



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/03.16.12.40-TDI

**CONEXÕES ENTRE FONTES DE CALOR, OSCILAÇÃO
MADDEN JULIAN E VÓRTICES CICLÔNICOS DE
ALTOS NÍVEIS NA VIZINHANÇA DO NORDESTE DO
BRASIL**

Nelson Pedro António Mateus

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos Drs.
Nelson Jesuz Ferreira e Julián
David Rojo Hernández, aprovada
em 02 de março de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/426A64S>>

INPE
São José dos Campos
2020

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

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

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/03.16.12.40-TDI

**CONEXÕES ENTRE FONTES DE CALOR, OSCILAÇÃO
MADDEN JULIAN E VÓRTICES CICLÔNICOS DE
ALTOS NÍVEIS NA VIZINHANÇA DO NORDESTE DO
BRASIL**

Nelson Pedro António Mateus

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos Drs.
Nelson Jesuz Ferreira e Julián
David Rojo Hernández, aprovada
em 02 de março de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/426A64S>>

INPE
São José dos Campos
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Mateus, Nelson Pedro António.

M419c Conexões entre fontes de calor, oscilação Madden Julian e vórtices ciclônicos de altos níveis na vizinhança do nordeste do Brasil / Nelson Pedro António Mateus. – São José dos Campos : INPE, 2020.

xxii + 117 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/03.16.12.40-TDI)

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

Orientadores : Drs. Nelson Jesus Ferreira e Julián David Rojo Hernández.

1. Oscilação Madden-Julian. 2. VCANs. 3. Modelo MWG.
I.Título.

CDU 551.513



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

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

FOLHA DE APROVAÇÃO

A FOLHA DE APROVAÇÃO SERÁ INCLUIDA APÓS RESTABELECIMENTO DAS ATIVIDADES PRESENCIAIS.

Por conta da Pandemia do COVID-19, as defesas de Teses e Dissertações são realizadas por vídeo conferência, o que vem acarretando um atraso no recebimento nas folhas de aprovação.

Este trabalho foi aprovado pela Banca e possui as declarações dos orientadores (confirmando as inclusões sugeridas pela Banca) e da Biblioteca (confirmando as correções de normalização).

Assim que a Biblioteca receber a Folha de aprovação assinada, esta folha será substituída.

Qualquer dúvida, entrar em contato pelo email: pubtc@inpe.br.

Divisão de Biblioteca (DIBIB).

“Tudo o que a sua mão encontrar para fazer, faça-o com todo o seu esforço”.

SALOMÃO

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus pela capacidade e graça concedida. Aos meus familiares; em especial os meus Pais, Pedro Eduardo Mateus e Madalena Domingos António pelo apoio e ensinamentos durante toda a vida. Aos meus orientadores Dr. Nelson J. Ferreira e Dr. Julián David Rojo Hernández pela oportunidade e paciência na orientação durante o meu mestrado. .

Aos membros da banca pelas sugestões e críticas feitas.

Aos meus amigos, Jaime Fernando António, Anacleto Marito Diogo, Dário Mário Dos Santos, Eliseu De Oliveira Afonso e Manuel Agostinho Victor António. Em especial a Izandra Odete Dos Santos, pelo amor, carinho e todo apoio durante essa pesquisa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico (CNPq) pela confecção da bolsa.

RESUMO

Este trabalho avalia as conexões entre fontes de calor, Oscilação de Madden Julian (OMJ) e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) na vizinhança do Nordeste do Brasil (NEB). O período de estudo envolve o verão austral de 1980 a 2013. Para isso, foram utilizados os seguintes conjuntos de dados: Radiação de Onda Longa (ROL), vento zonal e meridional na alta e baixa troposfera, provenientes do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), dados de precipitação do Climate Prediction Center (CPC). A metodologia utilizada foi baseada em três etapas. Primeiro, caracterizou-se a variabilidade intrasazonal das fontes de calor na América do Sul (AS), nas fases convectivas da OMJ. Na segunda etapa, fez-se um levantamento da frequência dos VCANs nas oito fases da OMJ, e avaliou-se qual a preferência desses vórtices, em relação a profundidade. A terceira parte foi baseada na simulação das fases convectivas da OMJ, através do modelo de água rasa de Matsuno-Webster-Gill (MWG) na baixa troposfera. Os resultados obtidos indicam que as principais fontes de calor na AS estão localizadas na Colômbia, Bolívia, ZCIT, Amazônia, Nordeste e Sudeste do Brasil. Essas fontes de calor são mais intensas quando a OMJ se propaga nas fases F7, F8 e F1. Geralmente, nas fases F1 e F8, a intensidade das fontes de calor localizadas no Sudeste do Brasil e na ZCIT é maior para amplitudes superiores ou iguais a 2,5. Amplitudes menores que 2,5, tendem a diminuir a intensidade de Q nessas regiões. Tendo em vista que a intensidade das fontes de calor varia nas fases convectivas da OMJ, avaliou-se a frequência dos VCANs nas 8 fases. A maior ocorrência (62,2%) acontece em dias ativos, sendo que as fases F7 e F8 apresentam maior frequência. Essa característica, possivelmente está relacionada com o aumento da convecção em regiões próximas da formação desses vórtices. A menor frequência ocorre nas fases que menos impactam a AS (F6 e F5). Os resultados das simulações com o modelo MWG mostram que na fase F7, a presença de fontes de calor localizadas no Sudeste e nas ZCAS oceânica, resulta em 2 grandes centros de anomalias de circulação ciclônica, localizados na região SE e no Sul do Atlântico Sudoeste, respectivamente. As fontes de calor no NEB e no SW geram uma ampla anomalia ciclônica nas fases F1 e F8. As fontes de calor localizadas no Pacífico e Continente Marítimo influenciam para o aumento ou supressão dos movimentos verticais. A análise dos limites de amplitude, em relação à precipitação, mostrou que amplitudes entre 1 a 2,5 propiciam aumento das chuvas nas regiões Centro Oeste e NEB na fase F8. Por outro lado, na fase F1, amplitudes maiores ou iguais a 2,5 estão associadas com deficit das chuvas no Sudeste e Sul do Brasil.

Palavras-chave: Oscilação Madden-Julian. VCANs. Modelo MWG.

CONNECTIONS OF HEAT SOURCES, MADDEN JULIAN OSCILLATION AND UPPER LEVELS CYCLONIC VORTEX IN THE NEIGHBORHOOD OF NORTHEAST BRAZIL.

ABSTRACT

This work evaluates the connections among heat sources, Madden Julian Oscillation (MJO) and Upper Levels Cyclonic Vortexes (ULCV) in the neighborhood of Northeast Brazil (NEB). The study period involves the southern summer from 1980 to 2013. For this, the following data sets were used: Outgoing Long Wave Radiation (OLR), zonal and meridional wind in the upper and lower troposphere, derived from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP), and precipitation data from the Climate Prediction Center (CPC). The methodology used was based on three stages. First, the intraseasonal variability of heat sources in South America (SA) was characterized in the convective phases of MJO. In the second stage, a survey of ULCV was made to determine its eight frequency phases of MJO, and the predominance of these vortexes in relation to depth. The third stage was based on the OMJ convective phases simulation, using the shallow water model of Matsuno-Webster-Gill (MWG) in the lower troposphere. The results indicate that the main sources of heat in the SA are located in Colombia, Bolivia, ITZC, Amazonia, Northeast and Southeast Brazil. These heat sources are more intense when the MJO move in phases F7, F8 and F1. Generally, in phases F1 and F8, the intensity of the heat sources located in the Southeast of Brazil and in the ITCZ is greater for amplitudes greater than or equal to 2.5. Amplitudes less than 2.5 tend to decrease the intensity of Q in these regions. Bearing in mind that the intensity of the heat sources varies in the convective phases of MJO, the frequency of ULVC in the 8 phases was evaluated. The highest occurrence (62.2 %) happens on active days, phases F7 and F8 are common. This characteristic is possibly related to the increase in convection in regions close to the formation of these vortexes. The lowest frequency occurs in the phases that least impact SA (F6 and F5). The simulations with the MWG model, shows that in the F7 phase, the heat sources located in the Southeast and in the oceanic SAZC, results in 2 large centers of cyclonic circulation anomalies, located in the SE region and in the South Southwest Atlantic, respectively. The heat sources in NEB and SW generate a wide cyclonic anomaly in phases F1 and F8. The heat sources located in the Pacific and Maritime Continent influence the increase or suppression of vertical movements. The analysis of the amplitude limits in relation to precipitation, showed that amplitudes between 1 and 2.5 provide increased rainfall in the Midwest and NEB regions in phase F8. On the other hand, in phase F1, amplitudes greater than or equal to 2.5, are associated with deficit of rains in the Southeast and South of Brazil.

Keywords: Madden-Julian Oscillation. ULCV. MWG Model.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Representação transversal da OMJ.	6
2.2 Representação esquemática da estrutura do vento em grande escala durante a propagação da OMJ.	9
2.3 Representação do diagrama de amplitude/fase da OMJ.	11
2.4 Evolução do índice multivariado MIRLSA no diagrama de fase espacial da OMJ.	14
2.5 Processos de formação do VCAN, Clássica (a), Africana I (b), Africana II (c), Alta (d).	19
2.6 Modelo conceitual da estrutura vertical de um VCAN.	20
2.7 Modelo conceitual da estrutura físico-dinâmica de um VCAN profundo no estágio de formação.	21
2.8 Representação esquemática do modelo de Matsuno (1966), aplicado na atmosfera.	23
2.9 Resposta da onda de Kelvin a uma fonte de calor simétrica ao equador.	27
2.10 a) Resposta dinâmica (onda de Rossby) devido à presença de uma fonte de calor simétrica ao equador e b) Representação da resposta total: das ondas de Kelvin e Rossby.	29
3.1 Mapa representativo da área de estudo.	33
3.2 Resposta dinâmica do modelo MWG a uma fonte de calor simétrica ao equador na fase F5.	37
3.3 Resposta na forma de onda equatorial de Kelvin-Rossby ao aquecimento diabático simétrico ao equador. O painel superior representa a circulação vertical e zonal, e o inferior a distribuição de pressão e vento na atmosfera em 850 hPa.	37
3.4 Exemplo da representação gráfica de fontes de calor, uma colocada sobre a costa norte do NEB e outra sobre o oeste da AS.	40
4.1 Padrão médio de aquecimento diabático integrado na vertical (K/dia), para o verão austral (1980-2013).	43
4.2 Circulação em altos níveis (m/s) e divergência (s-1), durante o verão austral (1980-2013), derivado a partir das reanálises II do NCEP.	44
4.3 Variabilidade espacial da precipitação (mm/dia) durante o verão austral (1980-2013), dados derivado do CMAP.	45

4.4	Padrões médios de aquecimento diabático (K/dia) para DJF, referente às fases F7 (a), F8 (b) e F1 (c), para amplitudes maiores ou iguais que 1.	47
4.5	Padrões médios de aquecimento diabático (K/dia) para DJF, referente às fases F7 (a), F8 (b) e F1 (c), para amplitudes entre 1 a 2,5.	50
4.6	Padrões médios de aquecimento diabático (K/dia) para DJF, referente às fases F7 (a), F8 (b) e F1 (c), para amplitudes maiores que 2,5.	52
4.7	Composição do ciclo de vida da OMJ por meio de anomalias filtradas de ROL para o período de 1980 a 2013.	55
4.8	Número de ocorrências de VCANs nas fases convectivas ativas (azul), fases de supressão de convecção (verde), e fases de supressão/convecção transição (cinza).	57
4.9	Frequência relativa de VCANs nas fases convectivas (a), de supressão da convecção (b e c), respectivamente.	59
4.10	Localização dos VCANs nas fases da OMJ.	62
4.11	Compostos dos campos de ventos (linhas de corrente) em 300 hPa, para as fases convectivas da OMJ F7(a), F8(b) e F1(c), e com amplitudes entre 1 a 2,5.	65
4.12	Semelhante a Figura 4.11, mas para amplitudes maiores ou iguais a 2,5.	67
4.13	(a) Campo de vento (linhas de corrente) em 300 hPa e (b) aquecimento diabático (Q) na fase F3 da OMJ.	69
4.14	Compostos dos campos de vento (linhas de corrente) para as fases de supressão da convecção (F4 (a), F5 (b) e F6 (c)).	70
4.15	Diagrama esquemático que ilustra a estrutura tridimensional da OMJ.	73
4.16	Anomalias do vento (m/s) no nível de 850 hPa e de radiação de onda longa em w/m^2 (sombreado verde e amarelo) e b) Anomalias de precipitação (mm/dia) na fase F7 da OMJ.	75
4.17	Anomalias de vento (m/s) no nível de 850 hPa e de radiação de onda longa (w/m^2) (sombreado verde e amarelo) nas fases F8 (a) e F1 (b).	77
4.18	Anomalias de precipitação (mm/dia) nas fases F8 (a) e F1 (b) da OMJ.	78
4.19	a) Geometria da fonte de calor simétrica ao equador e b) resposta dinâmica do modelo devido a essa fonte, os vetores representam a velocidade do vento (adimensionais).	80
4.20	c) Geometria da fonte de calor assimétrica ao equador e d) resposta dinâmica devido à fonte de calor assimétrica ao equador.	81
4.21	a) Geometria da fonte de calor nas regiões Sudeste e sul do NEB e b) Resposta dinâmica à geometria localizada nessas regiões.	83
4.22	Fonte de calor sobre a região do Pacífico e sumidouro sobre o Oceano Índico e parte do Continente Marítimo.	85

4.23	a) Resposta dinâmica do modelo com as fontes de calor sobre o Pacífico, Índico e África, b) Geometria das fontes de calor no NEB, SE, BL e o sumidouro (azul), c) Resposta dinâmica do modelo na fase F7.	86
4.24	(a e c) Geometria da fonte de calor no NEB, SE, BL e sumidouro F1 e (d e b) resposta dinâmica das fontes de calor na fase F1.	90
4.25	Mesmo que a Figura 4.20 mas para fase F1.	94
4.26	a) Geometria da fonte de calor no NEB e SE para fase F1 e b) Resposta dinâmica das fontes de calor na fase F1.	95
4.27	Semelhante a Figura 4.22 mas para fase (F1).	96
4.28	Mesmo que a Figura 4.26, com todas as fontes adicionadas, incluindo sumidouro (cor azul) para fase F1.	97
4.29	Anomalias de precipitação (mm/dia) para a fase F8 da OMJ, para amplitudes entre 1 a 2,5 (a) e maior que 2,5(b).	99
4.30	Anomalias de precipitação (mm/dia) para a fase F1 da OMJ para amplitudes entre 1 e 2,5 (a) e maiores que 2,5(b).	100
4.31	Diagrama esquemático da propagação da OMJ nas fases de supressão da convecção F3 e F4 (a), e nas fases convectivas F8 e F1 (b).	102
4.32	Diagrama esquemático das conexões entre as principais fontes de calor, fases da OMJ e os VCANs.	103

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Parametrizações do modelo MWG utilizadas nesse estudo.	39
4.1 Ventos zonal mínimo, máximo e velocidade vertical para a fonte de calor simétrica (caso 1) e assimétrica (caso 2).	79
4.2 Valores máximos e mínimos do vento zonal e velocidade vertical máxima.	85
4.3 Valores máximos e mínimos do vento zonal e velocidade vertical máxima na fase F8.	92
4.4 Valores máximos e mínimos do vento zonal e velocidade vertical máxima da fase F1.	98

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ATN	–	Atlântico Norte
AS	–	América do Sul
AB	–	Alta da Bolívia
AF	–	África
BL	–	Bolívia
CL	–	Colômbia
EOFs	–	Funções Ortogonais Empíricas
MERI.SA	–	Índice Multivariado intrassazonal
MCA	–	Análise de covariância máxima
MWG	–	Modelo de Matsuno, Webster e Gill
MV	–	Movimentos Verticais
NEB	–	Nordeste
OLR	–	Radiação de Onda Longa
OMJ	–	Oscilação Madden-Julian
PCs	–	Par de componentes Principais
PC	–	Pacífico
RMM	–	Multivariate Madden-Julian Oscillation
SW	–	Sudoeste
SE	–	Sudeste
U200	–	Componente do vento zonal em 200 hPa
U850	–	Componente do Vento na Meridional em 850 hPa
VCANs	–	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	–	Zona de convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 A Oscilação Madden-Julian (OMJ)	5
2.1.1 Características da OMJ	7
2.1.2 Monitoramento da OMJ	9
2.2 Estrutura do aquecimento diabático nas fases da OMJ	12
2.3 Impactos da OMJ na precipitação sobre a América do Sul	12
2.4 Alta da Bolívia (AB)	14
2.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)	16
2.6 Vórtices Ciclônicos de Altos níveis (VCAN)	17
2.6.1 Estrutura vertical, variação sazonal e interanual.	19
2.7 O modelo de Matsuno-Webster-Gill (MWG)	22
2.7.1 Demonstração analítica da solução do MWG para uma fonte de calor simétrica ao equador.	26
3 DADOS E METODOLOGIA	31
3.1 Conjunto de dados	31
3.2 Metodologia	32
3.3 Índice RMM	33
3.4 Estimativa do aquecimento diabático	34
3.5 Construções do ciclo de vida para determinar as fases de convecção ativa e supressão da convecção	34
3.6 Relações das fases com a frequência e profundidade dos VCANs	35
3.7 Modelagem das fontes de calor nas fases da OMJ com o modelo MWG	36
3.7.1 Adição da fonte de calor	38
3.7.2 Deslocamento da fonte de calor	39
4 RESULTADOS	41
4.1 Variabilidade sazonal e intrassazonal do aquecimento diabático integrado verticalmente, durante o verão austral na América do Sul.	41
4.1.1 Variabilidade sazonal do aquecimento diabático (Q)	41
4.2 Variabilidades intrassazonal de Q nas fases da OMJ.	45

4.2.1	Compostos de Q para as fases F1, F7 e F8 da OMJ para amplitudes maiores ou iguais a 1.	46
4.2.2	Compostos de Q para amplitude da OMJ entre 1 a 2,5.	47
4.2.3	Compostos de Q para amplitude da OMJ maior que 2,5	50
4.2.4	Sumário e discussões	52
4.3	Variabilidade intrassazonal da convecção na AS durante o ciclo de vida da OMJ.	54
4.4	Frequência de VCANs durante as fases da OMJ	56
4.4.1	Análise da profundidade dos VCANs ao longo das fases da OMJ	58
4.5	Estrutura horizontal dos VCANs ao longo das fases da OMJ	64
4.5.1	Compostos dos campos de vento (linhas de corrente) em 300 hPa, durante as fases convectivas (F7, F8 e F1), amplitudes maiores ou iguais a 2.5	66
4.5.2	Compostos dos campos de vento (linhas de corrente) em 300 hPa, durante as fases de supressão da convecção.	67
4.5.3	Sumário e discussões	70
4.6	MODELAGEM DAS FASES CONVECTIVAS DA OMJ: MODELO MWG	73
4.6.1	Introdução	73
4.6.2	Características observacionais da propagação da OMJ	75
4.7	Simulação numérica da fase F7 (850 hPa) com o modelo MWG	78
4.8	Simulação numérica da fase F8 (850 hPa) com o modelo MWG	87
4.8.1	Simulação numérica da fase F1 (850 hPa) com o modelo MWG	92
4.9	Variações da precipitação em função da amplitude da OMJ	98
4.9.1	Sumário e discussões	100
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	105
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	109

1 INTRODUÇÃO

A Oscilação de Madden e Julian (OMJ) é o modo equatorial mais importante na escala intrasazonal, com impactos nas distribuições anômalas da precipitação nos trópicos e subtropicais (MADDEN; JULIAN, 1971; MADDEN; JULIAN, 1972; KAYANO; KOUSKY, 1999). A OMJ é caracterizada por se propagar lentamente para leste, onde as fontes de calor no Pacífico e Índico desempenham um papel importante em acioná-la (YAMAGATA; HAYASHI, 1984). Kayano e Kousky (1999) observaram que a escala temporal da OMJ modula a precipitação em áreas de estações chuvosas curtas, como no nordeste do Brasil (NEB), sudeste da África e noroeste da Austrália. De acordo com Grimm (2012) e Barreto et al. (2019), as perturbações associadas com o início das fases positivas (F7, F8, F1) entre a América do Sul (AS) e África, exibem trens de ondas conectando ambos os continentes com anomalias ciclônicas à sudeste das regiões localizadas na África. Quando a OMJ se propaga ao redor do globo, as fases F8 e F1 proporcionam aumento da precipitação na AS, e as fases de F3, F4 e F5 contribuem para atenuação. Nesse contexto, a passagem da OMJ pode efetivamente modificar a atividade convectiva associada à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e assim alterar o sinal da precipitação regional no NEB (TEIXEIRA, 2008).

De acordo com Nascimento e Brito (2002), as variações climáticas da OMJ sobre os trópicos, podem influenciar alguns sistemas meteorológicos de escala sinótica, tais como os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCANs) e instabilidades provocadas pelo posicionamento das frentes frias. O VCANs é um dos sistemas meteorológicos que provoca alterações no tempo na região do NEB (GAN; KOUSKY, 1986; MORAIS, 2016; SILVA et al., 2006). Eles são mais frequentes nas estações da primavera, verão e outono e originam-se acima de 9000 m. Em latitudes baixas, eles podem permanecer na região tropical por longos períodos de tempo (semanas) e durante os eventuais deslocamentos para latitudes mais altas, geralmente eles crescem e intensificam-se. Além disso, eles são caracterizados por movimentos irregulares, movendo-se tanto para leste como para oeste (KOUSKY; GAN, 1981; GAN, 1982). Assim como a OMJ é acionada pelas principais fontes de calor localizadas na região tropical, as fontes de calor, num contexto regional, constituem-se em mecanismos importantes para formação e inclinação para leste ou oeste dos VCANs (BONATTI; RAO, 1987; LENTERS; COOK, 1996; FIGUEROA, 1999; MISHRA et al., 2001; MORAIS, 2016).

Os trabalhos de [SilvaDias et al. \(1983\)](#) e [DeMaria \(1985\)](#), mostraram que a Alta da Bolívia (AB) é resultado do calor latente liberado sobre a bacia amazônica. Nesse contexto, o particionamento da resposta nos modos Kelvin, Rossby, gravidade e mista Rossby-gravidade, é resposta a esse aquecimento imposto. Assim, quando constatadas essas características, um sistema de alta pressão semelhante a AB se desenvolve com duas características distintas: uma a onda de propagação para leste representando a onda de Kelvin, e uma onda de Rossby de propagação para oeste. Inobstante a esses resultados, nesses estudos o VCAN não foi representado, porém, uma depressão fraca se desenvolveu na resposta transitória próximo ao NEB. Entretanto, esse resultado mostra que o VCAN não é resposta linear direta de uma fonte de calor. Dessa forma, os efeitos não lineares são importantes para formação desse vórtice.

Por outro lado, as fontes de calor em várias regiões podem contribuir para formação e variação espacial dos VCANs ([LENTERS; COOK, 1996](#); [FIGUEROA, 1999](#)). Assim, nos locais onde a convecção associada à OMJ está ativa, a liberação de calor latente associada à convecção produz baixas (altas) pressões nas camadas inferiores (superiores) da troposfera, e movimentos ascendentes que afetam a circulação atmosférica. Dessa forma, é razoável supor que a intensidade da amplitude da OMJ em suas diferentes fases, podem causar impactos significativos na frequência e profundidade dos VCANs, em razão da variação das fontes de calor nessas fases. Outro aspecto é que as fases convectivas e de supressão geralmente estão concentradas na faixa leste da AS, área de atuação desses vórtices.

Importante destacar que a maior parte da atividade convectiva nos trópicos encontra-se em três áreas continentais, ou seja, na África, América do Sul e Austrália. Essas áreas modulam o ciclo hidrológico e o clima dessas regiões. No presente estudo, propõe-se utilizar o modelo de Matsuno–Webster–Gill (MWG), que é um modelo analítico simples de duas camadas, para elucidar algumas características básicas da resposta da atmosfera tropical a uma fonte de aquecimento diabático estacionária, associadas ao período ativo das fases convectivas da OMJ nos trópicos da AS.

Neste contexto, o modelo é projetado para diagnosticar como a resposta ao aquecimento varia na horizontal nas fases da OMJ. Esse aquecimento equivale a aumentar a quantidade do fluido de alta temperatura potencial, isto é, a transferência de massa da camada inferior para a camada superior ([GILL, 1980](#)). Esse enfoque possibilita diagnosticar a circulação troposférica resultante à luz de ondas de Rossby e Kelvin e

caracterizar os principais sistemas atuantes nas fases da OMJ. Importante enfatizar que o modelo aqui nesse estudo é projetado para elucidar as diferentes características da circulação na baixa troposfera como resposta às fontes nas principais fases da OMJ, e avaliar como essa dinâmica influencia a frequência e a estrutura vertical desses vórtices. Estudos anteriores como os de [SilvaDias et al. \(1983\)](#), [DeMaria \(1985\)](#), [Gandu e SilvaDias \(1998\)](#), já avaliaram como a circulação troposférica responde a fontes de calor na Amazônia e regiões adjacentes, elucidando inúmeros aspectos observacionais dos sistemas de tempo dominantes. Entretanto, diversas características dinâmicas sobre como a atividade convectiva na escala intrasazonal está associada com sistemas de tempo regional como os VCANs, ainda não foram exploradas.

Observa-se que, quando as fases ativas da OMJ impactam a AS, as anomalias ciclônicas estão confinadas na vizinhança do NEB, influenciando o regime de tempo nessa região. Considerando-se que a frequência dos VCANs é maior no verão e que a OMJ atinge intensidade maior (maiores valores na amplitude) nesta estação, deve haver conexões dinâmicas entre esses fatores ([ZHANG; DONG, 2004](#)). Além disso, na ótica da distribuição de aquecimento diabático, o verão é a estação com aquecimento localizado em diferentes partes da AS ([LING; ZHANG, 2013](#)). Nesse contexto, justifica-se aplicar um modelo simples de duas camadas para diagnosticar a circulação troposférica em resposta a fontes de calor estacionárias nas fases de convecção da OMJ.

O objetivo geral deste trabalho é estudar as conexões dinâmicas das fontes de calor nas fases da OMJ, e seu impacto na frequência e profundidade dos VCANs na vizinhança do Nordeste do Brasil. Especificamente pretende-se:

- 1) Caracterizar a circulação troposférica e a atividade convectiva associada aos VCANs nas diferentes fases da OMJ durante verão.
- 2) Avaliar a frequência e profundidade dos VCANs nas fases da OMJ associadas a intensificação e supressão da convecção.
- 3) Diagnosticar as respostas atmosféricas e os impactos devido à presença de fontes de calor na baixa troposfera (850 hPa) nos trópicos da AS, durante o verão austral nas fases da OMJ, isso através de um modelo simplificado para estudar o processo de ajuste do campo de massa e do vento à uma fonte de calor.

Estruturou-se a dissertação em 4 etapas. A primeira compreende a introdução e a segunda a fundamentação teórica onde são abordados diversos assuntos ligados

ao tema, a terceira compreende a apresentação dos resultados, que foi dividida em 3 etapas: caracterização da variação intrasazonal das fontes de calor na América do Sul durante a propagação da OMJ nas fases convectivas. Na segunda etapa, fez-se um levantamento da frequência dos VCANs nas oito fases e se avaliou qual a preferência desses vórtice em relação a profundidade nessas fases. A terceira foi baseada na simulação das fases convectivas da OMJ, através do modelo MWG na baixa troposfera (850 hPa). Na quarta etapa do presente trabalho apresenta-se as principais conclusões obtidas.

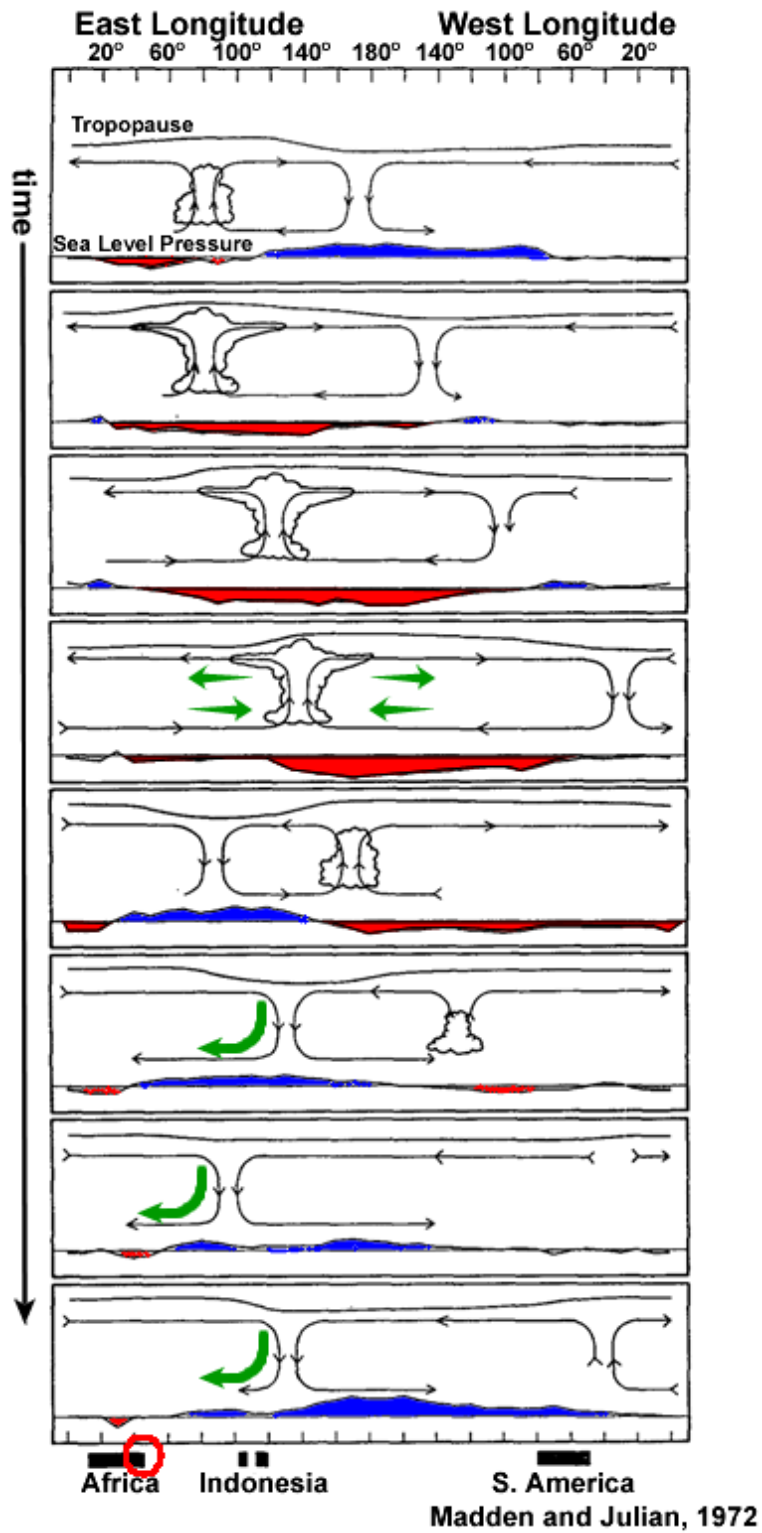
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 A Oscilação Madden-Julian (OMJ)

A Oscilação Madden-Julian (OMJ) é o principal mecanismo que controla a variabilidade intrasazonal nos trópicos. No início da década de 70, Roland Madden e Paul Julian, observaram oscilações regulares nos ventos e a existência de fortes relações entre a pressão na superfície do mar, vento zonal e temperatura em vários níveis atmosféricos. As oscilações regulares nessas variáveis, apresentaram duração de 30-60 dias (caracterizado até então como o período de duração média da OMJ). O comportamento característico da OMJ é observado através de uma ampla região de convecção que se inicia no ocidente do Oceano Índico Tropical e se propaga em direção ao ocidente do Oceano Pacífico, gerando aumento de chuvas no norte da Austrália e na Indonésia (MADDEN; JULIAN, 1971; MADDEN; JULIAN, 1972).

A OMJ afeta toda troposfera tropical, mas é mais evidente nos Oceanos Índico e Pacífico Oeste, envolvendo variação no vento, temperatura, pressão e precipitação. A Figura 2.1 ilustra a representação transversal da OMJ, onde as áreas coloridas representam variações da pressão, a cor azul são anomalias positivas de pressão e a vermelha as anomalias negativas. Observa-se nessa figura, uma rápida propagação para leste de uma anomalia negativa de pressão. De acordo com Madden e Julian (1971) e Madden e Julian (1972), a convecção se concentra primeiro no Oceano Índico com anomalias de baixa pressão que se propagam rapidamente para leste. Além disso, a nebulosidade associada tende a se dissipar à medida que se aproxima do Pacífico ocidental, devido às águas frias do oceano, porém, os sinais dos ventos continuam presentes e se propagam em direção ao Pacífico ocidental, América do Sul e Atlântico tropical.

Figura 2.1 - Representação transversal da OMJ.



Setas indicam direção do vento, as áreas coloridas representam a pressão na superfície, sombreado azul (anomalias positivas) e vermelho (anomalias negativas).

Fonte: Madden e Julian (1972).

2.1.1 Características da OMJ

A propagação lenta para Leste da OMJ é fundamental para explicar a periodicidade de 30 a 60 dias. Nesse sentido, vários estudos exploraram diversos aspectos dinâmicos da propagação da OMJ na ótica de teorias lineares e não lineares. De acordo com [Raupp e SilvaDias \(2006\)](#), as interações não lineares entre ondas equatoriais geram modos de alta frequência que influenciam na geração das variabilidades intrasazonais ou de períodos mais longos (sazonais ou interanuais) do fluxo atmosférico. O estudo minucioso de [Wang et al. \(2016\)](#) utilizaram o modelo Matsuno – Gill incorporando o feedback de umidade, precipitação e uma parametrização cumulus simplificada do tipo Betts – Miller (BM). Os resultados desse estudo foi muito importante para explicar a dinâmica de propagação para Leste da OMJ. Por exemplo, de acordo aos autores, a dinâmica da umidade acoplada ao atrito produz um sistema instável em escala planetária equatorial, que se move lentamente para leste através das ondas Kelvin-Rossby acopladas. Por outro lado, a convergência de umidade da camada limite planetária leva a convecção principal e o feedback de umidade no esquema BM reforça o acoplamento entre o aquecimento da precipitação e aprimora o componente do modo Rossby na OMJ. Essas características diminuem a propagação para leste, resultando em uma estrutura horizontal mais realística. Assim, os resultados desse estudo permitem concluir que o feedback da convergência de atrito na camada limite acopla as ondas equatoriais de Kelvin e Rossby, e junto com o aquecimento convectivo definem a preferência de propagação da OMJ para o Leste.

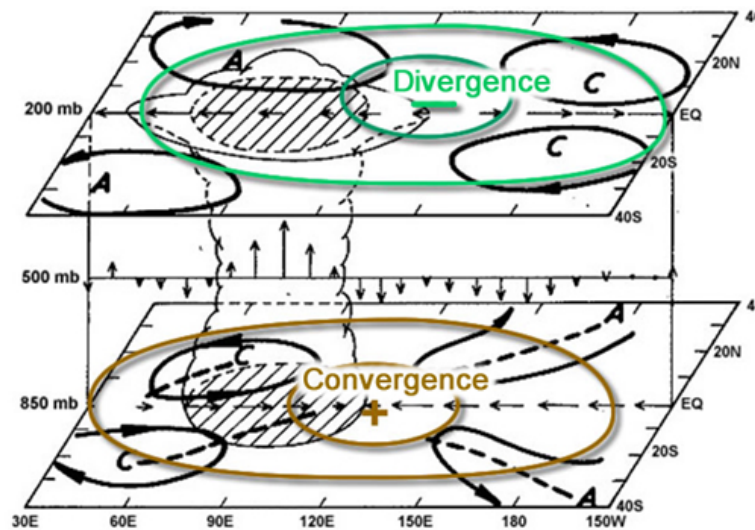
A OMJ atua como um sistema acoplado oceano-atmosfera. A componente atmosférica é caracterizada como uma oscilação em torno do equador, que se propaga para leste à partir do Continente Marítimo com uma velocidade de fase de cerca de 5 m/s. A escala espacial atmosférica da OMJ, pode ser descrita em termos de um comprimento de onda local de aproximadamente 12.000 a 20.000 km. A componente oceânica tem uma oscilação com um período um pouco maior que 60 a 75 dias. As características dessa componente podem ser observadas nos campos de temperatura da superfície do mar (SST), profundidade da camada mista, fluxo de calor latente da superfície e estresse do vento na superfície ([WEICKMANN et al., 1985](#); [MALONEY; KIEHL, 2002](#)).

À medida que a OMJ se organiza em toda região tropical, resulta em condições favoráveis para o aumento da precipitação em metade dos trópicos, do mesmo modo, ela atenua a precipitação na outra metade dos trópicos. Além dessa característica, quando a OMJ se propaga para leste, qualquer área específica nos trópicos, experi-

menta períodos alternados de chuva acentuada e suprimida durante o ciclo de vida dessa oscilação. Normalmente, a atividade da OMJ é maior durante o outono, inverno e início da primavera do Hemisfério Norte (HN), sendo que em média anualmente observam-se três períodos ativos (GOTTSCHALCK et al., 2010).

Ao combinar muitos eventos de OMJ na forma de composições, obtém-se uma representação idealizada da estrutura tridimensional dessa oscilação (Figura 2.2; (RUI; WANG, 1990)). Dessa estrutura tridimensional, percebe-se que quando a convecção está ativa no Oceano Índico Tropical e na Indonésia, os ventos anômalos equatoriais de leste e oeste em altos níveis, deslocam-se da região de convecção e se associam ao anticiclone que gira ao redor e a leste da região convectiva. Por outro lado, são observados giros ciclônicos atrás da área convectiva (na região de supressão) em ambos os hemisférios que representam a resposta rotacional à fonte de calor centrada no equador, de acordo com o modelo de Gill. Nas áreas onde a convecção está ativa, a liberação de calor latente de condensação produz baixa pressão e movimentos ascendentes. Outro resultado associado a essa condição (convecção ativa) é a convergência de umidade em grande escala na baixa troposfera, que por sua vez estimula a convecção (GOTTSCHALCK et al., 2010).

Figura 2.2 - Representação esquemática da estrutura do vento em grande escala durante a propagação da OMJ.



A nuvem indica simbolicamente o centro convectivo, as setas representam os ventos anômalos em 850 e 200 hPa e os movimentos verticais em 500 hPa, A- Refere-se a anomalia anticiclônica e C- anomalia ciclônica.

Fonte: Rui e Wang (1990).

