

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/10.30.11.59-TDI

O PAPEL DAS TELECONEXÕES E DE FATORES REGIONAIS QUE INFLUENCIAM A OCORRÊNCIA DE PRECIPITAÇÃO EXTREMA ASSOCIADA A SISTEMAS FRONTAIS SOBRE O SUDESTE DO BRASIL

Kelen Martins Andrade

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, aprovada em 05 de dezembro de 2017.

 $\label{eq:url} \begin{tabular}{ll} $$ URL do documento original: \\ <& http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PT6RKP> \end{tabular}$

INPE São José dos Campos 2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

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

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

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID) BIBLIO-

TECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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



sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/10.30.11.59-TDI

O PAPEL DAS TELECONEXÕES E DE FATORES REGIONAIS QUE INFLUENCIAM A OCORRÊNCIA DE PRECIPITAÇÃO EXTREMA ASSOCIADA A SISTEMAS FRONTAIS SOBRE O SUDESTE DO BRASIL

Kelen Martins Andrade

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, aprovada em 05 de dezembro de 2017.

 $\label{eq:url} \begin{tabular}{ll} $$ URL do documento original: \\ <& http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PT6RKP> \end{tabular}$

INPE São José dos Campos 2017 Andrade, Kelen Martins.

An
24p O papel das teleconexões e de fatores regionais que influenciam a ocorrência de precipitação extrema associada a sistemas frontais sobre o Sudeste do Brasil / Kelen Martins Andrade. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxviii + 193 p.; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/10.30.11.59-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

 $\operatorname{Orientadora}$: Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti.

1. Frentes frias. 2. Precipitação. 3. Teleconexões. I.Título.

CDU 551.515.8:551.577



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

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

Aluno (a): Kelen Martins Andrade

Título: "O PAPEL DAS TELECONEXÕES E DE FATORES REGIONAIS QUE INFLUENCIAM

A OCORRÊNCIA DE PRECIPITAÇÃO EXTREMA ASSOCIADA A SISTEMAS

FRONTAIS SOBRE O SUDESTE DO BRASIL".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Doutor(a)** em

Meteorologia

Dr.	Marcelo Enrique Seluchi	Jan
		Presidente / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP
Dra.	Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti	hauna f. J. Carolal"
		Drientador(a) / INPE √São José dos Campos - SP
Dr.	Clovis Angeli Sansigolo	
		Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP
Dr.	Tércio Ambrizzi	
		Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP
Dra.	Gabriela Viviana Müller	
		Convidado(a) / CICYTTP/CONCET / Argentina - ARG

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(≰ unanimidade

"A nossa recompensa está no esforço, não no resultado. Um esforço total é uma vitória completa".
Mahatma Gandhi







AGRADECIMENTOS

Agradeço à Dra. Iracema, por mais uma vez, aceitar e se disponibilizar a me orientar neste trabalho. Obrigada pela sua dedicação, competência, compreensão, palavras de apoio em diferentes momentos da realização deste trabalho.

Agradecimento muito especial ao meu marido Henri, que por tantas vezes, teve que ser muito paciente, compreensivo e se doar ao nosso filho Gabriel de forma tão amável para que eu pudesse seguir adiante. Vocês tornam a minha vida muito melhor.

Agradeço a meus pais, que sempre tiveram como prioridade a nossa educação.

Agradeço aos meus amigos de hoje e de sempre pelo suporte emocional em todos os momentos.

Agradeço aos meus amigos Gustavo Escobar, Hélio Camargo e Guilherme Martins que sempre estiveram dispostos a solucionar minhas dúvidas.

Agradeço aos amigos do GPT do CPTEC e da "Equipe Gêmeas" do Cemaden por estarem comigo no decorrer deste trabalho.

Agradeço às meninas da Sala 7 (Nete, Mári, Renata e Virgínia) pelos momentos de conversas, discussões científicas, ajuda, risadas e até de silêncio.

