas reduzem sua intensidade (9.10^{-5}.s^{-1}). É possível notar claramente que essas áreas de divergência representam a banda de convergência em baixos níveis, orientada no sentido noroeste-sudeste, clássico da ZCAS. Na Figura 4.2c (+2D), após o evento de ZCAS o centro da AB deslocar-se mais para

o oeste e o alinhamento de banda de divergência dos ventos desconfigura-se, colaborando para a descaracterização da banda de convergência de umidade em baixos níveis.

Portanto, observamos que os sistemas AB/CNE e o cavado de latitudes médias influenciam a variabilidade espacial na ZCAS, fornecendo suporte dinâmico para a configuração. Além disso, o movimento vertical ascendente pode ser observado em níveis médios (Figuras 4.3b) ao longo da região de difluência em altos níveis. Isso corrobora com a convergência em baixos níveis ao longo da faixa de transporte de umidade da região amazônica e da região entre as altas subtropicais. Destaca-se que o formato "achatado"da AB esta relacionado com a resposta da onda de Rossby, como observado nos trabalhos de Dias et al. (1983) e Lenters e Cook (1997).

Figura 4.2 - Composição da linha de corrente e divergência horizontal do vento ($1.10^{-5}.s^{-1}$) em 250 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ favoráveis a ZCAS.

Médios níveis (500hPa)

Na Figura 4.3a (-3D), os valores negativos de ômega ocorrem em quase todo o continente Sulamericano, principalmente sobre a região Norte, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, além da parte oeste do continente, mais precisamente sobre a Cordilheira dos Andes. A altura geopotencial apresenta um cavado pouco pronunciado cujo eixo posiciona-se em 45°W, assim como também é observado as Altas Subtropicais dos Oceanos Atlântico Sul (ASAS) e Pacifico Sul (ASPS). Similarmente no campo do vento e umidade específica (Figura 4.3d) essas características são observadas. Na parte litorânea das regiões Sul e Sudeste, e com uma extensão para o OA, a umidade específica varia em torno de 3 a 4 $g.kg^{-1}$. Valores mais significativos desta variável são encontrados sobre a parte ocidental da Amazônia, na ordem de 4 a 6 $g.kg^{-1}$.

Durante a ocorrência de ZCAS (0D), os valores negativos de velocidade vertical tornaram-se distribuídos uniformemente sobre a região da ZCAS (Figura 4.3b), e no campo da altura geopotencial, o cavado se ampliou e as altas subtropicais se organizaram, formando um sistema bem estabelecido. A mesma característica também é observada no campo de vento e na umidade específica (Figura 4.3e), com o transporte de umidade proveniente do lado noroeste da ASAS, na interface oceano-continente, e impulsionando a convergência de umidade sobre o continente e na região da ZCAS. Outro aspecto importante é o deslocamento do núcleo significativo de umidade especifica para as partes sul do Amazonas, noroeste do Mato Grosso e todo o estado de Rondônia.

A faixa estruturada e contínua dos valores negativos de ômega, desaparecem sobre o continente (Figura 4.3c), restando apenas núcleos dispersos. Da mesma forma com o comportamento da altura geopotencial (Figura 4.3c), umidade específica e ventos (Figura 4.3f), indicando a desconfiguração da banda de convergência em baixos níveis.

Figura 4.3 - Composição da altura geopotencial e ômega (Pa.s^{-1}) em 500 hPa (a-c), umidade específica (g.kg^{-1}) e ventos em 500 hPa (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ favoráveis a ZCAS.

Baixos níveis (850hPa)

Em baixos níveis a organização da banda de nebulosidade da ZCAS depende do fluxo de vento e umidade, e para os dias -3D (Figura 4.4a) observa-se os ventos alísios adentrando o continente e mudando de direção para a parte sul do continente, ao encontrar a Cordilheira dos Andes, o qual é conhecido como o Jatos de Baixos Níveis (JBN)(MARENGO et al., 2002). No entanto, em 20°S o JBN divide-se em dois ramos: um em direção ao norte da Argentina e o outro para a região sudeste do Brasil. Os valores de umidade específica variam entre 10 a 14 g.kg^{-1} em todo o continente, enquanto sobre o OA adjacente reduz-se entre 8 a 12 g.kg^{-1}. Essa variável não muda muito no decorrer das diferentes fases de configuração dos episódios de ZCAS. A principal mudança nesse nível atmosférico ocorre na direção do vento, como é observado na Figura 4.4b (0D). A bifurcação do JBN ocorrida no dia prévio não é verificado nessa Figura, pois há apenas uma direção predominante do vento, auxiliando na organização do canal de umidade sobre a região da ZCAS. Isto representa uma das principais características da formação dessa zona de convergência, corroborando com muitos trabalhos (JONES et al., 1998 HERDIES et al., 2002 CARVALHO et al., 2004). Na composição do dia +2D (Figura 4.4c), o fluxo de vento sobre o estado de Rondônia apresenta-se no sentido norte-sul, o que distingue novamente o

JBN nas encostas da Cordilheira dos Andes, mas com um ramo ainda direcionado para a região da ZCAS.

Figura 4.4 - Composição da umidade específica (g.kg^{-1}) e ventos em 850 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ favoráveis a ZCAS.

Em resumo, pode-se afirmar que durante a fase ativa da OMJ, o comportamento característico da ZCAS segue a teoria clássica e concorda com a organização das sub-regiões das áreas de estudo, havendo uma formação e combinação alinhada em todo os níveis atmosféricos (KODAMA, 1992; KODAMA, 1993; QUADRO, 1994; CARVALHO et al., 2004; PALLOTTA; NAKAZATO, 2010; NIELSEN et al., 2019). Antes de prevalecer a zona de convergência, observou-se principalmente em 500 e 250 hPa a aproximação do cavado, cujo eixo esteve próximo ao sul do Brasil e do oceano adjacente, favorecendo o estacionamento dos sistemas frontais e gerando movimento vertical em sua dianteira, com reflexos em altos níveis sobre as áreas de divergên-

cia horizontal positiva. Em baixos níveis a bifurcação do fluxo do JBN ocorreu em 20°S. Todo esse acoplamento na troposfera favoreceu a persistência e a organização da nebulosidade na zona de convergência, gerando volumes excessivos de chuvas, característicos desse evento e da estação de verão. Outra particularidade nestes resultados foi a extensão da banda de nebulosidade sobre o OA, verificada pelo campo de umidade específica na média troposfera, indicando uma atmosfera mais úmida. Estes resultado corrobora com o trabalho de Carvalho et al. (2004), uma vez que a maioria dos eventos nessa composição ocorreu em anos da fase quente do EL Nino-Oscilação Sul (ENSO), cujos valores diários significativos de precipitação atingiram 45 mm.dia^{-1}.

4.1.2 Composição da ZCAS para fase desfavorável da OMJ

Radiação de onda longa (ROL) e precipitação

A composição de ROL para o dia -3D (Figura 4.5a) mostra núcleos mais intensos na parte ocidental da Amazônia, com valores em torno de 190 W.m^{-2}. Observa-se nesse campo que há uma ampliação dos valores mais altos (210-220 W.m^{-2}) sobre o continente que lembra a organização da ZCAS, cuja característica também é acompanhada pelo campo de precipitação (Figura 4.5d). Para os eventos em 0D (Figura 4.5b), verifica-se a banda de convergência desde a parte oeste do continente até o OA adjacente. Nesta composição, os valores mais baixos de ROL encontram-se sobre o continente e o centro intenso, antes localizado no oeste da Amazônia, agora encontra-se alongado zonalmente até o estado de Tocantins, concordante com o campo de precipitação (Figura 4.5e), cujo valor diário é em média de 30 mm.dia^{-1}. Na Figura 4.5c em +2D, os valores expressivos de ROL retrocedem para a região oeste da Amazônia e a banda de convergência no sentido NO-SE desaparece. A precipitação apresenta centros pontuais com taxas mais intensas na região da ZCIT (Figura 4.5f) e sobre a fronteira da Amazônia e a Bolívia.

Figura 4.5 - Composição da radiação de onda longa (W.m^{-2}) (a-c) e da precipitação (mm.dia^{-1}) (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ desfavoráveis a ZCAS.

Altos níveis (250 hPa)

A composição dos dias prévios à formação da ZCAS (Figura 4.6a) mostra que AB esta centrada em 19°S,62°W com um estiramento para noroeste, e em sua extensão encontra-se o CNE sobre o OA. Em grande parte do Brasil, entre os dois sistemas, ocorrem valores positivos de divergência horizontal, bem como sobre o sul da AB - na dianteira do cavado. Na Figura 4.6b, a AB sustenta o padrão de vorticidade anticiclônica, com o núcleo deslocado mais para norte. O cavado com o vórtice associado encontra-se entre 15°S e 30°S. Vale ressaltar que durante o evento de ZCAS (0D), as áreas de divergências positivas encontram-se organizadas somente sobre o continente. Para o dia +2D (Figura 4.6c), a AB persiste em sua grandeza com seu centro mais ao sul e o cavado sobre o OA que se estende desde 30 a 13°S. As áreas com valores positivos de divergência intensificam-se e persistem sobre a Argentina, Uruguai e parte norte do Brasil. A continuidade das áreas positivas de divergência sobre o continente, desorganizam-se, denotando o término da atuação da zona de convergência.

Figura 4.6 - Composição da linha de corrente e divergência horizontal do vento ($1.10^{-5}.s^{-1}$) em 250 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ desfavoráveis a ZCAS.

Médios níveis (500 hPa)

No dia precedente à formação da ZCAS (-3D), as altas subtropicais estão desconfiguradas em suas posições e o eixo do cavado localiza-se em 48°W e outro inclinado para oeste em 80°W (Figura 4.7a). Valores intensos de ômega negativos estão sobre o interior do continente e a Cordilheira dos Andes. Nesse nível atmosférico, a umidade específica apresenta valores de 2 a 4 $g.kg^{-1}$, com uma estreita banda alongada sobre o OA (Figura 4.7d). Nos compósitos 0D (Figura 4.7b), as altas subtropicais aparecem configuradas e a velocidade vertical está com valores significativos no formato de banda, desde a região Norte até o estado de São Paulo, apoiando as regiões de divergência em altos níveis (Figura 4.6b). Um amplo cavado com eixo em 50°W atinge a região sul do país, possivelmente relacionado a uma frente fria que se propaga para a região sudeste do pais (ESCOBAR, 2014) e organizando o canal de umidade da

ZCAS. Com relação a umidade específica (Figura 4.7e), os valores variam entre 2 a 5 g.kg^{-1} tornando-se abrangente em todo o continente ao norte de 20°S. Além disso, esse resultado concorda com os resultados de Carvalho et al. (2004), que encontrou que os anos de fase fria do ENOS podem contribuir para a ocorrência de ZCAS continental. Todos os eventos deste estudo ocorreram nos anos La Niña, indicando uma possível influência da variabilidade interanual neste comportamento espacial. Para a composição +2D (Figura 4.7c), a região contínua dos valores de ômega desaparecem sobre o continente, mas caracterizados de forma intensa e pontuais. O cavado reduz sua amplitude e agora atinge o norte do Rio Grande do Sul, enquanto as altas subtropicais adentram sobre o continente.

Figura 4.7 - Composição da altura geopotencial e ômega (Pa.s^{-1}) em 500 hPa (a-c), umidade específica (g.kg^{-1}) e ventos em 500 hPa (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ desfavoráveis a ZCAS.

Baixos níveis (850 hPa)

Durante a fase desfavorável da OMJ, na composição -3D (Figura 4.8a) observa-se um JBN intenso e bem configurado, com uma bifurcação ocorrendo em 10°S, e a umidade específica sobre o continente apresentando valores variando entre 10 a 14 g.kg^{-1}. Já na composição dos dias com ZCAS (Figura 4.8b), há a organização do JBN direcionado para região sudeste, bem como a parte norte da ASAS. Esse vento

e umidade contribuem para formar a banda de convergência e alinhá-la no sentido noroeste-sudeste. Na Figura 4.8c para +2D, se mantém o fluxo para sudeste do Brasil e outro em direção ao norte da Argentina, o que limita o direcionamento de umidade apenas para a região da ZCAS, assim como o suporte do ramo norte da ASAS, pois a mesma desloca seu núcleo mais para leste, sugerindo o enfraquecimento da zona da convergência.

Figura 4.8 - Composição da umidade específica (g.kg^{-1}) e ventos em 850 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de OMJ desfavoráveis a ZCAS.

Em resumo, verificou-se que o processo de formação da ZCAS durante a fase desfavorável de OMJ difere da fase ativa. Para os dias -3D, a circulação anticiclônica esteve presente, mas sem a formação do vórtice associado ao cavado do nordeste. Em médios níveis as altas subtropicais apresentavam-se desorganizadas e uma pequena crista inclinada para oeste sobre o OP; o campo da umidade específica sobre o conti-

nente é mais ampla nesse nível. Na baixa troposfera, os ventos intensos que formam o JBN contém um ramo para a região da ZCAS em 10°S, bem mais ao norte quando comparado aos eventos da fase ativa. Durante a ZCAS (0D), as regiões de divergência horizontal e ômega são concordantes, indicando a atividade convectiva ao longo da banda (PALLOTTA; NAKAZATO, 2010). Em 500 hPa a altura geopotencial mostra a assinatura das altas subtropicais um pouco desalinhada e um cavado cujo eixo esta sobre a região sul do Brasil, bem como a presença do canal de umidade sobre o continente. Além disso, esse resultado concorda com os resultados de Carvalho et al. (2004), que encontrou que os anos de fase fria do ENOS podem contribuir para a ocorrência de ZCAS continental. Todos os eventos deste estudo ocorreram nos anos La Niña, indicando uma possível influência da variabilidade interanual neste comportamento espacial. Mais estudos precisam ser incluídos para confirmar esses resultados. O fluxo de vento mantém-se bem direcionado para o canal de umidade, e a organização tanto de ROL como da precipitação são concordantes, mostrando a caracterização da zona de convergência. Nos dias posteriores (+2D), todos os campos descaracterizam o canal de umidade, mas ainda é possível observar um suporte de umidade noroeste em direção à região da ZCAS, assim como para o norte da Argentina.

4.1.3 Composição da fase de transição da OMJ

Radiação de onda longa (ROL) e precipitação

O padrão observado para fase de transição da OMJ em -3D (Figura 4.9a) mostra uma banda de nebulosidade no sentido noroeste-sudeste, porém com uma pequena descontinuidade sobre o OA. Valores mínimos de ROL de 190 W.m^{-2} sobre a parte Norte e Centro-Oeste do Brasil, cujo campos estão alinhados com a distribuição da precipitação (Figura 4.9d). Na Figura 4.12b para os dias 0D, observa-se um campo de ROL mais homogêneo espacialmente, caracterizando uma ZCAS mais ao sul e com núcleos menos intensos que os padrões anteriores. Os valores intensos de precipitação (Figura 4.9e) concordam com o campos de ROL com centros sobre a região oeste da Amazônia. A composição de dia posterior (Figura 4.12c), também difere dos padrões das fases ativa e desfavorável da OMJ, enquanto os dois padrões mostraram um indicio de ocorrência de ZCAS no sentido noroeste-sudeste, neste caso, isso não se observa, apenas uma mudança brusca meridionalmente para sul. Isto pode ser explicado pela chegada/formação de um sistema frontal que posiciona-se ao sul do Uruguai, cujo valores expressivos são observados no campo de chuva (Figura 4.9f), além de uma banda descontínua sobre a ZCAS oceânica.

Figura 4.9 - Composição da radiação de onda longa (W.m^{-2}) (a-c) e da precipitação (mm.dia^{-1}) (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de transição de OMJ.

Altos níveis (250 hPa)

A Figura 4.10a (-3D) mostra o centro mais ao sul da AB em 18° S, 65° W e o CNE inclinado sobre o continente, diferente dos padrões descritos na fase ativa. Os valores de divergência positiva são significativos (13×10^{-5}. S $^{-1}$), especialmente sobre a região Norte. Em 42 ^{circ} W, um cavado é formado no fluxo oeste sobre o OA. Nas composições de eventos ZCAS em 0D (Figura 4.10b), a AB se intensifica e se torna mais simétrica, consequentemente reforçando o cavado nas latitudes médias. Os valores de divergência positiva persistem, principalmente nas áreas de difluência entre os dois sistemas (AB e CNE) e na frente do eixo do cavado em torno de 50° W. Isso fornece uma longa zona de convergência orientada da parte norte para o sudeste do Brasil. Em +2D (Figura 4.10c), a AB se expande para o sul e extensas áreas de intensos valores positivos de divergência horizontal se espalham pelo continente e oceano, desorganizando a ZCAS.

Figura 4.10 - Composição da linha de corrente e divergência horizontal do vento ($1.10^{-5}.s^{-1}$) em 250 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de transição da OMJ.

Médios níveis (500 hPa)

As Figuras 4.11a,d, para o dia -3D, mostra que as altas subtropicais não se configuram, mas um amplo cavado ocorre nas regiões Sudeste e Sul do Brasil. A umidade específica tem valores significativos neste nível, o que sugere suporte de uma banda de convergência. Por outro lado, os valores negativos da velocidade vertical são distribuídos em uma parte do Brasil e continuamente na Cordilheira dos Andes, desde a costa da Colômbia ao norte da Argentina. A composição para os dias 0D (Figuras 4.11b) mostra as altas subtropicais bem configuradas, com a ASPS localizada no interior do continente. Entre esses dois sistemas, o cavado atinge o norte do estado de São Paulo e o ômega indica valores negativos organizado sobre o continente, se comparado ao dia -3D (Figura 4.11a). Na velocidade do vento (Figura 4.11e), a presença das altas subtropicais é evidente, assim como uma ampla banda de umidade

especifica que se estreita em direção ao sudeste do país, possivelmente devido ao estiramento do cavado. Para os dias +2D, as Figuras 4.11c e 4.11f, mostram que as altas subtropicais posicionam-se mais afastadas do continente, assim como o cavado, que reduz-se de amplitudes, por outro lado, a velocidade vertical torna-se mais intensa e com áreas concordantes com a região de divergência horizontal.