2.1.2 Monitoramento da OMJ

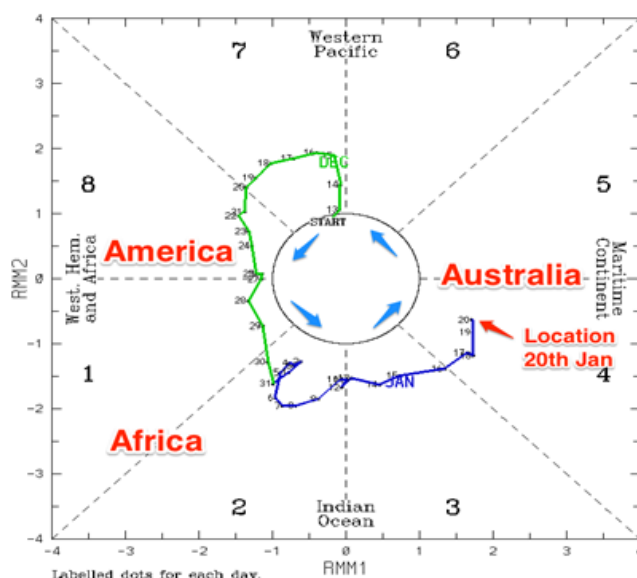
O interesse na previsibilidade da OMJ constitui-se um fator importante para compreensão da variabilidade intrasazonal. Modelos dinâmicos geralmente não preveem bem a OMJ, em parte devido às dificuldades relacionadas ao tratamento matemático correto dos processos convectivos tropicais (chuvas), ou seja, os modelos com maior resolução espacial, conseguem reproduzir de forma muito mais realística o espectro de potência dos campos atmosféricos na escala temporal intrasazonal. Normalmente esses modelos apresentam melhores parametrizações da convecção, pós, o problema de multiescala é melhor tratado. Portanto, é preciso simular bem as pequenas escalas (convectivas) para que as grandes escalas características a OMJ possam ser bem descritas (WANG et al., 2016). Considerando os fatores supramencionados, um índice para monitoramento da OMJ, foi proposto por Wheeler e Hendon (2004), referido como WHO4. Trata-se de um método para monitoramento e previsão estatística dos seus efeitos climáticos. Este método, descreve de forma eficiente a variabilidade da OMJ associada à circulação atmosférica.

O estudo feito por WHO4, propôs um método em que a maior parte do sinal da OMJ, pode ser captado através de dados diários filtrados de anomalias de onda longa (ROL) e de vento em altos (200 hPa) e baixos níveis (850 hPa), para as latitudes entre 15°N e 15°S. A projeção por meio de EOFs (funções ortogonais empíricas) apresentada por WHO4, tornou-se útil para filtrar outras variabilidades em escalas de tempo semelhante ao da OMJ. A aplicação dessa técnica, permite a construção de um índice multivariado usualmente chamado de RMM (Multivariate Madden-Julian Oscillation), obtido através do cálculo de EOFs combinados das variáveis supramencionadas.

A combinação dos pares de EOFs é capaz de explicar o sinal da OMJ em diferentes partes do globo. A EOFs 1, explica a situação em que a OMJ produz convecção (anomalias negativas de ROL) nas regiões do Continente Marítimo e Índonesia, a EOFs 2 mostra anomalias elevadas sobre o Oceano Pacífico Oeste, e os padrões de vento. Neste contexto, o par de componentes principais (PCs) forma o índice desejado (Figura 2.3), denominado de RMM1 e RMM2.

A fase da OMJ determina em que parte da região tropical está presente o sinal mais intenso (convecção/supressão). Essas informações podem ser sintetizadas em um diagrama espaço/fase, como mostrado na Figura 2.3. As linhas verde e azul representam a propagação da OMJ. Quanto maior for a intensidade da OMJ mais afastadas do círculo central serão essas linhas. Para atividade da OMJ fraca as linhas ficarão próximas à origem. Os números compreendidos de 1 a 8 dentro da imagem, representam as fases da OMJ e a sua localização geográfica. Para que eventos fracos da OMJ não influenciem na composição das fases, WHO4 incluíram somente eventos com amplitudes maiores ou iguais a 1.

Figura 2.3 - Representação do diagrama de amplitude/fase da OMJ.



Linhas verdes e azuis representam a propagação da OMJ, os números próximos às linhas representam dias em que a OMJ está ativa. Os números de 1 a 8, localizados no campo superior da figura, representam as fases da OMJ e a sua respectiva localização geográfica.

Fonte: Wheeler e Hendon (2004).

Além do índice RMM abordado por WHO4, Jones e Carvalho (2012) baseado no mesmo critério elaboraram o índice JC. Esse índice é semelhante ao índice RMM com diferenças na divisão das fases, ou seja, no índice JC são considerados 9 fases, para as fases de 1 a 8 a interpretação é semelhante ao índice RMM, porém, a fase 0 corresponde aos dias em que a OMJ estava inativa. Por outro lado, assim como no índice RMM a convecção no JC é máxima no Hemisfério Ocidental e na África nas fases F8 e F1. Nas fases F2 e F3, o envelope convectivo migra para o Oceano Índico e continente Marítimo e durante as fases F6, F5 e F7 a convecção está localizada no Pacífico Ocidental e parte leste da AS (F7). Entretanto, a fase 0 surge quando nenhuma dessas características é observada, o que torna essa informação o diferencial com relação ao índice RMM (JONES; CARVALHO, 2012).

Posteriormente Kiladis et al. (2014), elaboraram um índice baseado apenas em convecção, a interpretação das fases é semelhante ao de Jones e Carvalho (2012), porém a amplitude média dos vetores PC1 e PC2 deve ser maior que 0,75 para se considerar um dia ativo da OMJ, o diferencial desse índice é que tem como objectivo avaliar apenas a convecção associada a OMJ.

2.2 Estrutura do aquecimento diabático nas fases da OMJ

A estrutura do aquecimento diabático nas fases da OMJ foi abordado por Jiang et al. (2011). Aproveitando os conjuntos de dados das reanálises do MERRA, CFS-R, ERA-interim e as estimativas de aquecimento diabático com base na Missão de Medição de Chuva Tropical (TRMM), os autores avaliaram a estrutura do aquecimento anômalo nas diferentes reanálises. Assim, dos resultados encontrados, constatou-se que: em geral todas as reanálises representam o padrão das anomalias convectivas nas fases da OMJ, ou seja, anomalias positivas de aquecimento diabático são observado no oceano Índico e a medida que a OMJ vai avançando de fase, essas anomalias alcançam o continente Marítimo e desaparecem quando chegam no Oeste do Pacífico, confirmando assim a estrutura da convecção normalmente observada durante a propagação dessa oscilação. Porém, a estrutura vertical do aquecimento diabático apresenta algumas discrepância entre as reanálises. Por exemplo, Os conjuntos de dados do TRMM, não captura adequadamente evolução da propagação da OMJ no continente Marítimo. De acordo com os autores, essa situação pode estar associada às incertezas envolvidas nas estimativas do TRMM.

2.3 Impactos da OMJ na precipitação sobre a América do Sul

A modulação da precipitação está relacionada com a extensão de uma banda convectiva quase estacionária. Vários estudos documentaram o forte impacto da OMJ na precipitação em várias regiões do mundo. Esses estudos verificaram que a oscilação tem um forte sinal sazonal, com maior intensidade nas estações de verão e outono, favorecendo assim o desenvolvimento da estação chuvosa no Brasil (MADDEN; JULIAN, 1971; MADDEN; JULIAN, 1972; HENDON; SALBY, 1994; MADDEN; JULIAN, 1994; MALONEY; HARTMANN, 2001; NASCIMENTO; BRITO, 2002; ZHANG; DONG, 2004; GRIMM, 2012; BARRETO et al., 2017).

Grimm (2012) analisou o impacto de cada fase da OMJ sobre a precipitação diária na AS, os resultados obtidos indicam que o impacto dessa oscilação é mais forte nas fases F8, F1 (aumento da precipitação), F4 e F5 (redução da precipitação). Outro resultado interessante, foi observado no campo de função de corrente em 200 hPa,

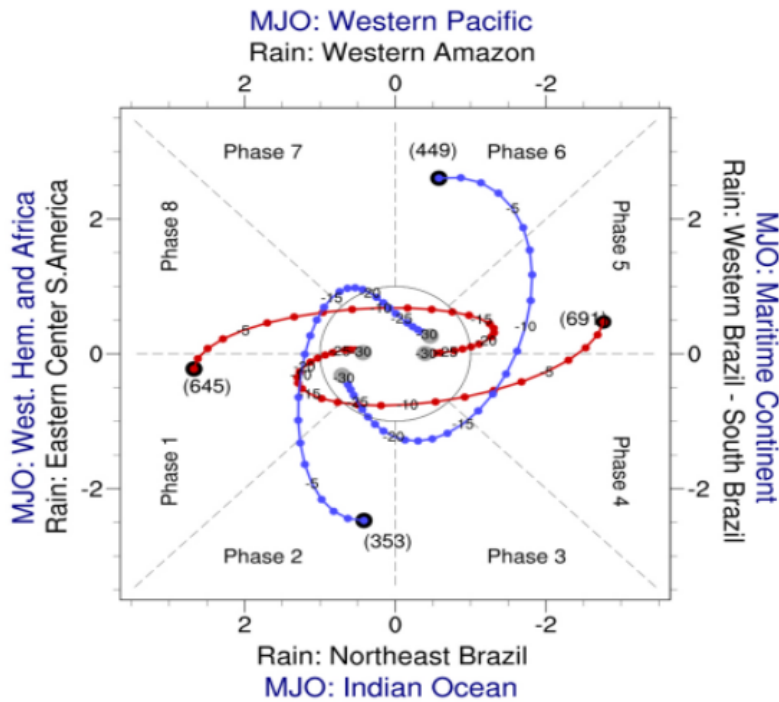
onde as perturbações associadas ao início da fase positiva de oscilações intrassazonais de precipitação, exibem trens de onda, conectando ambos os continentes e a presença de um centro ciclônico à sudoeste da África.

Barreto et al. (2019) desenvolveram um Índice Multivariado intrasazonal (MIRI.SA, sigla em inglês) que capta a relação entre o sinal da OMJ e a conexão com a precipitação intrasazonal na região tropical do Brasil. Uma das motivações para a criação desse índice, consistiu no fato de que as abordagens anteriores por WHO4 capturarem a variabilidade intrasazonal em escala global, mas não eventos extremos em escalas regionais. Desta forma, Barreto et al. propuseram a substituição da abordagem multivariada do tipo EOFs, pela análise da covariância máxima (MCA, sigla em inglês), para caracterizar o sinal intrasazonal.

O resultado de Barreto et al. com relação ao padrão dominante de precipitação na AS, não discordou do proposto por Grimm (2012). Nesse estudo, as fases (8+1) e (4+5), apresentam fortes anomalias de convecção no Continente Marítimo e na AS, mas com sinais opostos, esses padrões representam o modo dominante da precipitação na AS. As outras fases são transitórias, e estão relacionados com um modo secundário da precipitação na AS (BARRETO et al., 2019).

Neste estudo foi apresentado um diagrama de fase que representa locais com precipitação positiva na AS. A construção desse diagrama foi proposto com a finalidade de ajudar a monitorar eventos extremos de precipitação (Figura 2.4).

Figura 2.4 - Evolução do índice multivariado MIRLSA no diagrama de fase espacial da OMJ.



As linhas azuis e vermelhas representam a propagação da OMJ. Os pontos sobre as linhas azul e vermelha representam os dias em que a OMJ estava ativa. As fases 8 + 1 (2 + 3) e 4 + 5 (6 + 7) são mostradas no marcador cruzado; o número de eventos em cada composto é indicado entre parênteses. Esse índice é um indicativo da precipitação regional, diferente do proposto por WHO4 que é um indicativo da convecção global nas fases da OMJ.

Fonte: Barreto et al. (2019).

2.4 Alta da Bolívia (AB)

A Alta da Bolívia (AB) é uma circulação anticiclônica de grande escala, que ocorre na troposfera superior, centrada em média no platô boliviano no verão austral (VIRJI, 1981). Estudos pioneiros acreditavam que a AB é essencialmente formada pelo aquecimento na superfície sobre o Altiplano (SCHWERDTFEGER, 1961; GUTMAN; SCHWERDTFEGER, 1965). Essa ideia durou aproximadamente duas décadas, Silva-Dias et al. (1983) e DeMaria (1985) mostraram através de um modelo semelhante ao de Gill que a AB resulta da liberação de calor latente sobre a bacia amazônica.

No trabalho de SilvaDias et al. (1983), a AB é essencialmente uma resposta das on-

das de Rossby, com dispersão de ondas longas para oeste e ondas curtas para leste. De acordo com o autor, o modo misto Rossby-gravidade também tem um papel importante sobre tudo na dispersão para leste, ou seja, é a dispersão para leste das ondas de Rossby e mistas de Rossby-gravidade que dão origem ao cavado associado ao VCAN. Por outro lado, as ondas de Kelvin são responsáveis pelos ventos zonais na região equatorial a leste da fonte de calor. Outro resultado de destaque nesse trabalho, é que o centro da AB não fica centrado na região da fonte de calor, isso porque as ondas de Rossby são dispersivas. Entretanto, nos estudos de [SilvaDias et al. \(1983\)](#), [DeMaria \(1985\)](#) a topografia não foi inclusa no modelo, portanto, os efeitos dos Andes na AB não foram abordados. Essa lacuna foi resolvida posteriormente por [Kleeman \(1989\)](#) utilizando um modelo linear de duas camadas no plano beta equatorial, que incluiu os Andes no modelo como uma barreira meridional. As diferenças mais destacadas com relação aos estudos que não incluíram a topografia, foram a extensão para oeste da AB e um ligeiro enfraquecimento dos ventos provenientes do norte, no extremo oeste da alta. [Gandu e Geisler \(1991\)](#), adotaram um modelo não linear de equações primitivas com cinco níveis verticais, incluindo a topografia. Os resultados obtidos, corroborou com os de [Kleeman \(1989\)](#), destacando mais uma vez a pouca influência dos Andes na formação da AB.

[Figuroa et al. \(1995\)](#) usou um modelo de equações primitivas em coordenadas eta para simular os efeitos da fonte de calor na Amazônia e da topografia andina na circulação do verão (dezembro, janeiro e fevereiro) na AS. O modelo representou a AB e o cavado perto da costa do NEB na troposfera superior, bem como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Baseado nesses estudos, [Lenters e Cook \(1996\)](#) buscaram entender a estrutura climatológica na circulação de verão na troposfera superior na AS, usando um modelo de circulação geral (MCG) e outro linear. Os resultados desse estudo, mostraram que a posição da AB é principalmente determinada pela precipitação na região da Amazônia e é pouco afetada pelos Andes. Entretanto, esses estudos mostram que a AB pode ser formada através de uma resposta da onda de Rossby devido à liberação de calor latente na bacia amazônica. Além disso, a sua posição climatológica (10 a 15 °SW), pode ser entendida através do decaimento da onda de Rossby durante repetidos episódios de convecção.

[Mota e Nobre \(2006\)](#), mostraram que a liberação de calor latente associado à forte atividade convectiva (valores altos de CAPE) e o calor sensível no Altiplano, aumenta a espessura da camada e influencia a formação da AB. Assim, a atividade convectiva sobre a bacia amazônica origina a convergência em baixos níveis, o ar ascendente diverge em altos níveis, e proporciona ganho de vorticidade ciclônica

e anticiclônica favorecendo a formação da AB. Cavalcanti et al. (2009), fizeram uma análise climatológica mensal de 30 anos para o verão, e observaram através de campos de linha de corrente e velocidade vertical em 300 hPa, que a AB em dezembro está com o centro localizado sobre a Bolívia, e persiste uma bifurcação inter-hemisférica em torno de 10°S já observada no mês de Novembro. Nos meses de Janeiro a Fevereiro, AB tem seu deslocamento médio em direção à sudoeste da AS, contribuindo para alteração da posição do cavado do NEB e conseqüentemente a formação de um centro fechado.

2.5 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A ZCAS é uma extensa faixa com intensa atividade convectiva, no sentido noroeste-sudeste, começando no sul da Amazônia, abrangendo a região sudeste do Brasil e terminando no Oceano Atlântico SW (YASUNARIL, 1972; STRETEN, 1973).

Kodama (1992), estudou as principais características de grande escala associadas à precipitação subtropical, observando que durante o verão nas regiões subtropicais, existem três zonas significantes de precipitação, duas no Hemisfério Sul e uma no Hemisfério Norte próximo ao Japão (a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a Zona de Convergência Frontal do Baiu (ZFB)). Quando essas zonas estão ativas, geram um acúmulo de precipitação em torno de 400 mm nessas regiões.

Figuerola et al. (1995), mostrou que os efeitos da liberação de calor latente na Amazônia é fundamental para formação das ZCASs, porém, a topografia e o escoamento básico contribuem para posição geralmente observada. Satyamurty et al. (1998), mostraram através de estudos de modelagem, que o forte aquecimento sobre a bacia Amazônica é indispensável para formação das ZCASs e não necessariamente os Andes. Gandu e SilvaDias (1998), através de um modelo numérico de equações primitivas, simularam o papel da assimetria da fonte de calor sobre a subsidência de grande escala. Eles observaram que quando a ZCAS está ativa, sua assimetria é importante para o ramo de subsidência observado no Sul do Brasil e Argentina. Essa extensa banda de nebulosidade, tem um papel primordial no regime de precipitação de São Paulo, e sua intensidade é importante na modulação de extremos de precipitação. Por exemplo, em São Paulo, os maiores eventos de precipitação extrema são constatados quando a ZCAS apresenta intensa atividade convectiva, e mesmo quando se tem uma intensidade fraca, também podem ocorrer extremos de precipitação nessa região (CARVALHO et al., 2004).

Carvalho et al. (2011) estudaram as características da intensidade e localização geográfica da ZCAS, durante o verão austral no continente e oceano Atlântico. Os autores observaram que aspectos oceânicos e continentais da ZCAS, estão relacionados a um padrão de trem de ondas de latitude média. Por outro lado, a OMJ modula eventos intensos de ZCAS com persistência por mais de três dias. A ocorrência de chuvas extrema no Brasil está relacionada com as variações da ZCAS e da OMJ, quando a ZCAS está intensa (fraca) aumenta o percentil diário de chuvas no NEB em comparação com a climatologia. Outro resultado importante desse estudo é que a fase da OMJ caracterizada pela supressão da atividade convectiva sobre a Indonésia e aprimoramento no Pacífico central, também aumenta o percentil diário de chuvas no NEB, enquanto características opostas são observadas para a fase da MJO caracterizada pelo aumento da convecção nessas regiões. Outro resultado interessante da interação da OMJ e ZCAS, foi abordado por Grimm e SilvaDias (1995), usando funções de influencia e um modelo batrópico. Os autores mostraram que as funções de influencia bem como a evolução dos campos anômalos de ROL associado a OMJ, elucidam características da existência de uma cadeia de conexões entre a ZCAS e ZCPS. Por exemplo, o cavado associado a ZCAS pode ser gerado pela fonte de calor localizada na Amazônia e também pela convecção na região da ZCPS.

2.6 Vórtices Ciclônicos de Altos níveis (VCAN)

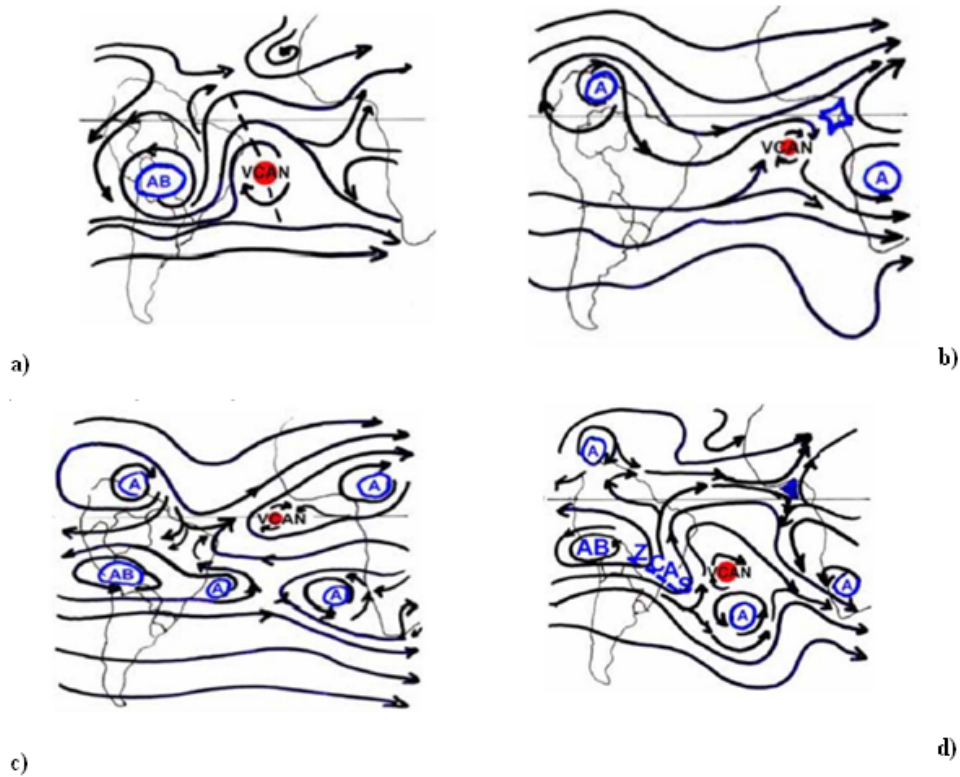
Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCANs) tropicais, consistem em sistemas de baixa pressão de escala sinótica, que são formados na alta troposfera. Eles apresentam circulação ciclônica fechada, com centro mais frio que a sua periferia (GAN, 1982). No Brasil, as regiões mais afetadas por estes vórtices são o Norte e Nordeste (NEB). Na vizinhança do NEB, eles se desenvolvem principalmente no oceano Atlântico (KOUSKY; GAN, 1981). Dependendo da sua posição e condições atmosféricas, eles podem ocasionar secas e inundações no NEB (SILVA, 2007). De acordo com FRANK (1966), a maior parte dos VCANs está confinado na alta troposfera (acima de 5000 m de altura), cerca de 60% não atingem o nível de 700 hPa, e apenas 10% atingem a superfície. Com relação a profundidade, Morais (2016) classificou os VCANs em 4 tipos distintos: lentos, rápidos, rasos e profundos. A profundidade máxima dos lentos e rápidos é preponderante no nível de 300 hPa, os profundos alcançam o nível de 1000 a 925 hPa e os rasos têm profundidade mais frequente entre 200-250 hPa.

A formação dos VCANs também envolve processos termodinâmicos, associados à liberação de calor latente de condensação e a variação do anticiclone localizado sobre a AS (LENTERS; COOK, 1996; FIGUEROA, 1999). Outros mecanismos de formação dos

VCANs estão relacionados à instabilidade barotrópica, a fonte de calor localizada na periferia do vórtice, e conservação da vorticidade absoluta (BONATTI; RAO, 1987; FIGUEROA, 1999; MISHRA et al., 2001). Paixão e Gandu (2000) ao analisarem campos de vento de reanálise do NCEP, classificaram a formação dos VCANs em 4 tipos distintos: Clássica, Africana I, Africana II e Alta, como observado na Figura 2.5.

a) - Formação clássica: Essa formação foi sugerida por Kousky e Gan (1981), é caracterizada por um escoamento mais meridional. Nessa formação a AB está configurada no continente sobre o platô-Boliviano e destaca-se um cavado sobre o Atlântico Sul. A incursão de ar quente através de uma frente fria, com deslocamento das latitudes médias em direção as latitudes tropicais, favorece a ampliação da crista em altos níveis através da liberação de calor latente e a conservação de vorticidade absoluta. Essa ampla configuração, contribui para o fechamento do cavado corrente abaixo formando assim o VCAN. c)- Formação Africana I: Nesse caso a formação do VCAN ocorre devido à intensificação da convecção na África, que origina um par de anticiclones em altos níveis, sendo responsáveis pela intensificação do cavado mencionado. d)- Formação Africana II: A formação do VCAN é atribuída ao deslocamento do cavado proveniente da região do Sarah. Nessa formação, a AB está menos intensa com relação às formações supramencionadas. b) - Formação Tipo Alta: Essa formação é caracterizada pela intensificação das ZCAS, que por sua vez causa a formação da Alta no Atlântico Sul, resultando na formação de um cavado orientado de norte/noroeste. Geralmente observa-se neste tipo de formação associado à presença de outros sistemas de grande escala, como a Alta do Norte (AN) a Alta da Angola (AAN), e uma bifurcação inter-hemisférico semelhante à observada no Pacífico Leste.

Figura 2.5 - Processos de formação do VCAN, Clássica (a), Africana I (b), Africana II (c), Alta (d).



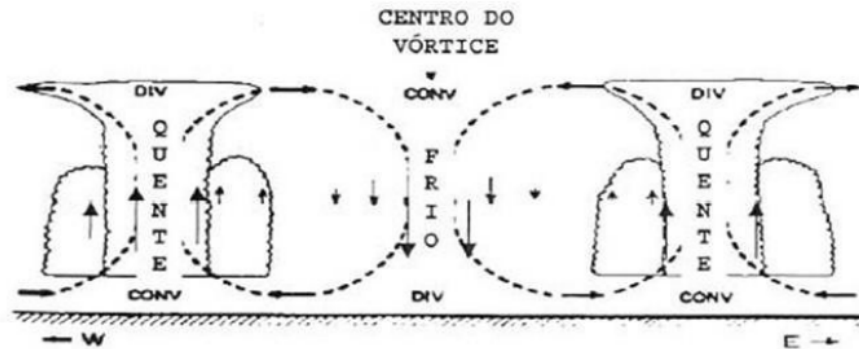
Fonte: Fedorova (2008).

2.6.1 Estrutura vertical, variação sazonal e interanual.

Diversos estudos climatológicos contribuíram para compreensão da estrutura vertical, variação sazonal e interanual dos VCANs. Quando esses vórtices se formam, observam-se movimentos descendentes no seu centro, ocasionando transporte de ar frio da alta para a média troposfera. Na periferia dos VCANs observam-se movimentos ascendentes, e conseqüentemente a formação de nuvens. Kousky e Gan (1981) elaboraram um modelo conceitual que ilustra muito bem a estrutura vertical dos VCANs (Figura 2.6). De acordo com esse modelo, pode-se inferir que no centro do vórtice observa-se convergência dos ventos na alta troposfera, subsidência no sector frio e movimentos descendentes na baixa troposfera. Na periferia do vórtice, domina o ar quente e observa-se convergência em baixos níveis e divergência na atmosfera superior.

O modelo supracitado, foi aperfeiçoado por [Morais \(2016\)](#) apresentando características adicionais desde a configuração do escoamento até a estrutura vertical do vórtice (Figura 2.7). Por exemplo, para vórtices profundos o escoamento no nível de 200 hPa é caracterizado por inclinação de NW-SE e os ventos mais fracos, são localizados no setor sudeste da periferia. No nível de 500 hPa, o vento apresenta uma característica simétrica com relação a circulação. Além desse pormenor, na periferia do vórtice o vento é mais intenso. Essa característica indica enfraquecimento em direção à superfície. A medida que o vórtice atinge níveis mais baixos, a inclinação tende a ser para leste com a altura e a chuva é mais favorecida nas regiões próximas aos setores noroeste, sudoeste e nordeste. Esse modelo permite até mesmo ter uma ideia das características que definem a dissipação do vórtice. Por exemplo, na dissipação os ventos enfraquecem em 200 hPa e a convergência diminui no centro, mesmo assim pode ocorrer a formação de nuvens. Entretanto, as características supramencionadas podem ser aplicadas aos demais grupos, com algumas diferenças no campo de divergência a saber: no grupo dos rasos e lentos não há divergência do vento em 200 hPa e a profundidade é até 400 hPa e nos rasos até 250 hPa.

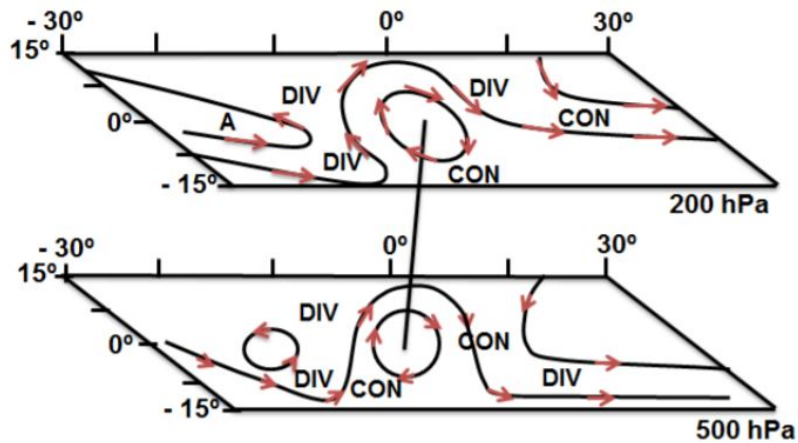
Figura 2.6 - Modelo conceitual da estrutura vertical de um VCAN.



Setas para cima (baixo) indicam movimentos ascendente (descendente), DIV-divergência, Conv- convergência.

Fonte: Kousky e Gan (1981).

Figura 2.7 - Modelo conceitual da estrutura físico-dinâmica de um VCAN profundo no estágio de formação.



As siglas DIV e CON indicam regiões com divergência e convergência do vento, respectivamente.

Fonte: [Morais \(2016\)](#).

A maior frequência dos VCANs ocorre no verão, com domínio no mês de janeiro ([GAN, 1982](#); [KAYANO et al., 1997](#)). [Silva \(2007\)](#), estudou a relação dos VCANs com o regime de precipitação no NEB, desenvolvendo um método semiautomático baseado em valores de vorticidade relativa para identificar a localização e formação dos vórtices. O limiar estabelecido foi de $\zeta \leq -2,5 \times 10^{-5} s^{-1}$. Nesse estudo, Silva mostrou que a intensidade dos ciclones está relacionada também com a sua área de abrangência, e verificou que valores de vorticidade maiores que $-4.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ aumentam linearmente a área. Estudos que abordaram a variabilidade interanual ([RAMÍREZ et al., 1999](#)), não encontraram uma relação direta entre episódios de VCAN com El Niño/La Niña. Entretanto, os autores observaram que normalmente em anos de El Niño os VCANs apresentaram maior duração do que em anos de La Niña. O estudo de [Morais \(2016\)](#), sobre a variabilidade interanual, mostrou que no verão de anos de El Niño, houve um número médio maior de vórtices, que foram mais intensos, profundos e duradouros do que em anos com La Niña.

2.7 O modelo de Matsuno-Webster-Gill (MWG)

O modelo de Matsuno-Webster-Gill (MWG), que avalia a resposta do estado estacionário atmosférico à uma fonte de calor equatorial, talvez apresente o conjunto mais bem sucedido de equações reduzidas na teoria da dinâmica tropical (KACIMI; KHOUIDER, 2018). Embora esse modelo tenha sido usado para explicar algumas características das circulações de Walker e Hadley, ele é muito utilizado para explicar outros distúrbios transitórios. Um exemplo disto, é o estudo feito por Hernández (2018), que adicionou fontes de calor em vários locais para estudar as características espaciais hidroclimatológicas na Colômbia associadas à fenômenos de grande escala como ENSO. Hernández (2018) conseguiu explicar grande parte da circulação atmosférica na Colômbia e a curvatura do jato do CHACO.

O modelo MWG baseia-se em um sistema de equações de água rasa simples, usado para analisar a resposta da atmosfera tropical à uma fonte de calor constante. A solução de Matsuno-Gill, é obtida analiticamente em termos de modos de ondas simples, ou ondas confinadas equatorialmente (MATSUNO, 1966), como uma solução para as equações de águas rasas equatoriais estacionárias, imposta por uma fonte de calor. É importante destacar que vários estudos têm focado atenção para este modelo, pois se constitui como base para muitas teorias da OMJ (CHAO, 1987; WANG, 1988; MAJDA; YANG, 2016; HERNANDEZ, 2018).

As principais suposições do modelo (MWG) são que os ventos em superfície são acionados pelo aquecimento, associado à condensação de vapor de água devido à convecção profunda, e que dinâmicas lineares são adequadas para entender a resposta do vento de superfície a esse aquecimento. Nesse caso, a taxa de aquecimento diabático é expressa como uma integral do tipo de Fourier sobre o conjunto completo de modos (GILL, 1980). Matsuno (1966) utilizou as equações lineares de água rasa no plano beta equatorial, expressas por:

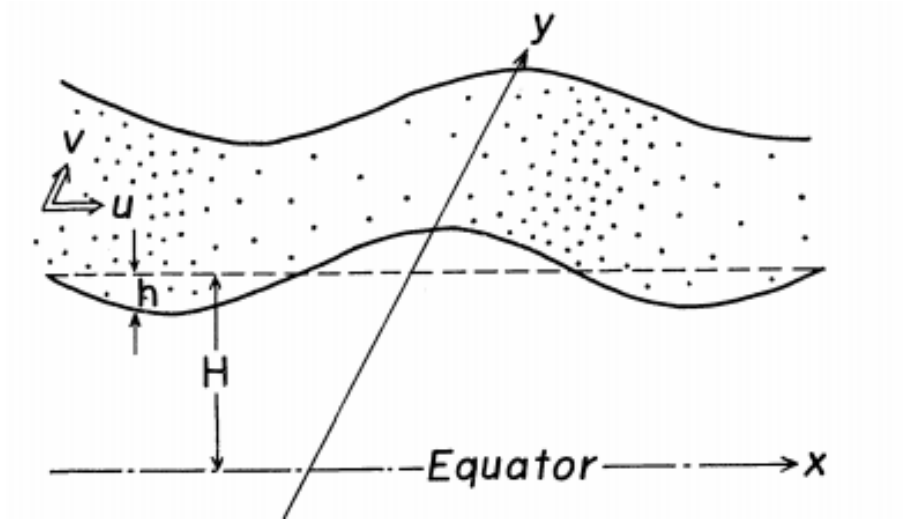
$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial h}{\partial y} \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (2.3)$$

Onde u e v representam as velocidades nas componentes x e y , e h é o pequeno desvio da elevação na superfície superior, cujo valor médio é denotado por H , g é a aceleração de gravidade e f o parâmetro de Coriolis dado por $f = \beta y$. y representa a distância meridional, medida a partir de $y = 0$ no equador, e $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ é chamado também de parâmetro de Rossby, sendo aproximadamente constante. Essas informações estão representadas em um esquema ilustrado na figura abaixo, onde o eixo x está ao longo do equador direcionado para leste e o eixo y tem uma inclinação para nordeste.

Figura 2.8 - Representação esquemática do modelo de Matsuno (1966), aplicado na atmosfera.



Fonte: Matsuno (1966).

Matsuno escreveu as equações abaixo na forma de altura geopotencial (ϕ) em vez da altura geométrica (h):

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} - fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + C^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (2.6)$$

Onde $C = \sqrt{gH}$ é a raiz quadrada da onda de gravidade pura. Essas equações de Matsuno (1966) foram introduzidas em um modelo analítico simples por Gill (1980), com a finalidade de explicar as principais características da resposta atmosférica a um aquecimento diabático colocado em uma área finita nos trópicos. Gill (1980) mostrou que há uma assimetria considerável na circulação do lado leste e oeste da fonte de calor, e que essa assimetria pode ser expressa através da equação de água rasa em um estado estacionário, com um forçamento equivalente a uma fonte de calor concentrada. Dois princípios devem ser considerados neste enfoque: (1) Se aplicamos a fonte de calor em uma atmosfera em repouso, a resposta da atmosfera pode ser modelada em termos de ondas equatoriais confinadas. (2) Se o aquecimento fosse ligado no momento inicial, as ondas de Kelvin levariam as informações para leste, criando ventos a leste naquela região. Por outro lado, quando uma fonte de calor é ativada, pode-se observar também a propagação das ondas de Rossby levando informações para oeste. Como as ondas planetárias são um terço maior que as ondas de Kelvin e conseqüentemente três vezes mais rápidas, o resultado à resposta desta fonte gera dois ciclones de baixos níveis com ventos fortes à oeste.

Como já mencionado, Gill (1980) estudou o que equivale a uma versão em estado estacionário do modelo de Matsuno, e introduziu as fontes de calor na forma de fontes e sumidouros de massa, juntamente com um amortecimento muito simples (mais detalhes matemáticos, estão documentados no artigo de Gill (1980)). Nesse caso as equações não dimensionais apresentam a seguinte forma:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \frac{1}{2}yv + \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{2}yu + \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0 \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + C^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (2.9)$$

Nessas equações as variáveis independentes (x, y) , representam distâncias não dimensionais, x varia em direção a leste, y a norte. u e v são proporcionais às componentes da velocidade horizontal, e ϕ é proporcional a perturbação de geopotencial, Q é proporcional a taxa de aquecimento, e os seus valores positivos indicam aquecimento. As equações [2.7] e [2.8] representam a equação do momento e a [2.9] é a equação da continuidade. A velocidade vertical é dada por:

$$\omega = \frac{\partial \phi}{\partial t} + Q \quad (2.10)$$

A equação [2.10], também pode ser chamada de equação de fluabilidade. Para estudar a resposta a uma forçante estacionária, os processos dissipativos devem ser considerados. Para resolver esta questão, Gill incluiu a fricção de Rayleigh ξ , para chegar a equação final do modelo MWG. Nesse sentido, uma simplificação matemática complexa é feita, admitindo que os valores de ξ assume os mesmos valores em todas equações, ou seja, representa o parâmetro de fricção em todas as equações. Porém, para entendermos os resultados alcançados nesse trabalho, algumas limitações desse modelo são destacadas:

- 1- O modelo é mais adequado para respostas estacionárias e não para fontes de calor transientes.
- 2- O processo de ajuste de aproximação de ondas longas não é conveniente, pós o modelo elimina importantes ondas que participam do processo de ajuste, como por exemplo, as ondas mistas de gravidade e Rossby.
- 3- As estruturas da OMJ têm similaridade ao padrão de Gill, mais diferem em alguns aspectos. Por exemplo, o parâmetro de forma definido pela razão da extensão zonal de Kelvin a leste versus Rossby a oeste é 3,0 no padrão Gill, mas apenas 2,0 no MJO. Por esse motivo, pode haver possíveis diferenças na estrutura da OMJ, tais como na intensidade dos sistemas, até mesmo ligeiras defasagens nas localizações dos centros, ou então, alguns centros mais fracos, cristas e cavados podem não ser representados pelo modelo. Além disso, é necessário mencionar que a estrutura da MJO é documentada como resposta de um pacote de ondas Kelvin – Rossby acoplado (WANG et al., 2016).