Agradeço aos membros da banca, Dr. Marcelo Seluchi, Dr. Tércio Ambrizzi, Dr. Clóvis Sansigolo e Dra. Gabriela Müller pela participação e valiosas sugestões.

RESUMO

Neste estudo foram analisados casos de sistemas frontais que provocam chuva extrema (percentil de 5% e 95%) em uma área do Sudeste do Brasil e a influência exercida por teleconexões e padrões de grande escala e regional. Essa área foi escolhida por estar sujeita a deslizamentos e enchentes no verão e primavera. Os casos de frentes que provocam chuvas intensas podem contribuir para esses desastres, e portanto, o entendimento das diferenças entre os eventos chuvosos e secos associados aos sistemas frontais têm significativa importância. As análises foram feitas usando dados de reanálise (CFSR) e do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera CPTEC/INPE para o período entre 1981-2010. Foi observado que as frentes frias são mais frequentes na primavera (SON) e no inverno (JJA), mas a maior precipitação associada ocorre no verão (DJF) e na primavera (SON). Características atmosféricas e a influência dos padrões de teleconexão foram identificadas para os eventos chuvosos e secos associadas à passagem de sistemas frontais. As principais diferenças regionais entre os casos chuvosos e secos são observadas na posição e intensidade da baixa pressão, do cavado frontal e da alta pós-frontal, no gradiente de temperatura e na inclinação da frente. Nos casos chuvosos durante o verão, o cavado fica bem amplificado sobre o sudeste e a alta pós-frontal é bem intensa, enquanto nos casos secos o cavado está deslocado para o oceano. As diferenças regionais também estão associadas ao fluxo de umidade e à convergência sobre a região estudada. O cavado associado à frente fria em superfície é amplificado devido à influência das teleconexões, como o Modo Anular Sul (MAS), o padrão Pacífico-América do Sul (PSA) e o modo Transpolar (TPI). Nos casos chuvosos do verão, a presença da anomalia ciclônica sobre parte do Sul e Sudeste do Brasil e anticiclônica no sul da América do Sul associada à fase negativa dos índices TPI, MAS e PSA foi um fator importante para intensificar o cavado frontal e possivelmente dar suporte dinâmico para a ocorrência de chuvas intensas. Na primavera, as circulações ciclônica e anticiclônica foram observadas deslocadas para sul em relação ao verão nos casos chuvosos, e este posicionamento está relacionado à fase negativa do TPI e MAS e positiva do PSA. Nos eventos secos uma ampla área de anomalia positiva de geopotencial foi observada sobre o Sul e Sudeste do Brasil. Foi observada a influência das anomalias de baixa frequência em fase com as de alta frequência nas características atmosféricas dos casos chuvosos e secos no verão. Na primavera, essas anomalias estão em fase nos casos chuvosos, mas fora de fase sobre a região frontal, nos casos secos. Nos casos que provocam mais chuva foi também observada à influência da propagação de energia desde o oceano Pacífico até a América do Sul, onde foram identificados máximos de energia cinética e atividade de distúrbios transientes. As análises com o MCGA mostraram que o modelo captura as configurações atmosféricas dos sistemas frontais e reproduz os padrões de teleconexão. No entanto, subestima a frequência de frentes frias na primavera e superestima no verão. Foi notada uma subestimativa no fluxo de umidade, na atividade de distúrbios transientes e na convecção.

Palavras-chave: Frentes frias. Precipitação. Teleconexões.