Figura 4.11 - Composição da altura geopotencial e ômega (Pa.s^{-1}) em 500 hPa (a-c), umidade específica (g.kg^{-1}) e ventos em 500 hPa (d-f) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de transição da OMJ.

Baixos níveis (850 hPa)

O comportamento do vento no dia anterior ao ZCAS na Figura 4.12a, mostra o JBN ao longo dos Andes, mas com uma ramificação para o leste em 12°S. Sobre o estado de Mato Grosso, os ventos já estão de noroeste para sudeste, o que diferencia esse padrão dos dois anteriores. Em 0D, a Figura 4.12b mostra a persistência da mudança na direção do vento na parte noroeste da região Amazônica, porém não é possível observar o ramo norte do JBN para a regiao sul do Paraguai e norte da Argentina, o que implica em dizer que a umidade está direcionada unicamente para a região da ZCAS, corroborando com os estudos anteriores (HERDIES et al., 2002 NIETO-FERREIRA et al., 2003 entre outros). Contrariamente a esse comportamento, o

retorno do fluxo de vento na direção norte da Argentina é observado em +2D (Figura 4.12c), contribuindo para o transporte de umidade naquela região, e caracterizando o enfraquecimento da zona de convergência. A umidade específica não apresentou grandes variações nos valores nas diferentes etapas de formação da ZCAS.

Figura 4.12 - Composição da umidade específica (g.kg^{-1}) e ventos em 850 hPa (a-c) para os painéis de -3D (esquerda), 0D (centro) e +2D (direita) dos eventos de ZCAS durante as fases de transição da OMJ.

Em resumo, o comportamento típico na troposfera durante a fase de transição da OMJ mostra também sistemas bem organizados. Ressalta-se o campo de altura geopotencial, com um cavado mais aprofundado sobre o estado de São Paulo, o qual se formou nos dias -3D, assim como o fluxo do vento, direcionado para a região da ZCAS de forma mais marcante desde o sudoeste do Amazonas. Ademais, no campo de ROL, os valores parecem com centros menos expressivos sobre a Amazônia e com um alongamento meridionalmente para sul na composição de +2D.

4.1.4 Conclusões dos resultados

De maneira geral, foram observadas algumas particularidades de formação da ZCAS nos três níveis troposféricos durante as diferentes fases do OMJ. Em todos os distintos padrões para 0D, a ZCAS apresentou um comportamento clássico descrito em vários estudos (KODAMA, 1992; KODAMA, 1993; QUADRO, 1994; NINOMIYA, 2007; CARVALHO et al., 2004; PALLOTTA; NAKAZATO, 2010; NIELSEN et al., 2019) - bem organizada e com as variáveis meteorológicas em fase ao longo da troposfera. Porém, algumas características foram evidentes na organização de cada fase da OMJ, favorecendo a permanência da banda de convergência. Em 250 hPa, a AB esteve em um formato "achatado"durante o padrão de fase ativa do que na fase desfavorável, sendo mais ampla e com um cavado mais ondulado embutido no fluxo de oeste. Esse formato esticado de leste-oeste da AB esta relacionado com a resposta da onda de Rossby se propagando para oeste e a onda de Kelvin para leste, como foi discutido em Dias et al. (1983) e Lenters e Cook (1997). Nos níveis médios, as altas subtropicais apareceram mais definidas e com um cavado abrangente que se estendeu até o norte do Paraná. Isto diferencia da fase desfavorável, cujas altas subtropicais eram desordenadas e com um cavado alongado até o sul do Paraná. Esse cavado a leste da Cordilheira dos Andes suporta os sistemas frontais na superfície e juntamente com as altas subtropicais, concentra toda a umidade nesta camada. Esta característica é observada na banda convectiva da ZCAS que se alonga até o OA, o que não foi percebido durante a fase desfavorável da OMJ. Na baixa troposfera, a principal diferença entre os dois padrões ocorreu no fluxo do vento, sendo mais intenso na fase desfavorável. Os destaques para o padrão de transição da OMJ são verificados apenas nos campos de altura geopotencial e fluxo de vento, em 500 e 850 hPa, respectivamente. O primeiro nível mostrou um cavado que se estendeu até o estado de São Paulo juntamente com ASPS no interior do continente, enquanto no segundo, os ventos que favorecem o canal de umidade não se mostraram tão evidentes como nos outros dois modos.

Nos campos de ROL e precipitação, respectivamente, observou-se nos compostos da fase ativa de OMJ em 0D, a variabilidade espacial e de intensidade da ZCAS de forma bem distribuída em sua posição climatológica, além de valores significativos acima de 35 mm.dia^{-1} na parte oceânica. Na fase desfavorável, os principais destaques de ROL foram os valores significativos abaixo de 200 W.m^{-2} sobre o continente com núcleos zonais sobre a fronteira dos estados do Amazonas, Pará e Mato Grosso, enquanto na fase ativa, esse centro intenso de ROL se apresentaram no sentido da ZCAS, ou seja, noroeste-sudeste. Esses campos concordam com o campo de precipitação cujos

valores diários atingiram até 25 mm.dia^{-1}. Já para o padrão da fase de transição, observou-se centros menos intensos de ROL sobre o continente e posicionado para oeste da Amazônia, com os valores acima de 210 W.m^{-2}, enquanto para o campo de precipitação, as taxas quanlitativas foram similares as outras distintas composições.

Como forma de auxiliar nas possíveis características dos campos atmosféricos que pode formar a ZCAS nos distintos impactos relacionados a OMJ, verificou-se que, como se esperava, comportamentos diferenciados na composição para os dias prévios (-3D). Em 250 hPa há a presença do VCAN apenas no padrão da fase ativa, da mesma forma que em médios níveis há a presença organizada das altas subtropicais. Em baixos níveis, a evidência preponderante ocorreu durante a bifurcação do JBN. Na fase ativa da OMJ, o ramo leste do JBN (vento de oeste) ocorre em 20S, concordante com o trabalho de Ninomiya (2007), mas durante as fases desfavorável e de transição, essa mudança coincidiu mais ao norte, em 10S e com um fluxo mais intenso para a região da banda de convergência. Essas características perceptíveis no comportamento do JBN indica um aporte de mais umidade para a ZCAS e de possível persistência por mais de 4 dias. Além do mais, a entrada dos sistemas frontais também é importante para se obter essa persistência e direcionamento dos ventos alísios para a zona de convergência, mas o diferencial se dá pela combinação dos eventos de ZCAS e as distintas fases da OMJ. No entanto, ressalta-se que esta variabilidade não é causada apenas pelas OMJ.

Após o evento de ZCAS (+2D), os compósitos indicaram uma desorganização dos campos de divergência horizontal e ômega, influenciando no enfraquecimento do canal de umidade no sentido noroeste-sudeste. Além do suporte do JBN direcionado para o norte da Argentina e sul do Paraguai, o que denota claramente a ausência do fluxo direcionado para a zona de convergência, esse padrão também é verificado nos campos de ROL e precipitação. Uma observação conferida em todos os níveis e para as fases da OMJ foram os valores intensos das variáveis meteorológica sobre a Cordilheira dos Andes, provavelmente associado ao efeito Gibbs que está relacionado com a representação da topografia dos dados de reanálises.

4.1.5 Padrão da variabilidade de ROL na escala intrassazonal

Destaca-se aqui o padrão global de anomalia de ROL filtrada para 20 a 70 dias nas três distintas definições das fases de OMJ para -3D, 0D e +2D associada com os eventos de ZCAS. Para a fase ativa da OMJ, no dia prévio a ZCAS (Figura 4.13a) uma grande área de inibição convectiva tropical sobre a parte oeste do OI/continente Marítimo (CM) e na ZCPS, enquanto sobre grande parte da AS, encontram-se ano-

malia negativa de ROL. Vale destacar que existe a presença de um dipolo sobre as regiões da ZCAS oceânica e sul do Brasil. Na média dos dias de ZCAS (0D), a Figura 4.13b mostra uma banda de anomalia negativa no sentido noroeste-sudeste sobre a AS - característica da ZCAS, porém um pouco deslocada para sudoeste do Brasil, e outro centro sobre o estado do Pará e Amapá, cuja extensão atinge as regiões da ZCIT e o continente Africano. A intensa anomalia positiva sobre o CM permanece no sentido noroeste-sudeste, porém um pouco mais deslocado para oeste da posição anterior. A figura também indica um centro negativo sobre o OI e a África central. A evolução do dia posterior a ZCAS (Figura 4.13c), aponta que a convecção tropical sobre a AS ainda persiste e se estende sobre a área climatológica da ZCAS, cujos valores significativos localizam-se sobre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro, bem como a África e o OI.

Esses resultados estão de acordo com os estudos de Cunningham e Cavalcanti (2006) e Carvalho et al. (2004), indicando fase convectiva na AS concomitantemente com a fase e inibição sobre o CM. Outra característica encontrada nesse estudo corrobora com Casarin e Kousky (1986), Grimm e Dias (1995) entre outros, em que indica o mesmo sinal da anomalia negativa entre as ZCPS e ZCAS, associado ao deslocamento natural da OMJ e influenciando a região de convecção sobre AS. Além disso, observar-se que no dia +2D, há o inicio do ciclo da OMJ sobre o OI, concordando com o trabalho de Hirata (2013), o qual foi observado que essa característica denota os eventos forte de ZCAS e a ligação da mesma com o ciclo da OMJ.

Figura 4.13 - Composição do padrão de variabilidade de ROL para a fase ativa de OMJ durante os (a) dias prévios (-3D), (b) ZCAS 0D e (c) posteriores (+2D).

A composição da fase desfavorável de ROL demonstra um padrão global distinto de muitos estudos, talvez porque optou-se em separar as fases de OMJ desfavoráveis à convecção na AS, cujo o ciclo da mesma se destaca de forma fraca ou inexistente (WHEELER; HENDON, 2004), bem como por ser representada por poucos eventos de ZCAS. Nos dias prévios à ZCAS (-3D), é observado um dipolo sobre a região Norte/Nordeste e Sul/Sudeste da AS (Figura 4.14a). Essa configuração é reminiscente ao segundo padrão da FOE do trabalho de Cunningham e Cavalcanti (2006), com um modelo de dipolo da convecção entre essas duas regiões, assim como de outros trabalhos que também identificaram esse padrão convectivo na escala de variabilidade intrassazonal (KOUSKY, 1988; KOUSKY; KAYANO, 1994; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; CARVALHO et al., 2004; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006).

Nos dias de ocorrência da ZCAS (Figura 4.14b) verifica-se anomalia negativas de ROL agora centrada na Indonésia, no entanto, sobre parte noroeste da Amazônia e o OA subtropical o mesmo sinal aparece. Além disso, ao norte e ao sul desta região

sobre o OA, encontram-se valores positivos ou inibição de convecção de forma quase horizontal. Esse comportamento da composição é similar ao primeiro modo da FOE do trabalho de Cunningham e Cavalcanti (2006) para a alta frequência do sinal intrassazonal (2-10 dias), denotando características dos sistemas frontais sobre a AS com regiões de movimentos subsidentes e ascendentes, ao longo e atrás dos sistemas frontais (CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006). Ademais, esse modo também pode ser representativo e influenciado pelo padrão PSA, como demonstrado por Casarin e Kousky (1986), Nogués-Paegle e Mo (1997), Carvalho et al. (2004), Cunningham e Cavalcanti (2006) e Andrade (2011). Nos dias posteriores (Figura 4.14c) a anomalia positiva de convecção enfraquece, sendo substituída pelo aumento da atividade convectiva na metade norte do continente Sulamericano. Além disso, também se observa áreas com forte atividade convectiva na parte leste da Austrália e valores alternados de aumento e diminuição da convecção sobre o OP.

De modo geral, destaca-se que o padrão global de ROL filtrada apresenta a atividade convectiva ocorrendo simultaneamente em parte da Indonésia e na AS, possivelmente relacionada com as fases 3 a 6 da OMJ que se desloca para leste. Ressalta-se que a formação de ZCAS para este modo parece estar influenciado pela teleconexão trópico-extratrópico (GRIMM; DIAS, 1995; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006), ancorada pela presença do sistema frontal de latitudes médias (QUADRO, 1994; FIGUEROA et al., 1995). Essas características concordam com o trabalho de Liebmann et al. (1999) para a variabilidade de ZCAS na escala submensal (2-30 dias), indicando valores alternados de anomalia negativa e positiva de convecção. Além disso, percebe-se que a anomalia de convecção na Amazônia parece também influenciar as anomalias na organização da ZCAS para esta composição, dada os valores similares entre as regiões da ZCIT e ZCAS (LIEBMANN et al., 1999).

Figura 4.14 - Composição do padrão de variabilidade de ROL para a fase desfavorável da OMJ durante os (a) dias prévios (-3D), (b) ZCAS 0D e (c) posteriores (+2D).

A Figura 4.15 mostra o padrão de variabilidade para a composição dos eventos de ZCAS definidas como fase de transição da OMJ. Antes do evento de ZCAS (Figura 4.15a) valores negativos de ROL sobre as partes norte e sul das regiões Sudeste e Nordeste do Brasil, respectivamente. Por outro lado, valores positivos de ROL em grande parte da região Norte e Sul do país. Percebe-se também, dipolos sobre os oceanos Pacífico e Índico. Sobre a Indonésia e oeste do OI, inibição de convecção. No dia 0D (Figura 4.15b), nota-se sobre a Indonésia/oeste do Oceano Índico e sobre o leste da AS sinais opostos, o que caracteriza o deslocamento da OMJ.

Diferente dos modos anteriores - ativa e desfavorável da OMJ, os valores negativos neste modo de transição, são mais intensos e concordantes com outros estudos, tais como,Kousky (1988) e Andrade (2011). Ademais, esse comportamento espacial corrobora com o trabalho de Carvalho et al. (2004), que indica intensa atividade de ZCAS. Na Figura 4.15c, a banda de convergência se desconfigura e apenas valores de ROL negativos são conferidos sobre o litoral norte-nordeste do Brasil e sobre a

ZCPS.

É interessante observar para esta composição que o sinal de anomalia convectiva fora de fase ou intercalados parece claro entre as regiões da ZCAS e a ZCIT, sugerindo os resultados encontrado por Liebmann et al. (1999), característico de influência dos distúrbios oriundos da região extratropical.

Figura 4.15 - Composição do padrão de variabilidade da anomalia de ROL para a fase de transição da OMJ durante a ocorrência da ZCAS (0D).

Em síntese, observou-se que para a composição da fase ativa da OMJ, o padrão global da variabilidade filtrada de ROL apresentou concordância com os estudos anteriores, sugerindo que a influência da OMJ seja dominante na formação da ZCAS. No entanto, para os casos que ocorreram na fase desfavorável, ambos os efeitos da OMJ como as interações trópicos e extratrópicos estiveram atuantes na organização da ZCAS. Na fase de transição da OMJ o padrão global demonstrou o valimento no comportamento da ZCAS relacionado com os trens de onda oriundas do OP, cuja identificação ocorreu pelo sinal oposto das anomalias convectivas entre as regiões da

ZCAS e ZCIT.

4.2 Ciclo diurno espacial da radiação de onda longa

Os efeitos da variabilidade climática podem afetar a ZCAS e o ciclo de convecção tropical diurno, que é o modo dominante de atividade convectiva (OHSAWA et al., 2001). Os efeitos podem ser observado na precipitação, que dependem das características da superfície (continente e oceano) e podem ser pela manhã (oceano) ou noite (terra), devido às diferentes capacidades térmicas das duas superfícies e circulações locais terrestre e oceânica (ZHOU; WANG, 2006). As regiões costeiras sobre os trópicos apresentam características distintas em termos de atividade convectiva, pois podem formar-se ao longo da costa como banda de chuva forte e apresentar variabilidade (MORI et al., 2011).

Os dados de ROL são usados como um indicativo da atividade convectiva, com valores baixos (altos) indicando convecção elevada (suprimida) (FAJARY et al., 2019). No entanto, devido à grande extensão territorial com considerável atividade convectiva, a região tropical necessita de dados que ajudem a entender a variabilidade e o comportamento dos sistemas convectivos que causam precipitação sobre o continente, especialmente nas regiões da ZCAS. Nesse sentido, conjuntos de dados de satélites para estimar ROL e precipitação são essenciais para preencher esta lacuna. Além disso, a estrutura dos SCMs, especialmente aqueles formados nas regiões costeiras e sua interação com a variabilidade intrassazonal e/ou monção durante a ZCAS, não foi analisada em estudos anteriores. Como tal, esses estudos são essenciais para determinar a formação desses sistemas convectivos usando a alta frequência temporal de ROL integrado e conjunto de dados de precipitação.

A partir dos dados de alta resolução temporal (cada 3 horas) oriundos da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA/CPTEC/INPE) buscou-se analisar o comportamento diurno da banda de nebulosidade dos compostos de ZCAS nas distintas fases da OMJ. O intuito dessa avaliação é verificar qual o horário propício à convecção intensa relacionada à ZCAS e as principais características encontradas no continente na identificação dos sistemas de tempo, e assim, como consequência, os maiores volumes de precipitação. Ademais, mostrar o deslocamento espacial e preferencial desses eventos, os quais são evidentes nas imagens de satélites (CASARIN; KOUSKY, 1986 KOUSKY; GAN, 1981 KOUSKY, 1988).