Depois de diversas considerações matemáticas, finalmente as equações do modelo MWG apresentam a seguinte forma:

$$\xi u - \frac{1}{2}yv + \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (2.11)$$

$$-\frac{1}{2}yu + \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0 \quad (2.12)$$

$$\xi \phi + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -Q \quad (2.13)$$

2.7.1 Demonstração analítica da solução do MWG para uma fonte de calor simétrica ao equador.

Assumindo que uma fonte de calor esteja localizada simetricamente ao equador, Gill propôs uma solução analítica em termos de funções cilíndricas parabólicas (documentada em seu trabalho original), representada por:

$$D(y) = \exp\left(-\frac{1}{4}y^2\right) \quad (2.14)$$

A função $D(y)$ simétrica com relação ao equador, pode ser usada para definir uma fonte de calor simétrica por meio da seguinte expressão:

$$Q(x, y) = F(x)D(y), \text{ onde } F(x) = \begin{cases} \cos kx & |x| \leq L \\ 0 & |x| > L \end{cases} \quad (2.15)$$

Neste caso, o número de onda é expresso por $k = \frac{2\pi}{L}$, L representa o comprimento da escala. A resposta atmosférica a uma fonte de calor simétrica em relação ao equador gera uma onda Kelvin que viaja para o leste, conforme a relação abaixo:

$$u = \phi = -\frac{1}{2}q_0(x)\exp\left(-\frac{1}{4}y^2\right) \quad (2.16)$$

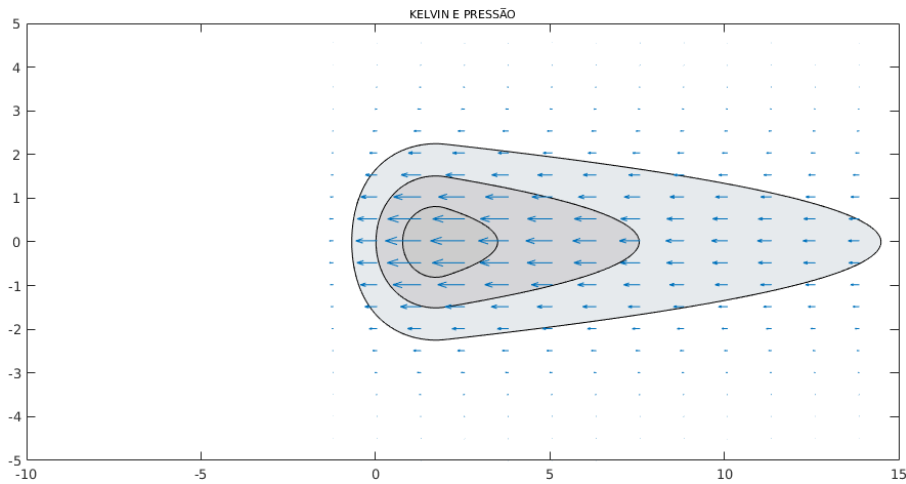
$$v = 0 \quad (2.17)$$

$$\omega = -\frac{1}{2}[\xi q_0(x) + 2F(x)]\exp\left(-\frac{1}{4}y^2\right) \quad (2.18)$$

$$q_0 = \begin{cases} 0 & x < -L \\ \frac{-\xi \cos kx - k[\sin kx + e^{-\xi(x+L)})]}{k^2 + \xi^2} & |x| \leq -L \\ \frac{-K[1 + e^{-2\xi L}]e^{\xi(L-x)}}{k^2 + \xi^2} & |x| > L \end{cases} \quad (2.19)$$

A Figura 2.9 representa um caso típico de uma fonte de calor simétrica sobre o equador com $L = 2$ e parâmetro de dissipação $\xi = 0.1$. A solução da equação anterior, representa uma circulação de Walker à leste ($x \geq L$), com ventos de leste ($q \leq 0$, $u \geq 0$) onde os ventos aumentam e depois retornam para leste na alta troposfera. A primeira solução ($x \leq -L$) é zero, porque a onda de Kelvin não carrega informações para oeste da fonte de calor, a justificativa para os ventos fracos que se observam em direção a oeste dá-se devido à baixa pressão no equador.

Figura 2.9 - Resposta da onda de Kelvin a uma fonte de calor simétrica ao equador.



Contornos representam a pressão e as setas representam os ventos.

Fonte: Produção do Autor.

No caso de uma onda planetária (Rossby), o sistema de equação tem a seguinte solução:

$$\phi = \frac{1}{2}q_2(x)(1 + y^2)\exp(-\frac{1}{4}y^2) \quad (2.20)$$

$$u = \frac{1}{2}q_2(x)(y^2 - 3)\exp(-\frac{1}{4}y^2) \quad (2.21)$$

$$v = \frac{1}{2}[[F(x) + 4\xi q_2(x)]y\exp(-\frac{1}{4}y^2)] \quad (2.22)$$

$$\omega = \frac{1}{2}[[F(x) + 4\xi q_2(x)(1 + y^2)]\exp(-\frac{1}{4}y^2)] \quad (2.23)$$

$$q_0 = \begin{cases} \frac{-k[1+e^{-\sigma\xi L}]}{k^2+9\xi^2} & |x| < -L \\ \frac{-3\cos kx - k[\sin kx + e^{-3\xi(x-L)}]}{k^2+\xi^2} & |x| \leq L \\ 0 & x > L \end{cases} \quad (2.24)$$

Considerando este conjunto de solução, para o caso de Rossby, há algumas considerações a serem feitas:

1- Quando $u = \frac{3}{2}q_0(x)$ e $y = 0$; e $q_0 < 0$ para $x < -L$, os ventos são provenientes de oeste sobre o equador, do lado oeste da fonte de calor (Figura 2.10a).

2- $u = 0$ para $y = \pm\sqrt{3}$, isto significa que os ventos de oeste desaparecem a uma distância de $y > \sqrt{3}$ acima e abaixo do equador. Quando $y > \sqrt{3}$ e $y < -\sqrt{3}$ os ventos são de leste, ou seja, os ventos recurvam à oeste da fonte de calor, tanto para o norte quanto para sul, gerando naturalmente dois ciclones.

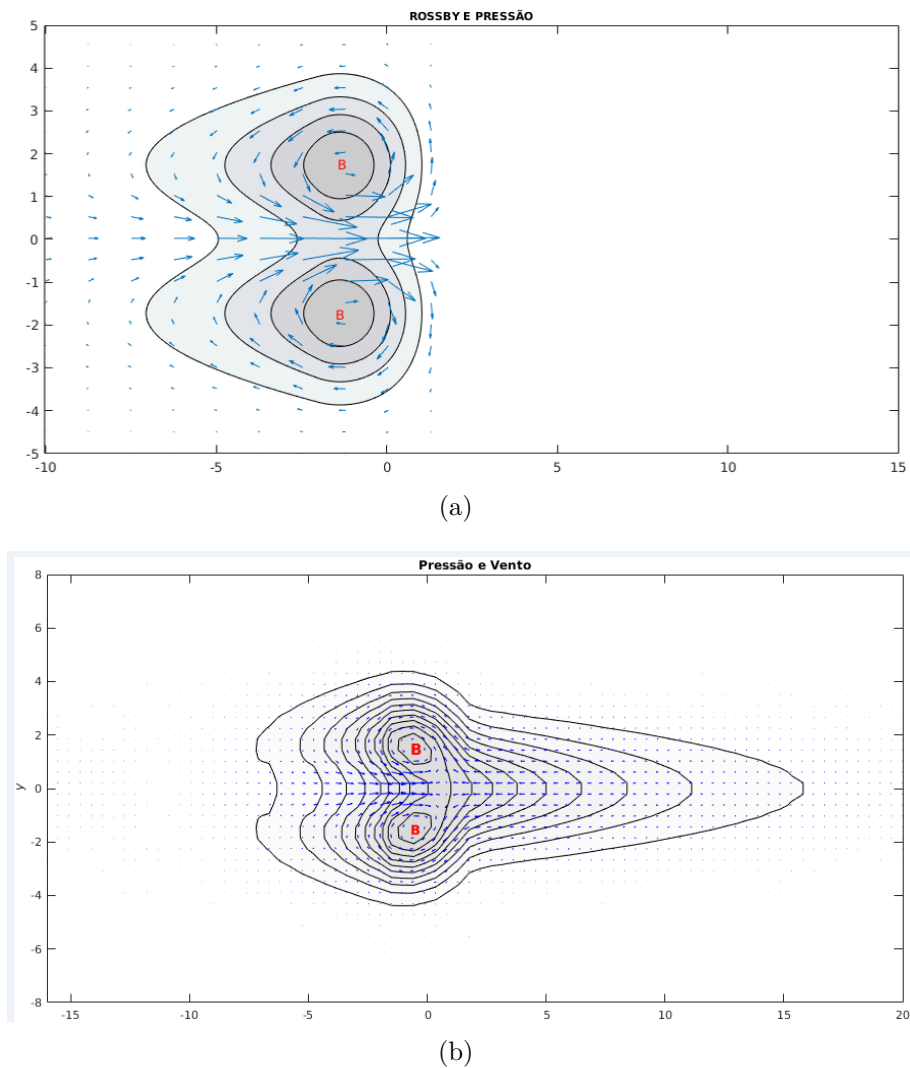
3- As inferências acima implicam que o ar sofre subsidência em toda parte da região $x < L$ e está direcionado para o equador.

4- A pressão diminui de oeste para leste e o fluxo sobre o equador segue as diferenças de pressão. Por considerações do vento térmico, na alta troposfera os fluxos são de leste.

O sistema de equações governantes no modelo MWG é linear, portanto o princípio

de superposição das soluções é aplicável. A soma das soluções associadas às ondas equatoriais de Kelvin e Rossby gera o fluxo total em resposta a uma fonte de calor constante, como a encontrada nas porções ocidentais das principais bacias oceânicas tropicais (Figura 2.10b).

Figura 2.10 - a) Resposta dinâmica (onda de Rossby) devido à presença de uma fonte de calor simétrica ao equador e b) Representação da resposta total: das ondas de Kelvin e Rossby.



Contornos representam a pressão, B- baixa pressão (resultante da propagação das ondas de Rossby), os vetores indicam a velocidade do vento (setas maiores indicam ventos intensos).

Fonte: Produção do Autor.

3 DADOS E METODOLOGIA

Nessa secção, apresenta-se a descrição dos dados utilizados e a metodologia para calcular o aquecimento diabático. Serão também avaliados os critérios de seleção dos VCANs correspondente às fases de convecção e supressão da convecção da OMJ. Além disso, apresenta-se também as parametrizações do modelo de MWG e a forma de adição das fontes de calor nas fases F7, F8 e F1.

3.1 Conjunto de dados

No presente trabalho, os dados do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) da reanálise II, foram usados para computar os campos de aquecimento diabático, e os campos médios de vento na alta e baixa troposfera (200 a 1000 hPa) durante as fases da OMJ. Esse conjunto de dados está distribuído em uma cobertura espacial de 2,5 graus de latitude e longitude, e uma cobertura temporal de 01 de janeiro de 1979 a 28 de fevereiro de 2019 e 17 níveis de pressão. De acordo com [Ling e Zhang \(2013\)](#), [Sanabria \(2017\)](#) a reanálise dois do NCEP representa as principais áreas de aquecimento diabático, embora tendo algumas diferenças na intensidade se comparada as outras reanálises como, por exemplo as do ERA-interim.

As variáveis utilizadas para confecção do campo de aquecimento diabático são: a- umidade relativa (rhum), b- altura geopotencial (hgt), c- velocidade vertical em coordenada de pressão (ω), d- temperatura do ar (air), e- componentes zonal (u) e meridional (v) do vento. Todas essas variáveis foram obtidas das reanálises II do NCEP. Os dados das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, também foram usados para identificação e determinação das características dos VCANs durante o verão austral (DJF).

Diversos estudos têm usado a proposta feita por [Madden e Julian \(1972\)](#), que consiste na utilização de dados de ROL e de vento zonal na troposfera superior e inferior, com a finalidade de capturar a circulação baroclínica dirigida pela convecção no plano equatorial. Nesse estudo, foram usadas as combinações desses dados para detectar a OMJ. Os dados de ROL interpolados são valores médios diários da série de satélites de órbita polar do National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA e estão disponíveis desde junho de 1974 até o presente no site: www.esrl.noaa.gov. Estes dados foram utilizados para compor o ciclo de vida da OMJ e a identificação das fases de supressão e convecção, quando a OMJ está atuando sobre AS.

O CPC (Climate Prediction Center) usa uma técnica de interpolação otimizada, que projeta dados de precipitação baseados em estações meteorológicas em uma grade horizontal com resolução de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ disponível em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>. Os dados de precipitação do CPC, foram usados para avaliar a distribuição espacial da precipitação durante as fases convectivas, bem como avaliar a sua distribuição regional quando esta se estabelece com amplitudes diferentes.

3.2 Metodologia

A área de estudo está compreendida entre os paralelos de 35°S a 15°N e meridianos de 110°W a 10°W (Figura 3.1). Essa área foi escolhida por ser uma área que possibilita avaliar a distribuição do aquecimento diabático nas diferentes fases da OMJ. Por outro lado, essa área permite rastrear os VCANs nessas fases. Além deste pormenor, este domínio também facilita a visualização do padrão das anomalias de ROL em cada fase na AS. É importante mencionar que no decorrer do estudo, pode haver possíveis expansões da área para melhor compreensão dos processos associados às fases da OMJ, facilitando assim o entendimento dos objetivos propostos. Porém, essa condição não muda o foco com relação à área especificada anteriormente.

O período de estudo compreende todas as estações do verão (DJF) desde 1980 a 2013, totalizando 33 anos. A análise restrita somente ao verão, é justificada pelo fato do aquecimento diabático ser mais intenso nessa estação (CHAN; NIGAM, 2009; HAGOS; ZHANG, 2010; LING; ZHANG, 2013; SANABRIA, 2017; HERNANDEZ, 2018). Por outro lado, a frequência dos VCANs também é maior durante essa estação (KOUSKY; GAN, 1981; RAMÍREZ et al., 1999; SILVA et al., 2006; MORAIS, 2016). Outra razão consiste no fato dos valores máximos da amplitude da OMJ ocorrerem durante o verão austral (KILADIS et al., 2014; ZHANG; DONG, 2004; LAFLEUR et al., 2015) e conseqüentemente a convecção observada nos campos de ROL e os ventos observados serem mais intensos. Assim, as considerações mencionadas acima, mostram a importância para se estudar a relação entre o aquecimento diabático nas fases da OMJ com a frequência e profundidade dos VCANs.

Figura 3.1 - Mapa representativo da área de estudo.



Latitude no eixo das ordenadas e longitude no eixo das abcissas.

Fonte: Produção do Autor.

3.3 Índice RMM

Para determinar as fases ativa e inativa da OMJ foi calculado o índice RMM (Real-time Multivariate MJO Index), esse índice é baseado na metodologia proposta por WHO4, para identificar o ciclo de vida de um evento da OMJ, e foi escolhido devido a consideração de outras variáveis como por exemplo o vento zonal, diferente do índice de Kiladis et al. (2014) que considera apenas a convecção. Entretanto, inicialmente foram calculadas as anomalias diárias através de ROL e vento, por meio da remoção do ciclo anual da climatologia diária do período de estudo. As anomalias são correspondentes à radiação de onda longa (ROL), vento zonal na alta troposfera (U200) e na baixa troposfera (U850). Esse processo foi efetuado utilizando NCAR Command Language (NCL) e Climate data operator (CDO) para tratamentos dos dados.

A projeção do índice RMM é calculada a partir de uma média latitudinal, que gera um par de EOFs que produz dois componentes principais (RMM1 e RMM2). A projeção nos EOFs é calculada para evitar que outros modos oscilantes semelhantes à OMJ interfiram na estrutura espacial ao se extrair o sinal da OMJ. As EOFs filtram a maioria das componentes de outros modos oscilantes que tenham a mesma estru-

tura ou similar a OMJ. Por exemplo, o ENSO é um destes fenômenos, que se não fosse filtrado se projetaria nas estruturas espaciais dos EOFs do índice RMM. Os dois pares de EOFs juntos, descrevem a propagação para leste da OMJ. A amplitude da OMJ (equação 3.1) é obtida pela raiz quadrada da soma das componentes principais (RMM1 e RMM2); Wheeler e Hendon (2004) definiu dias ativos àqueles cuja amplitude é maior ou igual do que 1. O grupo MJOCLIVAR, fornece uma rotina na linguagem NCL, com instruções detalhadas de como calcular e gerar esse índice, disponível em: <https://www.ncl.ucar.edu/Applications/mjoclivar.shtml>.

$$A = \sqrt{RMM1^2 + RMM2^2} \quad (3.1)$$

3.4 Estimativa do aquecimento diabático

O aquecimento diabático total como fonte aparente de calor (Q), é estimado nesse estudo como resíduo da equação termodinâmica (equação 3.2). Essa abordagem foi proposta por Yanai et al. (1973) e posteriormente por Nigam et al. (2000); Mendonça e Bonatti (2000); Chan e Nigam (2009); Hagos e Zhang (2010) e outros.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \vec{V} \cdot \nabla T + \omega \frac{\partial T}{\partial p} + \frac{\omega}{c_p} \cdot \frac{\partial \phi}{\partial p} = \frac{J}{c_p} \quad (3.2)$$

Onde,

$$\frac{J}{c_p} = JR + Jc + Js = Q \quad (3.3)$$

3.5 Construções do ciclo de vida para determinar as fases de convecção ativa e supressão da convecção

O cálculo do índice RMM permitiu construir um campo representativo do ciclo de vida da OMJ baseado em ROL, esse campo caracteriza a propagação da OMJ nas suas diferentes fases (Figura 4.7). As fases de convecção ativa e de supressão da convecção, foram consideradas levando em conta as anomalias de ROL e os limites das amplitudes (para definir a intensidade da OMJ). As fases F7, F8 e F1, representam períodos com convecção realçada na AS e as fases F3, F4 e F5 são as fases em que ocorrem supressão da convecção (WHEELER; HENDON, 2004; GRIMM, 2012; BARRETO et al., 2017; BARRETO et al., 2019). Assim, das fases convectivas, as fases F8 e F1 apresentam convecção mais intensa e as fases F3 e F4, com supressão mais forte na AS (Figura 4.7). Foram considerados dias ativos, todos os dias com

amplitudes da OMJ maiores do que 1, conforme [Wheeler e Hendon \(2004\)](#).

JR representa os processos radiativos, Jc as trocas de calor associadas à convecção úmida (simples mudança de fase ou transporte turbulento associado às nuvens) e Js a troca de calor sensível por condução e turbulência seca. O termo (1) da equação 3.2 (contando da esquerda para direita) representa a tendência local de temperatura, o (2) advecção horizontal de temperatura, (3) advecção vertical de temperatura, (4) advecção de espessura e (5) taxa de aquecimento/resfriamento diabático.

Essa equação foi colocada em um script e o campo de aquecimento diabático, confeccionado através do software Grads, foi construído para o verão e para as fases convectivas da OMJ baseadas no índice RMM. O campo confeccionado no verão foi feito com o intuito de avaliar as principais diferenças entre a variabilidade sazonal e a intrassazonal. Por outro lado, a OMJ foi dividida em 3 limites de amplitude, primeiro considerou-se amplitudes entre 1 a 1,5, depois entre 1 e menor que 2,5 e por fim maior ou igual que 2,5. Depois de analisar expressivas similaridades no campo de aquecimento diabático (Q) entre amplitudes de 1 a 1,5 e comparado com 1 e 2,5, manteve-se por conveniência somente os limites de amplitude compreendidos entre 1 e menor que 2,5 ($1 \leq Q < 2,5$) e maior ou igual que 2,5 ($Q \geq 2,5$). Posteriormente, foram confeccionados os campos dos compostos de Q nas fases convectivas da OMJ (F7, F8, F1) com base nos dias correspondentes a cada fase e nos limites de amplitudes definidos.

3.6 Relações das fases com a frequência e profundidade dos VCANs

Para relacionar a frequência e a profundidade dos VCANs durante as fases da OMJ, foram consideradas quatro etapas: a) Construção do diagrama espaço/fase: Nesse caso, o diagrama espaço fase é utilizado para acompanhar o deslocamento da OMJ. A rotina base para construção desse diagrama, está disponível no site do grupo MJOCLIVAR. Cada fase corresponde a uma dada localização geográfica como mostrado na Figura 2.3. Esse diagrama foi confeccionado através da linguagem NCL. A saída das informações, no formato texto (txt), tem como finalidade acessar às informações numéricas dos índices RMM1 e RMM2, bem como as respectivas datas correspondentes a cada fase.

b) Identificação dos episódios de VCAN durante o verão: As datas referentes aos episódios dos VCANs até 2007 foram extraídas de [LIMA \(2010\)](#). Essas datas abrangem a área de estudo e facilitou para minimizar tempo de processamento. O restante das datas foi preenchido por observações subjetivas a partir dos campos de linhas

de corrente que podem ser representados de acordo a equação [3.4].

$$\frac{dx}{dy} = \frac{u(x, y, t)}{v(x, y, t)} \quad (3.4)$$

c) Contagem dos eventos de VCANs: Nessa etapa os dias de ocorrência dos VCANs foram contabilizados e enquadrados nos dias nos quais a OMJ estava ativa. A contagem foi feita de forma automática através de uma rotina desenvolvida em "shell script". Nesse contexto, se em um dia de uma das fases da OMJ, coincide com o dia de um evento de VCAN, considera-se os eventos ocorrendo simultaneamente, ou seja, está ocorrendo um evento de VCAN na mesma data de um evento de OMJ. Entretanto, o número de episódios de VCANs em uma fase individual da OMJ, representa a frequência dos VCANs nessa fase. Dessa forma, os VCANs foram enquadrados nos dias correspondentes a cada fase (convecção ou supressão).

d) Profundidade: O critério para avaliar a profundidade do vórtice, foi através dos campos de linhas de corrente. A profundidade é categorizada como máxima e mínima. A profundidade mínima foi obtida através da procura pelo mínimo nível alcançado em uma fase individual, enquanto a profundidade máxima foi definida como a extensão vertical mais profunda adquirida pelo vórtice, durante a propagação da OMJ em uma fase específica.

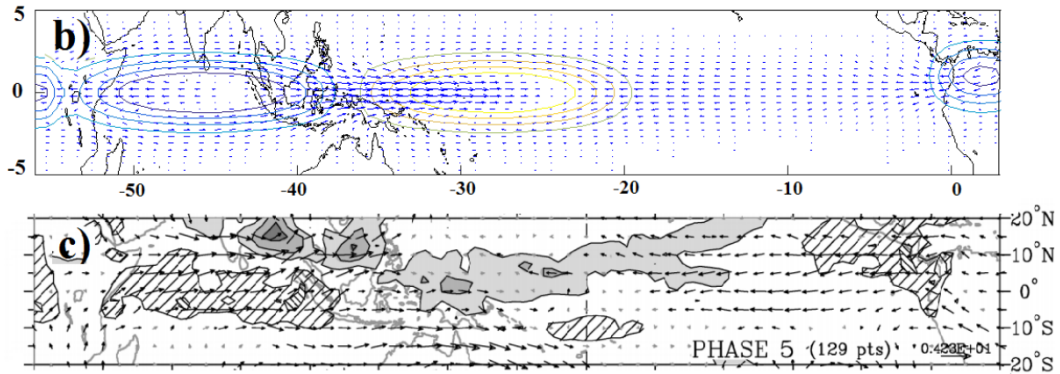
3.7 Modelagem das fontes de calor nas fases da OMJ com o modelo MWG

Hernández (2018), através do modelo numérico (MWG), representou as características da propagação da OMJ durante o verão boreal nas fases F1 e F5 da OMJ. Inicialmente ele observou a distribuição do aquecimento diabático nessas fases, posteriormente colocou uma fonte de calor sobre o oceano Índico, África e no Norte da América do Sul. Os padrões anômalos dos ventos gerados a partir deste experimento numérico, se assemelharam bastante aos obtidos pelo método RMM e pelo diagrama de fase proposto por (WHEELER; HENDON, 2004). Por outro lado, as anomalias de vento de baixo nível no Pacífico Oriental foram bem representadas quando uma anomalia negativa de aquecimento é incluída no norte da AS (Figura 3.2).

Matthews (2018) usou esse mesmo modelo para representar a resposta da onda equatorial de Kelvin-Rossby (850 hPa) a uma fonte de calor simétrica ao equador e muitos dos aspectos do ciclo de pressão à nível do mar durante a propagação da OMJ (Figura 3.3) foram representados. Entretanto, quando confeccionamos os campos de

Q nas fases da OMJ, destaca-se a distribuição para cada fase convectiva na AS. Assim, vale ressaltar que esses autores não avaliaram a dinâmica das fontes de calor localizadas sobre o Brasil durante as fases da OMJ, que é justamente o nosso foco dessa secção.

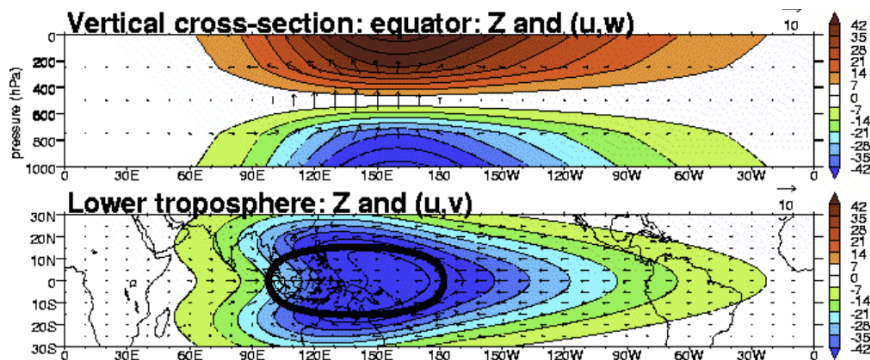
Figura 3.2 - Resposta dinâmica do modelo MWG a uma fonte de calor simétrica ao equador na fase F5.



b) fonte de calor simétrica ao equador na fase F5 da OMJ, c) anomalias de aquecimento diabático (sombreado cinza e preto) e de vento em 850 hPa.

Fonte: Hernández (2018).

Figura 3.3 - Resposta na forma de onda equatorial de Kelvin-Rossby ao aquecimento diabático simétrico ao equador. O painel superior representa a circulação vertical e zonal, e o inferior a distribuição de pressão e vento na atmosfera em 850 hPa.



Os contornos representam a pressão da superfície do mar e os vetores (azul, preto) representam a direção que o vento (m/s) se propaga.

Fonte: Matthews (2018).

3.7.1 Adição da fonte de calor

A adição da fonte de calor consiste primeiro na localização das regiões com máxima intensidade de Q (LENTERS; COOK, 1996; GANDU; SILVADIAS, 1998; FIGUEIROA, 1999; HERNANDEZ, 2018). O ciclo anual do Q no verão mostra a variação das diferentes fontes de calor localizadas em diversas regiões da AS. A partir da construção dos campos de Q , observaram-se as regiões com maior intensidade de Q , assim, as fontes de calor na AS estão localizadas nessas regiões.

O conhecimento das diferentes localizações dessas fontes de calor, permitiu realizar vários experimentos, com a finalidade de avaliar a resposta da circulação atmosférica nas fases convectivas da OMJ no nível de 850 hPa. Para tal, o algoritmo proposto por Vallis (2014), que consiste em uma aproximação numérica usando um esquema central de diferenças finitas, resolve o sistema de equações lineares sobre as condições estacionárias propostas por MWG. Esse algoritmo foi usado nesse estudo para realizar os diferentes experimentos.

A Tabela 3.1 mostra os parâmetros usados por Vallis (2014), de acordo com as considerações feitas por MWG. Utilizou-se uma grade de 80 pontos na horizontal e 40 na vertical, o conjunto de variáveis são x , y , u , v , w , p , Q . As variáveis do modelo são proporcionais às variáveis reais, neste sentido, foi possível dimensionar um mapa da AS, entre 30°N e 35°S . Essa área pode ser alterado de acordo a necessidade. Dessa forma, 5°N acima do equador é cerca de uma unidade no eixo de y do modelo, a fonte de calor localizada ao norte da AS em 78°W será posicionada em $x=0$. Para resolver o sistema de equações utilizou-se condições de contorno aberto para o eixo de x .

Tabela 3.1 - Parametrizações do modelo MWG utilizadas nesse estudo.

Máxima extensão longitudinal	Xmax	20
Mínima extensão longitudinal	Xmin	-16
Máxima extensão latitudinal	Ymax	8
Mínima extensão latitudinal	Ymin	-8
x Step size	dx	0.4675
y Step size	dy	0.4103
Número máximo de interações	N	1000
Parâmetro dissipativo	ξ	0.1
Parâmetro de Coriolis	β	0.5

Fonte: Produção do Autor.

3.7.2 Deslocamento da fonte de calor

Ao rodarmos o modelo, são geradas várias variáveis baseadas nas equações propostas por MWG. Algumas dessas variáveis são: componente zonal do vento (u), os movimentos verticais ao redor da região da fonte de calor (w), e a variável FQ que representa o aquecimento diabático. Essa variável (FQ) contém valores distribuídos através de uma matriz de 80x40 (definida convencionalmente por Vallis (2014)). Entretanto, uma vez escalado o mapa da AS pode se fazer uma geometria quase realística ao campo observado (campos de Q) para avaliarmos a resposta da atmosfera durante as fases da OMJ. Assim, a forma como alteramos a geometria da fonte de calor até chegar a uma característica quase realística, depende da organização numérica dos valores do aquecimento diabático dentro da matriz como mostrado na Figura 3.4.

4 RESULTADOS

4.1 Variabilidade sazonal e intrassazonal do aquecimento diabático integrado verticalmente, durante o verão austral na América do Sul.

Muitos estudos documentaram a OMJ, como sendo o principal impulsionador da convecção nos trópicos, e que a sua intensidade, caracterizada pela amplitude, define o quanto essa oscilação influencia a convecção de forma direta ou indireta (WHEELER; HENDON, 2004). Além disso, em algumas situações, a OMJ é dominada pela componente dinâmica, ou seja, pelo vento e em outras pela componente convectiva (ROL). Nesse contexto, em um mesmo ciclo pode ocorrer alterações entre a componente dinâmica e a termodinâmica. Com o intuito de avaliar o impacto regional e mesmo global dessa oscilação, diversos estudos como Wheeler e Hendon (2004), Grimm (2012), Barreto et al. (2019), Lafleur et al. (2015) correlacionam o índice RMM com variáveis meteorológicas, tais como precipitação, ROL, temperatura e vento.

O que não se leva em consideração muitas vezes nesses estudos, é que ao longo de um mês ou ano, a OMJ pode variar de amplitude. Por exemplo, de acordo com Lafleur et al. (2015), durante o verão austral de 1974 a 2014, a OMJ variou sua amplitude em torno de 1 a 2,5 em 63,5%, e de 1,5 a 2,5 em 36% do total de casos ocorridos. Entretanto, pode existir meses em que a OMJ varia sua amplitude entre 1 a 1,5, mas não apresenta valores acima disso. Qual a variabilidade da convecção nessa situação? Para caracterizar as principais fontes de calor e sua importância, serão analisadas nesta seção, as principais regiões com maior intensidade de Q durante o verão austral. Além disso, será avaliado como as fontes de calor variam regionalmente nas diferentes fases da OMJ, e como isto é importante para entendermos a dinâmica da convecção na AS, em termos de variabilidade intrassazonal.

4.1.1 Variabilidade sazonal do aquecimento diabático (Q)

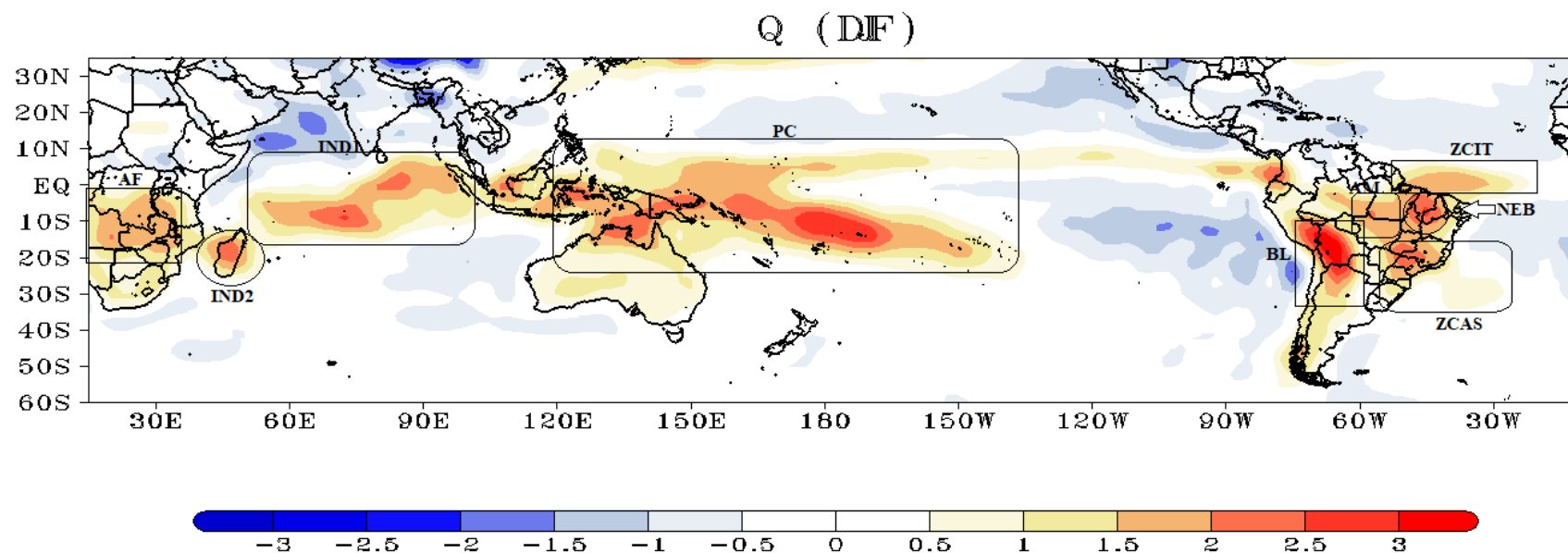
A Figura 4.1 apresenta a distribuição global do aquecimento diabático integrado na vertical (Q) para o verão austral. No presente estudo essa variável é expressa em K/dia, tal que a magnitude positiva representa áreas de aquecimento e ascensão de ar, e a negativa representa áreas de resfriamento e movimentos verticais descendentes. Observa-se que as principais fontes de calor estão localizadas nas regiões tropicais entre 20°N e 30°S de latitude. Os máximos valores estão localizados no Oceano Pacífico Oeste, ao longo da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), no Oceano Índico equatorial (IND1), ao longo da Zona de Convergência do Índico

(IND2), a leste da África (AF), Colômbia (CL), Bolívia (BL), Amazônia Central (AM) e nas regiões Sudeste (ao longo da ZCAS) e Nordeste do Brasil (NEB). A distribuição de Q apresenta um ciclo estacional coerente com os padrões da circulação média nos trópicos, isto evidencia que o aquecimento diabático é o mecanismo que impulsiona a maior parte da circulação nessas latitudes (GILL, 1980). As regiões supramencionadas, são caracterizadas por valores baixos de ROL, o que indica que o aquecimento diabático resulta da convecção profunda nos trópicos.

Tipicamente, na baixa troposfera, as principais características climáticas como a ZCIT, ZCIS, ZCPS e a ZCAS, são áreas com elevados índices pluviométricos, em torno de 9 a 13 mm/dia no verão austral (Figura 4.3). Consequentemente, apresentam máximos valores de Q . Essa característica, também está associada com o padrão de divergência na alta troposfera nas áreas convectivamente ativas sobre a Amazônia ocidental, Madagascar na África, Continente Marítimo, oceanos equatoriais e Pacífico Oeste. Na alta troposfera (Figura 4.2), essas regiões são circundadas meridionalmente por 2 centros de circulação anticiclônicas, que constituem a resposta dinâmica devido à presença dessas fontes de calor (GILL, 1980; HELD et al., 2002). Esse resultado está em concordância com Ling e Zhang (2013). De acordo com esses autores, a distribuição horizontal de Q se assemelha aos dos padrões de precipitação, ou seja, regiões com máximos valores de Q , geralmente são regiões com maiores índices pluviométricos (Figura 4.3). Sendo assim, este aquecimento induzido pela circulação em grande escala, influencia a convecção, modificando a instabilidade atmosférica através da redistribuição do calor latente localizado, e da umidade, ou através do levantamento dinâmico por convergência na baixa troposfera.

A variação da convecção nos campos de Q permite uma ampla compreensão dos padrões climáticos em escalas de espaço e tempo. Por exemplo, a OMJ frequentemente é considerada como resultado da interação entre a convecção e a circulação de grande escala. Tipicamente, a dinâmica da OMJ é inferida através dos campos de ROL e de vento zonal na alta e baixa troposfera (MADDEN; JULIAN, 1972).

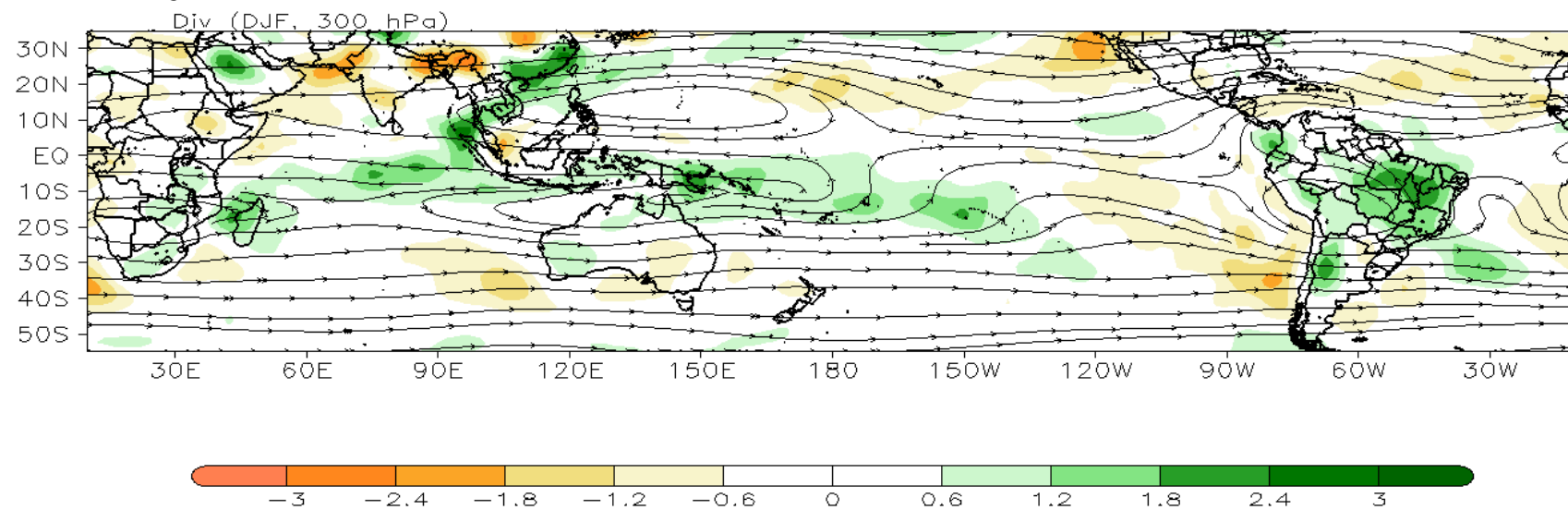
Figura 4.1 - Padrão médio de aquecimento diabático integrado na vertical (K/dia), para o verão austral (1980-2013).



Derivado a partir das Reanálises II do NCEP. As áreas destacadas com o retângulo e o círculo indicam as principais fontes de calor na região tropical. PC- Pacífico, IND1- Oceano Índico, IND2- África(Madagascar), AF-ÁFRICA, ZCAS- Zona de Convergência do Atlântico Sul, ZCIT- Zona de Convergência Intertropical, NEB- Nordeste do Brasil, BL- Bolívia, AM- Amazonas.