THE ROLE OF TELECONNECTIONS AND REGIONAL FACTORS ON THE OCCURRENCE OF EXTREME PRECIPITATION ASSOCIATED WITH FRONTAL SYSTEMS IN SOUTHEASTERN BRAZIL

ABSTRACT

In this study, frontal systems that cause extreme rainfall (5% and 95% percentile) in an area of southeastern Brazil and the influence of teleconnections and regional and large scale patterns were analyzed. This area was chosen due to occurrences of landslides and flooding during summer and spring. The frontal systems that cause intense rainfall may contribute to these disasters and therefore the understanding of the differences between the rainy and dry events associated with frontal systems has significant importance. Data from CFSR reanalysis and from the CPTEC/INPE AGCM were used for the period of 1981 to 2010. The highest frequency of systems occurs in the spring (SON) and winter (JJA), but the highest associated precipitation occurs in the summer (DJF) and spring (SON). Atmospheric characteristics and the influence of teleconnection patterns were identified for the rainy and dry events associated with the passage of cold fronts. The main regional differences between wet and dry episodes were observed in the position and intensity of the low pressure, the frontal trough and the post frontal high, in the temperature gradient and the inclination of the front. In cases of extreme rainfall during summer, the trough is intensified over the southeast and the post frontal high is strong. During dry periods, the trough is displaced to the ocean. The regional differences are also associated with the humidity flux and convergence over the analyzed region. The trough associated with the cold front at the surface is amplified due to the influence of teleconnections such as the Southern Annular Mode (SAM), Pacific South America (PSA) and the Transpolar pattern (TPI). For strong precipitation during summer, a cyclonic anomaly over South and Southeast Brazil and an anticyclonic anomaly in southern South America associated with the negative phase of TPI, SAM and PSA indices were important for the intensification of the frontal trough. This may also give dynamical support for the occurrence of extreme rainfall. During spring, the observed cyclonic and anticyclonic circulations were shifted southward comparing to wet summers. This positioning is related to the negative phase of the TPI and SAM and positive phase of PSA in the wet cases. For dry events, a large area of positive geopotential anomaly was observed over South and Southeast Brazil. It was noticed an influence of the low frequency anomalies in phase with the high frequency anomalies in the atmospheric characteristics for wet and dry events in the summer. In spring these anomalies are in phase for the wet cases, but out of phase over the frontal region, in the dry case. In cases of larger precipitation it was also observed the influence of energy propagation from the Pacific Ocean to South America, where maximum kinetic energy and transient activity were identified. Analyses of the AGCM showed that the model captures the atmospheric configuration of frontal systems and reproduces the teleconnection patterns. However, underestimates the cold fronts frequency in the spring and overestimate in the summer. An underestimation of the moisture flow, the activity of transient disturbances and the convection was noted.

Keywords: Cold fronts. Precipitation. Teleconnections.



LISTA DE FIGURAS

<u>Pág</u> .
Figura 4.1 - Localização da área em estudo no Sudeste do Brasil
Figura 4.2 - Seis modos de decomposição e suas características
Figura 4.3 - Localização das estações para o cálculo do índice transpolar
Figura 4.4 - Primeiro modo da EOF da pressão ao nível médio do mar
Figura 4.5 - Anomalia mensal da altura geopotencial (m) em 500 hPa em novembro de
1999 como um exemplo de padrão PSA
Figura 4.6 - Segundo modo da EOF da anomalia de geopotencial em 500 hPa para DJF
do CFSR
Figura 5.1 - (a) Média sazonal de frentes frias (b) Frequência anual de frentes frias para
o período de 1981-2010
Figura 5.2 - Volume acumulado de chuva (mm) em 3 dias para os dados (a) CPC e (b)
MCGA
Figura 5.3 - Frequência anual normalizada de frentes frias com ausência de precipitação
do (a) CFSR-CPC e (b) MCGA; e frequência de frentes frias com
precipitação acima da média do (c) CFSR-CPC e (d) MCGA
Figura 5.4 - Quantis do volume acumulado de chuva (mm) em 3 dias para os dados (a)
CPC e (b) MCGA
Figura 5.5 - Gráfico de dispersão entre a chuva (mm) diária (dia-1, dia, dia+1) e o
volume acumulado em 3 dias do CFSR para DJF (a) CPC; (b) MCGA e
para SON (c) CPC; (d) MCGA
Figura 6.1 - Pressão ao nível médio do mar (hPa), temperatura em 925 hPa (°C) e
anomalia de precipitação (mm/dia) no verão para (a) casos chuvosos -
CFSR/CPC (b) casos secos- CFSR/CPC (c) casos chuvosos - MCGA (d)
casos secos - MCGA
Figura 6.2 - Diferença da PNMM (hPa) e da precipitação (mm/dia) entre o MCGA e
CFSR-CPC no verão (a) casos chuvosos (b) casos secos
Figura 6.3 - Diferença da PNMM (hPa) e da TSM (°C) entre os casos chuvosos e secos
no verão para (a) CFSR (b) MCGA50