De modo geral, a caracterização do ciclo diurno de ROL para os eventos de ZCAS ocorridos na fase ativa da OMJ (Figura 16a-h), mostra a banda convectiva orientada

no sentido noroeste-sudeste com valores variando entre 310 a 220 W.m^2. Os menores valores ($<$ 230 W.m^2) encontram-se sobre a região Sudeste, litoral da região Norte/Nordeste, sul do estado do Pará e Peru. Com relação a evolução temporal observam-se valores significativos cobrindo a maior parte do território as 21 UTC, enquanto que a menor atividade convectiva ocorre as 15 UTC. Isto está de acordo com o aspecto esperado para o verão austral. Durante o dia, devido ao aquecimento diurno, a superfície aquece e começa a transportar umidade e calor para a atmosfera, por meio dos fluxos de calor latente e sensível. Essas forçantes termodinâmicas juntamente com as dinâmicas podem favorecer a formação das nuvens: crescimento, desenvolvimento e a manutenção (MOTA; NOBRE, 2006), e assim, auxiliam nas condições apropriadas para gerar os sistemas convectivos.

Nesse sentido, uma outra particularidade verificada no ciclo diurno (Figura 16a-h) são valores expressivos de ROL em formato de uma banda convectiva homogênea sobre o litoral dos estados do Amapá, Pará e Maranhão, sugerindo um sistema de mesoescala conhecido como Linhas de Instabilidade costeira da Amazônia (LICs)(COHEN et al., 1989 GARSTANG et al., 1994). De acordo com Kousky (1980), essas LIs são células convectivas continuas oriundas da circulação brisa-mar, que podem deslocar-se pelo continente e percorrer mais que 400 km (COHEN et al., 1989). Na Figura, a formação do sistema começam as 18 UTC (15 Hora Local (HL)), intensificam as 21 UTC (18 HL) e desaparecem as 06 UTC (03 HL). Esse ciclo de vida concorda com os resultados observado por Garstang et al. (1994), cujas primeiras células convectivas iniciam-se durante a tarde, exacerbam-se no inicio da noite e dissipam-se posteriormente. Além disso, pode-se acrescentar que para esse caso, o tipo de LIs é identificado como linha costeira de convecção (LCC), cujo deslocamento para o interior do continente não avança mais que 170 km (COHEN et al., 1989 COHEN et al., 1995). Ademais, observa-se que a ZCIT se encontra adentrando o continente e com uma ampla extensão sobre o OA equatorial.

No caso dos eventos de ZCAS ocorrendo na fase desfavorável da OMJ (Figura 4.17a-h), observa-se que o ciclo diurno de ROL identifica a nebulosidade da zona de convergência desde a Amazônia, passando pelo sudeste e alcançando o OA. Valores intensos e pontuais ($<$ 220 W.m^2) ocorrem na fronteira entre a região Centro-Oeste e Nordeste do Brasil, sul de Rondônia, Colômbia e litoral do Peru. A evolução da convecção se inicia 18 UTC, intensifica as 21 UTC e enfraquece as 09 UTC, porém ainda é possível observar a persistência de um centro convectivo com valores expressivos ao sul do estado de Rondônia as 06 UTC. Esta característica não é observada para o ciclo diurno de ROL durante os eventos de ZCAS na fase ativa da OMJ.

Além disso, a banda de convergência da ZCIT mantêm-se de forma mais estreita, assim como não se observa a formação das LIs.

Na Figura 4.18a-h, o ciclo diurno de ROL para fase de transição da OMJ, também identifica a banda convectiva sobre o continente, orientada no sentido noroeste-sudeste. A intensidade dos baixos valores de ROL aparecem as 18 UTC sobre Goiás e Tocantins, atingem seu ápice as 21 UTC e reduzem-se as 15 UTC, seguindo desta maneira, o comportamento verificado nos dois casos anteriores. Além disso, se observa a formação do sistema de mesoescala no litoral do Pará e Maranhão as 18 UTC, intensifica as 21 UTC e dissipa as 03 UTC. Um detalhe que se confere é a descontinuidade da ZCIT sobre o OA, analisada de forma mais fraca que as fases anteriores

Em resumo, pode-se concluir que o ciclo diurno espacial dos dados estimados de ROL (CEBALLOS et al., 2003) apresentou valores maiores que o encontrado nos dados da NOAA (LIEBMANN; SMITH, 1996), porém coerente na resolução espacial, podendo ser utilizado para estudar a evolução temporal dos processos convectivos no continente sulamericano. O início da atividade convectiva intensa sucedeu-se as 18 UTC, intensificou as 21 UTC e dissipou as 15 UTC. A formação das LICs ocorreram durante os eventos de ZCAS nas fases ativa e de transição da OMJ, apresentando-se com sua orientação característica (noroeste-sudeste), paralelo a costa e com um ciclo de vida de 9 horas, enquanto na fase desfavorável não foi verificado esse sistema. Vale ressaltar que as LIs na Amazônia são sistemas complexos com interação em diferentes escalas, desde a larga-escala até a escala de nuvens (COHEN et al., 1995). A partir disso, associando o surgimento das LIs com as distintas fases da OMJ, buscou-se justificar através das características meteorológicas apresentadas na seção anterior, o que era distinto em baixos e altos níveis atmosféricos que corroborasse com a formação das mesmas sobre a Amazônia. Verificou-se, portanto, que a composição para 0D da divergência horizontal do vento era positiva (convecção em baixos níveis) e paralela no litoral norte do Brasil, bem como os valores de umidade específica eram maiores (14 $g.kg^{-1}$) sobre o continente que o oceano. Isso possivelmente favoreceu (desfavoreceu) o surgimento das LIs na fase ativa (desfavorável) e de transição da OMJ.

Com relação a configuração da ZCIT, foi possível identificar uma zona convectiva mais ampla durante a fase ativa, denotando uma interação com a convecção da ZCAS, o qual reforça com os resultados de Souza e Ambrizzi (2006a), porém se manteve mais estreita na fase desfavorável e descontínua na fase de transição.

Vale ressaltar que nenhum estudo verificou relação da OMJ e as LIs no ciclo diurno de ROL, e que esses resultados mostram a importância de dados de alta resolução temporal para identificar diferentes características nos sistemas convectivos sobre o continente, além de futuros estudos com outras variáveis atmosféricas que possam complementá-los, e portanto, confirmar esses resultados.

Figura 4.16 - Ciclo diurno espacial da radiação de onda longa (W.m^{-2}) para as a)00UTC, b)03UTC, c)06UTC, d)09UTC, e)12UTC, f)15UTC, g)18UTC e g)21UTC para composição dos eventos de ZCAS durante a fase favorável da OMJ.

Figura 4.17 - Ciclo diurno espacial da radiação de onda longa (W.m^{-2}) para as a)00UTC, b)03UTC, c)06UTC, d)09UTC, e)12UTC, f)15UTC, g)18UTC e g)21UTC para composição dos eventos de ZCAS durante a fase desfavorável de OMJ.

Figura 4.18 - Ciclo diurno espacial da radiação de onda longa (W.m^{-2}) para as a)00UTC, b)03UTC, c)06UTC, d)09UTC, e)12UTC, f)15UTC, g)18UTC e g)21UTC para composição dos eventos de ZCAS durante a fase de transição de OMJ.

4.3 Correlação da série temporal filtrada de ROL nas sub-áreas da ZCAS

Uma forma objetiva de verificar que durante as fases da OMJ houve influência em regiões distintas de atuação da ZCAS Continental, calculou-se a correlação de Pearson nas anomalias filtradas na banda-passa de 20-70 dias de ROL. A correlação é a forma mais simples de calcular a causa-efeito de duas variáveis, medindo o quanto as mesmas modificam-se juntas, denotando a direção e intensidade das relações. Desse modo, pode-se confirmar de forma direta a influência do sinal intrassazonal durante a ocorrência de ZCAS em duas sub-regiões (Figura 3.2).

Tabela 4.1 - Coeficiente de correlação de Pearson entre a média das sub-áreas de ZCAS dos dados filtrados de anomalia de ROL e precipitação (PRE.) na banda-passa de 20-70 dias. Valores de p abaixo de 0.05 são estatisticamente significante ao nível de 95%.

Sub-áreas	Ativa OMJ		Desfavorável OMJ		Transição OMJ	
	CO-ZCAS		CO-ZCAS		CO-ZCAS	
	r	p-value	r	p-value	r	p-value
AMZ-ZCAS (ROL)	0.55	0.0	0.60	0.0	0.48	0.0
AMZ-ZCAS (PRE.)	-0.20	0.3	-0.26	0.2	-0.33	0.05

De acordo com a Tabela 4.1, observa-se que para a composição do eventos de ZCAS selecionados nas distintas fases de OMJ, as sub-áreas apresentam-se correlacionadas positivamente e com significância estatística de 95% na variável ROL. Nas fases de OMJ favoráveis e desfavoráveis à ocorrência de ZCAS, o coeficiente de correlação de Pearson indica moderada correlação positiva, enquanto para a fase de transição, o coeficiente é de baixa correlação. No entanto, as mesmas considerações não podem ser aplicadas para os dados de precipitação. Para as fases ativa e desfavorável, as correlações das duas regiões são baixas e negativas, ou seja, se comportam de maneira inversa. Por outro lado, na fase de transição, os valores são significativos.

No geral, esses resultados sugerem que, quando o OMJ está em sua fase ativa ou desfavorável sobre a América do Sul, as sub-regiões apresentam-se correlacionadas positivamente para ROL e negativamente para a precipitação. Isso quer dizer que, mesmo para as diferentes sub-áreas, ambas deverão apresentar-se com cobertura de nuvens, porém sem necessariamente estar com o potencial de chuvas. Contudo, o sinal intrassazonal é perceptível para auxiliar na formação ou na persistência da ZCAS, concordando com os trabalhos de Mayta et al. (2019) e Vera et al. (2018), embora sejam resultados descritos de baixa a moderada correlação.

Para destacar essa correlação e obter uma reposta mais direta com respeito as áreas afetadas pelo sinal intrassazonal, obteve-se a série temporal para o trimestre DJF da ocorrência do caso de ZCAS representativos de cada uma dessas fases, cujos valores do coeficiente de Pearson demonstrassem uma ótima correlação, bem como o valor p.

A Figura 4.19 mostra o evento de ZCAS escolhido para janeiro de 2003. Verifica-se que a série temporal da anomalia da banda intrassazonal apresenta valores negativos coincidente com o período de ZCAS. Além disso, percebe-se que na sub-área de

ZCAS amazônica o sinal ocorre primeiramente, com uma defasagem em relação a ZCAS costeira de aproximadamente 1 a 2 dias. Esse resultado pode indicar que a atividade convectiva na ZCAS amazônica, é primeiramente favorecida que na ZCAS costeira, ademais, a variabilidade intrassazonal impacta ambas regiões.

Esse resultado concorda com o trabalho de Grimm (2019), cuja evolução da anomalia de ROL e da precipitação na banda intrassazonal é percebido sobre a parte noroeste da AS e na região da Amazônia, e então desenvolve-se para a parte sul da Amazônia e central-leste do Brasil, estendendo-se para a ZCAS. Essa mesma característica é comprovada na anomalia da precipitação na banda intrassazonal (Figura 4.20). Outro aspecto importante é a intensidade observada em cada região, sendo mais significativa sobre a ZCAS costeira. Ou seja, para este evento de ZCAS, a OMJ foi um fator importante que auxiliou chuvas intensas nessas sub-áreas. Ademais, observa-se que as regiões comportam-se de maneira contrária, como mostrado pelos coeficiente de Pearson. Mesmo que os valores estejam anomalamente positivo de precipitação, na sub-área de ZCAS amazônica os valores tenderam a reduzir-se durante o evento, enquanto para a ZCAS costeira, os valores aumentaram quase que duplicadamente aos dias anteriores do evento.

Figura 4.19 - Série temporal da anomalia de ROL filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Janeiro de 2003 representativo da fase ativa da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS.

Figura 4.20 - Série temporal da anomalia de precipitação filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Janeiro de 2003 representativo da fase ativa da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS.

Para o evento de ZCAS que ocorreu na fase de OMJ desfavorável à convecção na AS, selecionou-se o caso de dezembro de 2000. As figuras 4.21 e 4.22 mostra que o sinal intrassazonal também esteve presente nas duas sub-áreas durante a existência da ZCAS. No entanto, observa-se que nesta fase de OMJ, a intensidade de ROL (Figura 4.21) difere da fase ativa para a ZCAS Amazônica, sendo muito mais intenso que a ZCAS costeira. Contudo, na precipitação (Figura 4.22), os valores na ZCAS costeira continuam mais expressivos que a ZCAS amazônica.

Estes resultados sugerem que durante a fase desfavorável da OMJ na AS, a atividade convectiva na ZCAS amazônica é preponderante, não existindo a competição de umidade e energia com o pacote convectivo da OMJ (WANG; LI, 1994; ZHANG, 2005), portanto os valores de ROL tornam-se mais expressivos, mostrando o efetivo papel da convecção (disponibilidade de umidade e calor) durante o verão austral. Outra característica se dá na influencia da banda intrassazonal na precipitação, mostrando-se mais competente na ZCAS amazônica que na ZCAS costeira.

Figura 4.21 - Série temporal da anomalia de ROL filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Dezembro de 2000 representativo da fase desfavorável da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS.

Figura 4.22 - Série temporal da anomalia de precipitação filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Dezembro de 2000 representativo da fase desfavorável da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS.

As Figuras 4.23 e 4.24 apresentam a serie temporal da anomalia para o evento de ZCAS ocorrido em fevereiro de 2007, representando a fase de transição da OMJ. Percebe-se que diferente dos casos anteriores, o sinal intrassazonal de valores negativos de ROL (Figura 4.23) sobre as duas sub-área de ZCAS é menos intenso durante a ocorrência do evento. A precipitação (Figura 4.24) mostrou-se negativamente correlacionada nas duas sub-regiões, cujos valores positivos de 1.3 mm.dia^{-1} encontram-se na ZCAS costeira, enquanto na ZCAS amazônica, os valores foram menores e decrescente durante o evento de fevereiro de 2007.

Figura 4.23 - Série temporal da anomalia de ROL filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Fevereiro de 2007 representativo da fase de transição da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS.

Figura 4.24 - Série temporal da anomalia de precipitação filtrada em 20-70 dias para o evento de ZCAS de Fevereiro de 2007 representativo da fase de transição da OMJ. O sombreado em cor cinza denota os dias de atuação da ZCAS.

Em síntese, os resultados mostraram que a fase ativa da OMJ pode favorecer a valores significativos de precipitação na região de ZCAS costeira, enquanto na ZCAS Amazônia os valores aumentaram, mas não de forma expressiva. No entanto, na fase desfavorável de OMJ, a atividade convectiva sobre a Amazônia é preponderante, sendo verificada na série temporal de ROL anomalamente positiva. Na ZCAS costeira, os valores de precipitação não eram tão elevados. Na fase de transição da OMJ, o sinal da banda intrassazonal aparece, mas favorece valores positivos de precipitação na região da ZCAS costeira que na ZCAS Amazônica. Portanto, os resultados comprovam os achados em outros trabalhos (CARVALHO et al., 2004; VERA et al., 2018; MAYTA et al., 2019; GRIMM et al., 2021), que a fase ativa de OMJ auxilia nos valores positivos de precipitação, porém com valores mais significativos na região Central do Brasil, representativo da ZCAS costeira. O mesmo pode ser comprovado na fase desfavorável e de transição da OMJ. Porém, para a região de ZCAS Amazônica, os valores positivos de ROL são mais intensos durante a fase desfavorável, indicando uma eficaz atividade convectiva da região Amazônica sem disputa de umidade com o pacote convectivo da OMJ (ZHANG, 2005) .

5 CONCLUSÕES

O objetivo geral desta pesquisa foi analisar como as distintas fases (ativa, desfavorável e transição) da OMJ afeta a circulação dinâmica durante a ocorrência da ZCAS. Nesse contexto, dispondo de dados de ROL com alta resolução temporal, como é observado o ciclo diurno da atividade convectiva na região tropical. Para alcançar este objetivo buscou responder as seguintes questões científicas:

1) e 2) Como as diferentes fases da OMJ influencia as características dinâmicas na organização da ZCAS e seu comportamento espacial?

De maneira geral, foram observadas algumas particularidades da formação de ZCAS nos três níveis troposféricos durante as diferentes fases do OMJ. Em todos os distintos padrões para 0D, a ZCAS apresentou um comportamento clássico descrito em vários estudos (KODAMA, 1992; KODAMA, 1993; NINOMIYA, 2007; NIELSEN et al., 2019): bem organizada e com as variáveis meteorológicas em fase ao longo da troposfera. Porém, algumas características foram evidentes na organização de cada fase da OMJ, favorecendo a permanência da banda de convergência. Embora tenhamos garantido quantidades iguais de eventos para cada fase, o número deles foi pequeno, o que torna a discussão dos resultados limitada, mas que contribuem com um pouco de conhecimento para os aspectos gerais.

Em 250 hPa, a AB esteve em um formato mais achatada durante o padrão de fase ativa em comparação com as fases desfavorável e de transição; no entanto, nessas últimas fases de OMJ, o cavado embutido no fluxo oeste era mais pronunciado. Em níveis médios, as altas subtropicais (sobre os oceanos Pacífico e Atlântico) apareceram mais definidas e com um amplo cavado que se estendeu ao norte do estado do Paraná. Isso difere da fase desfavorável, em que as altas subtropicais eram mal definidas e com um cavado alongado para o sul do estado do Paraná. Este cavado a leste da Cordilheira dos Andes sustentou os sistemas frontais na superfície e, junto com as altas subtropicais, concentrou toda a umidade nesta camada. Além disso, a característica organizada da umidade que se estendeu até a troposfera média enfatizou a ZCAS continental e oceânica, denotando o intenso papel da convergência de umidade em baixos níveis. Nesse aspecto, foi possível observar em 500 hPa, na fase desfavorável da OMJ, valores acima de 2 $g.kg^{-1}$ sobre o continente, caracterizando a ZCAS continental. Pode-se supor que o comportamento foi influenciado por outra variabilidade (interanual, interdecadal), uma vez que todos os eventos que ocorreram nesta fase foram em anos de La Niña. Por esse motivo, sugerimos mais estudos para confirmar essa hipótese e complementar esse resultado como, por exemplo, a

utilização de mais eventos e testes com modelos numéricos.