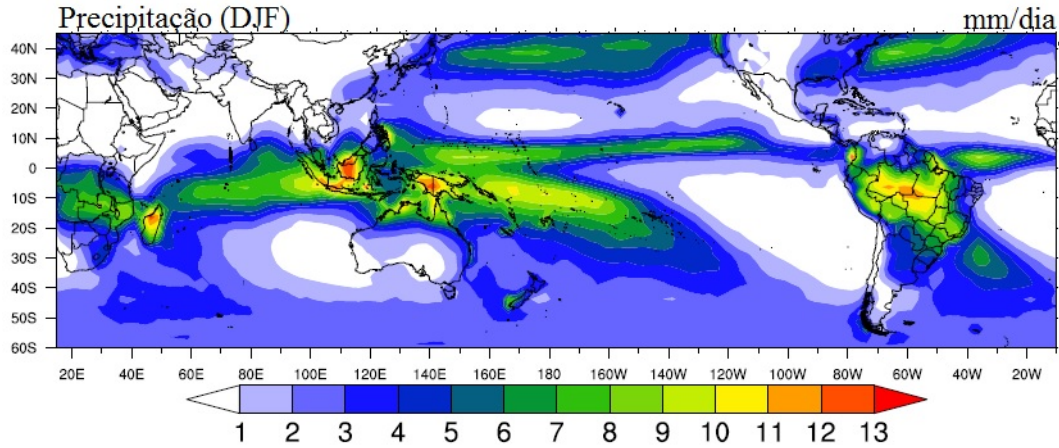
Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.2 - Circulação em altos níveis (m/s) e divergência (s-1), durante o verão austral (1980-2013), derivado a partir das reanálises II do NCEP.



Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.3 - Variabilidade espacial da precipitação (mm/dia) durante o verão austral (1980-2013), dados derivado do CMAP.



Fonte: Produção do Autor.

4.2 Variabilidades intrassazonal de Q nas fases da OMJ.

As principais fontes de calor em escala global foram documentadas na seção anterior, e a sua importância para descrição das áreas com maior convecção e precipitação foi associada com as áreas de máximos valores de Q. Estudos anteriores, consideraram apenas a variabilidade sazonal de Q. Neste contexto, conforme documentado por Sanabria (2017) e Hernández (2018) e também mostrado no presente estudo, a maior intensidade de Q no verão na AS, está localizada sobre a Bolívia e Peru, com magnitude variando de 225 a 300 W/m^2 , o que corresponde a um aumento na coluna atmosférica de 2,3 a 3 K/dia. Entretanto, é necessário mencionar o cuidado a se ter com a fonte de calor localizada sobre a região da Bolívia, as reanálises do NCEP normalmente tendem a superestimar a intensidade de Q nessa região. De acordo com Shchepetkin e McWilliams (2003), Ling e Zhang (2013) e Chavez e Takahashi (2017) o problema provem da coordenada sigma que leva um erro grande no cálculo da aceleração causada pelo gradiente horizontal de pressão nas vizinhanças de montanhas íngremes. Assim, essa fonte de calor nessa região não é tão intensa como mostram as reanálises 2 do NCEP, por essa razão, embora mencionando a forte intensidade de Q nessa região, tomamos o cuidado de chamar a atenção nesse aspecto.

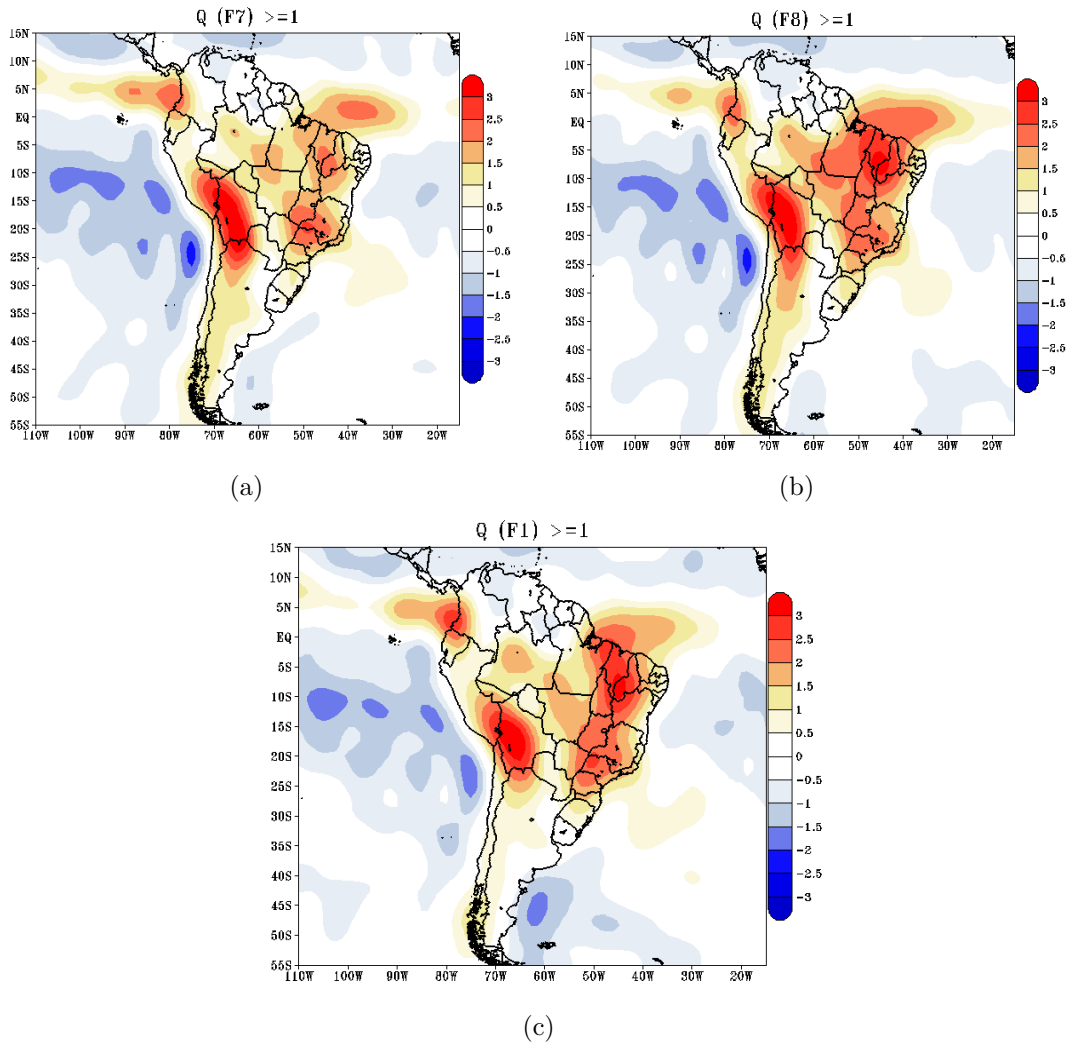
4.2.1 Compostos de Q para as fases F1, F7 e F8 da OMJ para amplitudes maiores ou iguais a 1.

Conhecida as principais áreas com maior intensidade de Q, analisa-se nesta secção a sua variabilidade intrassazonal nas diferentes fases da OMJ, ou seja, como se comporta a variabilidade de Q quando a OMJ está mais (menos) intensa na AS. Atenção está voltada para as principais fontes da AS, como as localizadas na Bolívia (BL), Colômbia (CL), Amazônia (AM), ZCIT, ZCAS e Nordeste do Brasil (NEB), conforme representada na Figura 4.1.

As Figuras 4.4a, 4.4b e 4.4c representam os compostos de Q para as F1(137 dias), F7(290 dias), F8(290 dias) associadas à propagação da OMJ, durante o verão austral na AS. Nessa figura, são considerados todos os dias ativos nos quais a amplitude da OMJ é maior ou igual a 1. Os dias correspondentes a cada fase, podem ser observados no canto inferior da Figura 4.7. O padrão espacial de Q mostra uma clara variação na intensidade dessa variável nas diferentes fases da OMJ. Considerando a evolução temporal da atividade convectiva nas fases F7, F8 e F1, a fonte de calor localizada sobre a Bolívia, apresenta valores máximos de Q concentrados mais a sudoeste desta região e na parte norte da Argentina, com intensidade em torno de 1 a 3 K/dia. Na divisa entre o sul de Minas Gerais e norte do estado de São Paulo observa-se uma área com valores entre 1,5-2 K/dia (F7). Além disso, valores em torno de 1 a 1,5 K/dia são observados sobre a Colômbia, Amazônia e Sul do NEB, este último estende-se zonalmente até a faixa da ZCIT próximo a 4°N. Quando a OMJ se situa na fase 7, as regiões da Colômbia, Amazônia e Sul do NEB, apresentam menor magnitude de Q, comparado as regiões da Bolívia e Sudeste do Brasil.

Ao contrário do observado na fase F7, as fases F8 e F1 apresentam uma variação na magnitude de Q, tal que ela aumenta cerca de 2 K/dia para região meio-norte do NEB e parte da região central do Brasil, incluindo a Amazônia (Figuras 4.4b e 4.4c). Além disso, a intensidade de Q aumenta na Bolívia e diminui sobre o Sudeste do Brasil. De acordo com [Figueroa \(1999\)](#), este máximo no sul do NEB, pode atuar como forçante para as gênesis dos VCANs no Atlântico. Neste contexto, essa fonte de calor gera vortacidade anticiclônica na alta troposfera, que por sua vez intensifica a crista nesta região, tal que o cavado próximo ao NEB se aprofunda, formando um VCAN. Ainda segundo o autor, várias outras simulações, tais como em [SilvaDias et al. \(1983\)](#), [DeMaria \(1985\)](#) e [Gandu e SilvaDias \(1998\)](#), não tiveram sucesso em representar o vórtice fechado, porque não foi considerado a fonte de calor sobre o NEB.

Figura 4.4 - Padrões médios de aquecimento diabático (K/dia) para DJF, referente às fases F7 (a), F8 (b) e F1 (c), para amplitudes maiores ou iguais que 1.



As regiões com tons vermelhos apresentam maior intensidade do aquecimento diabático (Q), regiões em azul representam fontes sumidouros. Q foi calculado a partir dos dados de reanálises II derivado do NCEP.

Fonte: Produção do Autor.

4.2.2 Compostos de Q para amplitude da OMJ entre 1 a 2,5.

A variação de Q, ao longo das fases convectivas da OMJ, foi apresentada na secção anterior para todos os dias ativos. Nesta secção, são considerados os valores de amplitudes da OMJ maior ou igual que 1 e menor que 2,5, durante as fases convectivas F7(126 dias), F8(155 dias) e F1 (41 dias), como mostrado nas Figuras 4.5a, 4.5b,

4.5c. Verifica-se uma clara variação na intensidade de Q comparando todos os dias ativos, com aqueles com amplitudes entre 1 a 2,5. Por exemplo, os máximos valores de Q ainda se encontram sobre a Bolívia e parte norte da Argentina com magnitudes maiores que 2 K/dia em todas as fases. Entretanto, na fase F8, há um aumento da intensidade de Q em boa parte do norte e sul da Argentina, mas diminui quando a OMJ atinge a fase F1. Na fase F1, a maior intensidade de Q está localizada no flanco oeste da Bolívia, diminuindo cerca de 2 unidades em boa parte do norte e sul da Argentina (Figura 4.5c).

As fontes de calor localizadas sobre o Brasil e na região da ZCIT, apresentam maior variação quando comparado com as fontes da Bolívia e Colômbia. Nesse sentido, a intensidade de Q na fase F7 é maior ao longo da ZCIT, próximo a 3°N e no sul de Minas Geras. Nessas regiões, a intensidade de Q na fase F7 varia em torno de 1,5-2,5 K/dia e os menores valores, em torno de 1 a 1,5 K/dia, estão localizados na Amazônia e sul do NEB.

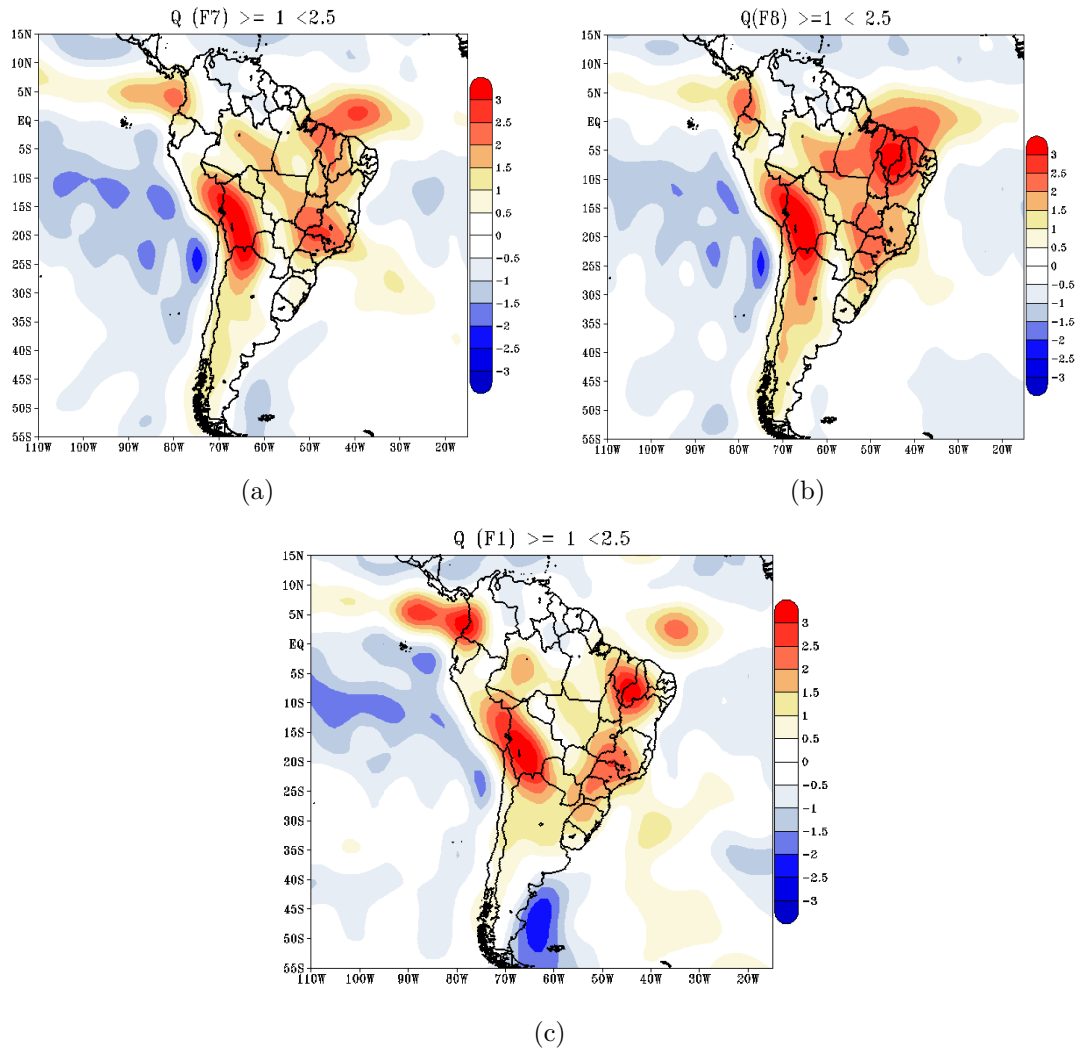
Durante a propagação da OMJ da fase F7 para a F8, destaca-se a maior intensidade de Q na Região Sul do NEB e boa parte da Região Centro-Oeste do Brasil, com valores de em torno de 2-3 K/dia. É interessante notar que nas regiões da ZCIT e Sudeste do Brasil que apresentam máxima intensidade na fase F7, apresentam agora menor intensidade comparada com as fontes de calor no NEB e na região central do Brasil. Quando foram considerados todos os dias ativos na fase F7, o sinal na região sul do NEB aparece. Este resultado pode ser um indicativo de que a propagação da OMJ com amplitudes entre 1 a 2,5, tem um impacto menor na fase F7, comparando-se com as outras fases convectivas na região sul do NEB.

Figuerola (1999) mostrou em um de seus experimentos que no verão austral, quando a ZCIT está intensa, a precipitação diminui no Nordeste. Entretanto, a fraca intensidade de Q na fase F7 sobre essa região, é devido ao forte sinal verificado na faixa da ZCIT. De acordo com esse autor, esta diminuição se dá através do efeito da liberação de calor latente na ZCIT, que impulsiona a circulação do tipo Haddley, propiciando déficit de precipitação no NEB, e conseqüentemente uma redução na magnitude Q .

Na fase F1 a intensidade de Q diminui em boa parte do NEB, mas ainda assim valores de Q em torno de 2 a 2,5 K/dia são observados no sul dos estados do Maranhão e Piauí (Figura 4.5c). Além disso, a intensidade de Q diminui na região Amazônica e na Bolívia e aumenta na região da Colômbia e na faixa da ZCIT (aproximadamente 5°N). Essa relação entre a variação das principais fontes de calor na AS não está bem clara quando se considera todos os valores de amplitude. Aparentemente, ao se considerar todos os valores de amplitude, alguns sinais podem ser mascarados. Quando se considera valores de amplitude entre 1 a 2,5, o sinal parece mais forte e a variação na intensidade de Q é melhor compreendida, principalmente no Brasil. Isto ocorre porque as fases da OMJ funcionam como um indicativo local da convecção, tal que ao dividirmos a amplitude em limiares, alguns sinais destacam-se mais. Assim sendo, as regiões com maior intensidade de Q , nesse intervalo de amplitude, apresentam convecção mais intensa. Como a precipitação é uma medida direta do aquecimento diabático e os processos de precipitação nos trópicos são dominados pela liberação de calor latente (SANABRIA, 2017), essas regiões com Q mais intenso, também apresentam precipitação intensa. Além desse pormenor, a precipitação ao sul do NEB, tem influência na formação da AB e na sua orientação NW-SE, conseqüentemente influenciando o deslocamento dos VCANs (FIGUEROA, 1999).

Outro aspecto importante, é que valores positivos de Q indicam áreas com movimentos ascendentes, quando Q está mais intenso sobre o NEB e Amazônia, possibilitando a presença de nuvens baixas nestas áreas, que não crescem devido aos movimentos descendentes na média troposfera na ZCIT e ZCAS (FIGUEROA, 1999). Esses resultados da variação da intensidade da OMJ, mostram a importância de tratarmos essa oscilação em termos da variação da amplitude, uma vez que ela determina a intensidade da propagação, e conseqüentemente modula o aquecimento diabático.

Figura 4.5 - Padrões médios de aquecimento diabático (K/dia) para DJF, referente às fases F7 (a), F8 (b) e F1 (c), para amplitudes entre 1 a 2.5.



As regiões com tons vermelhos apresentam maior intensidade do aquecimento diabático (Q), regiões em azul representam fontes sumidouros. Q foi calculado a partir dos dados de reanálises II derivado do NCEP.

Fonte: Produção do Autor.

4.2.3 Compostos de Q para amplitude da OMJ maior que 2,5

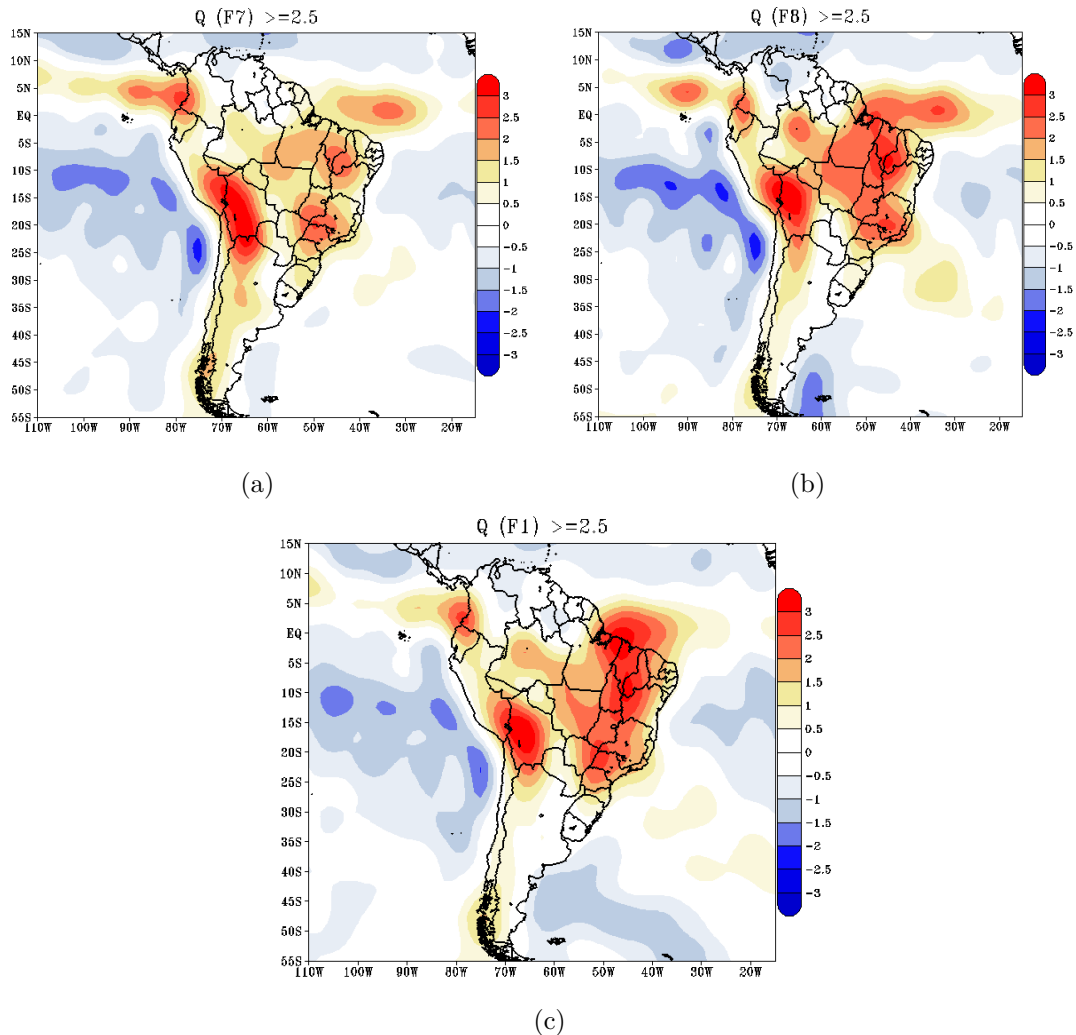
Nesta secção será mostrada a variabilidade de Q, quando a OMJ se propaga com amplitudes maiores ou iguais a 2,5 nas fases convectivas F7(164 dias), F8(105 dias) e F1(96 dias). Em relação a amplitudes maiores que 2.5 na fase F7 (Figura 4.6a, 4.6b e 4.6c), a fonte localizada na Bolívia apresenta pouca variação de intensidade, com

máximo de Q em torno de 2,5-3 K/dia. Por outro lado, a fonte de calor localizada sobre a Colômbia, intensifica-se quando a OMJ apresenta amplitudes maiores que 2,5; isto possivelmente é causado pela forçante dinâmica, ou seja, os ventos nessa região são mais favoráveis para a formação de complexos convectivos de mesoescala. Além desse pormenor, esse resultado mostra a importância da sua intensidade para essa região. Na passagem da fase F7 para F8 e F1, a intensidade de Q diminui ao sul da Bolívia e Norte da Argentina. Valores em torno de 2-3 K/dia ainda são observados em boa parte da região oeste da Bolívia, cobrindo parte do Norte da Argentina e Sul do Peru.

As fontes localizadas sobre o Brasil, de modo geral, apresentam menor intensidade de Q na fase F7 (1-2,5 K/dia). Quando a OMJ se propaga para as fases F8 e F1, esta intensidade aumenta em torno de 2-3 K/dia, na região central, NEB, Amazônia, Sudeste do Brasil, e ao longo da ZCIT. A máxima intensidade de Q à norte da Amazônia é da ordem de 2 K/dia. Essa intensidade de Q é observada apenas para amplitudes maiores que 2,5. A porção da ZCAS que se estende até o oceano Atlântico sudoeste é mais extensa na fase F8, quando a OMJ está mais forte (Figura 4.6b). Esse resultado é coerente com os encontrados por [Andrade et al. \(2010\)](#) e [Grimm e SilvaDias \(1995\)](#), que observaram que a OMJ impulsiona a convecção a leste do Pacífico, intensificando a extensão da ZCAS para o oceano, através da propagação das ondas de Rossby.

Ao se propagar para a fase F1, a OMJ modula a magnitude de Q , enfraquecendo sua intensidade na região central do Brasil, Bolívia e Colômbia. Esse enfraquecimento está associado à transição para fase F2 (supressão de convecção). A fase F1 (para amplitude maior que 2,5) apresenta valores de Q maiores em todo Brasil, comparando com a F1, quando a OMJ se propaga com valores de amplitudes entre 1 e 2,5, com pouca variação de Q . Vale ressaltar, que este aumento da convecção na região tropical do Brasil, devido à intensa propagação, contribui para a manutenção das ZCASs ([CARVALHO et al., 2011](#)). Além deste pormenor, o enfraquecimento da convecção na fase F1 ao longo da ZCIT, diminui a precipitação sobre a região da Amazônica e desloca ligeiramente a ZCAS para noroeste ([FIGUEROA, 1999](#)).

Figura 4.6 - Padrões médios de aquecimento diabático (K/dia) para DJF, referente às fases F7 (a), F8 (b) e F1 (c), para amplitudes maiores que 2,5.



As regiões com tons vermelhos apresentam maior intensidade do aquecimento diabático (Q), regiões em azul representam fontes sumidouros. Q foi calculado a partir dos dados de reanálises II derivado do NCEP.

Fonte: Produção do Autor.

4.2.4 Sumário e discussões

As principais fontes de calor na América do Sul estão localizadas na Colômbia, Bolívia, ZCIT, Amazônia, Nordeste e Sudeste do Brasil. À medida que a OMJ se propaga para leste, variando a sua intensidade, essas regiões de fonte de calor também apresentam variações na intensidade.

As principais considerações envolvendo as conexões da OMJ e o aquecimento diabático nas diferentes fases, e para diferentes limiares de amplitude são:

a) Ao considerarmos todos os dias ativos, a magnitude de Q é em torno de 2-2,5 K/dia na faixa da ZCIT, mas aumenta de valor na transição da fase F7 para as fases F8 e F1. Essa característica é um sinal típico do impacto da OMJ na AS, ou seja, aumento da convecção na fase F8 e F1, em quase todo território brasileiro.

b) O sinal intenso de Q no sul do NEB, não aparece na F7 quando a OMJ é menos intensa (amplitudes entre 1 e 2,5). Esse resultado sugere que quando a OMJ se propaga na fase F7, a convecção na região sul do NEB é mais intensa para amplitudes maiores ou iguais a 2,5. Máximos valores do Q, em torno de 2-3 K/dia, começam a se destacar na região sul do NEB quando a OMJ se propaga para as fases F8 e F1. Os máximos nessa região, possibilitam a presença de nuvens baixas nas fases F8 e F1 na região sul do NEB, quando a OMJ se propaga a uma amplitude entre 1 a 2,5. Quando a OMJ está mais intensa (amplitudes maiores que 2,5), a máxima intensidade de Q no sul do NEB ocorre a partir da fase F7.

c) As fontes localizadas no Sudeste e na faixa da ZCIT próximo ao Oceano Atlântico, apresentam um comportamento contrário ao da fonte de calor no NEB na fase F7. Essas fontes apresentam máxima intensidade na F7 e diminuem quando a OMJ se propaga para as fases F8 e F1. Quando a OMJ está mais intensa, valores em torno de 1 a 2,5 K/dia, começam a se destacar a partir da fase F7. A intensidade da fonte localizada na faixa da ZCIT é inversa à fonte no NEB, porque quando a ZCIT está intensa, a precipitação diminui sobre o Nordeste, devido à circulação de Hadley entre a ZCIT e o NEB.

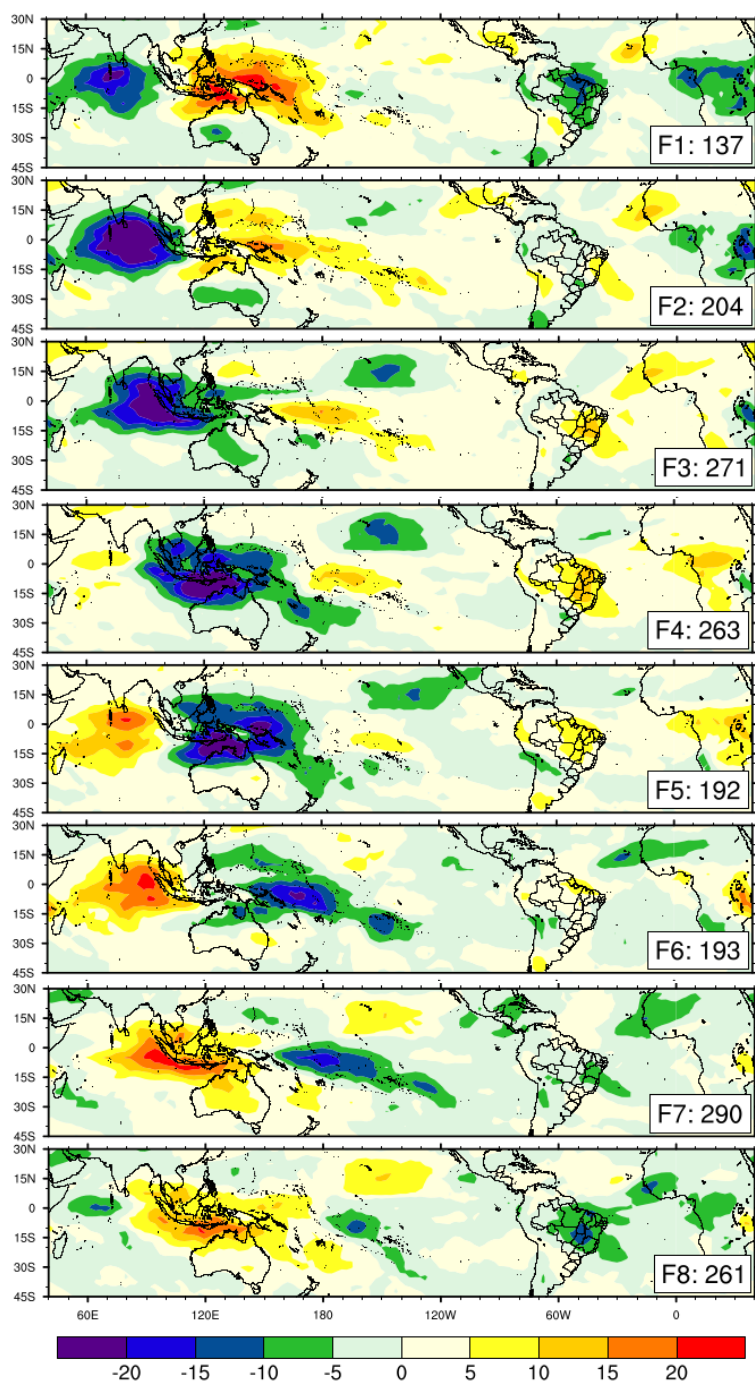
d) Quando a OMJ aumenta de intensidade, um aumento da magnitude de Q em torno de 2,5-3 K/dia, destaca-se em quase toda a região tropical da AS. A intensidade das ZCAS oceânica sofre maior impacto para eventos intensos da OMJ. Isto é importante porque a convecção tropical na AS, influencia a manutenção das ZCAS bem como a sua orientação NW-SE.

4.3 Variabilidade intrassazonal da convecção na AS durante o ciclo de vida da OMJ.

Nesta secção, apresenta-se a evolução do ciclo de vida da OMJ através de composições das anomalias de ROL (Figura 4.7). Esse ciclo pode ser entendido através de duas etapas, a primeira está associada à convecção e a segunda a supressão. Essas etapas envolvem 8 fases, que indicam a propagação global da OMJ (WHEELER; HENDON, 2004). Na Figura 4.7, regiões com valores positivos indicam supressão da convecção e valores negativos estão associados à convecção profunda. Nas composições foram considerados todos os dias ativos da OMJ com amplitudes maiores do que 1. Observa-se que quando ela se propaga ao longo das fases F1, F2 e F3, fortes anomalias negativas de ROL estão presentes sobre o Oceano Índico tropical, caracterizando a convecção ativa nessa região. Além disso, anomalias positivas são observadas sobre o Continente Marítimo e Pacífico Oeste, indicando supressão da convecção nessa região (MADDEN; JULIAN, 1971; MATTHEWS, 2000; WHEELER; HENDON, 2004). À medida que a OMJ se propaga para a fase F2, anomalias positivas de ROL diminuem significativamente sobre Continente Marítimo. Particularmente a AS e parte da África Central, experimentam convecção profunda, na fase F1 da OMJ. Sobre o Brasil, essa convecção se localiza nas regiões norte e nordeste, se estendendo meridionalmente até a região Sudeste (fase F1). Nas fases F2 e F3, a supressão da convecção começa a se estabelecer nos trópicos da AS e Norte da África, e em contrapartida, diminui sobre o Continente Marítimo.

Nas fases F4, F5 e F6, observa-se um padrão inverso nas anomalias de ROL nos Oceanos Índico e Pacífico, tal que no primeiro começa a se estabelecer supressão da convecção. Além disso, observa-se convecção profunda, em boa parte do Continente Marítimo. Essa mudança no padrão das anomalias de ROL, constitui-se num mecanismo global, proposto por Matthews (2000), sendo que, a convecção intensificada no Oeste do Pacífico, excita anomalias negativas de pressão no nível do mar, que se expandem rapidamente em direção a leste até próximo dos Andes e Himalaia. Na AS, a supressão da convecção é mais forte na fase F4, mas diminui nas fases F5 e F6. Na fase F7, se estabelece o início da atividade convectiva na AS. Assim anomalias negativas de ROL predominam no NEB numa faixa estreita sobre o estado da Bahia e norte de Minas Gerais e sobre o Oceano Atlântico SW. Na fase F8, a convecção se estabelece em grande parte do Brasil, e ao longo da ZCIT no Oceano Atlântico. Essa fase apresenta convecção mais intensa na AS (GRIMM, 2012; BARRETO et al., 2019).

Figura 4.7 - Composição do ciclo de vida da OMJ por meio de anomalias filtradas de ROL para o período de 1980 a 2013.



Os dias em cada fase (pequeno quadrado no lado direito inferior) referem-se ao período em que a OMJ atuou nas fases associadas. A legenda às cores refere-se às anomalias de ROL em W/m^2 .

Fonte: Produção do Autor.

4.4 Frequência de VCANs durante as fases da OMJ

A Figura 4.8 apresenta o número de ocorrência dos VCANs em cada uma das fases da OMJ, para o período de 1980 a 2013. Durante esse período, foram avaliados 320 casos, sendo que 201 destes ocorreram em dias em que a OMJ estava ativa. Assim, 62,81% dos casos, independentemente das fases, ocorrem em dias em que a OMJ estava ativa e 37,19% em dias inativos (com amplitudes menores que 1). A maior frequência (13,75%) ocorre no verão austral na fase F8, seguido da fase F7 com 10,6%, e da fase F1 com 5,9%. A OMJ tende a aumentar a convecção na AS ao se propagar da fase F7 para as fases F8 e F1. Nesse contexto, a maior frequência de VCANs nessas fases, está associada à liberação de calor latente nas regiões próximas de formação dos VCANs. Isso contribuiu para o aumento nos termos de energia cinética, sendo um dos mecanismos importantes para formação desse sistema de tempo (BONATTI; RAO, 1987).

A maior frequência dos VCANs nas fases F8 e F7 também podem estar relacionados aos efeitos da propagação da OMJ e aumento da convecção na região das ZCASs. Na fase F7, normalmente em quase todo nordeste do Brasil, não há sinal de convecção. Em contrapartida, valores relativamente baixos de ROL são observados na região Sudeste, se estendendo até o Oceano Atlântico Sudoeste (Figura 4.7, fase F7). Essa convecção próxima a região das ZCASs, influencia a formação dos VCANs (GAN, 1982; GAN; KOUSKY, 1986; FIGUEROA, 1999; MORAIS, 2016).

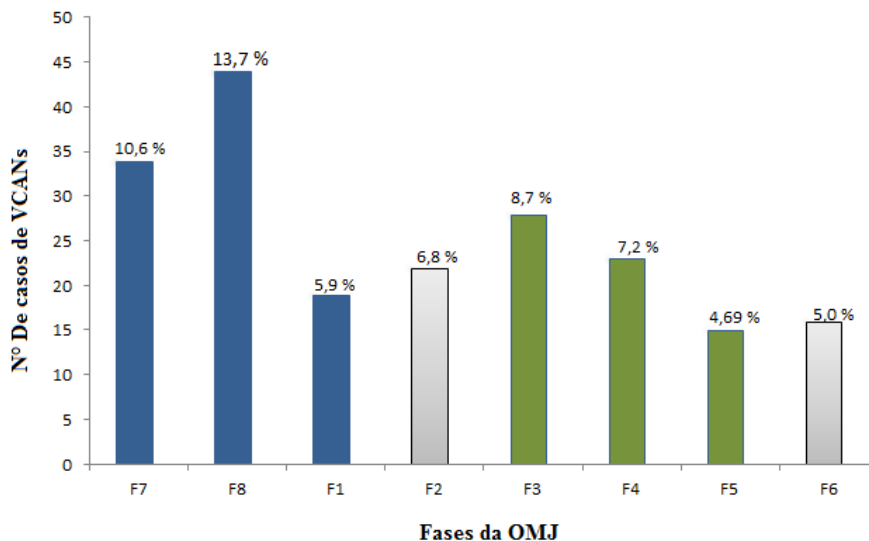
As fases de supressão da convecção que mais impactam a AS são F3, F4 e F5 (Figura 4.7). Na fase F3 a frequência dos VCANs é de 8,7%, enquanto que nas fases F4 e F5 ela reduz-se para 7,2% e 4,09%, respectivamente. As fases F2 e F6 são períodos de transição, que apresentam supressão ou convecção em áreas localizadas da AS. O impacto dessas fases está mais relacionado com a variação da intensidade da OMJ. A propagação da OMJ na fase F2, contribui ligeiramente para supressão da convecção na costa leste do estado da Bahia. A fase F2 apresenta uma frequência de ocorrência de VCANs de 6,8%, e a fase F6 5,0%.

As fases F5 e F6 são caracterizadas por uma menor frequência de VCANs. De um total de 15 casos na fase F5, 13 estiveram associados com anos de El Niño/La Niña, ou seja, apenas dois deles não estavam sob influência desses eventos. A fase F6 apresenta um comportamento quase semelhante, de um total de 16 casos, 11 ocorreram em anos de El Niño/La Niña. Estudos de Ramírez et al. (1999), Silva et al. (2006), Repinaldo (2010) e Morais (2016) mostraram que não há uma relação direta entre VCANs e eventos de El Niño/La Niña. Entretanto, esses autores concluíram

que geralmente em períodos de El Niño o número médio de VCANs é maior do que em de La Niña, o que pode ter sido um fator importante para presença dos VCANs nessas fases.

As fases F2, F3 e F4, são períodos de supressão de convecção, que apresentaram um pico moderado de ocorrência de VCANs (Figura 4.8). Outros mecanismos podem estar ligados à formação destes vórtices, como por exemplo a intrusão de cavados de latitudes médias ou perturbações que vem da África. É importante destacar que nesse estudo, não se supõe que a OMJ seja o mecanismo direto responsável pela formação dos VCANs, mas sim que ela modula a convecção, sendo um fator importante na formação desses vórtices. Neste contexto, além da OMJ, que pode causar supressão da convecção nessas fases, outros mecanismos tais como a incursão de sistemas frontais, podem intensificar a crista associada à AB, e conseqüentemente, o fechamento do cavado do NEB (GAN, 1982; GAN; KOUSKY, 1986). Em geral a frequência dos VCANs é maior nas fases convectivas (F7 e F8), e tende a diminuir a medida que a OMJ evolui para as fases de supressão da convecção.