Figura 6.4 - Linna de corrente e anomana do vento meridional (m/s) em 850 nPa no	
verão (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos	
chuvosos - MCGA (d) casos secos - MCGA.	52
Figura 6.5 - Fluxo e convergência de umidade integrado (kg.m $^{-1}$.s $^{-1}$ x 10^{-5}) entre 1000-	
100 hPa no verão (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c)	
casos chuvosos - MCGA (d) casos secos - MCGA	54
Figura 6.6 - Seção transversal no campo médio da temperatura potencial equivalente	
(K) e do vento zonal (m/s) no verão para os casos (a) chuvosos e (b) seco	S
do CFSR.	55
Figura 6.7 - Geopotencial (m) e anomalia zonal (mgp) em 500 hPa no verão (a) casos	
chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA e	
(d) casos secos - MCGA	57
Figura 6.8 - Anomalia de geopotencial em 250 hPa (m) e a diferença entre o MCGA e	•
CFSR no verão (a) casos chuvosos (b) casos secos	58
Figura 6.9 - Escoamento e magnitude do vento (m/s) em 250 hPa no verão (a) casos	
chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA e	
(d) casos secos - MCGA	60
Figura 6.10 - Anomalia de ROL (W/m^2) e do vento (m/s) em 250 hPa no verão (a) case	os
chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA e	
(d) casos secos - MCGA	63
Figura 6.11 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) (contorno), temperatura em 925 hPa	a
(contorno tracejado) e anomalia de precipitação (mm/dia) na primavera (a)
casos chuvosos - CFSR/CPC (b) casos secos- CFSR/CPC (c) casos	
chuvosos - MCGA (d) casos secos - MCGA.	65
Figura 6.12 - Diferença da PNMM (hPa) e da precipitação (mm/dia) entre o CFSR-CP	' C
e MCGA na primavera (a) casos chuvosos (b) casos secos	66
Figura 6.13 - Diferença da PNMM (hPa) e da TSM (°C) entre os casos chuvosos e	
fracos na primavera para (a) CFSR (b) MCGA	67
Figura 6.14 - Linha de corrente e anomalia do vento meridional (m/s) em 850 hPa na	
primavera (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos	
chuyosos - MCGA (d) casos secos - MCGA	69