Na baixa troposfera, a principal diferença entre o padrão ativo e desfavorável foram encontrados no fluxo de vento, sendo o canal de umidade mais intenso neste último. Destaques para o padrão de transição de OMJ foram verificados apenas nos campos de altura geopotencial e fluxo de vento, em 500 e 850 hPa, respectivamente. O primeiro nível mostrou um cavado que se estendeu até estado de São Paulo no interior do continente, enquanto no segundo, os ventos que favorecem o canal de umidade não pareciam tão evidentes como nos outros dois modos.

Nos campos de ROL e precipitação, respectivamente, observou-se nos compostos da fase ativa da OMJ em 0D, a variabilidade espacial e de intensidade do ZCAS de forma bem distribuída em sua posição climatológica, além de valores significativos acima de 35 mm.dia^{-1} na parte oceânica. Na fase desfavorável, os principais destaques foram os valores expressivos abaixo de 200 W.m^{-2} sobre o continente com núcleos zonais na divisa dos estados do Amazonas, Pará e Mato Grosso. Na fase ativa, este centro intenso de ROL se apresentou na direção da ZCAS, ou seja, noroeste-sudeste. Esses campos concordam com os valores de precipitação, mas com taxas diárias que atingiram até 25 mm.dia^{-1}. Para o padrão da fase de transição, observaram-se centros menos intensos a oeste do continente e posicionados a sobre a Amazônia, valores acima de 210 W.m^{-2}, enquanto para o campo de precipitação, as taxas foram semelhantes aos outros compostos.

Como forma de auxiliar nas possíveis características dos campos atmosféricos que podem formar a ZCAS nos diferentes impactos relacionados a OMJ, constatou-se que, como esperado, diferentes comportamentos na composição para os dias -3D, os quais se destacam: em 250 hPa a presença do VCAN apenas no padrão de fase ativa, bem como a presença organizada das altas subtropicais em 500 hPa. Em baixos níveis, a evidência preponderante ocorre durante a bifurcação do JBN. Na fase ativa do OMJ, o ramo leste do mesmo (vento oeste) ocorreu em 20 S, mas durante o período desfavorável e de transição, essa mudança coincidiu mais ao norte, em 10 S. Isso pode ter acontecido devido à intensidade dos ventos alísios que entraram no continente, além de ter sido contribuído pela influência do anticlone sobre o OA.

Após o evento de ZCAS (+ 2D), os compósitos indicaram uma desorganização dos campos de divergência horizontal e ômega, influenciando no enfraquecimento do canal de umidade na direção noroeste-sudeste. Além do apoio do JBN direcionado ao norte da Argentina e sul do Paraguai, o que denota claramente a ausência de fluxo direcionado à zona de convergência, este padrão também é verificado nos campos de

ROL e precipitação. Uma observação conferida em todos os níveis e nas fases do OMJ foram os valores intensos das variáveis meteorológicas sobre a Cordilheira dos Andes, provavelmente associados ao efeito Gibbs, que está relacionado à representação da topografia dos dados de reanálise.

No campo global do padrão de variabilidade filtrada de ROL, observou-se que para a composição da fase ativa da OMJ, há concordância com os estudos anteriores, sugerindo que a influência da OMJ seja dominante na formação da ZCAS. No entanto, para os casos que ocorreram na fase desfavorável, ambos os efeitos da OMJ, como as interações trópicos e extratrópicos estiveram atuantes na organização da zona de convergência. Na fase de transição da OMJ o padrão global demonstrou o valimento no comportamento da ZCAS relacionado com os trens de onda oriundas do OP, cuja identificação ocorreu pelo sinal oposto das anomalias convectivas entre as regiões da ZCAS e ZCIT.

Como forma de resumir as principais características observadas na organização dos sistemas atmosféricos antes (-3D), durante (0D) e após (+2D) à formação da ZCAS nas diferentes fases da OMJ, um modelo conceitual é apresentado abaixo:

Na Figura 5.1 pode-se observar 3 (três) diferentes cores que expressam os três níveis atmosféricos: 250 hPa (azul) se encontra a Alta da Bolívia (AB) e o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN); em 500 hPa (margenta) as Altas Subtropicais do Pacifico Sul (ASPS) e Atlântico Sul (ASAS); em 850 hPa (verde) o Jato de Baixos Níveis (JBN) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

O painel superior (Figura 4.13a) expressa o modelo conceitual de formação da ZCAS durante a fase ativa da OMJ para os dias prévios (-3D, lado esquerdo), durante (0D, meio) e posteriores (+2D, lado direito), enquanto o painel mediano (Figura 4.13b) e inferior (Figura 4.13c) indicam as fases desfavorável e de transição.

Figura 5.1 - Modelo conceitual das principais características antes (-3D), durante (0D) e depois (+2D) à formação da ZCAS nas diferentes fases da OMJ.

3) A localização das diferentes regiões de ZCAS respondem de maneira particular as escalas de variabilidades, dessa forma, há evidência desse impacto inicial da OMJ nas distintas sub-regiões?

Na correlação das sub-áreas de ZCAS, os resultados mostraram que a fase ativa da OMJ pode favorecer a valores significativos de precipitação na região de ZCAS

costeira (COzcas), enquanto na ZCAS Amazônia (AMzcas) os valores aumentaram, mas não de forma expressiva. No entanto, na fase desfavorável da OMJ, a atividade convectiva sobre a Amazônia é preponderante, sendo verificada na série temporal de ROL anomalamente positiva. Na ZCAS costeira, os valores de precipitação já não eram tão elevados. Na fase de transição de OMJ, o sinal da banda intrassazonal aparece, mas favorece valores positivos de precipitação na região da ZCAS costeira que na ZCAS Amazônica. Portanto, os resultados comprovam os achados em outros trabalhos (CARVALHO et al., 2004; VERA et al., 2018; MAYTA et al., 2019; GRIMM et al., 2021), que a fase ativa de OMJ auxilia nos valores positivos de precipitação, porém com valores mais significativos na região Central do Brasil, representativo da ZCAS costeira. O mesmo pode ser comprovado na fase desfavorável e de transição da OMJ. Porém, para a região de ZCAS Amazônica, os valores positivos de ROL são mais intensos durante a fase desfavorável, indicando uma eficaz atividade convectiva da região Amazônica sem disputa de umidade com o pacote convectivo da OMJ, ou seja, a floresta é produtiva no seu conhecido papel convectivo.

4) Como se distingue o padrão de variabilidade de ROL na diferentes fases da OMJ na atuação da ZCAS?

O ciclo espacial diurno dos dados ROL estimados apresentou valores maiores que os encontrados nos dados NOAA, porem coerentes na resolução. Isto indica que os mesmos podem ser usados para estudar a evolução temporal de processos convectivos no continente da AS. O início da intensa atividade convectiva ocorreu às 18 UTC, intensificou-se às 21 UTC e dissipou-se às 15 UTC. Isto está de acordo com o papel do aquecimento diurno. Durante o dia, devido ao aquecimento diurno, a superfície aquece e começa a transportar umidade e calor para a atmosfera, por meio dos fluxos de calor latente e sensível. Essas forçantes termodinâmicas juntamente com as dinâmicas podem favorecer a formação das nuvens. A formação de LICs ocorreu durante os eventos de ZCAS na fase ativa e de transição da OMJ, com sua orientação característica (noroeste-sudeste), paralela ao litoral e com ciclo de vida de 9 horas, enquanto na fase desfavorável este sistema não foi verificado. A partir disso, associando o surgimento de LIs às diferentes fases da OMJ, procurou-se justificar, através das características meteorológicas na circulação dinâmica, o que havia de diferente nos níveis atmosféricos que corroborariam com a formação das LIs na Amazônia. Verificou-se, portanto, que a composição para 0D da divergência horizontal do vento foi positiva (convecção em baixos níveis) e paralela na costa norte do Brasil, bem como os valores de umidade específica mais elevados (14 $g.kg^{-1}$) sobre o continente do que sobre o oceano. Isso possivelmente favoreceu (desfavoreceu) o surgimento de

LICs nas fases ativa (desfavorável) e transição da OMJ. Em relação à configuração ZCIT, foi possível identificar uma zona convectiva mais ampla durante a fase ativa, denotando uma interação com a convecção ZCAS, mas permaneceu mais estreita na fase desfavorável e descontínua durante o estágio de transição.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Finalmente, como linhas de pesquisa para trabalhos futuros sugerem-se:

a) Aplicação de outras ferramentas metodológicas para verificar o padrão distinto em cada fase da OMJ e incluir outros casos para descrever o comportamento padrão da variabilidade intrassazonal e outras escalas de tempo.

b) Estudar de forma mais detalhada a atividade convectiva sobre o continente usando os dados de alta resolução temporal de ROL da DSA/CPTEC.

c) Investigar a influência da variabilidade interanual e intrassazonal na formação da ZCAS.

d) Analisar variáveis termodinâmicas que identifiquem a intensidade dos sistemas de mesoescalas nas distintas fases de OMJ.

e) Inserir mais casos para avaliar os resultados encontrados nessa pesquisa nas distintas fases da OMJ.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMS, D. K.; COMRIE, A. C. The north american monsoon. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 10, p. 2197–2214, 1997. 9

ALVAREZ, M. S.; VERA, C. S.; KILADIS, G. N. Mjo modulating the activity of the leading mode of intraseasonal variability in South America. **Atmosphere**, v. 8, n. 12, p. 232, 2017. 28

ALVAREZ, M. S.; VERA, C. S.; KILADIS, G. N.; LIEBMANN, B. Influence of the madden julian oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 1-2, p. 245–262, 2016. 3, 19

ALVES, J.; BARBOSA, A. C.; SILVA, E. M.; JUNIOR, F. d. C. V.; SILVA, M. L. d.; SANTOS, A.; LIRA, M. A.; SOMBRA, S. S. Convective intraseasonal oscillations beteween indian-pacific and northeasth brazil regions: some observational and models characteristics. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 1, p. 193–206, 2018. 3, 19

ANDRADE, F. d. **Influências remotas na previsibilidade, estrutura e ciclo de vida da Zona de Convergência do Atlântico Sul**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Sao José dos Campos, 2011. 29, 53, 54

ANDREOLI, R. V. **Variabilidade interanual de campos atmosféricos totais e zonalmente assimétricos**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Sao José dos Campos, 1998. 29

ANTONIO, J. F. **Energética da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. Disponível em: http://mtc-m21c.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/02.13.14.07/doc/publicacao.pdf Acesso em: 20 de dezembro de 2020., 2020. 16

BARLOW, M.; SALSTEIN, D. Summertime influence of the madden-julian oscillation on daily rainfall over Mexico and Central America. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 21, 2006. 10

BERBERY, E. H.; NOGUÉS-PAEGLE, J. Intraseasonal interactions between the tropics and extratropics in the southern hemisphere. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 13, p. 1950–1965, 1993. 20

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. d. Práticas simples em análises climatológicas: uma revisão. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 3, p. 311–320, 2017. 29

BRASILIENSE, C. S.; DERECZYNSKI, C. P.; SATYAMURTY, P.; CHOU, S. C.; SANTOS, V. R. da S.; CALADO, R. N. Synoptic analysis of an intense rainfall event in paraíba do sul river basin in southeast brazil. **Meteorological Applications**, v. 25, n. 1, p. 66–77, 2018. 3

CANDIDO, L. A.; GAN, M. A.; MANZI, A. O. Sensibilidade da zona de convergência do atlântico sul (zcas) à condição hídrica do solo: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2006. 16

CARVALHO, A.; DIAS, P. S.; NOBRE, C. Upper tropospheric vorticy and the olr structure over tropical south america. In: INTERNATIONAL CONFERENCE IN THE SOUTHERN HEMISPHERE, 3. **Proceedings...** [S.l.], 1988. 2

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; DIAS, M. A. S. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the trmm-lba campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA–9, 2002. 2

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377–2394, 2002. 2, 12

_____. The south atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004. 2, 3, 12, 13, 14, 19, 21, 23, 25, 27, 37, 38, 39, 42, 44, 49, 51, 52, 53, 54, 67, 73

CARVALHO, L. M. V.; DIAS, M. A. F. S. Mesoscale and high impact weather in the south american monsoon. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON MONSOONS., 6., Singapure. **Proceeding...** [S.l.], 2017. p. 68–74. 1, 2

CASARIN, D.; KOUSKY, V. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 2, p. 83–90, 1986. 3, 14, 51, 53, 56

CASTRO, C. L.; SR, R. A. P.; ADEGOKE, J. O. Investigation of the summer climate of the contiguous united states and mexico using the regional atmospheric

modeling system (rams). part i: model climatology (1950–2002). **Journal of Climate**, v. 20, n. 15, p. 3844–3865, 2007. 10

CASTRO, M. R. N.; FERRAZ, S. E. T. Oscilação madden julian e Zona de Convergência do Atlântico Sul: uma relação de causa e efeito. In: WORKSHOP DE MICROMETEOROLOGIA., X., Santa Maria-RS. **Anais...** 2017. Disponível em: <https://even3storage.blob.core.windows.net/anais/55927.pdf>. 27, 28

CAVALCANTI, I. F. Teleconnection patterns orographically induced in model results and from observational data in the austral winter of the southern hemisphere. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 20, n. 10, p. 1191–1206, 2000. 21

CAVALCANTI, I. F. A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: a review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research**, v. 118, p. 27–40, 2012. ISSN 0169-8095. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809512001871>. 21

CAVALCANTI, I. F. A.; SHIMIZU, M. H. Climate fields over south america and variability of sacz and psa in hadgem2-es. **American Journal of Climate Change**, v. 1, n. 3, 2012. 20, 21

CAVALCANTI, I. F. d. A.; FERREIRA, N. J.; DIAS, M. A. F. d. S.; SILVA, M. G. A. J. d. **Tempo e clima no Brasil**. [S.l.]: Oficina de Textos, 2009. 20

CEBALLOS, J. C.; LIMA, W. F. A.; SOUZA, J. M. d. Outgoing longwave radiation at the top of the atmosphere: preliminary assessment using Goes-8 imager data. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 21, p. 53–64, 2003. 25, 58

CEBALLOS, J. C.; LIMA, W. F. A.; SOUZA, J. M. de. Radiação de onda longa emergente no topo da atmosfera: uma comparação entre estimativas com goes-8 imager e dados do ncep. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais ...** [S.l.], 2002. v. 12, p. 3264–3269. 25

CHAVES, R. R.; SATYAMURTY, P. Estudo das condições regionais associadas a um evento de forte ZCAS em janeiro de 2003. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 1, p. 134–140, 2006. 15

CHEN, G. Diversity of the global teleconnections associated with the madden–julian oscillation. **Journal of Climate**, v. 34, n. 1, p. 397–414, 2021. 2, 20

CHEN, T.-C. Maintenance of summer monsoon circulations: a planetary-scale perspective. **Journal of Climate**, v. 16, n. 12, p. 2022–2037, 2003. 8

CHEN, T.-C.; YEN, M.-C. A study of the diabiatic heating associated with the madden-julian oscillation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 96, n. D7, p. 13163–13177, 1991. 18

COELHO, C. A.; CARDOSO, D. H.; FIRPO, M. A. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 125, n. 3-4, p. 769–784, 2015. 16

COHEN, J.; DIAS, M. S.; NOBRE, C. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise**, v. 4, n. 11, p. 34–40, 1989. 57

COHEN, J. C.; DIAS, M. A. S.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995. 57, 58

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. de A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 9, p. 1165–1180, 2006. 3, 14, 21, 23, 51, 52, 53

DIAS, P. L. S.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 11, p. 2689–2707, 1983. 35, 49

DOUGLAS, M. W.; MADDOX, R. A.; HOWARD, K.; REYES, S. The mexican monsoon. **Journal of Climate**, v. 6, n. 8, p. 1665–1677, 1993. 9

DUCHON, C.; HALE, R. **Time series analysis in meteorology and climatology: an introduction**. [S.l.: s.n.], 2012. 28

DUCHON, C. E. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 18, n. 8, p. 1016–1022, 1979. 28

ESCOBAR, G. C. J. Padrões de circulação em superfície e em 500 hpa na América do Sul e eventos de anomalias positivas de precipitação no estado de Minas Gerais durante o mês de dezembro de 2011. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, p. 105–124, 2014. 41

FAJARY, F. R.; HADI, T. W.; YODEN, S. Contributing factors to spatiotemporal variations of outgoing longwave radiation (olr) in the tropics. **Journal of Climate**, v. 32, n. 15, p. 4621–4640, 2019. 56

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1999. 14

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; DIAS, P. L. D. S. Simulations of the summer circulation over the south american region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573–1584, 1995. 12, 53

FU, R.; ZHU, B.; DICKINSON, R. E. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon? **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p. 1306–1321, 1999. 1, 10

GADGIL, S. The indian monsoon and its variability. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 31, n. 1, p. 429–467, 2003. 8

GAN, M.; KOUSKY, V.; ROPELEWSKI, C. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47–66, 2004. 1, 10, 11

GAN, M. A.; RAO, V. B.; MOSCATI, M. C. South american monsoon indices. **Atmospheric Science Letters**, v. 6, n. 4, p. 219–223, 2005. 11

GAN, M. A.; RODRIGUES, L.; RAO, V. Monção na América do Sul. **Chapter**, v. 19, p. 297–312, 2009. 8