Figura 4.8 - Número de ocorrências de VCANs nas fases convectivas ativas (azul), fases de supressão de convecção (verde), e fases de supressão/convecção transição (cinza).



O eixo vertical do gráfico representa o número de ocorrência de casos de VCANs. O eixo horizontal representa as fases da OMJ.

Fonte: Produção do Autor.

4.4.1 Análise da profundidade dos VCANs ao longo das fases da OMJ

A Figura 4.9, apresenta a frequência relativa da profundidade dos VCANs, durante as fases convectivas e de supressão da OMJ. Essa análise mostra que alguns VCANs, podem ser mais comuns ou incomuns em uma certa camada para uma respectiva fase da OMJ. Qual importância desses resultados? Esses resultados são importantes porque permitem avaliar os impactos meteorológicos numa determinada fase da OMJ. São evidentes as expressivas similaridades entre as fases convectivas em algumas camadas. Por exemplo, as fases F7 e F8 apresentam a mesma frequência relativa dos VCANs na camada de 200 hPa (20%), 300 hPa (15%), e entre 200-700 hPa (50%) (Figura 4.9a).

Os VCANs que atingem somente o nível de 250 hPa são mais comuns nas fases F8 e F7, com frequência relativa de 66,7% e 22%, respectivamente. Nos estudos de [Morais \(2016\)](#), os VCANs que atingem essa profundidade foram classificados como rasos, e provocam extremos de precipitação principalmente na costa leste do NEB. Aqueles que atingem maior profundidade (200-700 hPa), também são mais frequentes nas fases F7 e F8, ambas com frequência relativa de 50%. Os casos de VCANs que se estendem de 200 até 600 hPa, apresentam frequência relativa de 33,3% na fase F8, 11,1% na fase F7 e 22,2% na fase F1. Os VCANs são menos frequentes nas fases F7, F8 e F1 para os casos que ficam confinados em 200 hPa e 300 hPa, com frequência relativa entre 15 a 21%.

Os resultados supramencionados mostram que com exceção a predominância de VCANs em 250hPa na fase F8, normalmente quando a OMJ se propaga nas fases convectivas é raro observar VCANs confinados em um nível específico, a tendência é atingirem maior profundidade. Entretanto, observa-se que esses vórtices estão presentes em todas as camadas nas fases F7 e F8. Deve-se destacar que na fase F1, não houve registro de casos de VCANs nas camadas de 250 hPa, 200-300 hPa e 200-700 hPa. Os VCANs que atingiram profundidade até 700 hPa, ocorreram somente nas fases F7 e F8.

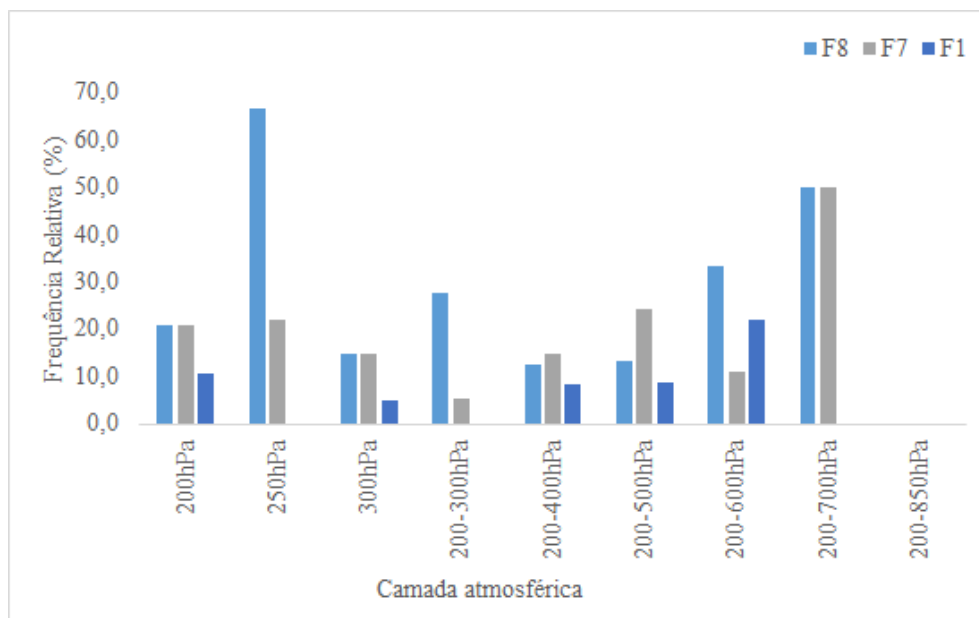
Os VCANs confinados em 300 hPa nas fases de supressão são mais frequentes na fase F4, com frequência relativa de 20,0% (Figura 4.8a). Os que apresentam profundidade de 200 a 300 hPa são mais frequentes nas fases F2 e F3, com frequência relativa de 22,2%. Além disso, aqueles que atingem profundidade entre 200 e 500 hPa são mais frequentes nas fases F2, F3 e F4, com frequência relativa variando entre 11 a 20%. A maior profundidade alcançada na fase F5 foi entre 200-500 hPa, e na F6 foi entre 200 a 600 hPa, com frequência relativa de 11,1% e 22,2%, respectivamente. Nessas fases,

os casos que apresentam profundidade até 600 hPa estão associados com episódios de El Niño variando de forte a moderado, que pode ter influenciado para o vórtice atingir tal profundidade.

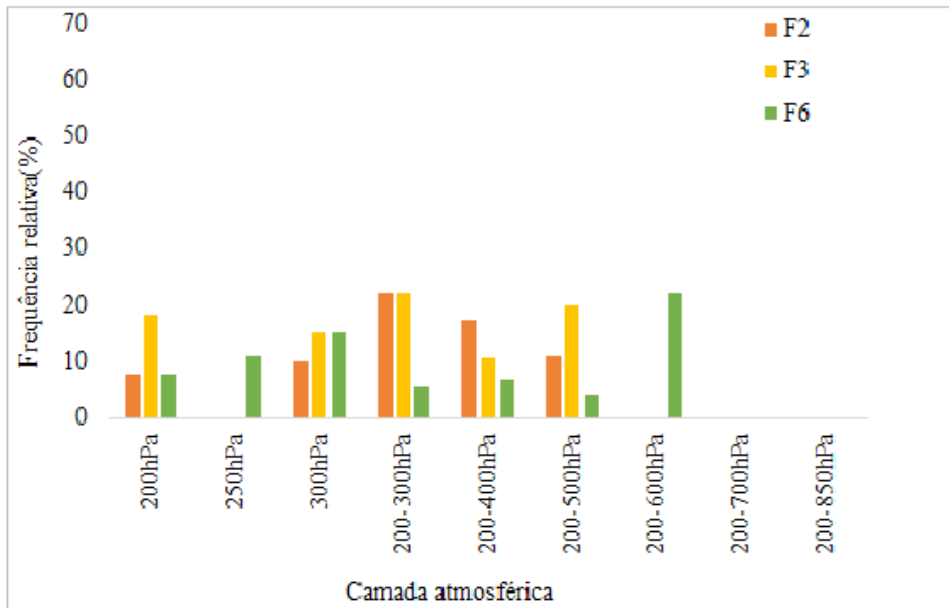
Não se observou VCANs em 250 hPa ao longo das fases de supressão da OMJ que impactam a AS (F3, F4, F5). É importante mencionar que exceto na fase F5, em que alguns VCANs atingem profundidade de 200 até 600 hPa, nenhuma outra fase de supressão apresentou VCANs abaixo de 500 hPa.

Diferente das fases de supressão, as fases convectivas F7 e F8 apresentam VCANs com profundidade até 700 hPa. Esse resultado pode ser um indicativo de como o aumento da convecção através da propagação da OMJ, influencia a profundidade dos vórtices. De acordo com [Morais \(2016\)](#), VCANs profundos tendem apresentar precipitação extrema no setor nordeste do sistema e disparos de processos convectivos, o que estabelece a sua extensão vertical mais profunda.

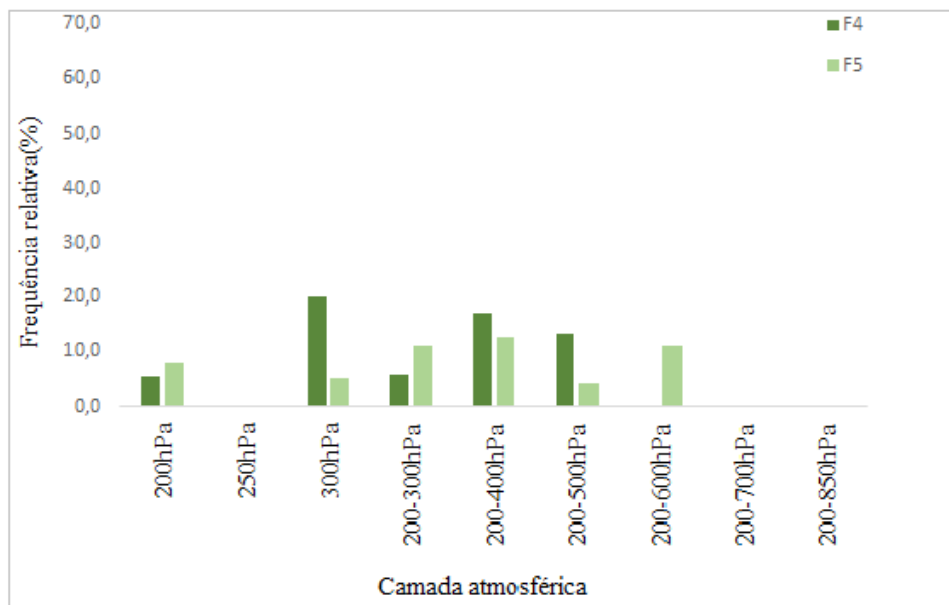
Figura 4.9 - Frequência relativa de VCANs nas fases convectivas (a), de supressão da convecção (b e c), respectivamente.



(a)



(b)



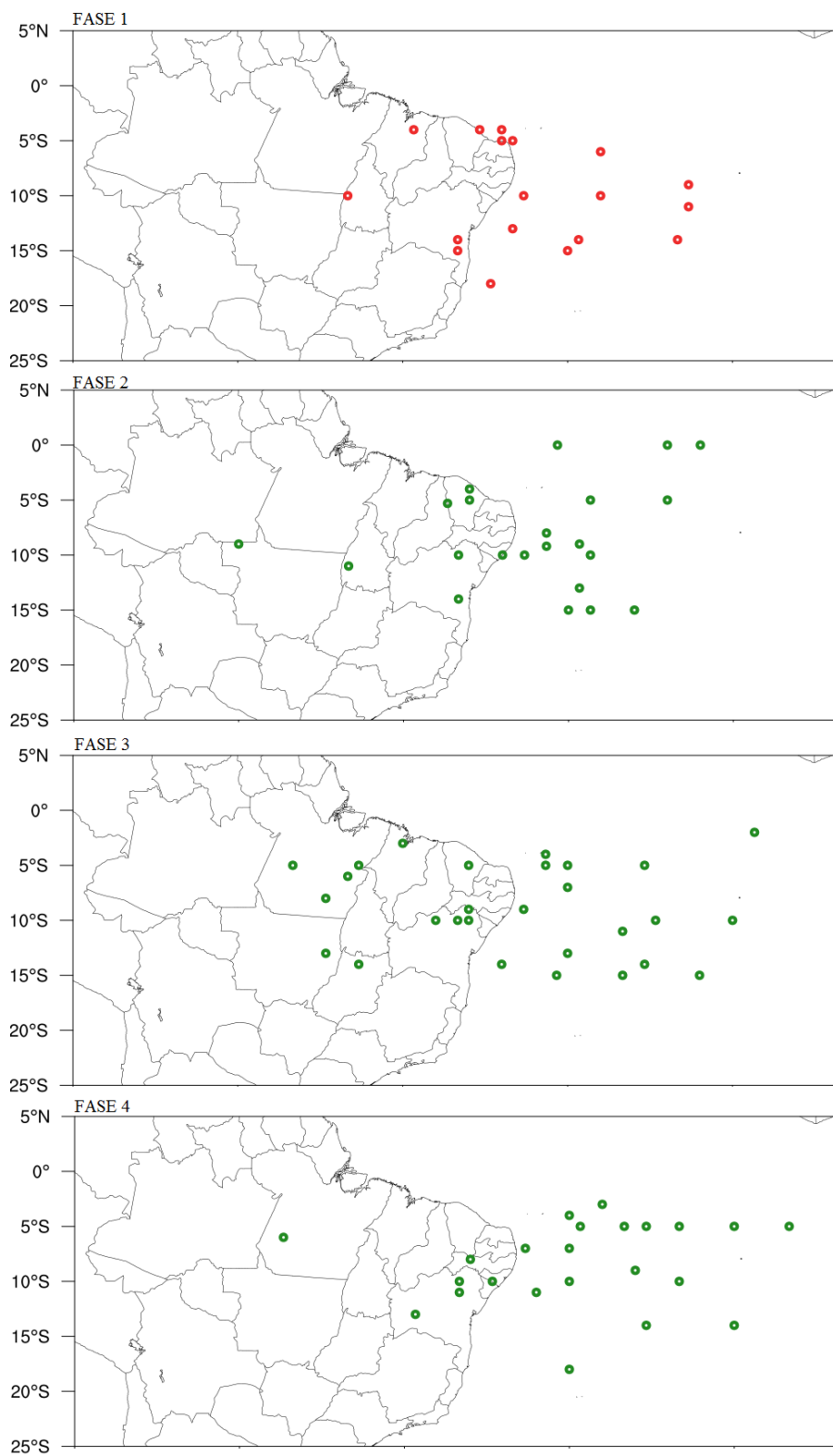
(c)

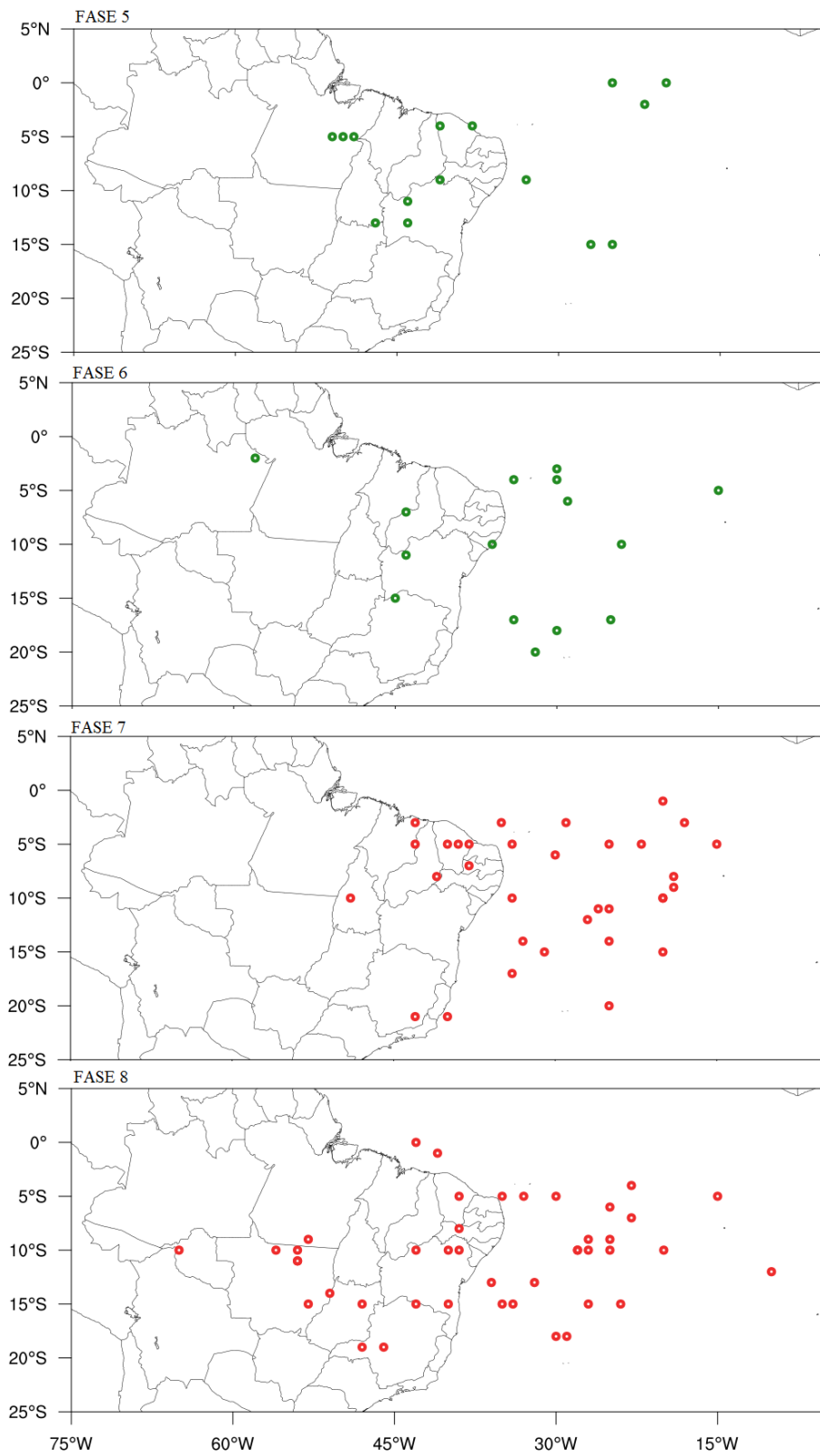
Fonte: Produção do Autor.

Com o objetivo de se identificar a localização dos VCANs nas fases de supressão e convecção, a Figura 4.10 apresenta as posições dos VCANs em cada fase da OMJ. Observa-se que nas fases convectivas, os VCANs que se situam acima de 45°W são observados apenas nas fases F7 e F8. Assim, possivelmente os que se localizam próximo aos Andes, ocorrem quando a OMJ se situa nas fases F7 e F8. Os casos observados na fase F1, se localizam em longitudes menores que 43°W . Nesse contexto, a maioria dos vórtices se localiza na costa leste da AS e no Atlântico.

Nas fases de supressão, os VCANs localizados sobre o continente são mais frequentes nas fases F2, F3 e F4. As fases F2 e F8, foram as únicas que apresentaram pelo menos um caso em longitudes superiores a 56°W para cada fase. Entretanto, a localização tanto nas fases de supressão como convecção tendem a ser maior no oceano, embora nas fases convectivas (F7 e F8) tende a se localizar entre $40-65^{\circ}\text{W}$. Assim, o número de VCANs localizados sobre o continente tende a ser reduzido nas fases F4 e F6.

Figura 4.10 - Localização dos VCANs nas fases da OMJ.





Os círculos em vermelho representam fases convectivas e em verde as fases de supressão da convecção.

Fonte: Produção do Autor.

4.5 Estrutura horizontal dos VCANs ao longo das fases da OMJ

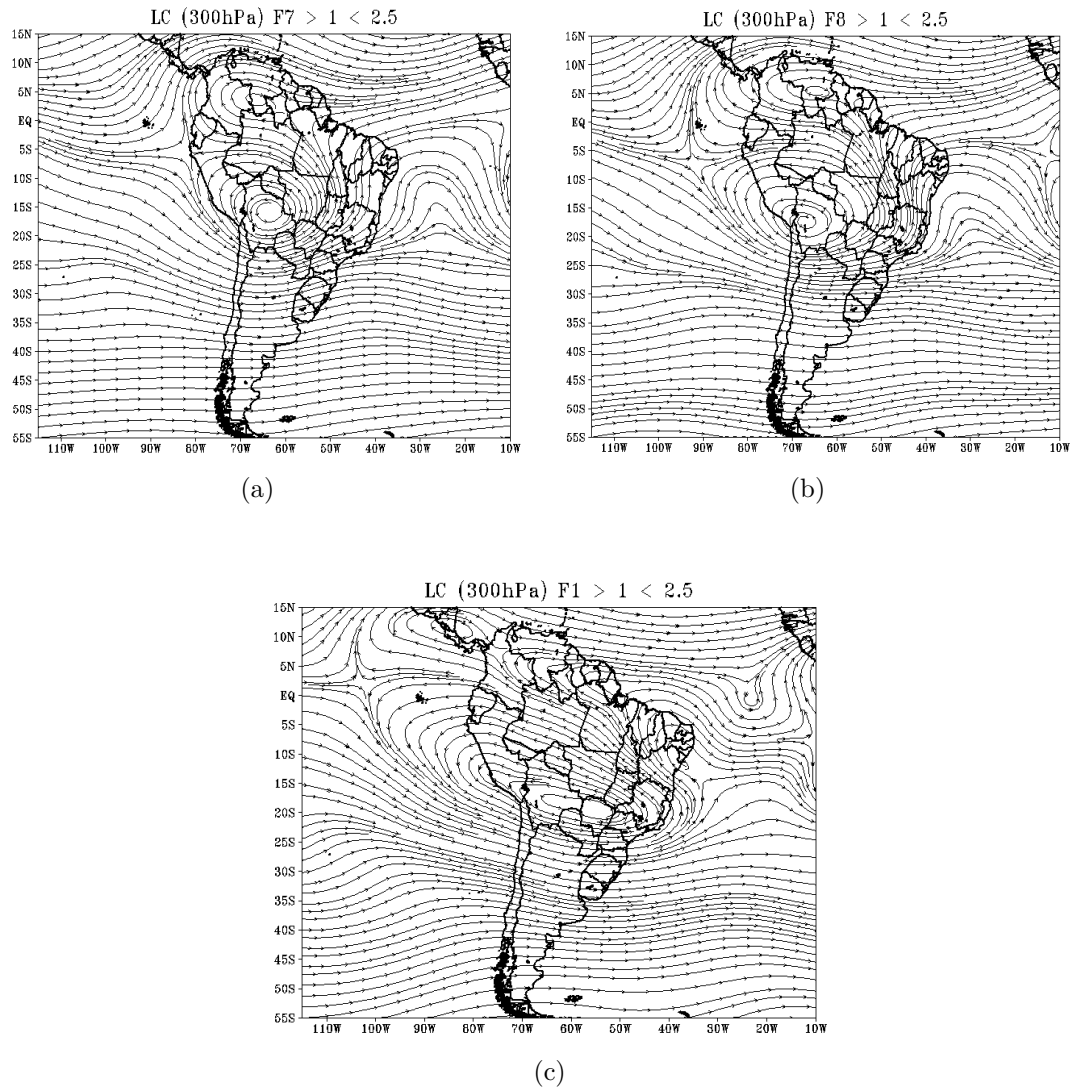
Para caracterizar a estrutura horizontal dos VCANs, primeiro considerou-se todos os dias ativos da OMJ, sem limitar intervalos de amplitudes. Optou-se desta forma, avaliar o comportamento médio desse sistema, em cada fase da OMJ. É importante lembrar que as fases de supressão, não significam fases inativas, mas sim fases que representam a ausência de convecção.

Os compostos do vento, foram avaliados na alta troposfera nos níveis de 250 hPa (não mostrado) e 300 hPa. Outros níveis também são mencionados como parte da discussão, mas as figuras não são mostradas. Ao considerarmos todos os dias ativos nas fases convectivas, o comportamento dos VCANs é similar quando a OMJ se propaga com amplitudes entre 1 a 2,5. Entretanto, as diferenças são mais expressivas quando a OMJ se propaga com maior intensidade (amplitudes maiores que 2,5). Assim, mostraremos os compostos do campo de vento somente para amplitudes entre 1 e 2,5 e maiores que 2,5. O número de dias no cálculo dos compostos, é o mesmo usado nos campos de Q nessas fases.

As Figuras 4.11a, 4.11b e 4.11c apresentam os compostos dos campos de vento para amplitudes entre 1 a 2,5, no nível de 300 hPa. Nas fases convectivas, tanto em 250 hPa (não mostrado) como em 300 hPa, os VCANs não se encontram fechados (Figura 4.11a e 4.11b). Observa-se nestas fases, apenas a formação do cavado localizado sobre o Atlântico, entre 30 a 20°W. Deve-se destacar que quando a OMJ evolui de uma fase para outra, são constatadas algumas mudanças relacionadas à posição dos principais sistemas que atuam na AS. Por exemplo, ao se propagar de F7 para F8, a crista associada à AB se expande mais para sudeste, ocasionando uma ligeira inclinação do cavado sobre o Atlântico, ou seja, o escoamento no flanco oeste do cavado, é mais intenso devido à expansão da crista da AB, que influencia a ligeira inclinação do cavado para oeste (Figura 4.11c).

A fase F1 (Figura 4.11c) é a única fase que mostra o centro do vórtice ligeiramente configurado neste limiar de amplitude da OMJ. A crista associada à AB, apresenta uma extensão zonal até aproximadamente 35°W, influenciando assim o deslocamento do vórtice, mas para a direção oeste.

Figura 4.11 - Compostos dos campos de ventos (linhas de corrente) em 300 hPa, para as fases convectivas da OMJ F7(a), F8(b) e F1(c), e com amplitudes entre 1 a 2,5.



Calculado a partir dos dados derivado das reanálises II do NCEP.

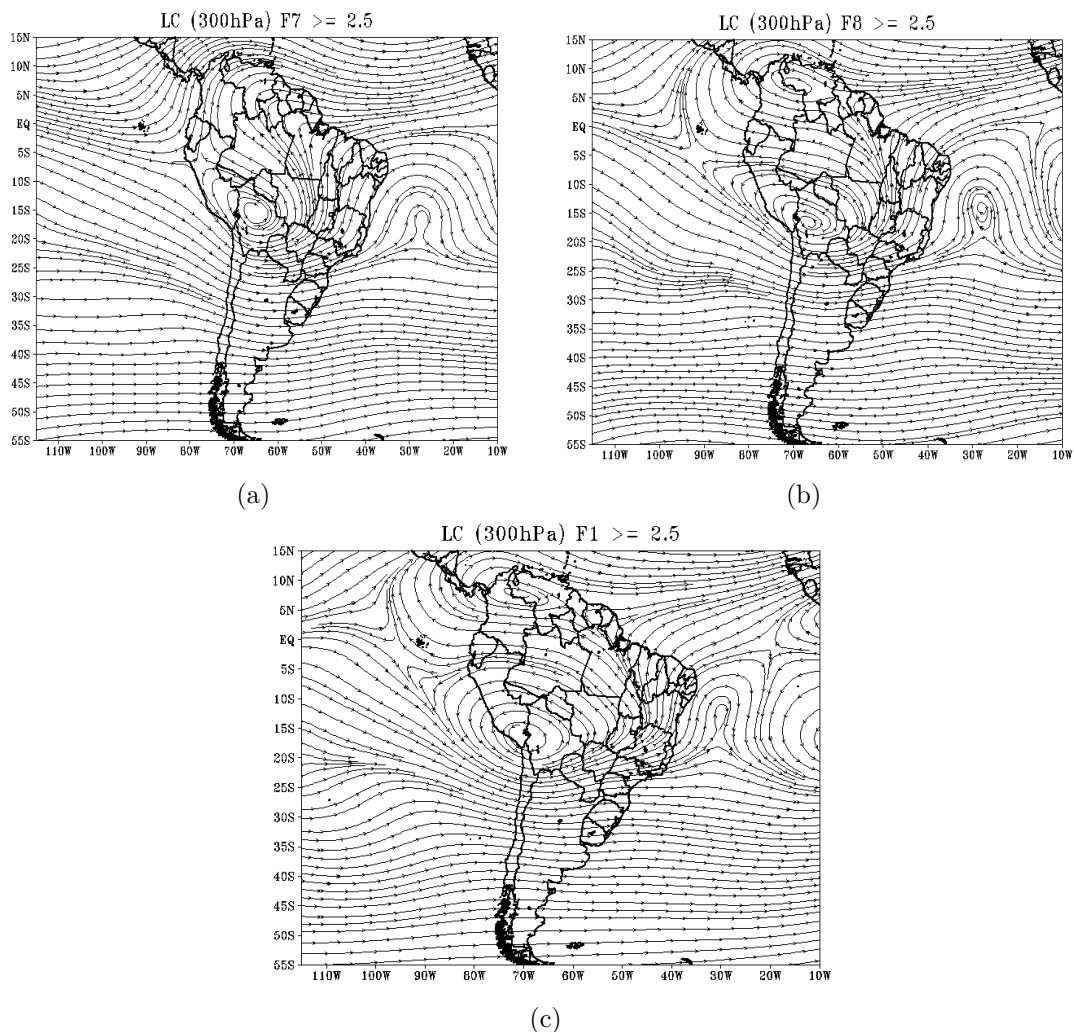
Fonte: Produção do Autor.

4.5.1 Compostos dos campos de vento (linhas de corrente) em 300 hPa, durante as fases convectivas (F7, F8 e F1), amplitudes maiores ou iguais a 2.5

As Figuras 4.12a, 4.12 b e 4.12c ilustram o comportamento médio dos VCANs em 300 hPa, para os casos em que a OMJ apresenta amplitudes maiores ou iguais a 2.5 nas fases F7, F8 e F1. Nesses limites de amplitude a AB, AN e o VCAN apresentam a configuração clássica da dinâmica das fontes de calor (DEMARIA, 1985; FIGUEROA et al., 1995; LENTERS; COOK, 1996; GANDU; SILVADIAS, 1998; FIGUEROA, 1999). O centro do vórtice está localizado sobre o oceano Atlântico, aproximadamente em 15 °S e 30 °W. Na fase F7 a AB está bem configurada e a crista associada à AN está deslocada para SE, e o centro do VCAN está ligeiramente inclinado para leste.

A propagação da OMJ nas fases F8 e F1, conforme caracterizada pelo campo dos compostos de vento, mostra a crista associada à AB com extensão em direção ao sudeste da AS e a presença da AN (Figura 4.12b e 4.12c). De acordo com Lenters e Cook (1996), o aquecimento diabático intenso (fraco) em regiões, como Amazônia e ZCAS, aumenta (enfraquece) a extensão da AB para sudeste. Neste contexto, ao observamos os campos dos compostos de Q quando a OMJ apresenta amplitudes mais intensas, as fontes de calor localizadas sobre o Brasil são fracas na fase F7. Entretanto, a pouca extensão da crista associada à AB na fase F7, resulta da fraca intensidade de Q nessas regiões. Nas fases F8 e F1, o aquecimento é maior na região Amazônica e também ao longo da ZCAS e NEB. Isto influencia a extensão da crista mais para sudeste e uma ligeira inclinação do vórtice para leste na fase F1.

Figura 4.12 - Semelhante a Figura 4.11, mas para amplitudes maiores ou iguais a 2.5.



Calculado a partir dos dados derivado das reanálises II do NCEP.
Fonte: Produção do Autor.

4.5.2 Compostos dos campos de vento (linhas de corrente) em 300 hPa, durante as fases de supressão da convecção.

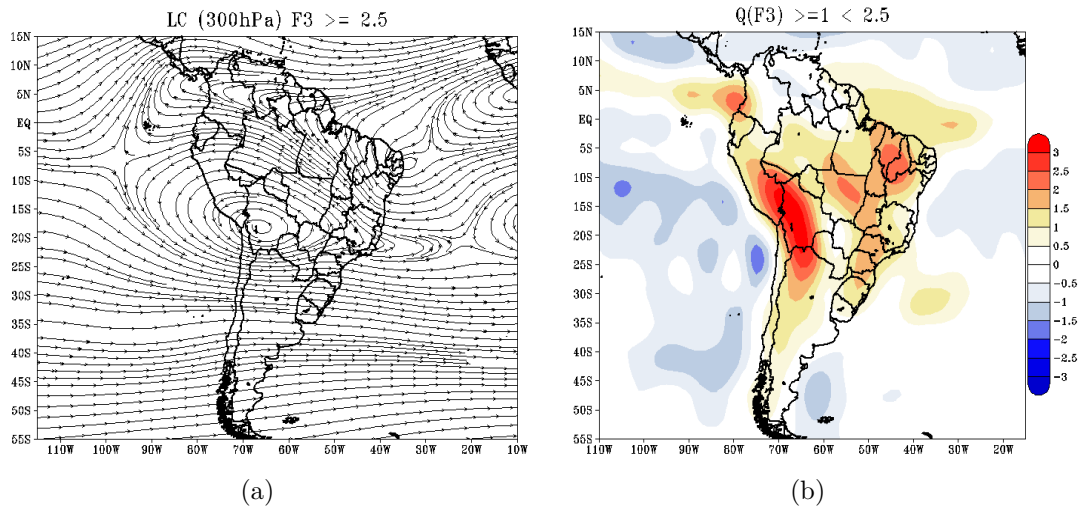
Os compostos do vento nas fases de supressão da convecção são apresentados nas Figuras 4.13 e 4.14, sendo que as fases F3, F4 e F5 são as que mais impactam a AS. Apresenta-se também a fase F6 (Figura 4.14c), visto que nessa fase os VCANs não se formaram quando a OMJ estava ativa, nem mesmo quando se considera a intensidade moderada (amplitudes entre 1 a 2,5) ou forte (amplitudes maiores que 2,5). Outro fator importante, é que essa fase apresenta menor ocorrência de

VCANs. Destaca-se que houve apenas a formação de um fraco cavado no Atlântico nessa fase. Todas as fases de supressão serão apresentadas quando a OMJ se propaga com amplitudes maiores. Análises para amplitudes entre 1 a 2,5 poderão ser citadas durante a discussão, mas as figuras referentes as mesmas, não serão mostradas devido à similaridade do comportamento médio dos VCANs nesse limiar de amplitude entre as fases de supressão.

O comportamento médio dos VCANs nas fases de supressão (F3, F4, F5) é distinto do observado nas fases convectivamente ativas. Para a fase F3, observa-se um par de anticiclones sobre a AS, referentes à AB e AN, ambos com uma configuração mais zonal. Outro par de anticiclones é observado na África (fora do limiar da imagem), onde no setor sul o anticiclone é denominado Alta da Angola (AG), que surge como resultado de forte convergência em baixos níveis (PAIXÃO; GANDU, 2000).

O centro do vórtice na fase F3 (Figura 4.13a), está localizado aproximadamente em 4°S latitude e 35°W de longitude. Esse padrão de escoamento em altos níveis, associado aos VCANs, é denominado de Africana II (PAIXÃO; GANDU, 2000). A forte extensão da crista associada à AB, influencia o posicionamento do VCAN mais em direção ao continente. A extensão da AB para sudeste, é resultado do aquecimento por condensação na região central do Brasil, que se estende meridionalmente para sudeste (Figura 4.13b). Outro fator importante que explica esta máxima extensão da AB, é a redução do aquecimento devido à liberação de calor latente, na periferia do vórtice (MORAIS, 2016). Deve-se destacar que na fase F3, a profundidade dos VCANs atinge o nível de 300 hPa, mas esses sistemas não se formam quando a amplitude da OMJ varia entre 1 a 2,5.

Figura 4.13 - (a) Campo de vento (linhas de corrente) em 300 hPa e (b) aquecimento diabático (Q) na fase F3 da OMJ.

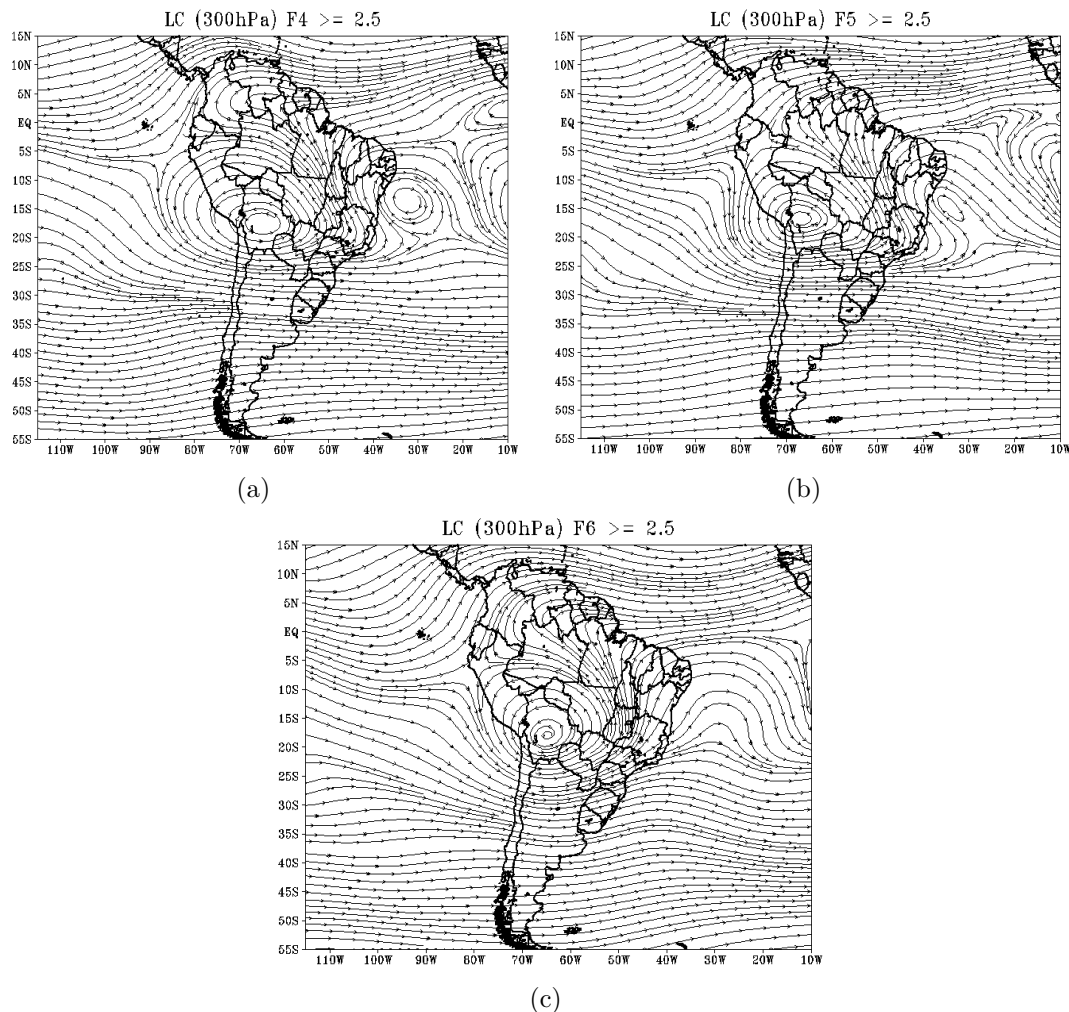


Calculado a partir dos dados derivados das reanálises II do NCEP.

Fonte: Produção do Autor.

Ao longo das fases F4 e F5 (Figura 4.14a e 4.14b), independentemente da amplitude da OMJ, destacam-se somente VCANs formados no nível de 300 hPa. Nesse caso, os vórtices se encontram bem configurados sobre o Oceano Atlântico, na costa leste da AS. A intensificação da crista associada à AB nessas fases, faz com que o eixo do cavado corrente abaixo, se incline mais em direção ao continente. Por outro lado, na fase F6, independente de limites de amplitude, não se observa vórtices, nem mesmo quando se leva em consideração todos os dias ativos, destaca-se apenas um fraco cavado no Atlântico, com uma leve inclinação para leste.

Figura 4.14 - Compostos dos campos de vento (linhas de corrente) para as fases de supressão da convecção (F4 (a), F5 (b) e F6 (c)).



Calculado a partir dos dados derivado das reanálises II do NCEP.
 Fonte: Produção do Autor.