Figura 6.15 - Fluxo e convergência de umidade integrado (kg.m ⁻¹ s ⁻¹ x10 ⁻⁵) entre 1000-	-
100 hPa na primavera (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSI	R
(c) casos chuvosos - MCGA (d) casos secos - MCGA	71
Figura 6.16 - Seção transversal no campo médio da temperatura potencial equivalente	.
(K) e do vento zonal (m/s) na primavera para os casos (a) chuvosos e (b))
secos do CFSR.	72
Figura 6.17 - Geopotencial (m) e anomalia zonal (mgp) em 500 hPa na primavera (a)	
casos secos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA	A e
(d) casos secos - MCGA	74
Figura 6.18 - Anomalia de geopotencial em 250 hPa (m) e a diferença entre o MCGA	A e
CFSR na primavera (a) casos chuvosos (b) casos secos	76
Figura 6.19 - Escoamento e magnitude do vento (m/s) em 250 hPa na primavera (a)	
casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos -	
MCGA e (d) casos secos - MCGA	77
Figura 6.20 - Anomalia de ROL (W/m^2) e do vento (m/s) em 250 hPa na primavera (a	a)
casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos -	
MCGA e (d) casos secos - MCGA	79
Figura 6.21 – Evolução diária do padrão temporal para (a) casos chuvosos (b) casos	
secos	80
Figura 6.22 - Componentes principais (a,b,c) e situações meteorológicas reais (d,e,f)	
altamente correlacionada e associadas a frentes frias para os casos	
chuvosos.	83
Figura 6.23 - Componentes principais (a,b,c) e situações meteorológicas reais (d,e,f)	
altamente correlacionada e associadas a frentes frias associadas a frentes	3
frias para os casos secos.	84
Figura 7.1 - Anomalia da PNMM (hPa) para o índice IOS (a) fase positiva - CFSR (b))
fase negativa-CFSR (c) fase positiva - MCGA e (d) fase negativa -	
MCGA	88
Figura 7.2 - Índice de Oscilação Sul (IOS) mensal no período de 1981-2010 do MCG	Α
e CFSR	89

Figura 7.3 - Padrão do Modo Anular Sul obtido do primeiro modo da EOF da anomalia
do geopotencial (m) em 500 hPa
Figura 7.4 - Coeficiente de correlação da média zonal da pressão ao nível médio do mar
em 40°S e 65°S para o MAS do CFSR (a) fase positiva (b) fase negativa e
do MCGA (c) fase positiva e (d) fase negativa
Figura 7.5 - Valores do índice do Modo Anular Sul (MAS) mensal no período de 1981-
2010 do CFSR e MCGA
Figura 7.6 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) mensal em (a) 65°S e (b) 45°S 94
Figura 7.7 - Anomalia da pressão ao nível médio do mar (hPa) para o TPI do CFSR (a)
fase positiva (b) fase negativa e do MCGA (c) fase positiva e (d) fase
negativa
Figura 7.8 - Índice Transpolar (TPI) mensal no período de 1981-2010 do CFSR e
MCGA96
Figura 7.9 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) mensal em (a) Hobart e (b) Stanley. 96
Figura 7.10 - Padrão do PSA obtido do segundo modo da EOF da anomalia do
geopotencial (m) em 500 hPa
Figura 7.11 - Anomalia do geopotencial (mgp) em 500 hPa para o PSA segundo
critérios de (a) Karoly – fase positiva (b) Karoly – fase negativa (c) Yuan
e Li – fase positiva (d) Yuan e Li – fase negativa (e) Centros EOF – fase
positiva (f) Centros EOF – fase negativa
Figura 7.12 - Anomalia do geopotencial (m) em 500 hPa do MCGA para o PSA
segundo critérios de (a) Karoly – fase positiva (b) Karoly – fase negativa
(c) Yuan e Li – fase positiva (d) Yuan e Li – fase negativa (e) Centros
EOF – fase positiva (f) Centros EOF – fase negativa
Figura 7.13 - Valores do índice Pacífico-América do Sul (PSA) mensal no período de
1981-2010 do CFSR e MCGA para as metodologias (a) PSA(KA), (b)
PSA(YA) e (c) PSA (Centro EOF)
Figura 7.14 - Correlação entre índices de teleconexão e anomalia de precipitação em
DJF para (a) TPI; (b) MAS; (c) PSA(KA); (d) IOS
Figura 7.15 - Correlação entre índices de teleconexão e anomalia de geopotencial em
250 hPa em DJF para (a) TPI; (b) MAS; (c) PSA(KA); (d) IOS. Plotado