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 16, p. 1822–1836, 1991. 2

GARREAUD, R. Cold air incursions over subtropical and tropical South America: a numerical case study. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 12, p. 2823–2853, 1999. 2

GARSTANG, M.; JR, H. L. M.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines. part i: structure and kinematics. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, p. 608–622, 1994. 57

GONZALEZ, A. O.; JIANG, X. Winter mean lower tropospheric moisture over the maritime continent as a climate model diagnostic metric for the propagation of the madden-julian oscillation. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 5, p. 2588–2596, 2017. 19

GONZALEZ, P.; VERA, C.; LIEBMANN, B.; KILADIS, G. Intraseasonal variability in subtropical South America as depicted by precipitation data. **Climate Dynamics**, v. 30, n. 7-8, p. 727–744, 2008. 25

GRIMM, A. M. Madden–julian oscillation impacts on south american summer monsoon season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the mjo cycle. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 1, p. 907–932, 2019. 3, 20, 63

GRIMM, A. M.; DIAS, P. L. S. Analysis of tropical–extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 20, p. 3538–3555, 1995. 2, 3, 51, 53

GRIMM, A. M.; DOMINGUEZ, F.; CAVALCANTI, I. F. A.; CAVAZOS, T.; GAN, M. A.; DIAS, P. L. S.; FU, R.; CASTRO, C.; HU, H.; BARREIRO, M. South and north american monsoon systems: characteristics, life cycle, variability, modelling and prediction. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON MONSOONS., 6., Singapure, November. **Proceeding ...** [S.l.], 2017. p. 35–41. 11, 12, 19

GRIMM, A. M.; HAKOYAMA, L. R.; SCHEIBE, L. A. Active and break phases of the south american summer monsoon: Mjo influence and subseasonal prediction. **Climate Dynamics**, v. 56, n. 11, p. 3603–3624, 2021. 28, 67, 73

GRIMM, A. M.; NATORI, A. A. Climate change and interannual variability of precipitation in South America. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 19, 2006. 26

HERDIES, D. L.; SILVA, A. da; DIAS, M. A. S.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA–42, 2002. 11, 13, 14, 26, 27, 37, 47

HERSBACH, H.; BELL et al. The era5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 730, p. 1999–2049, 2020. 24

HIGGINS, R.; YAO, Y.; WANG, X. Influence of the north american monsoon system on the us summer precipitation regime. **Journal of Climate**, v. 10, n. 10, p. 2600–2622, 1997. 9

HIRATA, F. E. **Intraseasonal variability of summer convection over South America**. Tese (Doutorado) — Georgia Institute of Technology, 2013. 51

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**, v. 2, n. 11, p. 1388–1403, 1989. 1

HU, H.; DOMINGUEZ, F. Evaluation of oceanic and terrestrial sources of moisture for the north american monsoon using numerical models and precipitation stable isotopes. **Journal of Hydrometeorology**, v. 16, n. 1, p. 19–35, 2015. 9

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; BRAITHWAITE, D.; HSU, K.; JOYCE, R.; XIE, P.; YOO, S.-H. Nasa global precipitation measurement (gpm) integrated multi-satellite retrievals for gpm (imerg).[s.i]: Nasa. 2015. 26

HUFFMAN, G. J.; BOLVIN, D. T.; NELKIN, E. J. Day 1 imerg final run release notes. **NASA/GSFC: Greenbelt, MD, USA**, 2015. 26

_____. Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG) technical documentation. **NASA/GSFC Code**, v. 612, n. 2015, p. 47, 2015. 26

HUSCHKE, R. E. et al. **Glossary of meteorology**. [S.l.]: [S.I]: American Meteorological Society, 1959. 6

JIANG, X. Key processes for the eastward propagation of the madden-julian oscillation based on multimodel simulations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 2, p. 755–770, 2017. 19

JONES, C.; CARVALHO, L. M. Active and break phases in the south american monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, p. 905–914, 2002. 1, 11, 14

JONES, C.; WALISER, D. E.; GAUTIER, C. The influence of the madden–julian oscillation on ocean surface heat fluxes and sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1057–1072, 1998. 37

KALNAY, E.; MO, K. C.; PAEGLE, J. Large-amplitude, short-scale stationary rossby waves in the southern hemisphere: observations and mechanistic experiments to determine their origin. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 3, p. 252–275, 1986. 3

KILADIS, G. N.; STRAUB, K. H.; HAERTEL, P. T. Zonal and vertical structure of the madden–julian oscillation. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 62, n. 8, p. 2790–2809, 2005. 18

KNUTSON, T. R.; WEICKMANN, K. M. 30–60 day atmospheric oscillations: composite life cycles of convection and circulation anomalies. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 7, p. 1407–1436, 1987. 2

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz) part i: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, Meteorological Society of Japan, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992. 2, 12, 13, 38, 49, 69

KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz) part ii: conditions of the circulations for generating the stczs. **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, v. 71, n. 5, p. 581–610, 1993. 2, 12, 15, 38, 49, 69

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488–498, 1980. 57

_____. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the south american sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217–231, 1988. 1, 3, 13, 52, 54, 56

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical south atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538–551, 1981. 2, 34, 56

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, v. 7, n. 7, p. 1131–1143, 1994. 3, 19, 29, 52

LANG, T. J.; AHIJEVYCH, D. A.; NESBITT, S. W.; CARBONE, R. E.; RUTLEDGE, S. A.; CIFELLI, R. Radar-observed characteristics of precipitating systems during name 2004. **Journal of Climate**, v. 20, n. 9, p. 1713–1733, 2007. 9

LENTERS, J.; COOK, K.; RINGLER, T. Comments on "on the influence of the andes on the general circulation of the southern hemisphere. **Journal of Climate**, v. 8, n. 8, p. 2113–2115, 1995. 3

LENTERS, J.; COOK, K. H. On the origin of the bolivian high and related circulation features of the south american climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 5, p. 656–678, 1997. 35, 49

LI, W.; FU, R. Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to the wet season over Amazonia as diagnosed by the ecmwf re-analysis. **Journal of Climate**, v. 17, n. 13, p. 2637–2651, 2004. 11

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 1877–1891, 1999. 14, 25, 26, 53, 55

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the brazilian amazon basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 22, p. 4308–4318, 2001. 12

LIEBMANN, B.; MECHOSO, C. R. The south american monsoon system. In: **The global monsoon system: research and forecast**. [S.l.: s.n.], 2011. p. 137–157. 1

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 6, p. 1275–1277, 1996. 25, 58

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 5, p. 702–708, 1971. 2, 17

_____. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, n. 6, p. 1109–1123, 1972. 2, 17, 18

MALONEY, E. D.; SOBEL, A. H. Surface fluxes and ocean coupling in the tropical intraseasonal oscillation. **Journal of Climate**, v. 17, n. 22, p. 4368–4386, 2004. 19

MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M. W.; DIAS, P. L. S. The south american low-level jet east of the andes during the 1999 lba-trmm and lba-wet amc campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA–47, 2002. 37

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the brazilian Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p. 833–852, 2001. 1, 11

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. v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004. 1, 10

MATTHEWS, A. J. Propagation mechanisms for the madden-julian oscillation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 569, p. 2637–2651, 2000. 18

MATTHEWS, A. J.; HOSKINS, B. J.; MASUTANI, M. The global response to tropical heating in the madden–julian oscillation during the northern winter. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A Journal of the Atmospheric Sciences, Applied Meteorology and Physical Oceanography**, v. 130, n. 601, p. 1991–2011, 2004. 20

MAYTA, V. C.; AMBRIZZI, T.; ESPINOZA, J. C.; DIAS, P. L. S. The role of the madden–julian oscillation on the Amazon basin intraseasonal rainfall variability. **International Journal of Climatology**, v. 39, n. 1, p. 343–360, 2019. 3, 25, 62, 67, 73

MECHOSO, C. R.; ROBERTSON, A. W.; ROPELEWSKI, C. F.; GRIMM, A. M. The american monsoon systems. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON MONSOONS, 3., Hangzhou, China. **Proceeding ...** [S.l.], 2004. p. 2–6. 1

MO, K. C.; HIGGINS, R. W. The pacific–south american modes and tropical convection during the southern hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1581 – 1596, 1998. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/126/6/1520-0493_1998_126_1581_tpsama_2.0.co_2.xml>. 21

MORI, S.; HAMADA et al. Convective systems developed along the coastline of Sumatera Island, Indonesia, observed with an x-band doppler radar during the harimau2006 campaign. **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, v. 89, p. 61–81, 2011. 56

MOTA, M.; NOBRE, C. A. Relação da variabilidade da energia potencial convectiva disponível (cape) com a precipitação e a alta da Bolívia durante a campanha wet-amc/lba. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 344–355, 2006. 57

MOTE, P. W.; CLARK, H. L.; DUNKERTON, T. J.; HARWOOD, R. S.; PUMPHREY, H. C. Intraseasonal variations of water vapor in the tropical upper troposphere and tropopause region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D13, p. 17457–17470, 2000. 18

MYERS, D. S.; WALISER, D. E. Three-dimensional water vapor and cloud variations associated with the madden–julian oscillation during northern hemisphere winter. **Journal of Climate**, v. 16, n. 6, p. 929–950, 2003. 18

NESBITT, S. W.; GOCHIS, D. J.; LANG, T. J. The diurnal cycle of clouds and precipitation along the sierra madre occidental observed during name-2004:

implications for warm season precipitation estimation in complex terrain. **Journal of Hydrometeorology**, v. 9, n. 4, p. 728–743, 2008. 9

NIELSEN, D. M.; BELÉM, A. L.; MARTON, E.; CATALDI, M. Dynamics-based regression models for the South Atlantic Convergence Zone. **Climate Dynamics**, v. 52, n. 9, p. 5527–5553, 2019. 38, 49, 69

NIETO-FERREIRA, R.; RICKENBACH, T. M. Regionality of monsoon onset in South America: a three-stage conceptual model. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 9, p. 1309–1321, 2011. 1, 3, 10, 11

NIETO-FERREIRA, R.; RICKENBACH, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during january–march 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 5, p. 961–973, 2003. 14, 15, 47

NIETO-FERREIRA, R.; RICKENBACH, T. M.; WRIGHT, E. A. The role of cold fronts in the onset of the monsoon season in the South Atlantic Convergence Zone. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 657, p. 908–922, 2011. 15

NINOMIYA, K. Similarity and difference between the south atlantic convergence zone and the baiu frontal zone simulated by an agcm. **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, v. 85, n. 3, p. 277–299, 2007. 49, 50, 69

NOBRE, C. Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: a importância do Oceano Atlântico. **Climanálise**, v. 3, n. 4, p. 30–33, 1988. 15

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279–291, 1997. 3, 8, 21, 52, 53

NOGUé-PAEGLE, J.; MECHOSO, C. R.; FU, R.; COOK, K. H.; LIEBMANN, B. Progress in pan american clivar research: understanding the south american monsoon. v. 27, p. 3–32, 2002. Meteorologica. 1

OBREGóN, G. O. P. **Teleconexões no campo de vorticidade no campo de vorticidade relativa durante o verão de 1979/80 no Hemisfério Sul**. 94 p. INPE-5308-TDI/458. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos., 1991. 14

OHSAWA, T.; UEDA, H.; HAYASHI, T.; WATANABE, A.; MATSUMOTO, J. Diurnal variations of convective activity and rainfall in tropical Asia. **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, v. 79, n. 1B, p. 333–352, 2001. 56

OLIVEIRA, A. S. de. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul ea convecção da Amazônia**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos., 1986. 15

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 527–530, 1975. 6

PALLOTTA, M.; NAKAZATO, R. Y. Caracterização de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) em janeiro e fevereiro de 2010. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais ...** [S.l.], 2010. 38, 44, 49

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**, v. 133, n. 1, p. 228–240, 2005. 2

QUADRO, M. F. L. **Estudos de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 94 p. INPE-6341-TDI/593. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. Disponível em: <http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ3P8SECKy/Gt9nD>. Acesso em: 25 Nov. 2018., 1994. 2, 12, 13, 38, 49, 53

QUADRO, M. F. L. d.; DIAS, M. A. F. d. S.; HERDIES, D. L. Analysis of a mesoscale cyclonic vortex associated with SACZ during january 2009. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 3, p. 273–287, 2016. 3, 26, 27

QUADRO, M. F. L. d.; DIAS, M. A. S.; GONçALVES, L. G.; HERDIES, D. L.; BERBERY, E. H. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 152–162, 2012. 2, 23

RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. A. The life cycle of the south american monsoon system. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6227–6246, 2008. 1, 11

RAMAGE, C. S. **Monsoon meteorology**. [S.l.: s.n.], 1971. 7, 10

RAO, V.; BONATTI, J. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the south atlantic ocean and adjoining brazil during the summer. **Meteorology and Atmospheric physics**, v. 37, n. 1, p. 11–16, 1987. 2

RAO, V.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81–91, 1990. 1

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**, v. 101, n. D21, p. 26539–26551, 1996. 1, 11

RASMUSSON, E. M. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America: part. **Monthly Weather Review**, v. 95, n. 7, 1967. 9

ROPELEWSKI, C. F.; GUTZLER, D. S.; HIGGINS, R. W.; MECHOSO, C. R. The north american monsoon systems. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON MONSOONS., 3., Hangzhou, China. **Proceeding ...** [S.l.], 2004. p. 11–22. 9

ROSA, E. B.; PEZZI, L. P.; QUADRO, M. F. L. D.; BRUNSELL, N. Automated detection algorithm for sacz, oceanic sacz and their climatological features. **Frontiers in Environmental Science**, v. 8, p. 18, 2020. 16, 26, 27

ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S.; GONCALVES, L. G. G. de; VILA, D. A. Combining trmm and surface observations of precipitation: technique and validation over South America. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 3, p. 885–894, 2010. 26

SALBY, M. L.; GARCIA, R. R.; HENDON, H. H. Planetary-scale circulations in the presence of climatological and wave-induced heating. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 16, p. 2344–2367, 1994. 18

SALBY, M. L.; HENDON, H. H. Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and motion in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 15, p. 2207–2224, 1994. 18

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L. S. South America. In: KAROLY D. J.; VINCENT, D. G. E. I. (Ed.). **Meteorology of the southern hemisphere**. [S.l.: s.n.], 1998. p. 119–139. 2, 12

SATYAMURTY, P.; RAO, V. Zona de convergência do atlântico sul. **Climanálise**, v. 3, n. 3, p. 31–35, 1988. 15

SEABRA, M. S.; D'ALMEIDA, C. H. E.; MENEZES, W. F. Comparação dos efeitos dos eventos zcas de janeiro de 2006 nas cidades do Rio de Janeiro e Brasília. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais.. Rio de Janeiro: SBMet. Florianópolis.** [S.l.], 2004. p. 68–74. 13

SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A. Tropical–midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climatic aspects and examples of intense events. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 10, p. 1167–1190, 2000. 13

SHIMIZU, M. H.; AMBRIZZI, T.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events and their relationship with enso and mjo phases over northern South America. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 6, p. 2977–2989, 2017. 18, 19, 27

SILVA, A. E. da; CARVALHO, L. M. V. de. Large-scale index for South America monsoon (lisam). **Atmospheric Science Letters**, v. 8, n. 2, p. 51–57, 2007. 1, 11

SILVA, R. R. D.; GANDU, A. W.; SÁ, L. D.; DIAS, M. A. S. Cloud streets and land–water interactions in the amazon. **Biogeochemistry**, Springer, v. 105, n. 1-3, p. 201–211, 2011. 12

SOUZA, E. B. D.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical brazil by the madden–julian oscillation. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 26, n. 13, p. 1759–1776, 2006. 3, 58

_____. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the madden–julian oscillation. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 26, n. 13, p. 1759–1776, 2006. 12

SPERBER, K. R. Propagation and the vertical structure of the madden–julian oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 12, p. 3018–3037, 2003. 18

TURRENT, C.; CAVAZOS, T. Role of the land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the north american monsoon. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 2, 2009. 9

VERA, C. et al. Toward a unified view of the american monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 4977–5000, 2006. 3, 10

VERA, C. S.; ALVAREZ, M. S.; GONZALEZ, P. L.; LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N. Seasonal cycle of precipitation variability in South America on intraseasonal timescales. **Climate Dynamics**, v. 51, n. 5, p. 1991–2001, 2018. 25, 62, 67, 73

VIEIRA, S. de O.; SATYAMURTY, P.; ANDREOLI, R. V. On the south atlantic convergence zone affecting southern Amazonia in austral summer. **Atmospheric Science Letters**, v. 14, n. 1, p. 1–6, 2013. 3, 29

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 3, p. 599–610, 1981. 2

VITORINO, M. I.; DIAS, P. da S.; FERREIRA, N. Observational study of the seasonality of the submonthly and intraseasonal signal over the tropics. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 93, n. 1, p. 17–35, 2006. 3

WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 4, p. 784–812, 1981. 21

WANG, B.; LI, T. Convective interaction with boundary-layer dynamics in the development of a tropical intraseasonal system. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 11, p. 1386–1400, 1994. 19, 64

WANG, B.; LIU, J.; KIM, H.-J.; WEBSTER, P. J.; YIM, S.-Y. Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008). **Climate Dynamics**, v. 39, n. 5, p. 1123–1135, 2012. 8

WANG, F.; HAN, Y.; ZHANG, S.; ZHANG, R. Influence of stratospheric sudden warming on the tropical intraseasonal convection. **Environmental Research Letters**, v. 15, n. 8, 2020. 29

WANG, H.; FU, R. Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America. **Journal of Climate**, v. 15, n. 13, p. 1591–1608, 2002. 10, 11

WEBSTER, P. J. The elementary monsoon. **Monsoons**, v. 3, 1986. 8

WHEELER, M. C.; HENDON, H. H. An all-season real-time multivariate mjo index: development of an index for monitoring and prediction. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 8, p. 1917–1932, 2004. 18, 27, 28, 52