4.5.3 Sumário e discussões

O ciclo de vida da OMJ, confeccionado através dos dados de ROL, mostra que a OMJ impacta de forma global várias regiões. Da fase F1 até F4, a convecção se estabelece sobre o Oceano Índico, e a supressão sobre o Continente Marítimo. Esse padrão se inverte quando ela se propaga para as fases F5 até F8, ou seja, observa-se supressão sobre o Oceano Índico e convecção sobre o Continente Marítimo. As fases que impactam convectivamente a AS e África, são F1, F7 e F8. A fase F7 marca o início do período ativo, quando anomalias negativas de ROL são observadas sobre a

costa leste do estado da Bahia, se estendendo em forma de uma faixa estreita até o Oceano Atlântico SE.

A fase F8, tipicamente apresenta convecção mais intensa, abrangendo principalmente o Norte, Nordeste e parte do Sudeste do Brasil. Quando a OMJ atinge a fase F1, a convecção diminui sobre AS, não obstante a esta situação os setores norte e sul do NEB ainda apresentam forte convecção. As fases de supressão da convecção que mais impactam a AS são F3, F4 e F5. A supressão é mais forte em F3 e F4 e nessas fases anomalias positivas de ROL são observadas nas regiões Norte, Nordeste e Sudeste do Brasil, indicando períodos de ausência de precipitação.

A análise da ocorrência dos VCANs em dias ativos da OMJ, durante o verão austral de 1980 a 2013, mostrou que há maior ocorrência em dias ativos, independentemente da fase. Dos 302 casos analisados, 201 ocorreram em dias ativos, totalizando uma frequência de 62,81% de ocorrência. Esse resultado permitiu explorar as ocorrências e a camada mais frequente desses vórtices para cada fase da OMJ. Entretanto, os resultados que mais se destacam são:

a) A maior frequência ocorre nas fases convectivas F7 e F8. Os efeitos da propagação da OMJ, e o aumento da convecção, propiciam a liberação de calor latente próximo das regiões de formação dos VCANs. Sugere-se que essa característica seja um fator que contribui para maior frequência desses vórtices. Essa frequência tende a diminuir à medida que a OMJ evolui para as fases de supressão, sendo as fases F5 e F6 as que apresentam menor ocorrência. A maior parte dos vórtices nessas fases, está associado à anos de El Niño/La Niña. Por outro lado, as fases F3 e F4 apresentam um pico moderado de ocorrências. Assim, sugere-se que outros mecanismos como a incursão de sistemas frontais perto da região dos VCANs, possam ser importantes.

b) A análise da profundidade mostrou que os VCANs podem ser mais comuns (incomuns) em uma determinada camada, para uma respectiva fase da OMJ. A maior profundidade em dias ativos da OMJ atingiu 700 hPa. Entretanto, os que atingem esse nível ocorreram somente nas fases F7 e F8. Este resultado indica que a modulação da convecção através da propagação da OMJ, influencia a profundidade dos VCANs.

Os VCANs confinados nos níveis de 200 e 300 hPa, são menos frequentes nas fases convectivas. Nas fases de supressão, eles tendem a ser menos profundo, e mais frequentes no nível de 200 e 300 hPa. Nenhum caso de VCAN atingiu profundidade abaixo de 500 hPa nessas fases de supressão. Deve-se destacar, que os casos que

atingem a camada de 200-500 hPa, são mais comuns nas fases F2, F3 e F4, com frequência relativa variando entre 11 a 20%. Alguns vórtices atingem até o nível de 600 hPa na fase F6, esses casos estão normalmente associados à anos de El Niño e La Niña.

c) Os VCANs que se situam a oeste de 45 °W nas fases convectivas são mais frequentes nas fases F7 e F8. E os que se localizam sobre o continente nas fases de supressão, são mais frequentes nas fases F2, F3 e F4. Em geral, a análise da localização dos VCANs em dias ativos mostrou que geralmente eles se localizam em maior quantidade sobre o oceano, mas o maior número dos casos sobre o continente ocorre nas fases convectivas.

d) Os compostos do campo de vento, permitem caracterizar a variação espacial dos VCANs, e o comportamento dos principais sistemas de tempo atuantes na AS no verão austral durante diversas fases da OMJ. Assim, quando a OMJ se propaga com amplitudes entre 1 e 2,5, raramente esses vórtices se formam nas fases F7 e F8. Na fase F1, o centro apresentam inclinação para oeste, estando associado à extensão da AB. Ao se propagar com amplitudes maiores que 2,5, eles estão bem configurados em todas as fases convectivas, com uma ligeira inclinação para leste. Nas fases de supressão, o centro da circulação geralmente localiza-se sobre o continente, e a extensão da crista associada à AB é muito mais intensa (F3). Nas fases F4 e F5, os VCANs localiza-se sobre o continente, com inclinação para oeste.

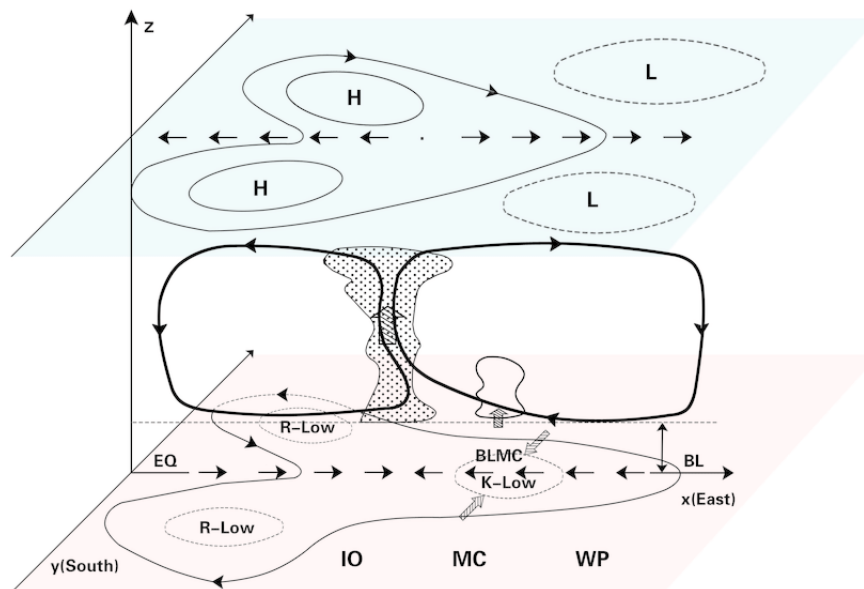
e) Em geral, nota-se que quando a OMJ se propaga nas fases convectivas, os VCANs tendem a se inclinar para leste, e nas fases de supressão a inclinação é mais comum em direção ao continente. A fase F6, independente dos limiares de amplitude, foi a única que não apresentou formação de VCANs, destacando-se apenas a presença de um fraco cavado em direção ao continente. Além disso, a análise da ocorrência desses vórtices nas diversas fases da OMJ, mostrou que menor ocorrência nessa fase, e que geralmente os casos observados estão relacionados à episódios de El Niño/La Niña.

4.6 MODELAGEM DAS FASES CONVECTIVAS DA OMJ: MODELO MWG

4.6.1 Introdução

Nessa secção, apresentam-se os resultados das simulações com modelo MWG, baseadas nas principais fontes de calor da AS, durante a propagação da OMJ nas fases convectivas ativas. Deve-se destacar, que geralmente a estrutura da OMJ na baixa troposfera é caracterizada por dois ciclones em cada hemisfério, em ambos os lados do escoamento zonal anômalo sobre o equador (Figura 4.15). A variação da posição e intensidade desses sistemas anômalos determinam supressão ou aumento da precipitação nas regiões impactadas pela OMJ (MATTHEWS, 2000; GRIMM, 2012; SEBAZIGA, 2014; BARRETO et al., 2019).

Figura 4.15 - Diagrama esquemático que ilustra a estrutura tridimensional da OMJ.



BLMC representa convergência de umidade na camada limite, R-Low- representa às ondas de Rossby, K-Low- representa as ondas de Kelvin, IO- Oceano Índico, MC- Continente Marítimo e WP- Pacífico Oeste.

Fonte: Wang et al. (2016).

A estrutura da OMJ se assemelha bastante à estrutura baroclínica produzida por uma fonte de calor simétrica ao equador, com ligeiras diferenças em alguns padrões de circulação. Por exemplo, no padrão de Gill (1980), as fontes de calor (estacionárias) são especificadas como forçantes e as ondas (Rossby e Kelvin) são respostas passivas dessas forçantes. Por outro lado, na OMJ o aquecimento é dependente da fase de propagação, isso implica que as ondas podem apresentar características diferenciadas durante a sua propagação (WANG; CHEN, 2017). Nesse contexto, a variação da magnitude de Q , influencia o padrão de circulação, tal que, as nuvens cumulonimbus e outras nuvens individuais que provocam chuvas nos trópicos durante a propagação da OMJ, liberam calor latente através do processo de condensação e esse calor pode então impulsionar a circulação tropical.

Os estudos que realizaram experimentos com o modelo MWG na forma simples, com duas camadas (HERNANDEZ, 2018; MATTHEWS, 2018) deram maior ênfase as fontes de calor sobre o Continente Marítimo e Oceano Índico, onde o sinal da OMJ é mais forte e centrado no equador. Porém, na seção anterior mostramos que a intensidade de Q varia significativamente na AS de uma fase para outra, mesmo quando a OMJ está ativa. Assim, o foco principal dessa seção é avaliar como a atmosfera responde as principais fontes de calor durante as fases ativas da OMJ e destacar a sua importância. Nesse sentido, a variação dos campos de ventos anômalos, definem as regiões de movimentos verticais ascendentes e descendentes, e conseqüentemente, a intensidade da precipitação e sua distribuição regional na AS. Além desse pormenor, o conhecimento da interatividade dessas fontes na AS, possibilitará aprimorar a compreensão da dinâmica da OMJ nas fases convectivas ativas em termos de circulação.

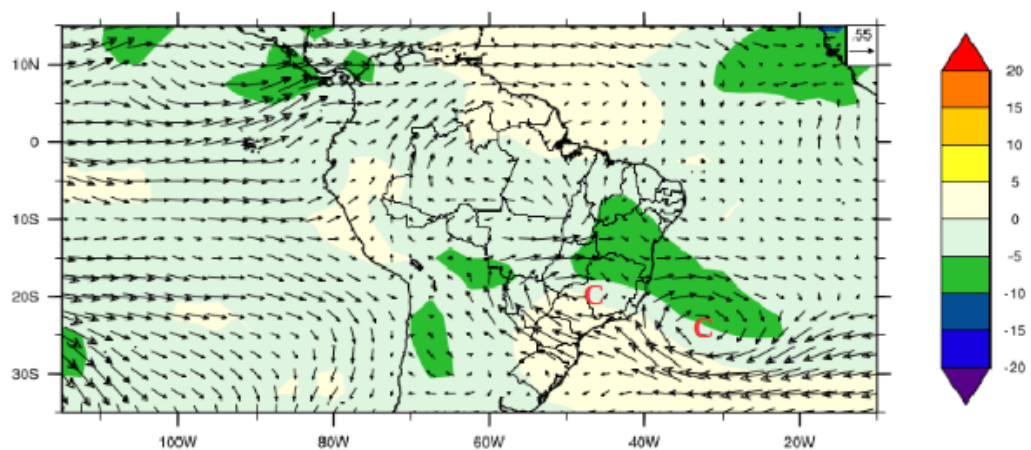
Outro aspecto importante, é o aumento da liberação de calor latente em regiões tais como ZCAS, ZCIT, Amazônia e sul do NEB, que influenciam a formação, desenvolvimento e até mesmo a orientação zonal dos VCANs (LENTERS; COOK, 1996; FIGUEROA, 1999; REPINALDO, 2010). Conforme apresentado na seção anterior, o aquecimento diabático apresenta variação de intensidade quando a OMJ se propaga em suas diferentes fases, principalmente nas regiões de formação dos VCANs. Assim, antes de analisar as simulações com o modelo MWG, apresenta-se algumas características observacionais da circulação na AS durante a propagação da OMJ.

4.6.2 Características observacionais da propagação da OMJ

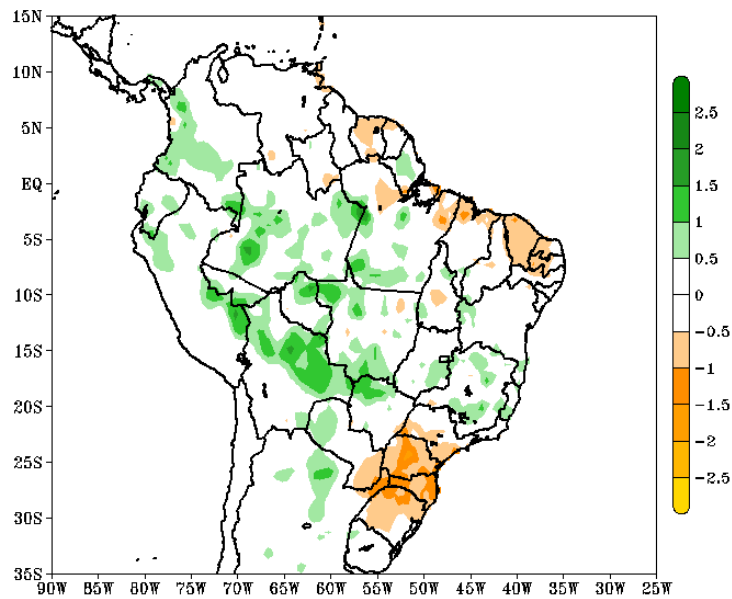
A Figura 4.16 apresenta as principais características da circulação em 850 hPa, e as anomalias de ROL na AS durante a fase F7 da OMJ. Essa fase é caracterizada por dois centros anômalos de circulação ciclônica na baixa troposfera, um localizado sobre o continente na região Sudeste do Brasil e outro sobre o Oceano Atlântico SW. Os ventos anômalos que saem do flanco norte dos centros ciclônicos se associam aos ventos que se propagam do norte do Maranhão em direção à costa leste do NEB. O encontro dessas correntes anômalas propicia uma região de convergência, que contribui para a convecção observada nessa fase.

O centro anômalo localizado sobre a Região Sudeste, contribui para as anomalias negativas de precipitação nessas regiões, indicando déficit de chuvas (Figura 4.16b). Nessa fase, em grande parte da região norte do NEB e Sul do Brasil, também apresentam períodos de ausência de chuvas. A inibição da precipitação pode estar relacionada às anomalias de circulação anticiclônicas localizadas próximo dessas regiões.

Figura 4.16 - Anomalias do vento (m/s) no nível de 850 hPa e de radiação de onda longa em w/m^2 (sombreado verde e amarelo) e b) Anomalias de precipitação (mm/dia) na fase F7 da OMJ.



(a)



(b)

As anomalias positivas (sombreado em verde) indicam regiões com aumento de chuvas e as negativas (sombreado amarelo) indicam déficit.

Fonte: Produção do Autor.

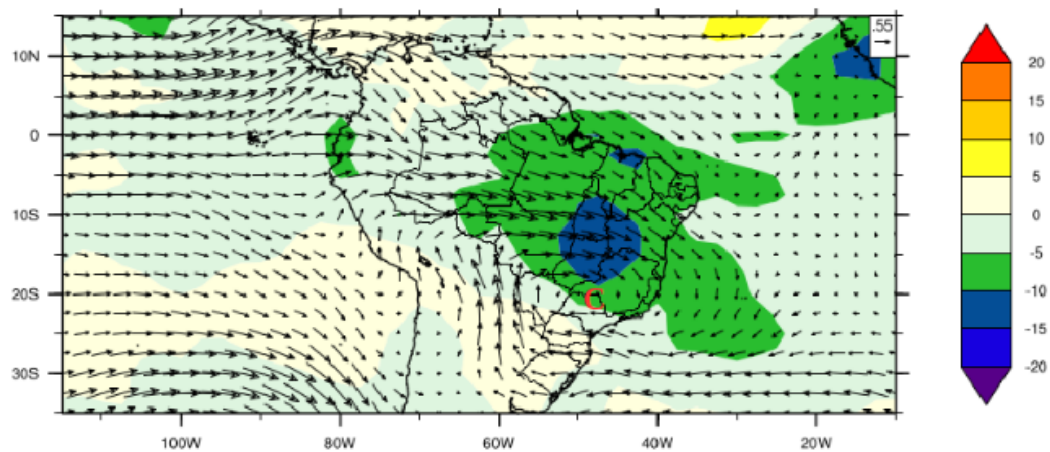
A propagação da OMJ nas fases F8 e F1 são caracterizadas por uma ampla anomalia de circulação ciclônica sobre as regiões sul e sudeste (Figuras 4.17a) e 4.17b). Esse centro é mais intenso comparado ao da fase F7 (Figura 4.16a). Observam-se ventos mais fortes no flanco norte da anomalia na fase F8 (Figura 4.17a), que contribui para o aumento da convecção em boa parte do NEB e Sudeste do Brasil. Além disso, os ventos anômalos provenientes do Oceano Pacífico, convergem com os ventos anômalos do Oceano Atlântico Sul e contribuem para o aumento da convecção na região da ZCIT. Na fase F1 (Figura 4.17b) a convergência no setor norte da baixa e no Oceano Atlântico diminui, conseqüentemente, os fortes sinais da convecção observado sobre o sul do NEB e centro Oeste do Brasil também diminuem.

A Figura 4.18 representa os campos das anomalias de precipitação nas fases F8 (a) e F1 (b). Na fase F8, as anomalias positivas estão concentradas em quase todo território brasileiro, com exceção na região Sul, que apresenta anomalias negativas. As anomalias positivas são mais intensas nas regiões Centro Oeste e sul do NEB. Essas anomalias indicam aumento da precipitação e estão relacionadas com a circulação ciclônica que impulsiona a convecção nessas regiões. Por outro lado, as anomalias negativas de precipitação no Sul do Brasil, estão relacionadas à divergência no flanco

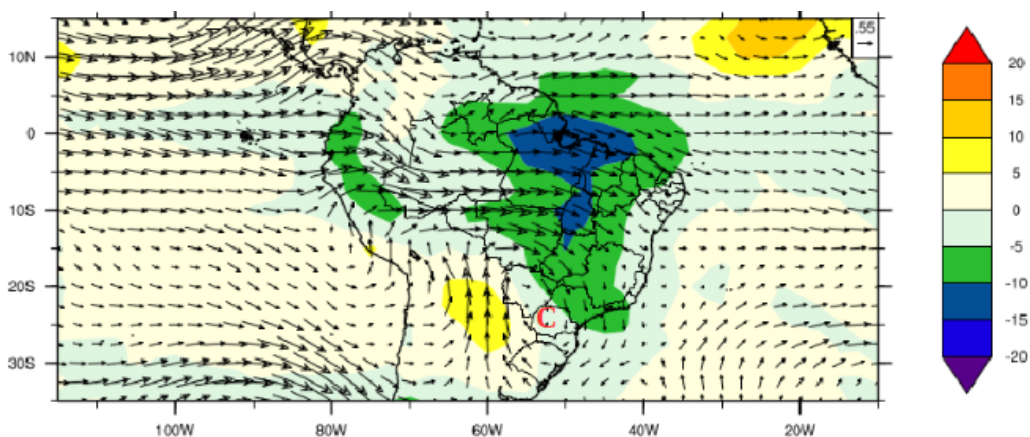
sudoeste da circulação ciclônica.

Na fase F1 (Figura 4.18b) a precipitação diminui sobre a região Centro Oeste, onde os ventos anômalos enfraquecem, isso também ocorre em algumas partes da região Norte e costa leste do NEB. Porém, as anomalias positivas de precipitação ainda persistem em boa parte norte do NEB, se estendendo meridionalmente em alguns estados da região Sudeste e Sul do Brasil.

Figura 4.17 - Anomalias de vento (m/s) no nível de 850 hPa e de radiação de onda longa (w/m^2) (sombreado verde e amarelo) nas fases F8 (a) e F1 (b).



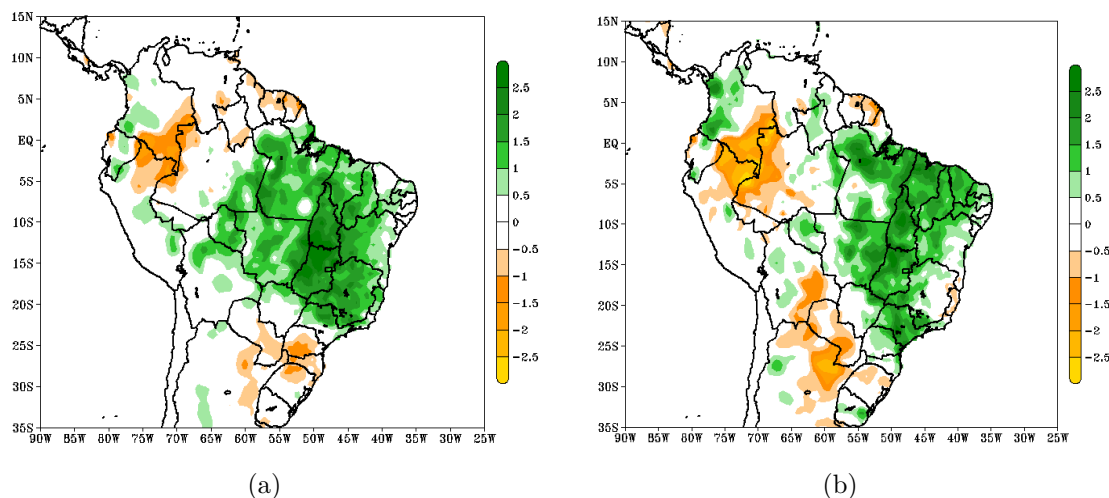
(a)



(b)

Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.18 - Anomalias de precipitação (mm/dia) nas fases F8 (a) e F1 (b) da OMJ.



As anomalias positivas (sombreado em verde) indicam regiões com aumento de chuvas e as negativas (sombreado amarelo) indicam déficit.

Fonte: Produção do Autor.

4.7 Simulação numérica da fase F7 (850 hPa) com o modelo MWG

Uma das vantagens da utilização do modelo MWG é a possibilidade de simular de forma simples diferentes cenários e definir uma geometria da fonte de calor quase realística com o observado. De acordo com Gill (1980), o aquecimento nos trópicos tende a se concentrar em regiões específicas. No caso da AS, quando a OMJ se estabelece na fase F7 (considerando todos os dias ativos), Q apresenta maior intensidade sobre o NEB, ZCIT e ZCAS. Entretanto o primeiro experimento consiste em colocarmos uma fonte de calor simétrica ao equador, no norte do NEB. Uma vez que nessa região, valores intensos de Q também são observados (Figura 4.4a). Ao colocarmos essa fonte de calor simétrica ao equador (Figura 4.19a), bem a norte do estado do Maranhão, e próximo à faixa da ZCIT, a resposta dinâmica é idêntica à de Gill. O modelo representa o escoamento de leste nos baixos níveis, e dois centros de baixa pressão, que surgem respectivamente a norte e ao sul da fonte de calor, constituindo como resposta as ondas Rossby (Figura 4.19b). Entretanto, não é um resultado realístico comparado ao campo observado (Figura 4.16a). Isso ocorre porque a fonte de calor no NEB na fase F7, não é simétrica ao equador (Figura 4.4a), portanto, a resposta não é realística se não considerarmos de forma apropriada as características do campo observado.

A fonte de calor localizada da região do NEB, durante a propagação da OMJ na fase F7, apresenta máxima intensidade em boa parte do sul dessa região (aproximadamente entre 4 a 12,5 °S). Porém, percebe-se que perde-se parte da resposta que é associada ao modo misto Rossby-gravidade e também com relação as ondas mais curtas de Rossby. Ao deslocarmos a fonte de calor assimetricamente nesse intervalo de latitude, observam-se mudanças nas características do campo de circulação. Por exemplo, o centro anômalo de circulação ciclônica que estava localizado no norte do estado do Maranhão. Em contrapartida, o centro localizado no sul do NEB, intensifica-se e está deslocado cerca de 5 °S de diferença, comparado ao caso simétrico (Figura 4.20b).

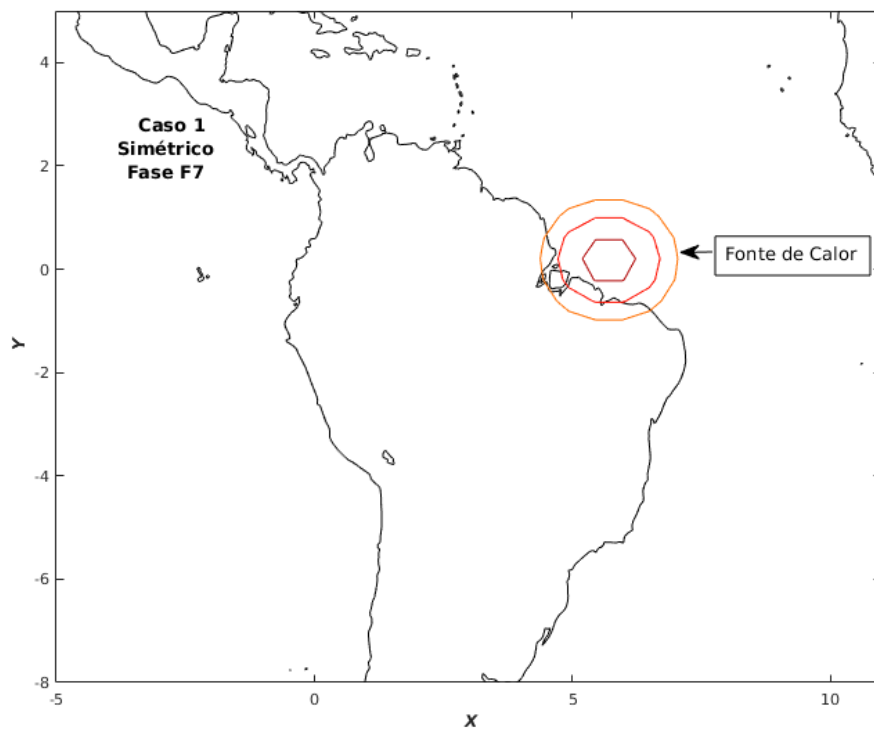
O vento no flanco norte da baixa no caso assimétrico, é mais intenso se comparado ao caso simétrico. Na Tabela 4.1, estão representadas algumas características do vento zonal, bem como dos movimentos verticais na região da fonte de calor, para ambos os casos. Observam-se ligeiras diferenças no escoamento zonal entre os dois casos que são cerca de uma unidade maior no caso assimétrico (caso 2), e os movimentos verticais são mais intensos no caso simétrico. Além dessas características, quando a fonte de calor é colocada assimetricamente, os ventos provenientes do oeste da África são quase imperceptíveis (Figura 4.20b).

Tabela 4.1 - Ventos zonal mínimo, máximo e velocidade vertical para a fonte de calor simétrica (caso 1) e assimétrica (caso 2).

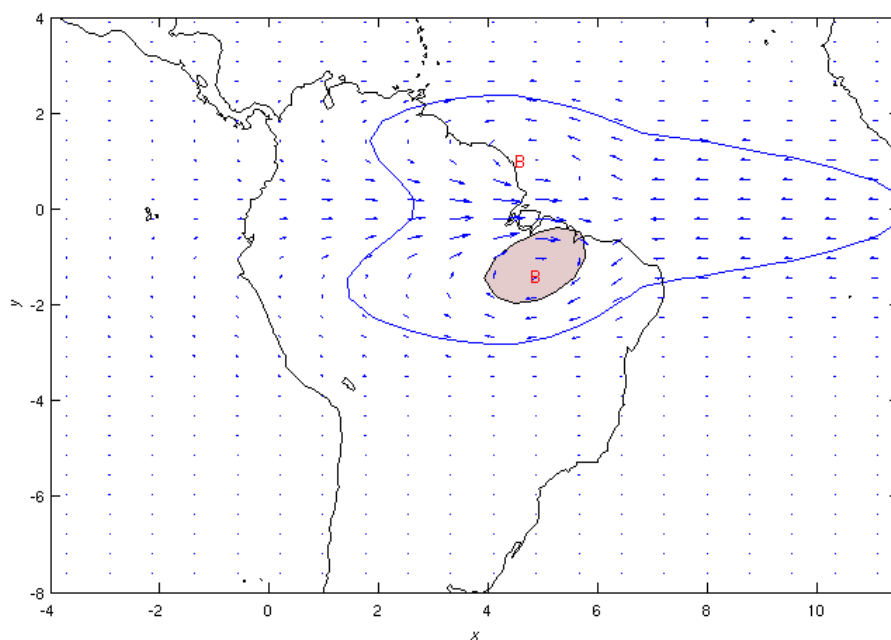
Caso	Umin	Umax	Wmax
Caso 1	-0,60	1,72	0,94
Caso 2	-0,80	2,02	0,64

Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.19 - a) Geometria da fonte de calor simétrica ao equador e b) resposta dinâmica do modelo devido a essa fonte, os vetores representam a velocidade do vento(adimensionais).



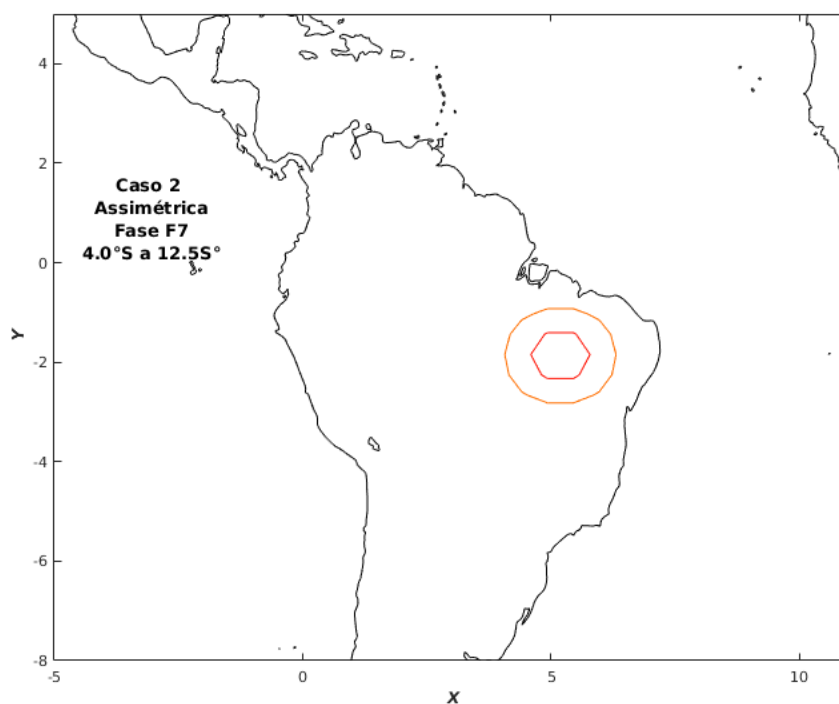
(a)



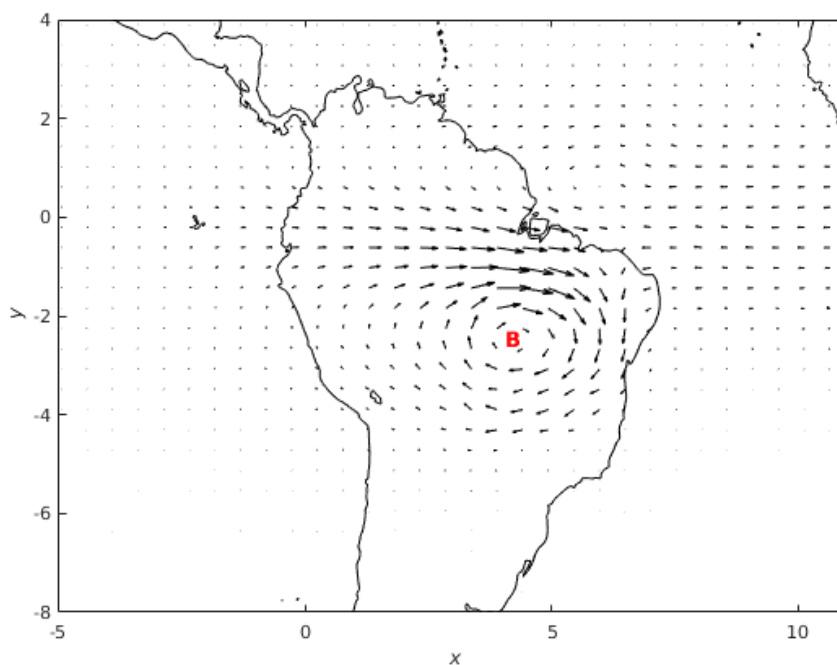
(b)

Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.20 - c) Geometria da fonte de calor assimétrica ao equador e d) resposta dinâmica devido à fonte de calor assimétrica ao equador.



(a)



(b)

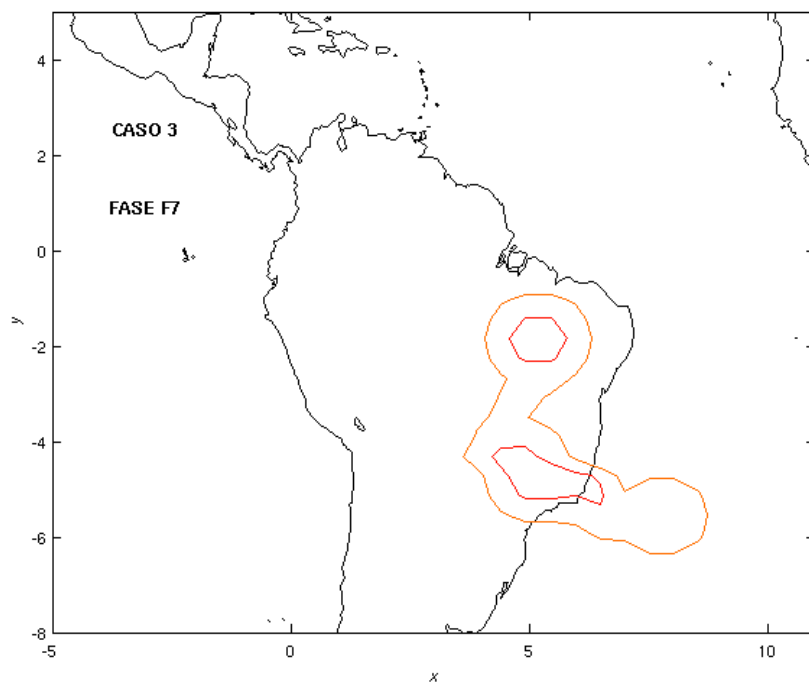
Círculo com linha vermelha representa a fonte de calor e sua intensidade, B- Anomalia de circulação ciclônica.

Fonte: Produção do Autor.

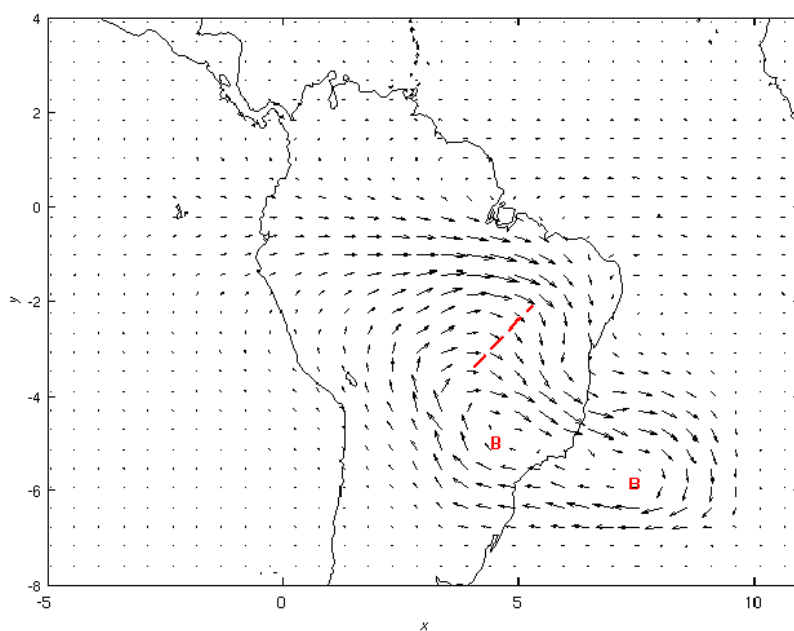
O campo de aquecimento diabático da Figura 4.4a mostra que na fase F7, valores intensos de Q também se localizam sobre o estado de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais. Analisar individualmente essas fontes de calor, permite diagnosticar a contribuição individual de cada uma, no padrão de circulação das fases convectivas da OMJ. A Figura 4.7 mostra que à medida que a OMJ se propaga nas fases convectivas que impactam a AS, a convecção localizada no Continente Marítimo diminui e ocorre forte supressão no Oceano Índico, se estendendo em direção oeste do Pacífico. Entretanto, ao colocarmos a fonte de calor na região norte do estado de São Paulo e Sul de Minas Gerais, e mantendo a fonte de calor do sul do NEB, conforme observado na fase F7 (Figura 4.4a), a resposta a essa forçante é constituída de dois centros ciclônicos a sudeste do Brasil, na mesma localização aos observados na fase F7 da OMJ (Figura 4.21b).

O modelo representa bem os centros anômalos observados durante a propagação da OMJ na fase F7. Não obstante a essa representação, quando comparada ao observado, algumas diferenças no padrão de circulação se destacam. Em geral, os padrões dos ventos intensos observados no flanco norte da anomalia de circulação ciclônica se mantêm (linhas tracejadas em vermelho). O centro de circulação ciclônica observado próximo ao sul do NEB, se associa ao escoamento resultante da fonte de calor sobre o sudeste do Brasil, formando assim, um único centro nessa região (Figura 4.21b). Apesar dessas características, os ventos à oeste da baixa, assim como os ventos oriundos do Norte da África que chegam ao Atlântico Tropical (Figura 4.16), constatados no campo observado, não são representados pelo modelo. Para resolver essa inconsistência, deve-se considerar a inserção das fontes de calor em outras regiões.

Figura 4.21 - a) Geometria da fonte de calor nas regiões Sudeste e sul do NEB e b) Resposta dinâmica à geometria localizada nessas regiões.



(a)



(b)

Linha vermelha tracejada indica o cavado principal e B- Anomalias ciclônica.

Fonte: Produção do Autor.

A propagação da OMJ na fase F7, é caracterizada por fortes ventos de leste, que se deslocam do oeste do Pacífico em direção a AS, através da propagação das ondas de Kelvin (MATTHEWS, 2000). A Figura 4.22 representa a fonte de calor inserida sobre os oceanos Pacífico e Índico na fase F7. Ao colocarmos essas fontes de calor, o modelo representa os fortes ventos provenientes do oceano Pacífico que chegam até a AS e se associam ao centro anômalo localizado sobre o continente na região Sudeste do Brasil (Figura 4.23a). Porém, a anomalia fraca de circulação anticiclônica localizada no estado do Amazonas, não foi representada pelo modelo. Entretanto, isso deve-se ao facto da ausência do estado estado básico no modelo. Além disso, essa limitação faz com que o trem de ondas de Rossby que vem do Pacífico Sul e chega até a AS não seja adequadamente representado pelo modelo.