	áreas com significância de 90%. (amarelo: correlações positivas e preto:
	correlações negativas)
Figura 7.16	- Geopotencial (mgp) e anomalia em 250 hPa (a) caso do dia 01/02/1983
	(b) caso do dia 23/12/1994
Figura 7.17	- Anomalia de geopotencial (m) em 250 hPa dos compostos em DJF do
	TPI,MAS e PSA para (a) eventos chuvosos (b) eventos secos
Figura 7.18	- Corte longitudinal da média da anomalia do geopotencial (m) em 250 hPa
	no verão (a) eventos chuvosos em 60°S-40°S (b) eventos secos em 60°S-
	40°S (c) eventos chuvosos em 40°S-20°S (d) eventos secos em 40°S-20°S.
Figura 7.19	- Esquema das fases dos índices de teleconexões associados aos eventos (a)
	chuvosos e (b) secos em DJF
Figura 7.20	- Composição da anomalia de geopotencial (m) em 250 hPa do TPI,MAS e
	PSA para diferentes fases dos (a) eventos chuvosos (b) eventos secos. 119
Figura 7.21	- Correlação entre índices de teleconexão e anomalia de precipitação em
	SON para (a) TPI; (b) MAS; (c) PSA(KA); (d) IOS
Figura 7.22	- Correlação entre índices de teleconexão e anomalia de geopotencial em
	250 hPa em SON para (a) TPI; (b) MAS; (c) PSA(KA); (d) IOS 122
Figura 7.23	- Anomalia de geopotencial (m) em 250 hPa dos compostos em SON do
	TPI,MAS e PSA para (a) eventos chuvosos (b) eventos secos 125
Figura 7.24	- Corte longitudinal da média da anomalia do geopotencial (m) em 250 hPa
	na primavera (a) eventos chuvosos em 60°S-40°S (b) eventos secos em
	60°S-40°S (c) eventos chuvosos em 40°S-20°S (d) eventos secos em 40°S-
	20°S
Figura 7.25	- Esquema das fases dos índices de teleconexões associados aos eventos (a)
	chuvosos e (b) secos em SON. 127
Figura 7.26	- Composição da anomalia de geopotencial (m) em 250 hPa do TPI, MAS e
	PSA em SON para (a) eventos chuvosos (b) eventos secos
Figura 8.1 -	Análise espectral da série temporal das EOFs
Figura 8.2 -	Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em
	função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em DIF

sem filtragem: Padrões (coluna à esquerda) e série (coluna à direita) (a-b)	
EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3	34
Figura 8.3 - Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em	
função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em DJF	
filtrado na banda de 14-28 dias: Padrões (coluna à esquerda) e série	
(coluna à direita) (a-b) EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3	35
Figura 8.4 - Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em	
função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em DJF	
filtrado na banda de 2-10 dias: Padrões (coluna à esquerda) e série (colun-	a
à direita) (a-b) EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3	37
Figura 8.5 - Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em	
função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em SON	
sem filtragem: Padrões (coluna à esquerda) e série (coluna à direita) (a-b)
EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3	ŀC
Figura 8.6 - Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em	
função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em SON	
filtrado na banda de 14-28 dias: Padrões (coluna à esquerda) e série	
(coluna à direita) (a-b) EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3 14	l 1
Figura 8.7 - Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em	
função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em SON	
filtrado na banda de 2-10 dias: Padrões (coluna à esquerda) e série (colur	ıa
à direita) (a-b) EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3	13
Figura 8.8 - Modos da EOF de anomalia mensal de altura geopotencial (m) em 500 hPa	1
para casos de ocorrência de frentes frias em DJF: 1º modo (coluna à	
esquerda) e séries temporais ordenadas em forma decrescente em função	
da precipitação (coluna à direita) (a-b) sem filtragem (c-d) banda de 30-9	0
dias (e-f) banda de 14-28 dias (g-h) banda de 2-10 dias 14	17
Figura 8.9 - Ídem à Figura 8.8 para o segundo modo da EOF	18
Figura 8.10 - Primeiro modo da EOF de anomalia mensal de altura geopotencial (m) er	n
500 hPa para casos de ocorrência de frentes frias em SON: 1º modo	
(coluna à esquerda) e séries temporais ordenadas, em forma decrescente	