YANO, J.-i.; BLENDER, R.; ZHANG, C.; FRAEDRICH, K. 1/f noise and pulse-like events in the tropical atmospheric surface variabilities. **Quarterly**

Journal of the Royal Meteorological Society: A Journal of the Atmospheric Sciences, Applied Meteorology and Physical Oceanography, v. 130, n. 600, p. 1697–1721, 2004. 18

YE, D.; ZHU, B. Some fundamental problems of the general circulation of the atmosphere. **Institute of Geophysics and Meteorology, Academy Seneca Taipei, Taiwan**, 1958. 7

YIN, L.; FU, R.; ZHANG, Y.-F.; ARIAS, P. A.; FERNANDO, D. N.; LI, W.; FERNANDES, K.; BOWERMAN, A. R. What controls the interannual variation of the wet season onsets over the Amazon? **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 5, p. 2314–2328, 2014. 12

ZHANG, C. Madden-julian oscillation. **Reviews of Geophysics**, v. 43, n. 2, 2005. 17, 18, 64, 67

_____. Madden–julian oscillation: bridging weather and climate. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 12, p. 1849–1870, 2013. 2

ZHANG, C.; HENDON, H. H. Propagating and standing components of the intraseasonal oscillation in tropical convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 6, p. 741–752, 1997. 19

ZHOU, J.; LAU, K. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, 1998. 1, 10

ZHOU, L.; WANG, Y. Tropical rainfall measuring mission observation and regional model study of precipitation diurnal cycle in the new guinean region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 111, n. D17, 2006. 56

ZILLI, M. T.; CARVALHO, L. M.; LINTNER, B. R. The poleward shift of south atlantic convergence zone in recent decades. **Climate Dynamics**, p. 1–19, 2018. 16

APÊNDICE A - ARTIGO PUBLICADO

Abaixo o artigo publicado no periódico *Atmopshere*, destacando as principais características na circulação dinâmica durante a ZCAS e as diferentes fases da OMJ.

atmosphere MDPI

Article

Dynamic Characteristics of the Circulation and Diurnal Spatial Cycle of Outgoing Longwave Radiation in the Different Phases of the Madden–Julian Oscillation during the Formation of the South Atlantic Convergence Zone

Liviany P. Viana, Jhonatan A. A. Manco and Dirceu Luis Herdies *

National Institute for Space Research, Cachoeira Paulista, São Paulo 12630-000, Brazil; liviany.viana@inpe.br (L.P.V.); jhonatan.aguirre@inpe.br (J.A.A.M.)
* Correspondence: dirceu.herdies@inpe.br

Abstract: In this work, we verified the formation of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) during the active, unfavorable, and transition phases of the Madden–Julian Oscillation (MJO), as well as the diurnal spatial variability in the estimated Outgoing Longwave Radiation (OLR) data. The real-time multivariate index (RMM) and the composites of meteorological variables were used, along with the temporal average of the estimated OLR data. All the different patterns for the average period of SACZ showed classic behavior: well-organized and with meteorological variables in phases throughout the troposphere. However, some differences were evident in the organization of each phase of the MJO: at 200 hPa, the Bolivian High (BH) was more flattened during the active phase pattern than in the unfavorable and transition phases, being wider and with a wavier trough embedded in the western flow; at medium levels, the subtropical highs appeared more defined and with a very wide trough; the trough supported the frontal systems on the surface and, together with the subtropical highs, concentrated all the moisture in this layer. In the OLR dataset, the formation of the Coast Squall Line (CSL) occurred during SACZ events in the active phase and MJO transition, whereas in the unfavorable phase, this system was not observed.

Keywords: SACZ; MJO; CSLs

check for updates

Citation: Viana, L.P.; Manco, J.A.A.; Herdies, D.L. Dynamic Characteristics of the Circulation and Diurnal Spatial Cycle of Outgoing Longwave Radiation in the Different Phases of the Madden–Julian Oscillation during the Formation of the South Atlantic Convergence Zone. *Atmosphere* **2021**, *12*, 1399. https://doi.org/10.3390/atmos12111399

Academic Editor: David K. Adams

Received: 20 August 2021
Accepted: 20 October 2021
Published: 25 October 2021

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Copyright: © 2021 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/).

1. Introduction

During austral summer, some atmospheric features are striking, such as anticyclonic circulation at high atmospheric levels in South America (SA), known as the Bolivian High (BH), accompanied by a trough in the vicinity of the northeast region of Brazil (TNB), sometimes with an associated cyclonic vortex. At low atmospheric levels, the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) appears as a dominant feature of the South American Monsoon System (SAMS) [1–4] in the austral summer and is responsible for heavy rains over the South American continent. The development of the SAMS begins during the spring with convective centers moving from Northwestern Amazonia to Southeastern Brazil in mid-October [5,6].

BH has been discussed in many studies [1,7,8] as a warm-center anticyclone formed the combination of latent heat release by convective activity in Amazonia and radiative warming from the Bolivian altiplano. The TNB, with the associated cyclonic vortex, has a center of pressure cooler than its periphery and mass convergence in the western sector at low levels [9]. The SACZ is configured by a convergence band oriented in the northwest–southeast direction, which is aided by synoptic systems of midlatitudes, providing high precipitation rates over the midwest and southeast regions of Brazil and extending from southern Amazonia to the adjacent Atlantic Ocean (AO) [10–15]. As an atmospheric system that occurs mainly in the austral summer, the SACZ is also influenced by different scales of climatic variability during its formation process, either in its position or in its

intensity [16,17]. One of these scales is intraseasonal, which is mainly determined by the Madden–Julian Oscillation (MJO). The MJO can significantly affect global weather and climate systems [18] because it is a wave moving eastward along the equatorial belt, with convective anomalies starting in the Indian Ocean a varied time period between 30 and 60 days [9,19,20]. One way in which the MJO affects the global weather and climate systems is through teleconnections [21], caused by the diabatic warming of the MJO, which can induce Rossby wave trains that propagate from the tropics to the extratropics, forming global teleconnections in both hemispheres ([19,21]

Over SA, these effects can also be observed in southeast SA (SESA) [5,17,22–25] and adjacent to the AO by subtropical convection anomalies in the southern central Pacific associated with the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) [5,12,26–28], Amazon Basin [29], and Northeast Brazil [23,30,31]. In addition to these effects on the intraseasonal scale, there is interannual variability due to the El Niño–South Oscillation (ENSO) phases: the positive phase of the ENSO contributes to the persistence of more than three days of SACZ over the oceanic part; La Niña and neutral events tend to occur over the continent [17].

The effects of climate variability can affect the SACZ and the diurnal tropical convection cycle, which is the dominant mode of convective activity [32]. The effects include rainfall in the morning (ocean) or evening (land) depending on the surface characteristics (continent and ocean) due to the different heat capacities of the two surfaces and related local land–sea circulations [33]. Coastal regions over the tropics have different characteristics in terms of convective activity, as long bands of heavy rain can form along the coast, showing variability in rainfall [34]. Outgoing longwave radiation (OLR) data have been used as proxies for convective cloud activity, with low (high) values indicating enhanced (suppressed) convection [35]. However, due to the large territorial extension with considerable convective activity, the tropical region needs data to help with understanding the variability in and behavior of convective systems that cause precipitation over the continent, especially in the SACZ regions. In this sense, datasets for estimating OLR and precipitation satellites are essential to filling this gap. Furthermore, the structure of mesoscale convective systems (MCSs), especially those formed on the coastal regions and their interaction with intraseasonal variability and/or monsoons during SACZ, has not been analyzed in previous studies. As such, these studies are essential to determining the formation of these convective systems using the high temporal frequency of the integrated OLR and precipitation dataset.

Although the main spatial meteorological characteristics of the SACZ operating in South America during the austral summer are extensively documented in the literature, objective descriptions of the dynamic evolution of its convective activity aligned with the MJO phases and the diurnal cycle with high temporal resolution satellite data are lacking. Furthermore, in the favorable phase of the MJO, a convective increase occurs over SA during SACZ episodes, but we do not know what happens in the unfavorable phase of the MJO or the main dynamic characteristics of these different processes.

The main objective of this study was to verify the behavior of meteorological variables before, during, and after SACZ events that occur in the active, unfavorable, and transition phases of the MJO in SA, along with the spatial variability in OLR resulting from these events and phases. The remainder of this paper is organized as follows: In Section 2, we describe the datasets and methodology. The dynamics of circulation related to SACZ in the different phases of the MJO and the diurnal cycle of the OLR are outlined in Sections 3 and 4 presents the discussion and conclusions.

2. Materials and Methods

2.1. Area

The area chosen for this research comprises the mean position of the SACZ, which extends from the Amazon Basin to the southeast region of Brazil (Figure 1). According to Carvalho et al. [17] and Quadro et al. [36], the area can be divided into three subregions on the basis of the maximum convective activity (OLR < 200 W m^{-2}) and maximum (Amazon)

and minimum (coast and ocean) subseasonal variability: Continental Amazon SACZ (CAS), Continental Coastal SACZ (CCS), and Oceanic SACZ (OCS). However, for comparison with other works and for the sake of simplicity, we use the denominations of continental SACZ (Amazonian and Coastal) and Oceanic (Figure 1). For the Continental and Oceanic SACZ regions, some studies [17,24] identified different intraseasonal signal interactions; for example, in the oceanic and continental (Coastal) SACZ, the Pacific South American (PSA) wave train pattern was observed, which favored the seesaw mode of convection enhancement/suppression in eastern tropical/subtropical SA, whereas in continental Amazon, the mode was consistent with the evolution of the MJO.

Figure 1. Description of the study area of the average position of the SACZ over SA and its subregions named: Continental SACZ (Amazonian and Coastal) and Ocean SACZ (OCS). In this map, the dotted lines indicate the division of the SACZ Continental region.

2.2. *Datasets*

The datasets were analyzed for the period from 1999 to 2018 for the events presented in Table 1. We used a reanalysis of the *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), Version 5 (ERA5), with a significantly enhanced horizontal resolution of 31 km, compared to 80 km for ERA-Interim, and an hourly output throughout [37], whose results were analyzed from 21 UTC. This time was chosen because it was verified in the OLR data, from the Satellite and Environmental Systems Division from the Center for Weather Forecasting and Climatic Studies belonging to the National Institute for Space Research (DSA/CPTEC/INPE, in Portuguese) database, that the greatest convective activity occurred during this period. The variables used to assess the large-scale circulation and dynamic processes were the zonal (u) and meridional (v) components of the wind, geopotential height, omega (w), horizontal wind divergence, and specific humidity for the low (850 hPa), medium (500 hPa), and high (250 hPa) levels of the troposphere.

For rainfall estimates, we used the satellite-based Global Precipitation Measurement (GPM)-Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG), Version 6, whose spatial resolution is 0.1 degrees [38–40]. The GPM-IMERG data used in this study (Rozante et al. [41]), hereafter referred to as MERGE, use the interpolation technique for the precipitation variable over SA that combines data from surface observations: more than 2500 data than the first version and without the bias of satellite precipitation estimates on a daily time

scale. Previously, MERGE combined estimation data from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite, but due to intermittent data, it was replaced by GPM-IMERG.

NOAA's OLR data can correctly indicate convective activities with sufficient spatial resolution around the globe, but they cannot capture the processes of convection evolution or the decay processes of convection embedded in diurnal variability due to their low temporal frequency in the equatorial tropics. Thus, OLR data from the DSA of very high temporal resolution (3 h) were used to verify the diurnal space cycle in the SA and, consequently, the SACZ events in the different phases of the MJO. The estimated OLR data are based on the works of Ceballos et al. [42], which show consistency with the National Center for Environmental Prediction's (NCEP) data, having high-quality and mainly covering extensive areas of SA every 3 h.

2.3. SACZ Events

SACZ is one of the important meteorological phenomena acting during SAMS, which is defined as a northwest–southeast band of cloudiness over SA [43], characterized by continuous rain with a typical duration of 4 days that impacts regions during its action. Its range presents spatial-temporal variability shaped by local or remote factors. In the context of the intraseasonal time scale, the onset, duration, and location of SACZ events are modulated. In other words, a convection anomaly in the SPCZ associated with one of the MJO phases can trigger convection over the SACZ, intensifying high-level troughs over the southeast of SA [13].

SACZ events were identified by two means: the first was to use the monthly Climanalysis bulletin (http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/, accessed on 10 October 2021) published by CPTEC/INPE. These online reports only correspond to the years 1996–2014; therefore, it was necessary to update the events until 2018 using another technical report also provided by the same center. The second mode of recognition was through the study presented by Rosa et al. [44], who proposed an objective, simplified, and automatic method to detect SACZ episodes based on satellites measuring OLR and confirming the related cases and adding the newly found cases, resulting in 17 (Table 1), which coincided in the austral summer.

Table 1. Identification of the 17 SACZ events with their respective MJO phase and each source of recognition.

Days (SACZ)	Month/Year	Duration (days)	MJO Phase	Source of Identification
14–18	January/1999	5	active	Herdies et al. [45]
24–28	February/1999	5	active	Herdies et al. [45]
01–08	December/2000	8	unfavorable	CPTEC/INPE
13–19	January/2003	7	active	Rosa et al. [44]
11–16	December/2005	6	unfavorable	Rosa et al. [44]
22–02	Jan./Feb/2006	9	transition	Rosa et al. [44]
12–17	February/2007	5	transition	CPTEC/INPE
11–21	December/2008	11	unfavorable	Rosa et al. [44]
20–24	January/2009	5	active	Quadro et al. [36]
09–16	February/2011	8	unfavorable	CPTEC/INPE
11–16	January/2011	6	unfavorable	CPTEC/INPE
13–18	January/2012	6	unfavorable	Rosa et al. [44]
22–25	January/2015	4	active	CPTEC/INPE
28–02	Feb./Mar./2016	4	active	Rosa et al. [44]
16–19	January/2017	4	transition	CPTEC/INPE
11–15	December/2017	4	transition	CPTEC/INPE
22–26	February/2018	5	active	CPTEC/INPE

Most of the events in 1999 to 2018 represent the classical formation of the SACZ found in the literature, such as in Herdies et al. [45] and Quadro et al. [36]. SACZ events were organized from the MJO influence phase and in similar quantities. Of the total events, most

occurred during the active phases (7), followed by unfavorable (6) and transition phases (4).

2.4. Methodology

To relate the SACZ events to the phases of the Madden–Julian Oscillation (MJO), the real-time multivariate index (RMM) defined by Wheeler and Hendon [46] and information available from the Bureau of Meteorological Research Center (BMRC) were used. According to several studies [17,47–49], the indexes that contribute to convective activity in SA are phases 1, 2, 7, and 8; therefore, in this study, they are referred as "the active phase of the MJO". Similarly, the unfavorable phases are the "unfavorable phase of the MJO" (0 and from 3 to 6) and the "transition phase MJO", indicating when SACZ occurs between the unfavorable phase and the active phase of the MJO. Thus, it was possible to verify the influence of MJO on the development of the SACZ, even in the unfavorable phases, for the occurrence of convection in summer in SA.

To verify the dynamic behavior of meteorological variables in relation to the different phases of the MJO and thus highlight the main characteristics, several composites were constructed: three days before (−3D), during (the average period of days for each SACZ event (0D) (Table 1)), and two days later (+2D) for the occurrence of the convergence zone. For example, in the SACZ event that occurred between December 11th and December 21st 2008, day 0D is the average of this 11 day period, while days −3D and +2D refer to days 8 and 23 December 2008, respectively.

3. Results

The main characteristics of the upper, medium, and lower levels of the tropospheric circulation over tropical SA during the active, unfavorable, and transition phases of MJO are described in this section.

3.1. Dynamic Circulation of the Meteorological Variables before, during, and after the SACZ

3.1.1. Composites of the Active Phase of MJO

- Upper level (250 hPa)
  The composites of the days prior (Figure 2a) to the formation of the SACZ shows the predominant presence of BH between 10° and 20° S and a TNB with the associated vortex over the AO—standard circulation found in the southern hemisphere during the summer [50]. The regions with positive horizontal divergence values were located over the northern and northeastern parts of Brazil, where there were flow difluence areas. During the SACZ days (0D, Figure 2b), the BH lengthened zonally, and the TNB shifted north from its previous position. Areas of positive horizontal divergence reduced in intensity ($9 \times 10^{-5} \cdot s^{-1}$). It is clearly shown that these areas of divergence represent the low-level convergence band, oriented in the northwest–southeast direction, which is classic of the SACZ. In Figure 2c, after the SACZ event (+2D), the center of the BH moves to the west, and the alignment of the wind divergence band becomes disfigured, indicating SACZ mischaracterization. Therefore, we observed that the BH/TNB systems and the midlatitude trough influence the spatial variability in the SACZ, providing dynamic support for the configuration. Furthermore, ascending vertical movement can be observed at medium levels (Figure 2e) along the difluence region at high levels. This corroborates the convergence at low levels along the moisture transport band from the Amazon region and from the region between the subtropical highs.
- Medium level (500 hPa)
  In Figure 2d (−3D), the negative values of omega occur over almost all of SA, mainly over the north, central-west, and southeast regions of Brazil. The geopotential height shows a slight trough with the axis positioned at 45° W, and the South Atlantic Ocean (SASH) and South Pacific Ocean (SPSH) subtropical highs are misconfigured. In the field of specific moisture (Figure 2g), the values range from 3 to 4 $g \cdot kg^{-1}$, the most

significant of which are found in the western part of the Amazon (4 to 6 $g \cdot kg^{-1}$). During the occurrence of the SACZ (0D), the negative values of vertical velocity became evenly distributed over the SACZ region (Figure 2e), and in the field of geopotential height, the trough widened and the subtropical highs organized, forming a well-established system. The same feature can also be observed in the wind field and specific moisture (Figure 2h), with moisture transport coming from the northwest side of the SASH at the ocean–continent interface and driving moisture convergence over the continent in the SACZ region. Another important aspect is the displacement of the significant specific humidity core to parts of the Brazilian states of Amazonas, Mato Grosso, and Rondônia. The structured and continuous band of negative omega values disappeared over the continent (Figure 2f), leaving only scattered nuclei. Showing behavior similar to the geopotential height are specific humidity and winds (Figure 2i), indicating the distortion of the convergence band at low levels.