Os movimentos verticais e o vento zonal são mais intensos, quando se coloca as fontes de calor sobre o Pacífico (Tabela 4.2). Isso pode ser um sinal de como o aumento da supressão da convecção nos oceanos Índico e Pacífico Oeste e a diminuição da convecção à leste do Pacífico, influenciam o aumento dos movimentos verticais na AS. Além desse pormenor, é importante considerar que ao se colocar a fonte de calor sobre o Pacífico, o modelo mostra as ondas de Kelvin que saem do Pacífico, e se associam as anomalias de circulações ciclônicas geradas pelas fontes de calor localizadas no Sudeste da AS e no NEB.

Ao considerarmos a fonte de calor no Pacífico, e as outras adicionadas anteriormente, observa-se que os ventos provenientes da África ainda são quase imperceptíveis, ou seja, com intensidade muito fraca comparado ao observado. Entretanto, se adicionarmos a fonte de calor na faixa da ZCIT, e mantermos as demais fontes de calor aplicadas no caso 3 (Figura 4.21), o modelo representa bem os ventos que se propagam da África e convergem no Oceano Atlântico Norte com os ventos anômalos oriundos do Pacífico. Essa convergência dos ventos contribui para o aumento da convecção nessa região (Figura 4.16).

As fontes de calor localizadas sobre o NEB e Sudeste do Brasil, são responsáveis pela formação dos centros de circulação ciclônica observado na fase F7 da OMJ na AS. Porém, ao considerarmos simplesmente essas fontes de calor, elas não representam os ventos anômalos provenientes da África e do Pacífico, que são bem representados quando adicionados às fontes de calor no Pacífico e na faixa da ZCIT. Os ventos fracos anômalos no Oceano Atlântico Sul, também são adequadamente representados pelo modelo (linha tracejada azul, Figura 4.23c).

Outro pormenor importante, é que ao adicionarmos a fonte de calor no Pacífico

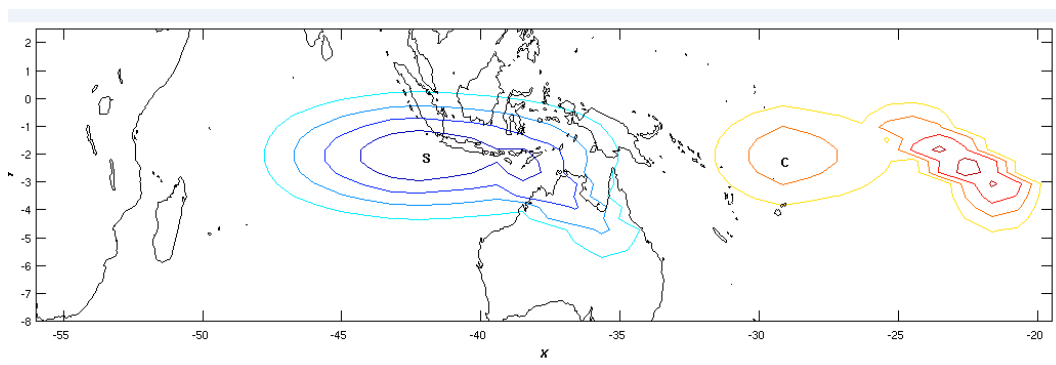
e na faixa da ZCIT, os movimentos verticais intensificam-se em grande parte do território brasileiro (Tabela 4.2). Esse resultado é importante porque sugere que as fontes de calor no Oceano Pacífico e na região da ZCIT, não são responsáveis pela formação das anomalias de circulações ciclônicas, mas influenciam a intensificação dos movimentos ascendentes em boa parte da AS na baixa troposfera.

Tabela 4.2 - Valores máximos e mínimos do vento zonal e velocidade vertical máxima.

Forçante	Umin	Umax	Wmax
Caso 3	-3.8	-4.0	0.74
Caso 3.1	-4.8	2.56	0.66
Caso 4 (Total)	-4.5	3.56	0.80

Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.22 - Fonte de calor sobre a região do Pacífico e sumidouro sobre o Oceano Índico e parte do Continente Marítimo.

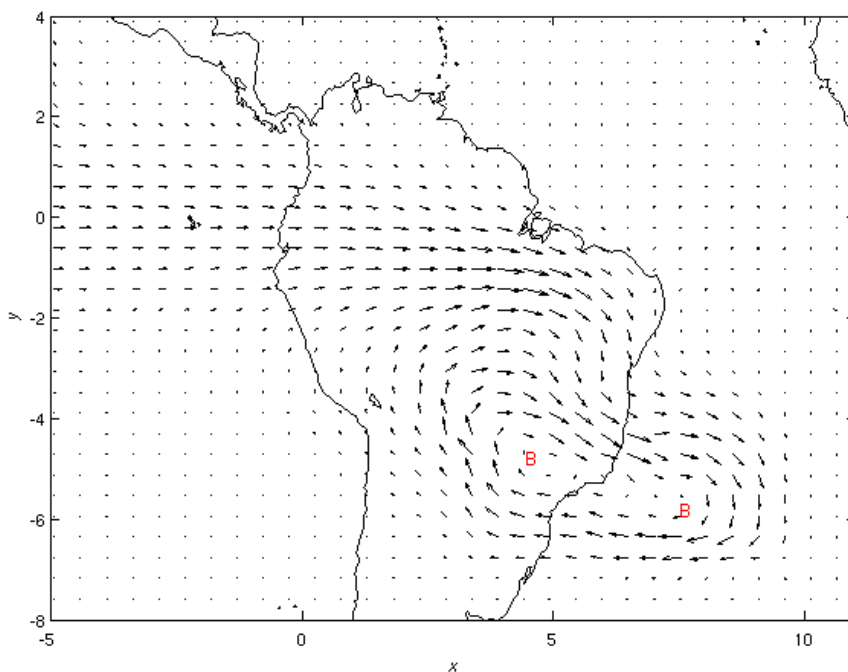


(a)

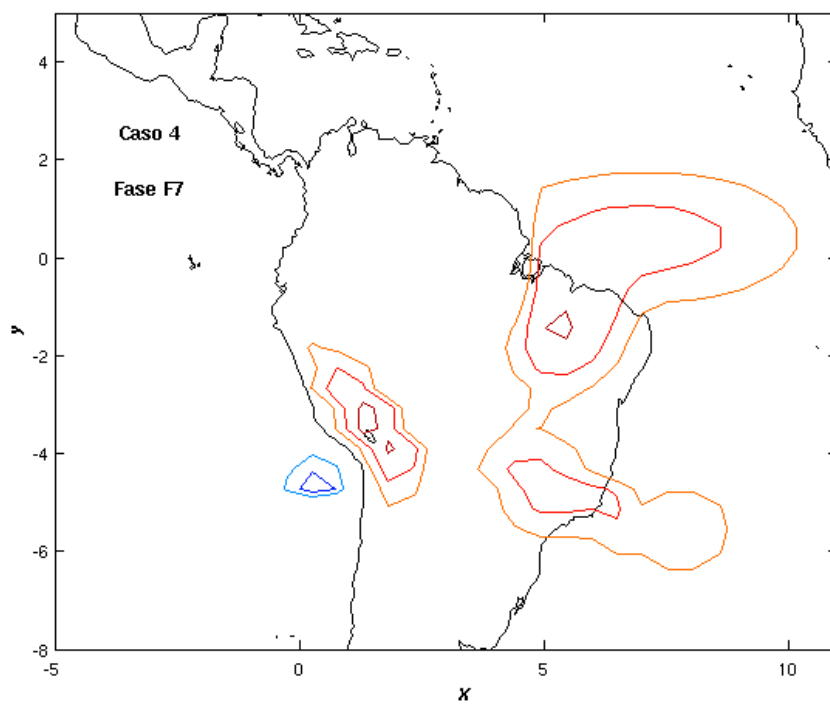
A geometria azul representa um sumidouro (típico do observado na fase F7 nessa região). A geometria em vermelho representa a fonte de calor sobre o Continente Marítimo e Parte do Oeste do Pacífico.

Fonte: Produção do Autor.

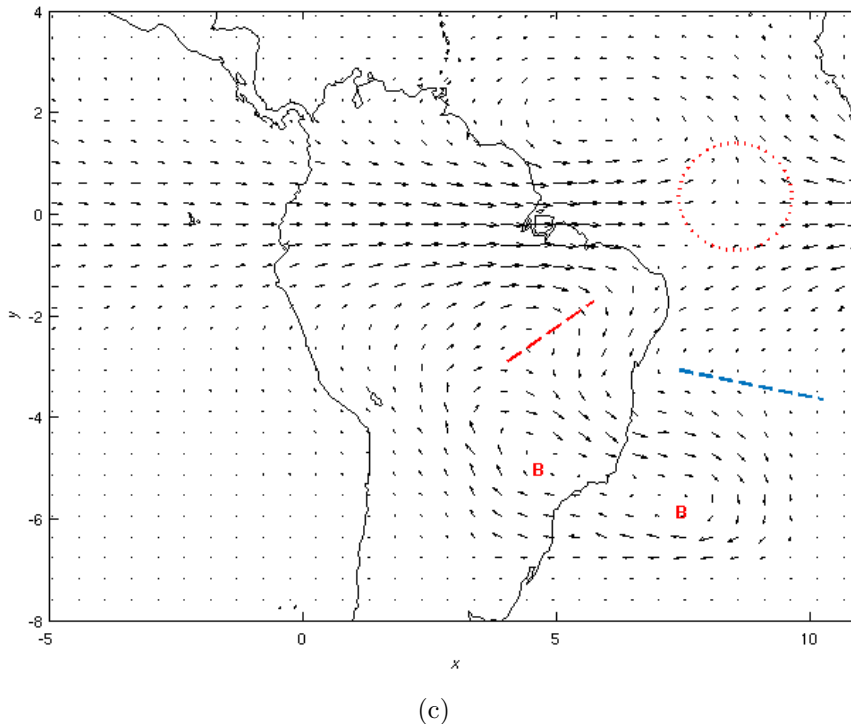
Figura 4.23 - a) Resposta dinâmica do modelo com as fontes de calor sobre o Pacífico, Índico e África, b) Geometria das fontes de calor no NEB, SE, BL e o sumidouro (azul), c) Resposta dinâmica do modelo na fase F7.



(a)



(b)



Linha azul tracejada indica os fracos ventos sobre o oceano Atlântico, Círculo vermelho representa a convergência dos ventos que saem do Pacífico e da África, B- Anomalias de baixa pressão.

Fonte: Produção do Autor.

4.8 Simulação numérica da fase F8 (850 hPa) com o modelo MWG

A característica diferenciada da fase F7 com relação à fase F8, é a posição e intensidade das anomalias de circulações ciclônicas presente nessas fases (Figuras 4.16a e 4.17a). A posição dessas anomalias de circulação, contribui para variação da precipitação em várias regiões do Brasil (MATTHEWS, 2000; WHEELER; HENDON, 2004; GRIMM, 2012; BARRETO et al., 2017). A fase F7 é caracterizada por dois centros de circulação ciclônica, sendo um localizado sobre o Sudeste do Brasil e outro localizado no Oceano Atlântico. Esses centros foram bem representados pelo modelo nessa fase. Porém, na fase F8 observa-se apenas um centro de anomalia ciclônica na região Sudeste do Brasil, mais intenso em relação ao centro da fase F7. Nesse contexto, surgem algumas questões que podem contribuir para melhor entendermos essa diferença na circulação entre as fases F7 e F8. Por exemplo, se as fontes de calor permanecem nas mesmas regiões na fase F7 e F8, qual a razão da distinção nas

características da circulação, ou seja, por que se observa apenas um intenso centro ciclônico na fase F8?

A Figura 4.4b mostra que quando a OMJ se situa na fase F8 com amplitudes maiores que um, a intensidade de Q é maior sobre o NEB, mas se observa uma diminuição dessa intensidade sobre o Sudeste do Brasil. Essas características das variações das fontes de calor podem ser fornecidas de forma coerente ao modelo.

Para entendermos as características da circulação na fase F8, similar ao procedimento adotado na fase F7, consideraremos alguns casos: No Caso 1, coloca-se a fonte de calor com intensidade maior sobre o NEB e diminui-se a intensidade da fonte de calor sobre o Sudeste (Figura 4.24a). Ao aplicarmos essas considerações, o modelo simula o centro ciclônico anômalo presente nessa fase (Figura 4.17a). O modelo também representa os ventos fortes no flanco norte da anomalia de circulação ciclônica e os ventos fracos na região sudoeste. Essa geometria quase realística de fonte de calor, é muito interessante porque enfatiza detalhes individuais da resposta atmosférica a uma fonte de calor introduzida na fase F8.

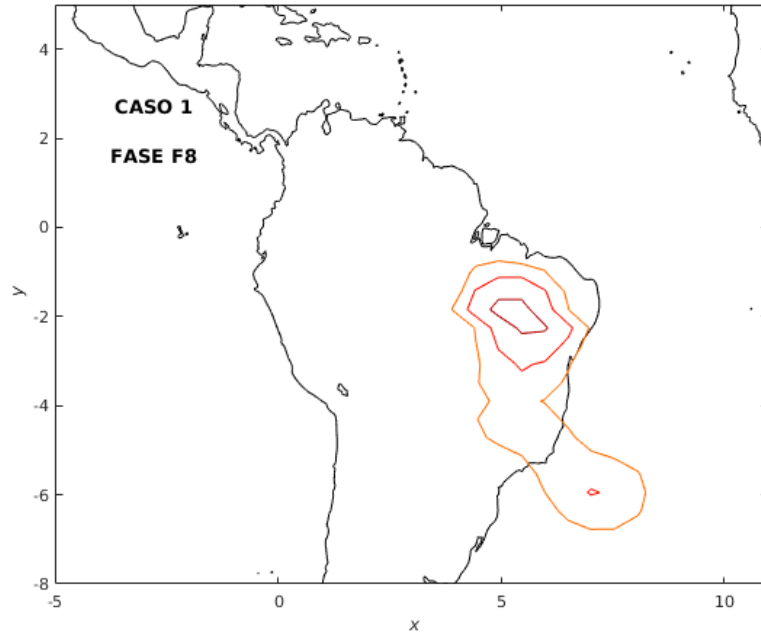
Ao adicionarmos a fonte de calor com maior intensidade no NEB, e enfraquecermos a intensidade da mesma no Sudeste do Brasil (Figura 4.24a), a anomalia de circulação ciclônica localizada sobre o Oceano Atlântico presente em F7 não aparece. Esse resultado sugere que quando a fonte de calor localizada no NEB estiver mais intensa e a fonte na região Sudeste for menos intensa, a atmosfera responde a essas características com um intenso centro ciclônico anômalo, localizado à oeste do estado de São Paulo, cobrindo grande parte do estado do Mato Grosso do Sul (Figura 4.24d). Até então, foi considerado apenas duas fontes de calor. Observa-se ainda que os ventos provenientes da África são muito fracos e o modelo não representa os ventos proveniente do Oceano Pacífico. Nas simulações da fase F7, mostrou-se que isso acontece quando as fontes de calor no Oceano Pacífico e na faixa da ZCIT não são consideradas.

Ao colocarmos as outras fontes de calor, algumas características constatadas no campo observado (Figura 4.24c), são melhor destacadas pelo modelo. Ele representa bem um cavado fraco com extensão para oeste (linha vermelha tracejada, Figura 4.16d), associado à baixa e a crista localizada na região da Argentina. É evidente que a ausência da topografia no modelo, faz com que este não represente adequadamente as características da circulação nessas regiões, pois ele é bastante simples. Entretanto, os centros de circulação mais importantes das fases convectivas da OMJ e a extensão do cavado na direção oeste são bem representados. Esse cavado con-

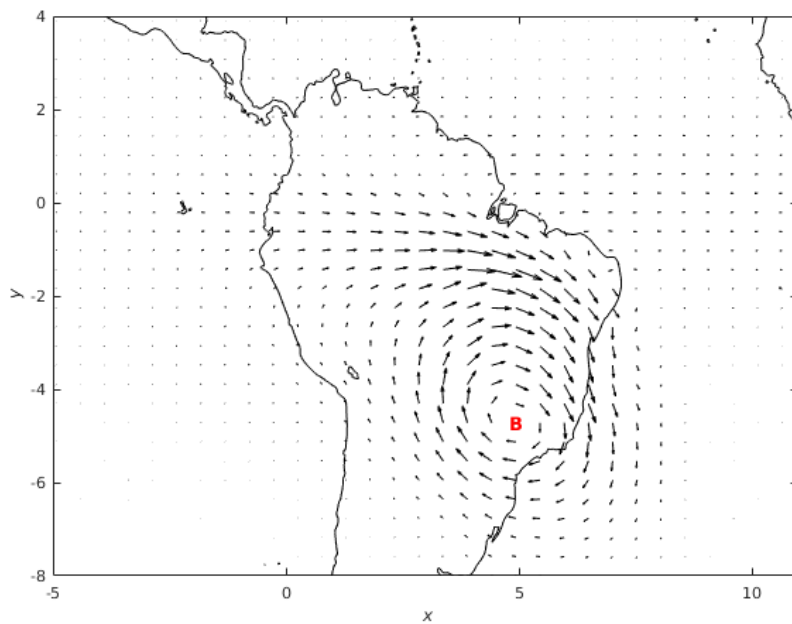
tribui para o aumento da convecção em grande parte da região central do Brasil (Figura 4.17a).

Os ventos anômalos provenientes do Oceano Pacífico também são representados pelo modelo, esses ventos são importantes porque influenciam a convecção na Colômbia e se associam com os ventos no flanco norte da anomalia ciclônica contribuindo para o aumento dos movimentos verticais nessa região, e conseqüentemente, para o aumento da convecção e precipitação. Ao adicionarmos as outras fontes de calor (Figura 4.24c), observa-se que o vento zonal é mais intenso comparando as duas fontes de calor e há um aumento na intensidade dos movimentos verticais em quase todo território brasileiro (Tabela 4.8). A extensão da baixa em direção ao Atlântico, embora mais fraco que o observado também é representado pelo modelo (Figura 4.24d). Essa extensão da baixa em direção ao Atlântico Sul, contribui para convecção nessa região. É interessante que ao considerarmos o restante das fontes de calor na fase F8 e comparando com a simulação total na fase F7, os movimentos verticais são mais intensos na fase F8 (Tabela 4.2 e 4.8). Esse resultado corrobora com os estudos que documentam essa fase como sendo a fase com convecção mais intensa na AS (MATTHEWS, 2000; GRIMM, 2012; BARRETO et al., 2017).

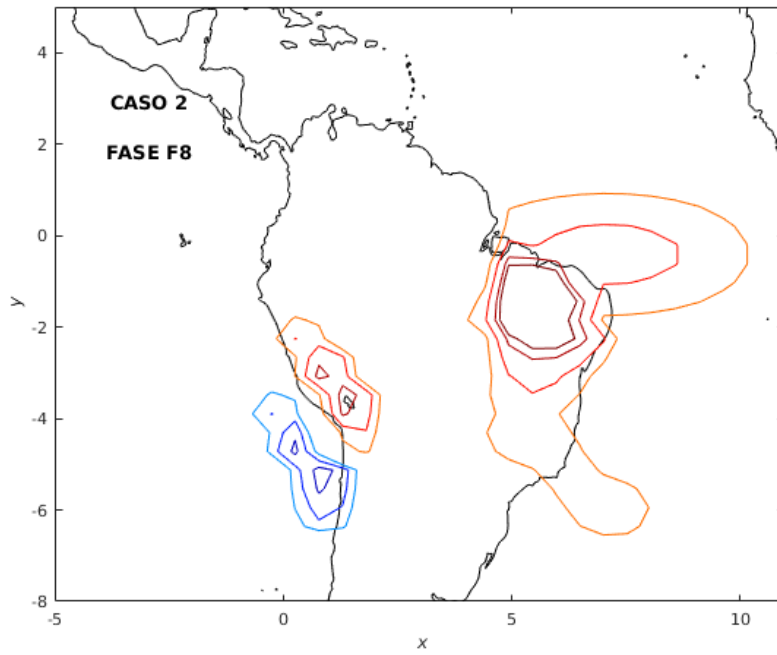
Figura 4.24 - (a e c) Geometria da fonte de calor no NEB, SE, BL e sumidouro F1 e (d e b) resposta dinâmica das fontes de calor na fase F1.



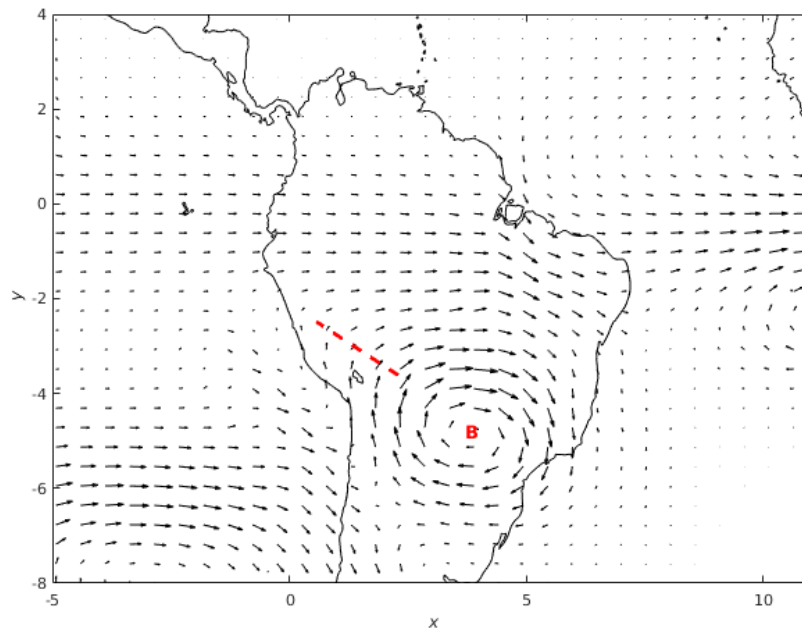
(a)



(b)



(c)



(d)

Fonte: Produção do Autor.

Tabela 4.3 - Valores máximos e mínimos do vento zonal e velocidade vertical máxima na fase F8.

Forçante	Umin	Umax	Wmax
Caso 1	-0.96	2.26	0.65
Caso 2	-3.6	3.70	0.90

Fonte: Produção do Autor.

4.8.1 Simulação numérica da fase F1 (850 hPa) com o modelo MWG

A fase F1 da OMJ também é caracterizada por convecção relativamente forte na AS, principalmente sobre o Brasil (MATTHEWS, 2000; NASCIMENTO; BRITO, 2002; GRIMM, 2012; BARRETO et al., 2017). Algumas características do escoamento observado na fase F8, são preservadas nessa fase (Figuras 4.17a e 4.17b). Não obstante, algumas diferenças são constatadas, por exemplo, observa-se que o escoamento tem uma característica mais zonal no Atlântico Norte. Além disso, os ventos anômalos provenientes do Pacífico, se unem aos ventos anômalos no flanco norte da anomalia ciclônica, com uma característica mais zonal. Por outro lado, a convecção na faixa da ZCIT diminui significativamente, e a convecção no oceano Atlântico Sul em direção a ZCAS também diminui. Questões interessantes poderiam ser feitas com relação a essas características. Por exemplo, porque observa-se uma diminuição da convecção na faixa da ZCIT nessa fase? Uma das hipóteses seria a ausência da convergência expressiva nessa região observada na fase F8, Por outro lado, a convecção diminui sobre a região da ZCIT devido a resposta da onda de Rossby equatorial a oeste da convecção aprimorada no Oceano Índico, que causa uma região de divergência anômala (MATTHEWS, 2000). Esse efeito começa a suprimir a convecção profunda nas regiões do Norte da África e dá início as anomalias convectivas no Índico (início da fase F2, Figura 4.7). Outra pergunta poderia ser feita: O que causaria a mudança nos ventos anômalos observados na fase F8 para um padrão mais zonal, ou porquê a convecção na região das ZCAS oceânica diminui?

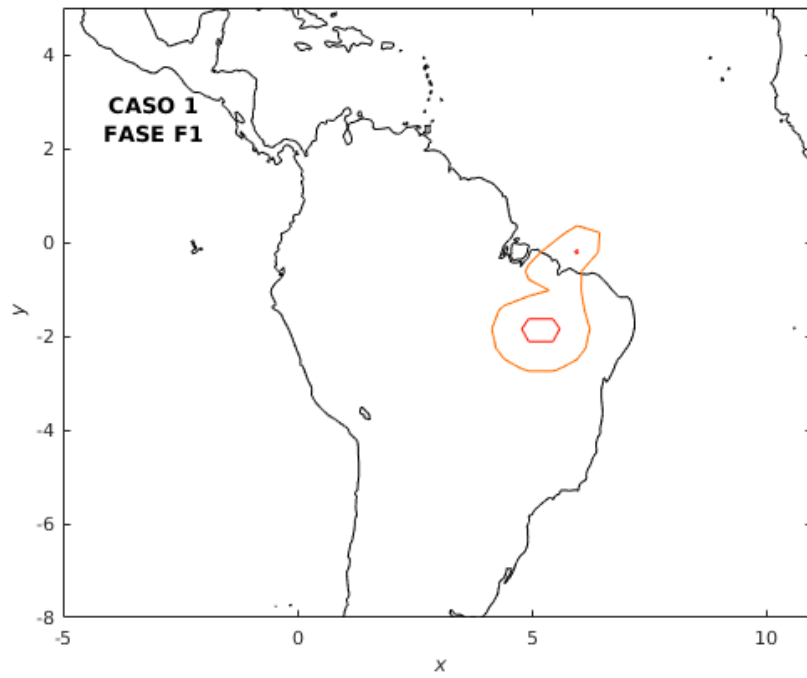
Ao observamos o campo de aquecimento diabático (Figura 4.4c) nessa fase, de modo geral, observa-se uma diminuição na intensidade das fontes de calor na AS. Por exemplo, as fontes localizadas sobre a região da ZCIT e NEB diminuem de intensidade. Em contra partida, um ligeiro aumento é observado na região Sudeste. Essas informações das variações na intensidade de Q na fase F1, são inseridas no modelo

com a finalidade de responder as questões supramencionadas. Sabe-se à priori que ao deslocarmos a fonte de calor a sul do NEB, e adicionarmos uma fonte de calor na região sudeste, resulta em um intenso centro de anomalia de circulação ciclônica na região Sudeste do Brasil, que não é bem realista em função das limitações do modelo. Entretanto, essas informações devem ser ponto de partida, para o outro passo, que consiste em adicionarmos as informações no modelo observado no campo de Q na fase F1.

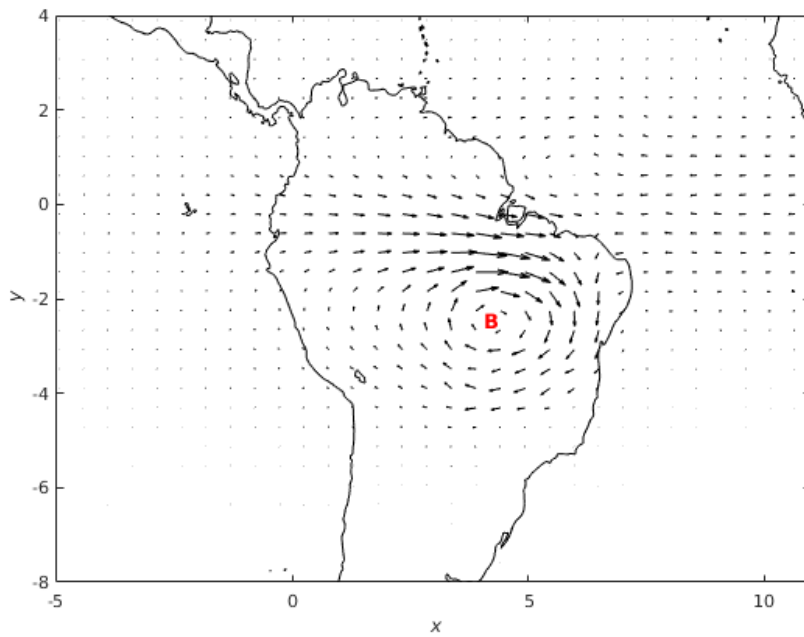
Assim, ao adicionarmos a fonte de calor no sul do NEB, e uma fonte de calor com intensidade mais fraca na faixa da ZCIT, verifica-se que o modelo representa adequadamente o centro ciclônico na região sul do NEB. Além disso, os ventos provenientes da África são muito mais fracos, e apresentam um caráter mais zonal (Figura 4.25b). A convergência no Atlântico Norte, observada nas fases F7 e F8 não aparecem. Esse resultado pode ser um indicativo de que quando o aquecimento diabático for fraco na região da ZCIT, a convecção é muito mais fraca sobre o Atlântico Norte. Assim, os ventos anômalos provenientes do Oeste da África se tornam mais fracos. Isso sugere que quando a OMJ se estabelece na fase F1, a diminuição do aquecimento diabático na faixa da ZCIT no Atlântico Norte, também proporciona diminuição da convecção. Esse resultado é importante, tendo em vista que a convecção na ZCIT é um dos fatores vitais para manutenção de subsidência na média e alta troposfera na região do NEB durante o verão. Entretanto, o enfraquecimento da convecção na região da ZCIT, como observado na fase F1, favorece a ocorrência de precipitação no sul do NEB, diminui na Amazônia e desloca a ZCAS ligeiramente para o Nordeste (FIGUEROA, 1999).

Ao adicionarmos a fonte de calor na região Sudeste (Caso 2, Figura 4.26b), o modelo representa bem o centro anômalo observado na fase F1 (Figura 4.17b). Porém, os ventos anômalos provenientes do Pacífico não foram simulados e os ventos no Atlântico Norte, embora muito fracos, apresentam sentido contrário ao do campo observado. É importante lembrar que a fase F1 é a fase final do período da convecção realçada na AS. Posteriormente, inicia-se as fases de supressão de convecção que se estende até a fase F6. Entretanto, no Continente Marítimo a supressão é mais forte, e no Oceano Índico até o oeste da África a intensidade da convecção aumenta (Figura 4.7).

Figura 4.25 - Mesmo que a Figura 4.20 mas para fase F1.



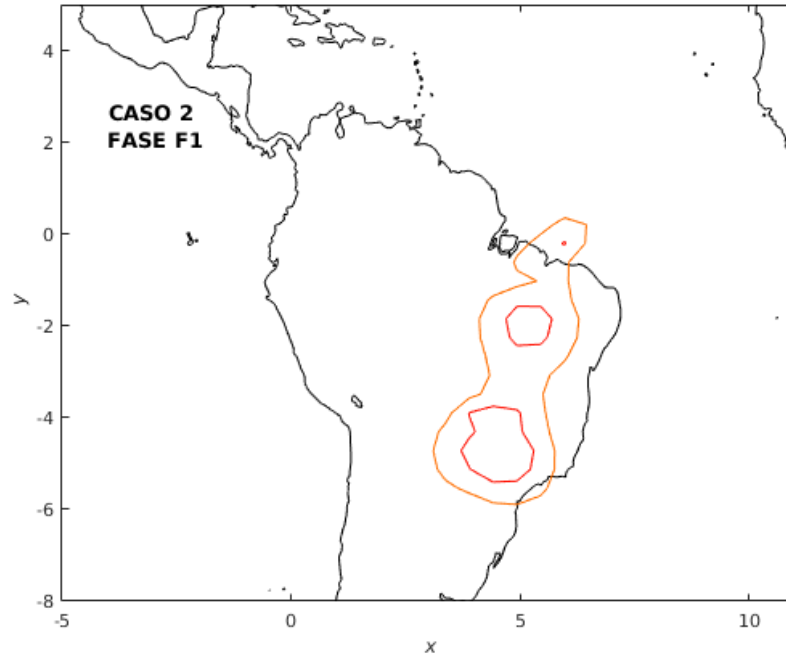
(a)



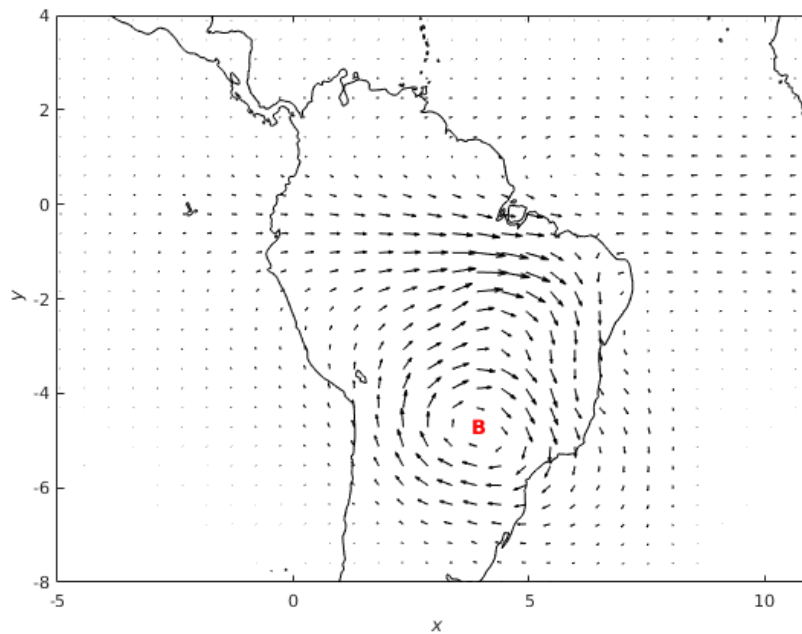
(b)

Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.26 - a) Geometria da fonte de calor no NEB e SE para fase F1 e b) Resposta dinâmica das fontes de calor na fase F1.



(a)



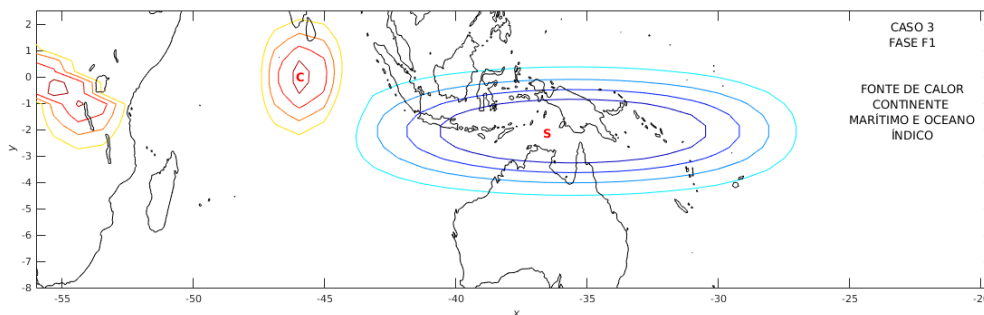
(b)

Fonte: Produção do Autor.

A não representatividade dos ventos anômalos provenientes do Pacífico, dá-se devido à ausência dessas fontes de calor, como mostrado no experimento caso 3 da fase F7. Conhecida essas condições, adicionamos um sumidouro no Continente Marítimo e uma fonte de calor sobre o Oceano Índico (Figura 4.27), mantendo as demais fontes de calor adicionadas anteriormente no caso 2 (Figura 4.26). Nessa configuração ampla, o modelo representa bem os ventos oriundos do Oceano Pacífico que se associam aos ventos anômalos que circulam no flanco norte da baixa (Figura 4.28b). Outro detalhe importante quando as fontes de calor nos oceanos Pacíficos e Índico são adicionadas, é a presença de ventos fracos com sentido para oeste da AS, representados no experimento Caso 2. Isso é parte da resposta associada a propagação da onda de Kelvin, indicando que o aumento da supressão da convecção no Continente Marítimo e a diminuição da intensidade de Q , excitam os fortes ventos que se propagam do Oceano Pacífico em direção à AS, influenciando a inibição da convecção na região da ZCIT.

A Tabela 4.4 mostra algumas características do vento zonal e a intensidade máxima dos movimentos verticais na AS durante a fase F1. Observa-se que no experimento caso 1, o vento zonal e os movimentos verticais são mais intensos em relação ao experimento Caso 2. Entretanto, ao adicionarmos as fontes de calor restantes no Caso 3, o vento zonal e os movimentos ascendentes são mais intensos nos trópicos da AS. Esse resultado, como mencionado anteriormente, sugere que a intensidade dos ventos anômalos oriundo do Pacífico durante um episódio da OMJ, contribuem para o aumento dos movimentos verticais na AS. Assim, o aquecimento diabático nas regiões do NEB e SE do Brasil, são as principais fontes de calor responsáveis por gerar as anomalias de circulação ciclônicas nas fases F8 e F1.

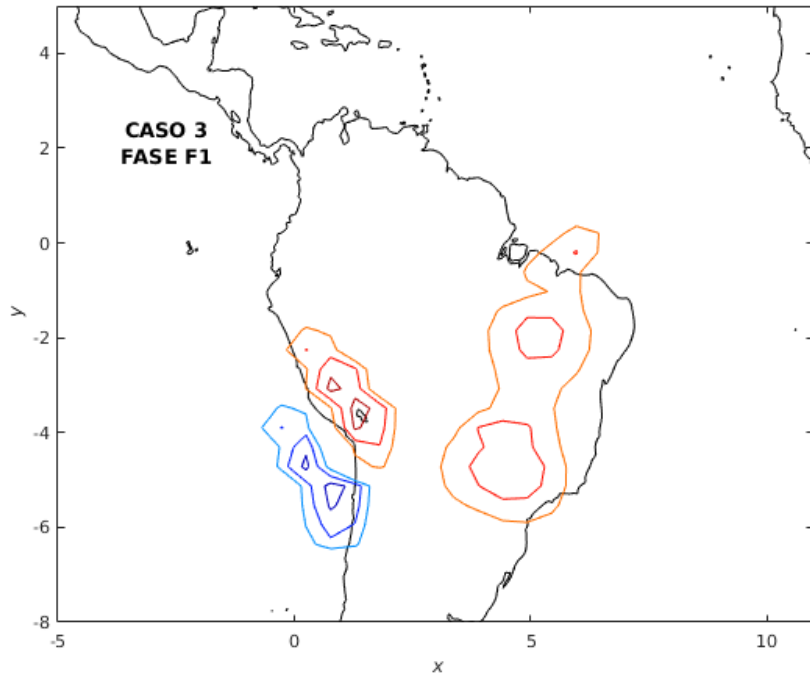
Figura 4.27 - Semelhante a Figura 4.22 mas para fase (F1).



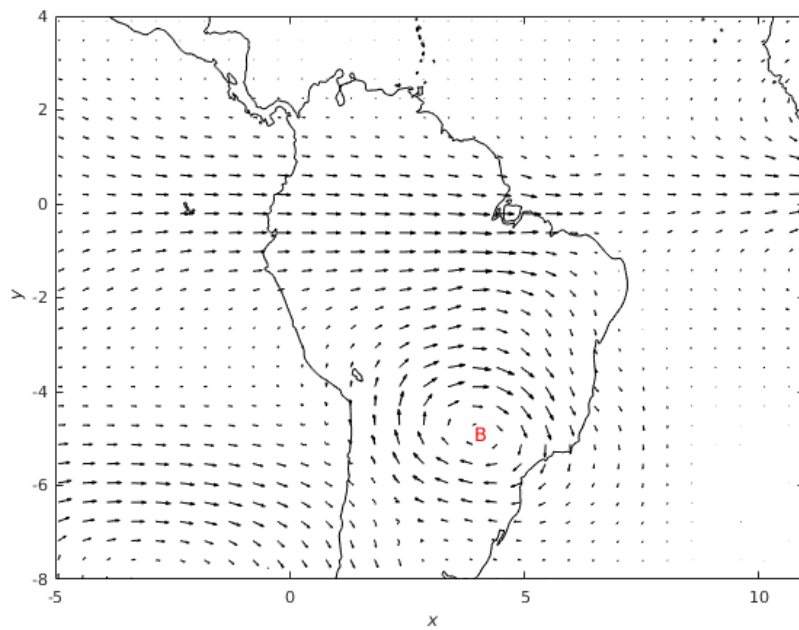
(a)

Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.28 - Mesmo que a Figura 4.26, com todas as fontes adicionadas, incluindo sumidouro (cor azul) para fase F1.



(a)



(b)

Fonte: Produção do Autor.

Tabela 4.4 - Valores máximos e mínimos do vento zonal e velocidade vertical máxima da fase F1.

Forçante	Umin	Umax	Wmax
Caso 1	-1.24	2.32	0.82
Caso 2	-1.13	2.19	0.6
Caso 3	1.73	2.5	0.84

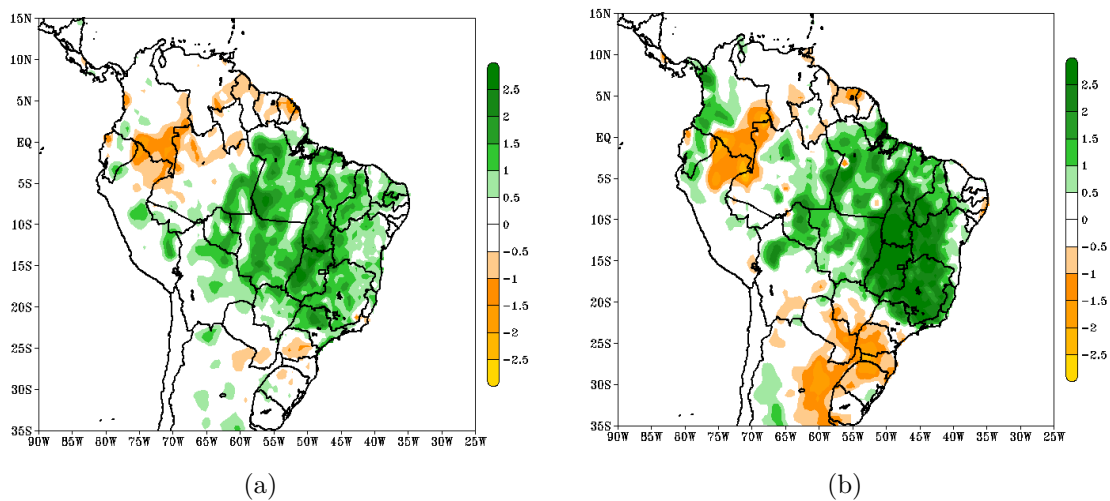
Fonte: Produção do Autor.

4.9 Variações da precipitação em função da amplitude da OMJ

As Figuras 4.29 e 4.30 apresentam as anomalias de precipitação para amplitudes entre 1 e 2,5 e maior que 2,5, para as fases F8 e F1. O objetivo de se considerar somente essas duas fases, deve-se ao fato da precipitação ser mais intensa durante a propagação da OMJ. Por outro lado, se a OMJ modula a precipitação na AS ((KAYANO; KOUSKY, 1999; NASCIMENTO; BRITO, 2002; CARVALHO et al., 2011; GRIMM, 2012; BARRETO et al., 2017; BARRETO et al., 2019), sua intensidade deve ser um fator considerável para variação espacial dessa variável. Observou-se ainda, que dividir a amplitude em limiares, permite ter uma ideia local até mesmo regional do impacto da variabilidade da propagação da OMJ em diferentes regiões na AS.

A propagação durante a fase F8, com amplitudes entre 1 e 2,5 (Figura 4.29), em comparação com amplitudes maiores que 2,5, mostra de forma geral, fraca intensidade da precipitação em quase todo território brasileiro. Porém, algumas variações regionais no padrão espacial da precipitação podem ser observadas. Por exemplo, a região Sul do Brasil, é mais afetada por anomalias negativas quando a OMJ se propaga com limites de amplitude maior que 2,5. Boa parte da região agreste e o sertão do NEB apresentam anomalias positivas de precipitação. Porém, para amplitudes maiores que 2,5, há uma diminuição significativa na precipitação em boa parte do leste do litoral do NEB.

Figura 4.29 - Anomalias de precipitação (mm/dia) para a fase F8 da OMJ, para amplitudes entre 1 a 2,5 (a) e maior que 2,5(b).

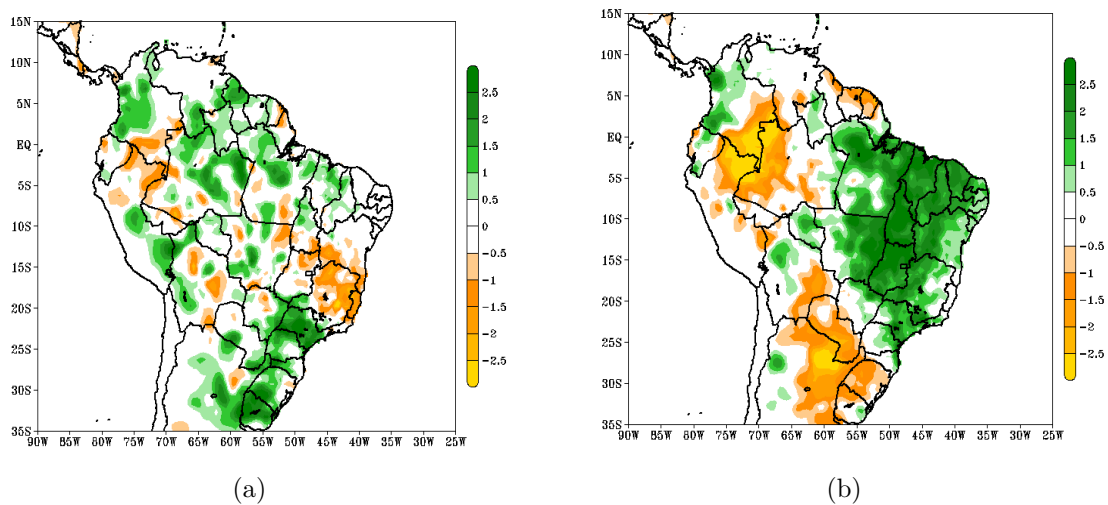


As anomalias positivas (sombreado em verde) indicam regiões com aumento de chuvas e as negativas (sombreado amarelo) indicam déficit.

Fonte: Produção do Autor.

Em relação a variação da precipitação, a fase F1 apresenta diferenças mais destacadas em relação à fase F8. Quando a OMJ se estabelece com amplitudes entre 1 e 2,5, boa parte da região sul da Bahia apresenta anomalias negativas. Isso pode ser um sinal de que durante essa fase, a propagação da OMJ nesses limites de amplitudes, propicia déficit de precipitação nessa região. Outro aspecto interessante, é que ao considerarmos todos os dias ativos, boa parte da região Sul do Brasil apresenta ausência de chuva. Porém, quando consideramos amplitudes entre 1 a 2,5, observa-se fortes anomalias positivas de precipitação, estendendo-se do estado de São Paulo até a região Sul do Brasil. Por outro lado, amplitudes nesse limiar podem propiciar aumento de chuvas nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, e em boa parte do nordeste da Argentina. Além disso, amplitudes maiores que 2,5 propiciam ausência de chuvas na região Sul do Brasil e norte da Argentina, e aumento em boa parte do Sudeste, Centro Oeste e Nordeste do Brasil (Figura 4.30).

Figura 4.30 - Anomalias de precipitação (mm/dia) para a fase F1 da OMJ para amplitudes entre 1 e 2,5 (a) e maiores que 2,5(b).



As anomalias positivas (sombreado em verde) indicam regiões com aumento de chuvas e as negativas (sombreado amarelo) indicam déficit.

Fonte: Produção do Autor.

4.9.1 Sumário e discussões

A fase F7 da OMJ é caracterizada por dois centros anômalos de circulação ciclônica, um localizado sobre o Sudeste do Brasil e outro no Oceano Atlântico Sudoeste. Essas anomalias influenciam o aumento da convecção observada no estado da Bahia, se estendendo como uma faixa estreita até o Oceano Atlântico Sudoeste. As simulações feitas com o modelo MWG mostram que esses centros surgem como resposta das fontes de calor localizadas na região do NEB e no Sudeste do Brasil. Por outro lado, quando se leva em conta apenas essas fontes de calor, o modelo não representa os ventos provenientes do Oceano Pacífico. Entretanto, quando foram adicionadas essas fontes de calor no modelo (Oceano Pacífico e na região da ZCIT), ele representou bem os ventos que se propagam para leste na fase F7 através das ondas de Kelvin, aumentando os movimentos ascendentes nas regiões NEB e Centro Oeste do Brasil. Pode-se compreender desse resultado, que quando a supressão da convecção começa se estabelecer no Continente Marítimo e Oceano Pacífico Oeste, os ventos que se propagam em direção ao continente Sul Americano, influenciam o aumento da convecção em boa parte do Oeste e NEB do Brasil.

O modelo por ser muito simples, não representa adequadamente os ventos próximos

à região dos Andes, isso ocorre porque a topografia não está inclusa no mesmo. Na fase F7, o modelo mostra uma fraca anomalia de circulação ciclônica no Oceano Atlântico Norte, isso ocorre devido as limitações do modelo.

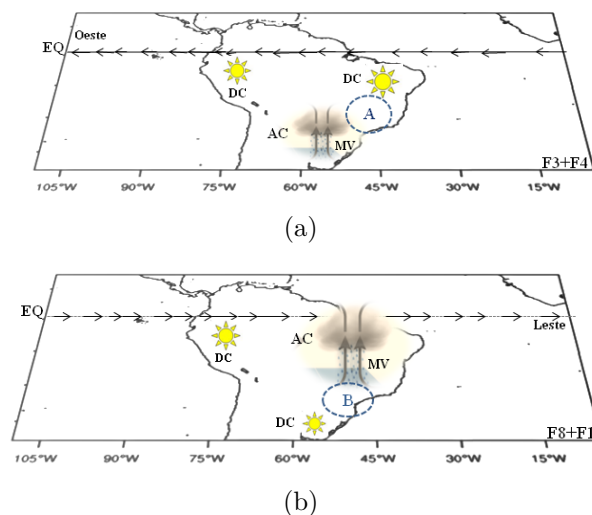
As fases F8 e F1 são caracterizadas por uma intensa anomalia ciclônica, localizada na região Sudeste do Brasil. Esses centros anômalos, influenciam no aumento das chuvas em quase toda região Centro Oeste e Nordeste do Brasil, por outro lado, reduzem as chuvas na região Sul. Entretanto, se considerarmos somente a fonte de calor no NEB, resulta um centro ciclônico anômalo, localizado bem a sul da região. Por outro lado, quando consideramos a fonte de calor na região Sudeste do Brasil e na ZCIT, o centro anômalo que surge como resposta à fonte de calor, se associa ao centro no NEB, formando assim um único centro de anomalia de circulação ciclônica. Assim, a fonte de calor na região Sudeste e na ZCIT podem ser importantes para definir a posição desses centros anômalos durante a propagação da OMJ nas fases F8 e F1. Porém, o trabalho de [Grimm e SilvaDias \(1995\)](#), As simulações do modelo nessas fases, mostram que essas anomalias, surgem como resposta às fontes de calor localizadas na região Sudeste e no NEB. A fonte de calor no Oceano Pacífico tem um efeito idêntico ao observado na fase F7, os ventos provenientes dessa região não são responsáveis pelas anomalias observadas no continente Sul Americano durante essas fases, porém, os movimentos verticais aumentam significativamente em toda região centro Oeste e Nordeste do Brasil.

Outro resultado interessante surge quando diminuimos a intensidade de Q na região, e próximo da ZCAS oceânica. Nesse caso, o centro ciclônico observado na fase F7 não aparece nas fases F8 e F1. Esse resultado sugere que a anomalia de circulação ciclônica observada na fase F7 no Atlântico, Sudoeste, resulta principalmente quando a intensidade de Q é maior na região das ZCAS oceânica e na região Sudeste. Por outro lado, esse resultado também sugere que o aumento das chuvas em quase toda região Nordeste e Centro Oeste do Brasil, é influenciado principalmente pela variação das fontes de calor nessas regiões, ou seja, o aumento da intensidade de Q na região do NEB e a diminuição na região Sudeste e das ZCAS oceânica, podem propiciar a formação de uma ampla anomalia ciclônica, e conseqüentemente, mais aumento das chuvas nessas regiões. As fontes de calor localizada na região da ZCIT e do Pacífico influenciam mais na dinâmica dos movimentos verticais na AS (principalmente sobre as regiões do NE, centro-oeste, sul e sudeste do Brasil) durante a propagação da OMJ nas fases convectivas.

A análise da amplitude da OMJ com relação à precipitação, provou ser uma impor-

tante variável. Nesse contexto, quando a OMJ se propaga com amplitudes entre 1 e 2,5, nas regiões Centro Oeste e Nordeste do Brasil, ocorre aumento das chuvas na fase F8 e quando ela se propaga com amplitudes maior que 2,5, parte do Sudeste e Sul do Brasil apresentam déficit de chuvas. Na fase F1, para amplitudes menores que 2,5, boa parte do sul do estado da Bahia e parte da região Oeste da AS experimentam déficit de chuvas. Em contrapartida, no estado de São Paulo e parte da região Sul há aumento. Para amplitudes maiores que 2,5, as chuvas aumentam sobre a região centro Oeste e NEB. A Figura 4.31 apresenta um esquema da estrutura típica da OMJ na AS. Previamente os estudos que apresentaram um modelo conceitual da estrutura da OMJ se limitaram ao que ocorre no oceano Índico até ao Pacífico, isso porque o sinal é mais forte nessas regiões (RUI; WANG, 1990). Entretanto, no presente estudo foi mostrado que quando a OMJ se propaga nas fases convectivas na AS, se observa intensos centros de circulação ciclônica que influenciam o aumento da precipitação, assim como os centros observados no Índico e Pacífico que resultam das fontes de calor nessas regiões (WEICKMANN et al., 1985; MATTHEWS, 2018; HERNANDEZ, 2018). Na Figura 4.32 está representando o diagrama esquemático que ilustra as principais conexões entre as fontes de calor, OMJ e VCANs.

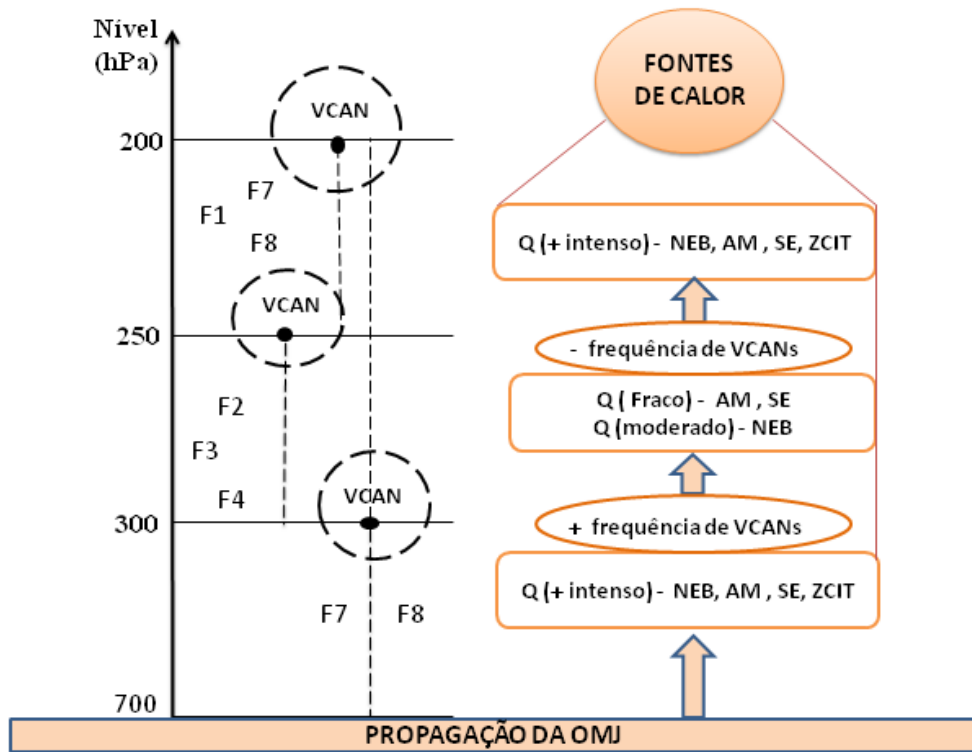
Figura 4.31 - Diagrama esquemático da propagação da OMJ nas fases de supressão da convecção F3 e F4 (a), e nas fases convectivas F8 e F1 (b).



DC (déficit de chuvas), AC (aumento das chuvas), MV (movimento ascendente), setas pretas indicam propagação dos ventos. A- anomalia de circulação anticiclônica, B-anomalia ciclônica.

Fonte: Produção do Autor.

Figura 4.32 - Diagrama esquemático das conexões entre as principais fontes de calor, fases da OMJ e os VCANs.



O Eixo vertical representa a profundidade atmosférica que o Vórtice geralmente atinge quando a OMJ se propaga em suas diferentes fases (F1, F2, F3, F4, F7 e F8). O lado direito do diagrama representa a dinâmica das fontes de calor. Q -indica a fonte de calor, NEB- Nordeste do Brasil, SE- sudeste (Abrangendo a região das ZCAS), AM- Amazônia e ZCIT- Zona de Convergência Intertropical.

Fonte: Produção do Autor.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados principais do presente trabalho envolveram três etapas, a primeira caracterizou a variação intrassazonal das fontes de calor na América do Sul durante a propagação da OMJ nas fases convectivas. Isso foi feito através do cálculo do aquecimento diabático nessas fases. Na segunda etapa, fez-se um levantamento da frequência dos VCANs nas oito fases da OMJ e se avaliou qual a preferência desses vórtices em relação a profundidade nessas fases. Além disso, avaliou-se a localização geográfica dos VCANs através de campos dos compostos e a sua variação espacial para cada fase, quando a OMJ está mais (menos) intensa. A terceira parte foi baseada na simulação das fases convectivas da OMJ, através do modelo MWG na baixa troposfera.

De um modo geral, as principais fontes de calor na América do Sul estão localizadas na Colômbia, Bolívia, ZCIT, Amazônia, Nordeste e Sudeste do Brasil. Porém, a intensidade da fonte de calor sobre a Bolívia é superestimada nas reanálises do NCEP, em consequência da dificuldade do modelo em representar as áreas de montanha. À medida que a OMJ se propaga para leste, variando a intensidade, essas regiões de fonte de calor, também apresentam variações na intensidade. Quando isso acontece, a convecção aumenta em quase todo território brasileiro.

Esse trabalho é pioneiro no estudo da relação da frequência e profundidade dos VCANs nas fases da OMJ. Assim, dos principais resultados destacou-se que a ocorrência dos VCANs nas fases da OMJ, é maior nos dias ativos independentemente da fase, totalizando uma frequência de 62,2% comparado com 37% nos dias inativos. A frequência dos VCANs é maior nas fases convectivas (fases F7 e F8), entretanto, sugere-se que o aumento da convecção acionada pela OMJ, propicia a liberação de calor latente nas regiões próximas da formação dos VCANs, e influencia para maior ocorrência nessas fases. A ocorrência dos VCANs tende a diminuir à medida que a OMJ se propaga nas fases de supressão, sendo as fases F5 e F6 as que apresentam menor ocorrência, e com maior parte dos casos associados com anos de El Niño/La Niña.

A avaliação da profundidade dos VCANs, em uma fase individual, mostrou que esses podem ser mais comuns (incomuns) em um nível para uma dada fase. Em 200-300 hPa eles são menos frequentes nas fases convectivas da OMJ. Por outro lado, aqueles que ficam confinados em 250hPa, são mais frequentes na fase F8 e os que se estendem de 200-700 hPa, foram observados apenas nas fases F7 e F8. Esse resultado sugere que a propagação da OMJ nas fases convectivas, propicia vórtices mais profundos.

Nas fases de supressão, a maior frequência ocorreu nos níveis de 300 e de 200-300 hPa (F2, F3, F4).

A análise da localização dos VCANs nos dias ativos da OMJ, mostrou que geralmente eles se localizam em maior quantidade sobre o oceano, mas o maior número dos casos que se observaram no continente, ocorrem nas fases convectivas. A avaliação do padrão espacial dos vórtices, mostrou que quando a OMJ se propaga nas fases convectivas, o VCAN tende a se inclinar para Leste, mas nas fases de supressão a inclinação é mais comum para Oeste. A fase F6 não apresentou formação de VCANs. Porém, observa-se nessa fase, a presença de um fraco cavado em direção ao continente.

A fase F7 é caracterizada por dois centros anômalos de circulação ciclônica, que influenciam o aumento da convecção no leste do estado da Bahia. As simulações feitas através do modelo MWG, mostraram que esses centros surgem como resposta das fontes de calor localizadas na região do NEB e no Sudeste do Brasil. A supressão da convecção no continente Marítimo e Oceano Pacífico, propiciam fortes ventos anômalos que se propagam em direção à AS, contribuindo para o aumento da convecção na região centro Oeste e NEB do Brasil. O modelo por ser muito simples, não inclui topografia e não captura o efeito do trem de ondas de Rossby que vem do Pacífico. Sendo assim, não representou adequadamente os padrões dos ventos sobre a região dos Andes.

As fases F8 e F1 são ambas caracterizadas por uma ampla anomalia de circulação ciclônica, localizada no Sudeste do Brasil. As simulações do modelo mostraram que essas anomalias surgem como resposta as fontes de calor localizadas na região Sudeste e no NEB. As fontes de calor nessas regiões, são importantes para definir a posição desses centros anômalos, durante a propagação da OMJ. As simulações com o modelo MWG, mostraram ainda que a anomalia ciclônica observada no oceano na fase F7, não se forma nas fases F8 e F1 em resultado do aumento da intensidade de Q no NEB e a diminuição na região Sudeste e das ZCAS oceânica.

Por último, a análise da amplitude em relação a precipitação, mostrou alguns resultados diferentes comparados as literaturas que abordaram o impacto da OMJ na AS (KAYANO; KOUSKY, 1999; GRIMM, 2012; TEIXEIRA, 2008; BARRETO et al., 2017; BARRETO et al., 2019). Os resultados encontrados mostraram a importância de tratarmos a OMJ em termos de variação da amplitudes, pós para diferentes limites de amplitude, a OMJ pode ter um impacto diferente para algumas regiões da AS. Assim, valores entre 1 a 2,5 propiciam aumento das chuvas nas regiões Centro Oeste

e NEB na fase F8. Amplitudes maiores ou iguais a 2,5, propiciam déficit de chuvas na região Sudeste e Sul do Brasil. Na fase F1 amplitudes menores que 2,5, provocam déficit das chuvas no sul do estado da Bahia e parte da região Oeste da AS. Porém, esses valores de amplitudes aumentam as chuvas no estado de São Paulo, e parte da região Sul. Para amplitudes maiores que 2,5, as chuvas aumentam sobre a região centro Oeste e NEB.

Para aprofundar a pesquisa, sugerem-se as seguintes propostas para trabalhos futuros:

- 1) Realizar experimentos numéricos com um modelo mais complexo para avaliar o impacto das fontes de calor nas diferentes fases da OMJ.
- 2) Acrescentar as fases de supressão da convecção nas simulações, com intuito de avaliar as respostas atmosféricas das fontes sumidouros nessas fases.
- 3) Avaliar a resposta na alta troposfera das fontes de calor na AS, nas diversas fases da OMJ.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, F. M.; ARAVÈQUIA, J. A.; MARTON, E. Modos de variabilidade subsazonal associados a ZCAS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA - CBMET, 16., Campina Grande. **Proceedings...** Campina Grande-PB, Brasil, 2010. p. 1–6. 51
- BARRETO, N. J. C.; CAVALCANTI, I. F.; MESQUITA, M. d.S.; PEDRA, G. U. Multivariate intraseasonal rainfall index applied to South America. **Meteorological Applications**, v. 26, n. 4, p. 521–527, oct 2019. 1, 13, 14, 34, 41, 54, 73, 98, 106
- BARRETO, N. J. C.; MESQUITA, M. d. S.; MENDES, D.; SPYRIDES, M. H. C.; PEDRA, G. U.; LUCIO, P. S. Maximum covariance analysis to identify intraseasonal oscillations over tropical Brazil. **Climate Dynamics**, v. 49, n. 5-6, p. 1583–1596, sep 2017. 12, 34, 87, 89, 92, 98, 106
- BONATTI, J. P.; RAO, V. B. Moist baroclinic instability in the development of north pacific and south american intermediate-scale disturbances. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 18, p. 2657–2667, 1987. 1, 18, 56
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, jan 2004. 16
- CARVALHO, L. M. V.; SILVA, A. E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; SILVADIAS, P. L.; ROCHA, H. R. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 36, n. 9-10, p. 1865–1880, may 2011. 17, 51, 98
- CAVALCANTI, I. F.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. D.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, 2009. 16
- CHAN, S. C.; NIGAM, S. Residual diagnosis of diabatic heating from ERA-40 and NCEP reanalyses: intercomparisons with TRMM. **Journal of Climate**, v. 22, n. 2, p. 414–428, jan 2009. 32, 34
- CHAO, W. C. On the origin of the tropical intraseasonal oscillation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 15, p. 1940–1949, aug 1987. 22

CHAVEZ, S. P.; TAKAHASHI, K. Orographic rainfall hot spots in the andes-amazon transition according to the trmm precipitation radar and in situ data. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 11, p. 5870–5882, 2017. 45

DEMARIA, M. Linear response of a stratified tropical atmosphere to convective forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 18, p. 1944–1959, sep 1985. 2, 3, 14, 15, 46, 66

FEDOROVA, N. **Sinotica e fenômenos atmosféricos**. Brasil: EDUFAL, 2008. 174 p. ISBN 9788571774193. Disponível em: <<https://books.google.com.br/books?id=60upfuleu6oC>>. 19

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. 201 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos, 1999. Disponível em: <<http://www.inpe.br/biblioteca/>>. Acesso em: 15 abr. 2019. 1, 2, 17, 18, 38, 46, 48, 49, 51, 56, 66, 74, 93

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVADIAS, P. L. 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, may 1995. 15, 16, 66

FRANK, N. L. The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the Tropics. **Technical Memorandum**, v. 28, p. 69–75, 1966. 17

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico sul e leste do Brasil**. 78 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982. 1, 17, 21, 56, 57

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, n. 92.651, p. 19–28, 1986. 1, 56, 57

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 16, p. 1822–1836, aug 1991. 15

GANDU, A. W.; SILVADIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D6, p. 6001–6015, mar 1998. [3](#), [16](#), [38](#), [46](#), [66](#)

GILL, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 449, p. 447–462, 1980. [2](#), [22](#), [24](#), [42](#), [74](#), [78](#)

GOTTSCHALCK, J.; WHEELER, M.; WEICKMANN, K.; F.; SAVAGE, N.; LIN, H.; HENDON, H.; WALISER, D.; SPERBER, K.; NAKAGAWA, M.; PRESTRELO, C.; FLATAU, M.; HIGGINS, W. A framework for assessing operational Madden–Julian oscillation forecasts. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 9, p. 1247–1258, sep 2010. [8](#)

GRIMM, A. Impactos da oscilação de madden-julian na américa do sul e suas teleconexões para África. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA - CBMET, 17., 2012, Rio Grande do Sul. **Proceedings...** Rio Grande do Sul, Brasil, 2012. p. 1–6. [1](#), [12](#), [13](#), [34](#), [41](#), [54](#), [73](#), [87](#), [89](#), [92](#), [98](#), [106](#)

GRIMM, A. M.; SILVADIAS, P. L. 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. [17](#), [51](#), [101](#)

GUTMAN, G. J.; SCHWERDTFEGER, W. S. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. **Meteorologische Rundschau**, v. 18, p. 69–75, 1965. [14](#)

HAGOS, S.; ZHANG, C. Diabatic heating, divergent circulation and moisture transport in the african monsoon system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 136, n. S1, p. 411–425, 2010. [32](#), [34](#)

HELD, I. M.; TING, M.; WANG, H. Northern winter stationary waves: theory and modeling. **Journal of Climate**, v. 15, n. 16, p. 2125–2144, aug 2002. [42](#)

HENDON, H. H.; SALBY, M. L. The Life Cycle of the Madden–Julian Oscillation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 15, p. 2225–2237, aug 1994. [12](#)

HERNANDÉZ, J. D. R. **Spatial and temporal characterization of Colombia's hydroclimatology**. 189 p. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos) — National University of Colombia National School of Mines, Colômbia, 2018. Disponível em:

<<http://bdigital.unal.edu.co/70418/2/71536359.2018.pdf>>. Acesso em: 18 fev. 2019. 22, 32, 36, 37, 38, 45, 74, 102

JIANG, X.; WALISER, D. E.; OLSON, W. S.; TAO, W.-K.; L'ECUYER, T. S.; LI, K.-F.; YUNG, Y. L.; SHIGE, S.; LANG, S.; TAKAYABU, Y. N. Vertical diabatic heating structure of the mjo: intercomparison between recent reanalyses and trmm estimates. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 10, p. 3208–3223, 2011. 12

JONES, C.; CARVALHO, L. M. Spatial–intensity variations in extreme precipitation in the contiguous united states and the Madden-Julian Oscillation. **Journal of Climate**, v. 25, n. 14, p. 4898–4913, 2012. 11, 12

KACIMI, A.; KHOUIDER, B. The transient response to an equatorial heat source and its convergence to steady state: implications for MJO theory. **Climate Dynamics**, v. 50, n. 9-10, p. 3315–3330, 2018. 22

KAYANO, M.; FERREIRA, N.; RAMIREZ, M. Summer circulation patterns related to the upper tropospheric vortices over the tropical south atlantic. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 64, n. 3-4, p. 203–213, 1997. 21

KAYANO, M.; KOUSKY, V. Intraseasonal (30—60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 51, n. 3, p. 373–386, jan 1999. 1, 98, 106

KILADIS, G. N.; DIAS, J.; STRAUB, K. H.; WHEELER, M. C.; TULICH, S. N.; KIKUCHI, K.; WEICKMANN, K. M.; VENTRICE, M. J. A comparison of olr and circulation-based indices for tracking the mjo. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 5, p. 1697–1715, 2014. 12, 32, 33

KLEEMAN, R. A modeling study of the effect of the andes on the summertime circulation of tropical South America. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 21, p. 3344–3362, nov 1989. 15

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**, v. 70, n. 12, p. 813–836, 1992. 16

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538–551, jan 1981. 1, 17, 18, 19, 20, 32

LAFLEUR, D. M.; BARRETT, B. S.; HENDERSON, G. R. Some climatological aspects of the Madden–Julian Oscillation (MJO). **Journal of Climate**, v. 28, n. 15, p. 6039–6053, aug 2015. [32](#), [41](#)

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 5, p. 656–678, mar 1996. [1](#), [2](#), [15](#), [17](#), [38](#), [66](#), [74](#)

LIMA, E. D. A. **Influência dos fenômenos acoplados oceano-atmosfera sobre os vórtices ciclônicos de altos níveis observados no nordeste do Brasil**. 234 p. Tese (Doutorado Em Meteorologia) — Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2010. Disponível em: <http://bdtd.ibict.br/vufind/Record/UFCG_5f042160b273f9d16a55ee3f04d20a3b>. Acesso em: 20 abr. 2019. [35](#)

LING, J.; ZHANG, C. Diabatic heating profiles in recent global reanalyses. **Journal of Climate**, v. 26, n. 10, p. 3307–3325, may 2013. [3](#), [31](#), [32](#), [42](#), [45](#)

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. [1](#), [5](#), [12](#), [54](#)

_____. 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. [1](#), [5](#), [6](#), [12](#), [31](#), [42](#)

_____. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—a review. **Monthly weather review**, v. 122, n. 5, p. 814–837, 1994. [12](#)

MAJDA, A. J.; YANG, Q. A multiscale model for the intraseasonal impact of the diurnal cycle over the maritime continent on the Madden–Julian oscillation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 73, n. 2, p. 579–604, feb 2016. [22](#)

MALONEY, E. D.; HARTMANN, D. L. The Madden–Julian Oscillation, barotropic dynamics, and north pacific tropical cyclone formation. Part I: observations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 17, p. 2545–2558, sep 2001. ISSN 0022-4928. [12](#)

MALONEY, E. D.; KIEHL, J. T. MJO-related SST variations over the tropical eastern Pacific during northern hemisphere summer. **Journal of Climate**, v. 15, n. 6, p. 675–689, mar 2002. [7](#)

MATSUNO, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial Area. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Serie II**, v. 44, n. 1, p. 25–43, 1966. 22, 23, 24

MATTHEWS, A. **Introduction to the MJO, rainfall cycle MJO and tropical dynamics**. 2018. 1–6 p. Disponível em: <<http://envam1.env.uea.ac.uk/mjo.html>>. Acesso em: 11 out. 2018. 36, 37, 74, 102

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. 54, 73, 84, 87, 89, 92

MENDONÇA, R. W. B.; BONATTI, J. P. Análise dos balanços de calor e umidade no modelo global do CPTEC/COLA para previsão de tempo durante um episódio de ZCAS e alta da Bolívia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA - CBMET, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro, Brasil, 2000. p. 3646–3654. 34

MISHRA, S. K.; RAO, V. B.; GAN, M. A. Structure and evolution of the large-scale flow and an embedded upper-tropospheric cyclonic vortex over northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 7, p. 1673–1688, jul 2001. 1, 18

MORAIS, M. D. C. **Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam no nordeste do Brasil: estudo observacional e numérico**. 231 p. Tese (Doutorado Em Meteorologia, 2016. 1, 17, 20, 21, 32, 56, 58, 59, 68

MOTA, M. A. S.; 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. 15

NASCIMENTO, W. A.; BRITO, J. Verificação da atuação da oscilação de 30-60 dias no nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA - SBMET, 12., 2002, Foz do Iguaçu-PR. **Proceedings...** Paraná, Brasil, 2002. p. 1–8. 1, 12, 92, 98

NIGAM, S.; CHUNG, C.; DEWEAVER, E. ENSO diabatic reating in ECMWF and NCEP–NCAR reanalyses, and NCAR CCM3 simulation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 17, p. 3152–3171, sep 2000. 34

PAIXÃO, E. B.; GANDU, A. W. Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior sobre o nordeste do Brasil (parte i). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA - SBMET, 11., 2002, Paraná, Brasil. **Proceedings...** Foz do Iguaçu-PR, 2000. v. 26, n. 11, p. 3422–3428. 18, 68

RAMÍREZ, M. C.; KAYANO, M. T.; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmosfera**, v. 12, n. 2, p. 75–88, 1999. 21, 32, 56

RAUPP, C. F.; SILVADIAS, P. L. Dynamics of resonantly interacting equatorial waves. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 58, n. 2, p. 263–279, 2006. 7

REPINALDO, H. F. B. **Vórtice ciclônico em altos níveis e corrente de jato do nordeste brasileiro em anos de El Niño e La Niña**. 133 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Alagoas(UFAL), Maceió, 2010. Disponível em: <<http://repositorio.ufal.br/handle/riufal/877>>. 56, 74

RUI, H.; WANG, B. Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 3, p. 357–379, feb 1990. 8, 9, 102

SANABRIA, C. D. S. C. **Efectos de la variabilidad de la estructura dinámica y termodinámica del calentamiento atmosférico en la climatología de colombia**. 104 p. Dissertação (Mestrado Em Engenharia de Recursos Hídricos) — Universidad Nacional de Colombia Facultad de Minas, Colombia, 2017. Disponível em: <<http://bdigital.unal.edu.co/view/types/thesis.html>>. Acesso em: 15 Mar. 2019. 31, 32, 45, 49

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; DIAS, P. S. Meteorology of the southern hemisphere. **Meteorological Monographs**, p. 119–139, 1998. 16

SCHWERDTFEGER, W. S. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. **Meteorologische Rundschau**, v. 14, p. 1–6, 1961. Disponível em: <<file:https://scholar.google.com/scholar?hl=en&q=Schwerdtfeger>>. 14

SEBAZIGA, J. N. **Association between madden-julian oscillations and wet and dry spells over Rwanda**. 58 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — University Nairobi, Nairobi, 2014. 73

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 108, n. C3, 2003. 45

SILVA, L.; RAMÍREZ, M. C. V.; SATYAMURTY, P. Spatial distribuitton of the cyclonic vorticity in the Northeast of Brazil and Adjoining ocean and its relation with the Enso. In: AMOS-ICSHMO, 2006, 11., 2006, Paraná, Brasil. **Proceedings...** Foz do Iguacu-PR, 2006. v. 26, n. 11, p. 2019–2026. 1, 32, 56

SILVA, L. A. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas.** 131 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos – SP – Brasil, 2007. Disponível em: <<http://www.inpe.br/biblioteca/>>. Acesso em: 15 abr. 2018. 17, 21

SILVADIAS, P. L.; 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, nov 1983. 2, 3, 14, 15, 46

STRETEN, N. A. Some characteristics of satellite-observed bands of persistent cloudiness over the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 101, n. 6, p. 486–495, jun 1973. 16

TEIXEIRA, G. M. **Estudo de caso da oscilação de Madden-Julian e sua influência na variabilidade climática intrassazonal da Amazônia e nordeste brasileiro.** 42 p. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal do Pará, Belém, 2008. Disponível em: <https://bdm.ufpa.br:8443/jspui/bitstream/prefix/1753/1/TCC{}_EstudoCasoOscila{ç}ao.pdf>. Acesso em: 24 abr. 2019. 1, 106

VALLIS, G. K. **Geoff Vallis.** 2014. 1–2 p. Disponível em: <<http://empslocal.ex.ac.uk/people/staff/gv219/>>. Acesso em: 11 Nov. 2018. 38, 39

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. 14

- WANG, B. Dynamics of tropical low-frequency waves: an analysis of the moist Kelvin wave. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 14, p. 2051–2065, jul 1988. ISSN 0022-4928. [22](#)
- WANG, B.; CHEN, G. A general theoretical framework for understanding essential dynamics of Madden–Julian Oscillation. **Climate Dynamics**, v. 49, n. 7-8, p. 2309–2328, oct 2017. [74](#)
- WANG, B.; LIU, F.; CHEN, G. A trio-interaction theory for Madden–Julian Oscillation. **Geoscience Letters**, v. 3, n. 1, p. 34, dec 2016. [7](#), [9](#), [25](#), [73](#)
- WEICKMANN, K. M.; LUSSKY, G. R.; KUTZBACH, J. E. Intraseasonal (30–60 Day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb streamfunction during northern winter. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 6, p. 941–961, jun 1985. [7](#), [102](#)
- 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, aug 2004. [9](#), [11](#), [34](#), [35](#), [36](#), [41](#), [54](#), [87](#)
- YAMAGATA, T.; HAYASHI, Y. A simple diagnostic model for the 30-50 day oscillation in the tropics. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Serie II**, v. 62, n. 5, p. 709–717, 1984. [1](#)
- YANAI, M.; ESBENSEN, S.; CHU, J.-H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, n. 4, p. 611–627, may 1973. [34](#)
- YASUNARIL, T. Stationary zone waves revealed in the from southern average hemisphere. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 55, p. 274–285, 1972. [16](#)
- ZHANG, C.; DONG, M. Seasonality in the Madden–Julian Oscillation. **Journal of Climate**, v. 17, n. 16, p. 3169–3180, aug 2004. ISSN 0894-8755. [3](#), [12](#), [32](#)