Figure 2. Composites of the streamlines and horizontal divergence of wind ($1 \times 10^{-5} \cdot s^{-1}$) at 250 hPa (**a**–**c**), geopotential height and omega ($Pa \cdot s^{-1}$) at 500 hPa (**d**–**f**), specific humidity ($g \cdot kg^{-1}$) and winds at 500 hPa (**g**–**i**), and at 850 hPa (**j**–**l**) for −3D (left), 0D (center), and +2D (right) panels of the SACZ events during the active phase of the MJO.

- Lower level (850 hPa)
  At low levels, the organization of the SACZ cloudiness band depended on the wind and humidity flow for −3D (Figure 2j); we observed the trade winds entering the

continent and changing direction to the southern part of the continent upon encountering the Andes Mountains, which is known as the low level jet (LLJ). However, at 20° S, the LLJ divided into two branches: one toward the north of Argentina and the other toward the southeast region of Brazil. The specific moisture ranged from 10 to 14 $g \cdot kg^{-1}$ across the continent, while over the adjacent AO, it reduces to between 8 and 12 $g \cdot kg^{-1}$. This variable does not show an abrupt change in the different phases of setting up SACZ episodes. The main change in this atmospheric level occurs in the wind direction, as shown in Figure 2k (0D). The LLJ bifurcation that occurred on the previous day is not verified in this figure, as there is only one predominant wind direction, helping to organize the moisture channel over the SACZ region. This represents one of the main characteristics of the formation of the SACZ, corroborating the findings of many other works [17,45,51]. In the composites of +2D (Figure 2l), the wind flow over the state of Rondônia was in a north–south direction, which distinguishes the LLJ on the slopes of the Andes Mountains but with a branch still directed toward the SACZ region.

- OLR and Precipitation

  The OLR field (Figure 3a) for −3D shows intense values below 210 $W \cdot m^{-2}$ north of 20° S with an extension to the southern and southeastern part of the country, as well as on the ITCZ. The precipitation variable spatially agrees with the OLR fields (Figure 3d). The composites of 0D (Figure 3b) shows a structured OLR behavior, with a wider range of convective activity in the northwest–southeast direction, indicative of the SACZ cloudiness band. The same behavior can be observed for more intense values of OLR (<200 $W \cdot m^{-2}$) from the west of the states of Amazonas to Goiás. Precipitation cores (Figure 3e) above 30 $mm \cdot day^{-1}$ can be observed in the southwest of the AO and in the coast of the state of Amapá over the ITCZ region. After the SACZ event (+2D), an OLR band remains from the north to the southeast but with values above 210 $W \cdot m^{-2}$ (Figure 3d), whereas for precipitation (Figure 3f), the intense values localize over the coast of the southern region of Brazil, characteristic of the passage of a frontal system with intense convective activity.

Figure 3. Composites of the OLR ($W \cdot m^{-2}$) (**a**–**c**) and precipitation ($mm \cdot day^{-1}$) (**d**–**f**) for −3D (left), 0D (center), and +2D (right) panels of the SACZ events during the active phase of the MJO.

3.1.2. Composite of the Unfavorable Phase of the MJO

- Upper level (250 hPa)

The pattern of the behavior of meteorological variables at the upper levels does not differ much from the composites of the active phase of the MJO. The main distinct characteristics are found in the configuration of the BH on 0D (Figure 4b), which is broader and more symmetrical. In addition to a pronounced mid-latitude trough that extends to the north of the state of São Paulo, the positive regions of horizontal divergence confirm the SACZ over the continent with a discontinuity over the ITCZ. On +2D (Figure 4c), the emphasis is on the presence of the trough but without the associated vortex.

- Medium level (500 hPa) The day before SACZ formation, subtropical highs were poorly configured (Figure 4d) and intense negative omega values were found in the interior of the continent and in the Andes Mountains. However, on 0D (Figure 4e), this variable was more organized and agrees with the regions of divergence at the upper levels. Likewise, specific moisture values did not vary much; only the spatial behavior with values above 2 $g \cdot kg^{-1}$ (Figure 4h) remained on the continent, differing from the active phase of the MJO. This organized characteristic of moisture in the middle of the troposphere emphasizes the continental SACZ and denotes the intense role of moisture convergence at low levels. Furthermore, this result agrees with those of Carvalho et al. [17], who found cold phase years of the ENSO can contribute to the occurrence of continental SACZ. All events in this study occurred in La Niña years, indicating a possible influence of interannual variability on this spatial behavior. In composites 0D (Figure 4e), a wide trough with an axis at 50° W reaches the southern region of the country, possibly related to a cold front that propagates to the southeast region of the country, helping to organize the SACZ moisture channel. For the +2D composites (Figure 4f), the trough reduces in amplitude and reaches the north of the state of Rio Grande do Sul, while the subtropical highs penetrate more into the continent.

Figure 4. Composites of the streamlines and horizontal divergence of wind ($1 \times 10^{-5} \cdot s^{-1}$) at 250 hPa (**a**–**c**), geopotential height and omega ($Pa \cdot s^{-1}$) at 500 hPa (**d**–**f**), specific humidity ($g \cdot kg^{-1}$) and winds at 500 hPa (**g**–**i**) and at 850 hPa (**j**–**l**) for −3D (left), 0D (center), and +2D (right) panels of the SACZ events during the unfavorable phase of the MJO.

- Lower level (850 hPa)
  During an unfavorable phase of the MJO, in the −3D composites (Figure 4j), an intense and well-configured LLJ can be observed, with a bifurcation occurring at 10° S, with the specific moisture over the continent ranging from 10 to 14 $g \cdot kg^{-1}$. In the composites of days with SACZ (Figure 4k), the organization of the LLJ is directed to the southeast region, as well as the northern part of the SASH. This wind and humidity contribute to forming the convergence band and aligning it in the northwest–southeast direction. Figure 4l (+2D) shows that the flow is maintained toward southeastern Brazil and another toward northern Argentina, which limits the direction of moisture to only the SACZ region, in addition the supporting the northern branch of the winds, as it shifts its core further east, suggesting the weakening of the convergence zone.
- OLR and Precipitation
  The OLR composites for day −3D (Figure 5a) show more intense nuclei west of the Amazon, with values around 190 $W \cdot m^{-2}$. It can be observed in this field that the highest values (210–220 $W \cdot m^{-2}$) expand over the continent, which resembles the organization of the SACZ, which is characteristically also accompanied by the precipitation field (Figure 5d). For events in 0D (Figure 5b), the convergence band from the western part of the continent to the adjacent AO is verified. In this composites, the lowest OLR values are found over the continent, and the intense center, previously located in western Amazonian, is now elongated zonally up to the state of Tocantins, in agreement with the precipitation field (Figure 5e), whose daily average is 30 $mm \cdot day^{-1}$. Figure 5c in +2D, the expressive OLR values recede to the western Amazon region, and the convergence band in the northwest–southeast direction disappears. Precipitation presents point centers with more intense rates in the ITCZ region (Figure 5f) and over the Amazon–Bolivia border.

Figure 5. Composites of the OLR ($W \cdot m^{-2}$) (**a**–**c**) and precipitation ($mm \cdot day^{-1}$) (**d**–**f**) for the −3D (**left**), 0D (**center**), and +2D (**right**) panels of the SACZ events during the unfavorable phase of the MJO.

3.1.3. Composite of Transition (Unfavorable–Active) Phase of the MJO

- Upper level (250 hPa)
  Figure 6a (−3D) shows the southernmost center of the BH at 18° S, 65° W, and the TNB leaning over the continent, different from the patterns described above. Positive divergence values are significant (13×10^{-5} s), especially in the northern region. At 42° W, a trough is formed in the western flow over the AO. In the composites of

SACZ events at 0D (Figure 6b), the BH intensifies and becomes more symmetrical, consequently reinforcing the trough at mid-latitudes. Positive divergence values persist, mainly in the areas of difluence between the two systems (BH and TNB) and in front of the trough axis around 50° W. This provides a long zone of oriented convergence of the north to southeast of Brazil. On +2D (Figure 6c), BH expands to the south, and extensive areas of intense positive values of horizontal divergence spread across the continent and ocean, disorganizing the SACZ.

- Medium level (500 hPa)
  Figure 6d,g for −3D day shows that the subtropical highs are not configured, but a broad trough occurs in the southeast and south regions of Brazil. The specific humidity has significant values at this level, which suggests support of a convergence band. Conversely, negative values of the vertical velocity are distributed over a part of Brazil and continuously over the Andes mountain range from the coast of Colombia to the north of Argentina. The composites for the SACZ days (Figure 6e) show the well-configured subtropical highs, with the SPSH located in the inland of the continent. Between these two systems, the trough reaches the north of the state of São Paulo, and the omega indicates negative values organized over the continent if compared to −3D (Figure 6d). The presence of subtropical highs is evident as a broad band of specific moisture that narrows toward the southeast of the country, possibly due to the stretching of the trough. For +2D, Figure 6f,i show that the subtropical highs are positioned further away from the continent, along with the trough, which reduces in amplitude; the vertical velocity intensifies with an area in agreement with the horizontal divergence region.

Figure 6. Composites of the streamlines and horizontal divergence of wind ($1 \times 10^{-5} \cdot s^{-1}$) at 250 hPa (**a**–**c**), geopotential height and omega ($Pa \cdot s^{-1}$) at 500 hPa (**d**–**f**), specific humidity ($g \cdot kg^{-1}$) and winds at 500 hPa (**g**–**i**) and at 850 hPa (**j**–**l**) for the −3D (left), 0D (center), and +2D (right) panels of the SACZ events during the transition phase of the MJO.

- Lower level (850 hPa)
  The behavior of the wind the day before the SACZ in Figure 6j shows the direction of the wind from north to south over the states of Amazonas and Pará. An LLJ is observed along the east side of the Andes, but with a branch to the east at 18° S. Figure 6k shows a clear change in the direction in the wind in the northwestern part of the Amazon region. At that point, it changes from north to east, directing moisture to the SACZ region. Contrary to this behavior, the return of flow in the northern direction of Argentina is observed only in Figure 6l, contributing to the transport of moisture in that region, which characterizes the weakening of the convergence zone in the typical region. The specific humidity does not show wide variations in the values in the different stages of the SACZ.
- OLR and Precipitation
  The pattern for the MJO transition phase in −3D (Figure 7a) shows a band of cloudiness in the northwest–southeast direction but with a small discontinuity over the AO. Minimum OLR values of 190 $W \cdot m^{-2}$ were found over north and central-west Brazil, whose fields are aligned with the precipitation distribution (Figure 7d). Figure 8b shows a more spatially homogeneous OLR field, characterizing a more southern SACZ with less intense nuclei than the previous patterns. The intense precipitation values (Figure 7e) agree with the OLR fields with centers over the western Amazon region. Composites of the day after SACZ (Figure 7c) also differ from the patterns of the active and unfavorable phases of the MJO; the two patterns indicate the occurrence of the SACZ in the northwest–southeast direction. In this case, this is not observed: there is only one sudden shift southwards. This can be explained by the arrival and formation of a frontal system that is positioned to the south of Uruguay, whose expressive values are observed in the rain field (Figure 7f), in addition to a discontinuous band over the oceanic SACZ.

Figure 7. Main characteristics of the OLR ($W \cdot m^{-2}$) (**a**–**c**) and precipitation ($mm \cdot day^{-1}$) (**d**–**f**) for the −3D (left), 0D (center), and +2D (right) panels of the SACZ events during the transition phase of the MJO.

3.2. *Diurnal Cycle of the OLR*

From the high temporal resolution data (every 3 h) from the Division of Satellites and Environmental Systems (DSA/CPTEC/INPE), we analyzed the diurnal behavior of the cloudiness band of the SACZ compounds in the different phases of the MJO. The purpose of this assessment was to verify which time leads to intense convective activity and to identify which weather systems produce the highest volumes of precipitation. Furthermore,

we aimed to demonstrate the spatial and preferential displacement of these events, which are evident in satellite images [5,26,50].

In general, the characterization of the diurnal OLR cycle for SACZ events occurring in the favorable phase of the MJO (Figure 8a–h) shows the convective band oriented in the northwest–southeast direction, with values ranging from 310 to 220 W · m^{-2}. The lowest values (<230 W · m^{-2}) occur in the southeast region, the coast of the north/northeast region, and the south of the state of Pará and Peru. Regarding temporal evolution, values covering most of the territory at 21 UTC are observed, while the lowest convective activity occurs at 15 UTC. This is in line with the expected features off the austral summer. During the day, due to daytime heating, the surface heats up and begins to transport moisture and heat to the atmosphere through latent and sensible heat fluxes. These thermodynamic forcings, together with their dynamics, can favor the formation of cloud growth, development, and maintenance [52] and thus help create the appropriate conditions to generate convective systems.

Figure 8. Composites of the diurnal spatial cycle of the OLR to (**a**) 00 UTC, (**b**) 03 UTC, (**c**) 06 UTC, (**d**) 09 UTC, (**e**) 12 UTC, (**f**) 15 UTC, (**g**) 18UTC, and (**h**) 21UTC of the SACZ events during the active phase of the MJO.

In this sense, another feature verified in the diurnal cycle is the expressive values in the form of a homogeneous convective band over the coast of the states of Amapá, Pará, and Maranhão, suggesting a mesoscale system known as Amazon coastal squall lines (SLs) [53,54]. According to Kousky [55], these SLs are continuous convective cells originating from the sea breeze circulation, which can travel over the continent more than 400 km [53]. In Figure 8, the system formation that initiated at 18 UTC (15 Local Time (LT); Figure 8g) intensifies at 21 UTC (Figure 8h; 18 LT) and disappears at 06UTC (03 LT; Figure 8b), with a total lifetime of 9 h. This life cycle agrees with the results observed by Garsgant et al. [54]: first, convective cells start in the afternoon, then are exacerbated in the early evening, and dissipate later. Furthermore, for this case, the type of SL is identified as a convection coastline (CSL), whose displacement to the interior of the continent does not advance more than 170 km [53]. Moreover, we observed that an ITCZ is found over the continent and with a wide extension over the equatorial AO.

In the case of SACZ events occurring during the unfavorable phases of the MJO (Figure 9a–h), we observed that the diurnal cycle of the OLR identifies the cloudiness of the convergence zone from the Amazon, passing through the southeast and reaching the AO. Intense and notable values (<220 W · m^{-2}) occur on the border between the midwest and northeast regions of Brazil, south of the state of Rondônia, Colombia, and the coast of Peru. The evolution of convection starts at 18 UTC, intensifies at 21 UTC, and weakens at 9 UTC, but it is still possible to observe the persistence of a convective center with expressive

values south of the state of Rondônia at 6 UTC. This feature was not observed for the diurnal cycle of the OLR during SACZ events in the active phase of the MJO. In addition, the ITCZ convergence band narrows, and the formation of SLs was not observed.

Figure 10a–h, depicting the diurnal cycle of the OLR for the MJO transition phase, also identifies the convective band over the continent, oriented in the northwest–southeast direction. The intensity of the low OLR values appears at 18 UTC over the states of Goiás and Tocantins, peaks at 21 UTC, and reduces to 15 UTC, thus following the behavior observed in the two previous cases. In addition, the formation of the mesoscale system can be observed on the coast of the states of Pará and Maranhão at 18 UTC, intensifying at 21 UTC and dissipating at 3 UTC. The discontinuity of ITCZ activity over the equatorial Atlantic is observed at this phase; this characteristic was not observed for the two previous phases, thus suggesting a weaker convergence zone, as verified in the OLR values.

Figure 9. Composites of the diurnal spatial cycle of the OLR to (**a**) 00 UTC, (**b**) 03 UTC, (**c**) 06 UTC, (**d**) 09 UTC, (**e**) 12 UTC, (**f**) 15 UTC, (**g**) 18UTC, and (**h**) 21UTC of the SACZ events during the unfavorable phase of the MJO.

Figure 10. Composites of the diurnal spatial cycle of the OLR to (**a**) 00 UTC, (**b**) 03 UTC, (**c**) 06 UTC, (**d**) 09 UTC, (**e**) 12 UTC, (**f**) 15 UTC, (**g**) 18UTC, and (**h**) 21UTC of the SACZ events during the transition phase of the MJO.

4. Discussion and Conclusions

In general, we observed some particularities in the formation of the SACZ in the three tropospheric levels during the different phases of the MJO. In the different patterns for 0D, SACZ presented the classic behavior described in several studies [10,11,56,57]: well-organized and with the meteorological variables in phases throughout the troposphere. However, some differences were evident in the organization of each phase of the MJO, favoring the permanence of the SACZ. Although we have guaranteed equal amounts of events for each phase, the number of these was small, which makes the discussion of results limited but still contribute knowledge to the general aspects.

At 200 hPa, the BH was in a flattened form during the active phase pattern compared to in the unfavorable and transition phases; however, at these latter MJO phases, the trough embedded in the west flow was more pronounced. At medium levels, the subtropical highs appeared more defined and with a broad trough that extended north of the state of Paraná. This differs from the unfavorable phase, in which the subtropical highs (over both Pacific and Atlantic oceans) were ill-defined with an elongated depression in the south of the state of Paraná. This channel of humidity to the east of the Andes Mountains supported the frontal systems on the surface and, together with the subtropical highs, concentrated all the moisture in this layer. Furthermore, the organized characteristic of moisture extending even into the middle troposphere emphasized the continental and oceanic SACZ, denoting the intense role of moisture convergence at low levels. In this aspect, it was only possible to observe in the unfavorable phase of the MJO at average levels values above $2\ g \cdot kg^{-1}$ over the continent, characterizing the continental SACZ. One might hypothesize that the behavior was influenced by another variability (interannual, interdecadal) since all the events that occurred in this phase were in the La Niña year. For this reason, we suggest further studies to confirm this hypothesis and complement this result with the use of more events and tests with numerical models.

In the lower troposphere, the main difference between the active and unfavorable patterns was found in the wind flow, with the moisture channel being more intense in the latter. Highlights for the MJO transition pattern were only verified in the geopotential height and the wind flow fields at 500 and 850 hPa, respectively. The first level showed a trough that extended to the state of São Paulo along with the interior of the continent, whereas in the second, the winds that favor the humidity channel did not seem as evident as in the other two modes.

In the fields of OLR and precipitation, in the compounds of the active phase of the MJO in 0D, we observed spatial and intensity variability in the SACZ in a well-distributed way in its climatological position, in addition to significant values above $35\ mm \cdot day^{-1}$ in the oceanic part. In the unfavorable phase, the main highlights were significant values below $200\ W \cdot m^{-2}$ over the continent, with zonal nuclei on the border of the states of Amazonas, Pará, and Mato Grosso. In the active phase, this intense OLR center is presented in the direction of the SACZ, that is, northwest–southeast. These fields agree with precipitation values but with daily values reaching up to $25\ mm \cdot day^{-1}$. For the pattern of the transition phase, less intense centers westward over the continent and positioned to the west of the Amazon were observed, with values above $210\ W \cdot m^{-2}$, whereas for the precipitation field, the rates are similar to those of the other composites.

To show the characteristics of the atmospheric fields that can form the SACZ with the different impacts related to the MJO, we found, as expected, different behaviors in the composites in the previous days (−3D). At 250 hPa, we observed the presence of an upper-level cyclonic vortex only in the active phase pattern; at medium levels, we found an organized presence of subtropical highs. At low levels, the preponderant evidence occurred during the LLJ bifurcation. In the active phase of the MJO, the east branch of the same (westerly wind) occurred at 20° S, in agreement with the findings of Ninomiya [56]. However, during the unfavorable and transition phases, this change coincided further north at 10° S and with a more intense flow to the convergence band region. These perceptible characteristics in the behavior of the LLJ indicate a supply of more moisture

to the SACZ and a possible persistence for more than 4 days. Furthermore, the entrance of the frontal systems is also important for creating this persistence and direction of the LLJ to the convergence zone, but the differences are created by the combination of SACZ events and the different phases of the MJO, although the MJO is not the only factor causing this variability.

After the SACZ event (+2D), the composites indicated a disorganization of the horizontal and omega divergence fields, influencing the weakening of the moisture channel in the northwest–southeast direction. In addition, LLJ support directed toward northern Argentina and southern Paraguay, which clearly denotes the absence of flow directed to the convergence zone. This pattern was also verified in the OLR and precipitation fields. An observation verified at all levels and in the MJO phases was the intense values of the meteorological variables over the Andes Mountains, probably associated with the Gibbs effect [58], which is related to the representation of the topography in the spectral model.

The spatial diurnal cycle of the estimated OLR data [42] presented values above those found in the NOAA data [59] but coherent in the resolution, which can be used for studying the temporal evolution of convective processes in the South American continent. The beginning of intense convective activity started at 18 UTC, intensified at 21 UTC, and dissipated at 15 UTC. The formation of SLs occurred during the SACZ events in the active phase and during the MJO transition, with its characteristic orientation (northwest–southeast) parallel to the coast and with a life cycle of 9 h; in the unfavorable phase, this system was not verified. Notably, SLs in the Amazon are complex systems with interactions on different scales from large-scale to cloud-scale [53]. From this, associating the appearance of SLs to the different phases of the MJO, we tried to justify, through the meteorological characteristics selected in the previous section, what differed in the low and high atmospheric levels that would corroborate the formation of SLs in the Amazon. Therefore, we verified that the composites for 0D of the horizontal divergence of the wind was positive (convection at low levels) and parallel to the north coast of Brazil, as well as higher specific moisture values ($14\ g \cdot kg^{-1}$) over the continent than the ocean. This possibly favored (disfavored) the emergence of SLs in the active (unfavorable) and transition phases of the MJO. Regarding the ITCZ configuration, we identified a wider convective zone during the active phase, denoting an interaction with the SACZ convection, which reinforces the results of De Souza and Ambrizzi [23], but it narrowed in the unfavorable phase and was discontinuous during the transition phase.

Author Contributions: Conceptualization, L.P.V. and D.L.H.; methodology, L.P.V.; software, L.P.V. and J.A.A.M.; validation, L.P.V., J.A.A.M. and D.L.H.; formal analysis, L.P.V.; investigation, L.P.V.; resources, L.P.V.; data curation, L.P.V. and D.L.H.; writing—original draft preparation, L.P.V., D.L.H. and J.A.A.M.; writing—review and editing, L.P.V.; visualization, L.P.V., D.L.H. and J.A.A.M.; supervision, D.L.H.; project administration, L.P.V. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research was funded in part by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), grant number 142113/2018-2; and Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), Finance Code 001.

Institutional Review Board Statement: Not applicable.

Informed Consent Statement: Not applicable.

Data Availability Statement: Not applicable.

Acknowledgments: We thank the anonymous reviewers for their suggestions and comments for the improvement of the manuscript. The research was supported by CAPES and CNPq. This work constitutes part of L. Viana's Ph.D. dissertation at the National Institute for Spacial Research (INPE). The authors express sincere thanks to Rogerio Batista for the OLR DSA dataset.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

Abbreviations

The following abbreviations are used in this manuscript:

AO	Atlantic Ocean
BH	Bolivian High
CAS	Continental Amazonian SACZ
CCS	Continental Coastal SACZ
CSL	Coast Squall Line
CPTEC	Center for Weather Forecasting and Climate Studies
DSA	Satellite and Environmental Systems Division
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecasts
ENSO	El Niño-South Oscillation
GPM	Global Precipitation Measurement
IMERGE	Integrated MultiSatellite Retrievals for GPM
INPE	National Institute for Space Research
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
LLJ	Low Level Jet
MCS	Mesoscale Convective System
MJO	Madden–Julian Oscillation
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OCS	Oceanic SACZ
OLR	Outgoing Longwave Radiation
PSA	Pacific South-America
RMM	Real-Time Multivariate Index
SA	South America
SAMS	South American Monsoon System
SACZ	South Atlantic Convergence Zone
SASH	South Atlantic South High
SL	Squall Line
SPSH	South Pacific South High
TNB	Trough Northeast of Brazil
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission

References

1. Zhou, J.; Lau, K. Does a monsoon climate exist over South America? *J. Clim.* **1998**, *11*, 1020–1040.
2. Nogué-Paegle, J.; Mechoso, C.R.; Fu, R.; Cook, K.H.; Liebmann, B. Progress in Pan American CLIVAR research: Understanding the South American Monsoon. *Meteorologica.* **2002**, *27*, 1–30.
3. Gan, M.; Kousky, V.; Ropelewski, C. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. *J. Clim.* **2004**, *17*, 47–66.
4. 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. *J. Clim.* **2004**, *17*, 2261–2280.
5. Kousky, V.E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Rev. Bras. Meteor* **1988**, *3*, 217–231.
6. Horel, J.D.; Hahmann, A.N.; Geisler, J.E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *J. Clim.* **1989**, *2*, 1388–1403.
7. Silva Dias, P.L.; Schubert, W.H.; DeMaria, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J. Atmos. Sci.* **1983**, *40*, 2689–2707.
8. Figueroa, S.N.; Satyamurty, P.; Da Silva Dias, P.L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. *J. Atmos. Sci.* **1995**, *52*, 1573–1584.
9. Madden, R.A.; Julian, P.R. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.* **1971**, *28*, 702–708.
10. Kodama, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser. II* **1992**, *70*, 813–836.
11. Kodama, Y.M. Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part II: conditions of the circulations for generating the STCZs. *J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser. II* **1993**, *71*, 581–610.
12. Nogués-Paegle, J.; Mo, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Weather Rev.* **1997**, *125*, 279–291.
13. Liebmann, B.; Kiladis, G.N.; Marengo, J.; Ambrizzi, T.; Glick, J.D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J. Clim.* **1999**, *12*, 1877–1891.

14. Carvalho, L.M.; Jones, C.; Liebmann, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *J. Clim.* **2002**, *15*, 2377–2394.
15. Nieto Ferreira, R.; Chao, W.C. Aqua-planet simulations of the formation of the South Atlantic convergence zone. *Int. J. Climatol.* **2013**, *33*, 615–628.
16. Paegle, J.N.; Byerle, L.A.; Mo, K.C. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. *Mon. Weather Rev.* **2000**, *128*, 837–850.
17. Carvalho, L.M.; Jones, C.; Liebmann, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Clim.* **2004**, *17*, 88–108.
18. Zhang, C. Madden–Julian oscillation: Bridging weather and climate. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2013**, *94*, 1849–1870.
19. Knutson, T.R.; Weickmann, K.M. 30–60 day atmospheric oscillations: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Mon. Weather Rev.* **1987**, *115*, 1407–1436.
20. Madden, R.A.; Julian, P.R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.* **1972**, *29*, 1109–1123.
21. Chen, G. Diversity of the Global Teleconnections Associated with the Madden–Julian Oscillation. *J. Clim.* **2021**, *34*, 397–414.
22. Kousky, V.E.; Kayano, M.T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. *J. Clim.* **1994**, *7*, 1131–1143.
23. De Souza, E.B.; Ambrizzi, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. *Int. J. Climatol. J. R. Meteorol. Soc.* **2006**, *26*, 1759–1776.
24. Cunningham, C.A.C.; Cavalcanti, I.F.d.A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. *Int. J. Climatol.* **2006**, *26*, 1165–1180.
25. Alvarez, M.S.; Vera, C.S.; Kiladis, G.N.; Liebmann, B. Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. *Clim. Dyn.* **2016**, *46*, 245–262.
26. Casarin, D.; Kousky, V. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. *Rev. Bras. Meteorol.* **1986**, *1*, 83–90.
27. Vera, C.; Higgins, W.; Amador, J.; Ambrizzi, T.; Garreaud, R.; Gochis, D.; Gutzler, D.; Lettenmaier, D.; Marengo, J.; Mechoso, C.; others. Toward a unified view of the American monsoon systems. *J. Clim.* **2006**, *19*, 4977–5000.
28. Grimm, A.M. Madden–Julian Oscillation impacts on South American summer monsoon season: precipitation anomalies, extreme events, teleconnections, and role in the MJO cycle. *Clim. Dyn.* **2019**, *53*, 907–932.
29. Mayta, V.C.; Ambrizzi, T.; Espinoza, J.C.; Silva Dias, P.L. The role of the Madden–Julian oscillation on the Amazon Basin intraseasonal rainfall variability. *Int. J. Climatol.* **2019**, *39*, 343–360.
30. Vitorino, M.I.; da Silva Dias, P.; Ferreira, N. Observational study of the seasonality of the submonthly and intraseasonal signal over the tropics. *Meteorol. Atmos. Phys.* **2006**, *93*, 17–35.
31. Alves, J.; Barbosa, A.C.; Silva, E.M.; Vasconcelos Junior, F.d.C.; Silva, M.L.d.; Santos, A.; Lira, M.A.; Sombra, S.S.; others. Convective Intraseasonal Oscillations beteween Indian-Pacific and Northeasth Brazil Regions: Some Observational and Models Characteristics. *Rev. Bras. Meteorol.* **2018**, *33*, 193–206.
32. Ohsawa, T.; Ueda, H.; Hayashi, T.; Watanabe, A.; Matsumoto, J. Diurnal variations of convective activity and rainfall in tropical Asia. *J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser. II* **2001**, *79*, 333–352.
33. Zhou, L.; Wang, Y. Tropical Rainfall Measuring Mission observation and regional model study of precipitation diurnal cycle in the New Guinean region. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2006**, *111*. doi:10.1029/2006JD007243.
34. Mori, S.; Hamada, J.I.; Sakurai, N.; Fudeyasu, H.; Kawashima, M.; Hashiguchi, H.; Syamsudin, F.; Arbain, A.A.; Sulistyowati, R.; Matsumoto, J.; others. Convective systems developed along the coastline of Sumatera Island, Indonesia, observed with an X-band Doppler radar during the HARIMAU2006 campaign. *J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser. II* **2011**, *89*, 61–81.
35. Fajary, F.R.; Hadi, T.W.; Yoden, S. Contributing factors to spatiotemporal variations of Outgoing Longwave Radiation (OLR) in the tropics. *J. Clim.* **2019**, *32*, 4621–4640.
36. Quadro, M.F.L.d.; Silva Dias, M.A.; Gonçalves, L.G.; Herdies, D.L.; Berbery, E.H. Análise Climatológica da precipitação e do Transporte de umidade na região da ZCAS através da Nova geração de reanálises. *Rev. Bras. Meteorol.* **2012**, *27*, 152–162.
37. Hersbach, H.; Bell, B.; Berrisford, P.; Hirahara, S.; Horányi, A.; Muñoz-Sabater, J.; Nicolas, J.; Peubey, C.; Radu, R.; Schepers, D.; others. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2020**, *146*, 1999–2049.
38. Huffman, G.J.; Bolvin, D.T.; Braithwaite, D.; Hsu, K.; Joyce, R.; Xie, P.; Yoo, S.H. NASA global precipitation measurement (GPM) integrated multi-satellite retrievals for GPM (IMERG). *Algorithm Theor. Basis Doc. Version* **2015**, *4*, 30.
39. Huffman, G.J.; Bolvin, D.T.; Nelkin, E.J. Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) technical documentation. *NASA/GSFC Code* **2015**, *612*, 47.
40. Huffman, G.J.; Bolvin, D.T.; Nelkin, E.J. *Day 1 IMERG Final Run Release Notes;* NASA/GSFC: Greenbelt, MD, USA, 2015.
41. Rozante, J.R.; Moreira, D.S.; de Goncalves, L.G.G.; Vila, D.A. Combining TRMM and surface observations of precipitation: technique and validation over South America. *Weather Forecast.* **2010**, *25*, 885–894.
42. Ceballos, J.C.; Lima, W.F.A.; Souza, J.M.d. Outgoing longwave radiation at the top of the atmosphere: Preliminary assessment using GOES-8 Imager data. *Rev. Bras. GeofiSica* **2003**, *21*, 53–64.
43. Grimm, A.M.; Natori, A.A. Climate change and interannual variability of precipitation in South America. *Geophys. Res. Lett.* **2006**, *33*, doi:10.1029/2006GL026821.

44. Rosa, E.B.; Pezzi, L.P.; Quadro, M.F.L.D.; Brunsell, N. Automated Detection Algorithm for SACZ, Oceanic SACZ and their Climatological Features. *Front. Environ. Sci.* **2020**, *8*, 18.
45. Herdies, D.L.; da Silva, A.; Silva Dias, M.A.; Nieto Ferreira, R. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2002**, *107*, LBA-42.
46. Wheeler, M.C.; Hendon, H.H. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Weather Rev.* **2004**, *132*, 1917–1932.
47. Alvarez, M.S.; Vera, C.S.; Kiladis, G.N. MJO modulating the activity of the leading mode of intraseasonal variability in South America. *Atmosphere* **2017**, *8*, 232.
48. Shimizu, M.H.; Ambrizzi, T.; Liebmann, B. Extreme precipitation events and their relationship with ENSO and MJO phases over northern South America. *Int. J. Climatol.* **2017**, *37*, 2977–2989.
49. Grimm, A.M.; Hakoyama, L.R.; Scheibe, L.A. Active and break phases of the South American summer monsoon: MJO influence and subseasonal prediction. *Clim. Dyn.* **2021**, *56*, 3603–3624.
50. Kousky, V.E.; Gan, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus* **1981**, *33*, 538–551.
51. Jones, C.; Waliser, D.E.; Gautier, C. The influence of the Madden–Julian oscillation on ocean surface heat fluxes and sea surface temperature. *J. Clim.* **1998**, *11*, 1057–1072.
52. Mota, M.; NOBRE, C.A. Relação da variabilidade da energia potencial convectiva disponível (CAPE) com a precipitação e a alta da Bolívia durante a campanha Wet-AMC/LBA. *Rev. Bras. Meteorol.* **2006**, *21*, 344–355.
53. Cohen, J.C.; Silva Dias, M.A.; Nobre, C.A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Mon. Weather Rev.* **1995**, *123*, 3163–3174.
54. Garstang, M.; Massie Jr, H.L.; Halverson, J.; Greco, S.; Scala, J. Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Mon. Weather Rev.* **1994**, *122*, 608–622.
55. Kousky, V.E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. *Mon. Weather Rev.* **1980**, *108*, 488–498.
56. Ninomiya, K. Similarity and difference between the South Atlantic convergence zone and the Baiu frontal zone simulated by an AGCM. *J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser. II* **2007**, *85*, 277–299.
57. Nielsen, D.M.; Belém, A.L.; Marton, E.; Cataldi, M. Dynamics-based regression models for the South Atlantic Convergence Zone. *Clim. Dyn.* **2019**, *52*, 5527–5553.
58. Navarra, A.; Stern, W.F.; Miyakoda, K. Reduction of the Gibbs Oscillation in Spectral Model Simulations. *J. Clim.* **1994**, *7*, 1169–1183. doi:10.1175/1520-0442(1994)007<1169:ROTGOI>2.0.CO;2.
59. Liebmann, B.; Smith, C.A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **1996**, *77*, 1275–1277.