	em função da precipitação (coluna à direita) (a-b) sem filtragem (c-d)	
	banda de 30-90 dias (e-f) banda de 14-28 dias (g-h) banda de 2-10 dias.1	51
Figura 8.11	- Ídem à Figura 8.10 para o segundo modo da EOF	52
Figura 8.12	- Anomalia de geopotencial (m) filtrado em alta e baixa frequência em 250	0
	hPa do CFSR para os (a) casos chuvosos e (b) casos secos e do MCGA	
	para os (c) casos chuvosos (d) casos secos.	54
Figura 8.13	- Anomalia de ROL (W/m²) filtrado em baixa frequência do CFSR para os	s
	(a) casos chuvosos e (b) casos secos e do MCGA para os (c) casos	
	chuvosos (d) casos secos.	56
Figura 8.14	- Energia cinética (m ² s ⁻²) em alta frequência no dia-2 (d-2) e dia do evento)
	(d) para (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos	
	chuvosos – MCGA (d) casos secos MCGA	58
Figura 8.15	- Vetor E e divergência no dia-2 (d-2) e dia do evento (d) para (a) casos	
	chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA	
	(d) casos secos MCGA.	59
Figura 8.16	- Anomalia de geopotencial (m) filtrado em alta e baixa frequência em 250	0
	hPa do CFSR para os (a) casos chuvosos e (b) casos secos e do MCGA	
	para os (c) casos chuvosos (d) casos secos	61
Figura 8.17	- Anomalia de ROL (W/m²) filtrado em baixa frequência do CFSR para os	s
	(a) casos chuvosos e (b) casos secos e do MCGA para os (c) casos	
	chuvosos (d) casos secos.	62
Figura 8.18	- Energia cinética (m ² s ⁻²) em alta frequência no dia-2 (d-2) e dia do evento)
	(d) para (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos	
	chuvosos – MCGA (d) casos secos MCGA.	63
Figura 8.19	- Vetor E e divergência no dia-2 (d-2) e dia do evento (d) para (a) casos	
	chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA	
	(d) casos secos - MCGA	65
Figura 9.1: N	Modelo conceitual para o verão e primavera nos aspectos da grande escala	e
	regional1	75



LISTA DE TABELAS

<u>Pág</u> .
Tabela 5.1 – Total do número de frentes para cada mês no período entre 1981-2010 para
o CFSR e MCGA
Tabela 5.2 - Percentil do volume acumulado de chuva em 3 dias em mm
Tabela 6.1 - Porcentagens da variância explicada pelas 3 primeiras componentes para os
eventos chuvosos e secos do CFSR
Tabela 7.1 - Coeficiente de correlação mensal entre a frequência de frentes frias e
índices de teleconexão para os dados do CFSR
Tabela 7.2 - Coeficiente de correlação mensal entre a frequência de frentes frias e
índices de teleconexão para os dados do MCGA 105
Tabela 7.3 - Eventos chuvosos e secos e a relação com a fase e amplitude positiva e
negativa dos índices TPI, MAS, PSA(KA) e IOS em DJF no período entre
1981-2010111
Tabela 7.4 - Percentual sazonal e número de sistemas ocorridos nas fases negativa e
positiva para os eventos chuvosos e secos em DJF entre 1981-2010 111
Tabela 7.5 - Eventos chuvosos e secos e a relação com a fase e amplitude dos índices
TPI, MAS, PSA(KA) e IOS em SON no período entre 1981-2010 123
Tabela 7.6 - Percentual sazonal e número de sistemas ocorridos nas fases negativa e
positiva para os eventos chuvosos e secos em SON entre 1981-2010 123
Tabela 8.1 – Porcentagens da variância explicada pelos três modos da EOF durante o
verão
Tabela 8.2 – Porcentagens da variância explicada pelos três modos da EOF durante a
primavera
Tabela 8.3 - Porcentagens da variância explicada pelos dois modos da EOF durante
DJF144
Tabela 8.4 – Porcentagens da variância explicada pelos dois modos da EOF durante
SON149



LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AAO Oscilação Antártica (Antarctic Oscillation)

AB Alta da Bolívia

ACP Análise de Componentes Principais

AL Atlântico Leste

AO Atlântico Oeste

AS América do Sul

ASAS Alta Subtropical do Atlântico Sul

CFSR Climate Forecast System Reanalysis

CN Cavado do Nordeste

COLA Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies

CPC Climate Prediction Center

CPTEC Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

DJF Dezembro, Janeiro, Fevereiro

ENOS El Niño-Oscilação Sul

EOF Função Ortogonal Empírica (Empirical Orthogonal Function)

EU Eurásia

GFDL Geophysical Fluid Dynamics Laboratory

IMAS Índice do Modo Anular Sul

INPE Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IOS Índice de Oscilação Sul

JJA Junho, Julho, Agosto

MAM Março, Abril, Maio

MAS Modo Anular Sul (South Annular Mode – SAM)

MCG Modelo de Circulação Geral

MCGA Modelo de Circulação Geral da Atmosfera

MOM Modular Ocean Model

NAO Oscilação do Atlântico Norte (North Atlantic Oscillation)

NCAR National Center for Atmospheric Research

NCEP National Centers for Environmental Prediction

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

NPO Oscilação do Pacífico Norte (North Pacific Oscillation)

NW-SE Noroeste-Sudeste

OMJ Oscilação de Madden-Julian (Madden-Julian Oscillation – MJO)

OS Oscilação Sul

PDO Oscilação Decadal do Pacífico (Pacific Decadal Oscillation)

PNA Pacífico América do Norte (Pacific North America)

PNMM Pressão ao Nível Médio do Mar

PO Pacífico Oeste

PSA Pacífico América do Sul (Pacific South America)

ROL Radiação de Onda Longa

SE Sudeste

SON Setembro, Outubro, Novembro

TPI Índice Transpolar (Transpolar Index)

TSM Temperatura da Superfície do Mar

VBF Variabilidade de Baixa Frequência

VCAN Vórtice Ciclônico em Altos Níveis

ZCAS Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>P</u> :	ág.
1	INTRODUÇÃO	1
1.1.	OBJETIVO	3
2	REVISAO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1.	Características e comportamento dos sistemas frontais	5
2.2.	Teleconexões	10
3	DADOS	17
4	METODOLOGIA	21
4.1.	Climatologia	21
4.2.	Classificação das características sinóticas	22
4.3.	Cálculo de índices de teleconexão	26
4.3.1	.Índice transpolar (TPI)	26
4.3.2	.Modo Anular Sul (MAS) ou Oscilação Antártica	27
4.3.3	. Modo Pacífico-América do Sul (PSA)	29
4.3.4	.Oscilação Sul	30
4.4.	Variabilidade atmosférica	32
5	CLIMATOLOGIA DOS SISTEMAS FRONTAIS	35
5.1.	Sumário	44
6	CARACTERÍSTICAS SINÓTICAS, REGIONAIS E DE GRANDE ESCALA.	45
6.1.	Compostos	45
6.1.1	.Verão	45
6.1.2	.Primavera	63
6.2.	Análise de componentes principais	79
6.3.	Sumário	84
7	PADRÕES DE TELECONEXÕES	87
7.1.	Oscilação Sul	87
7.1.1	.Índice de Oscilação Sul	87
7.2.	Modo Anular Sul (MAS)	89
7.2.1	.Índice do MAS (IMAS)	90

7.3.	Modo Transpolar	94
7.3.1	Índice Transpolar (TPI)	94
7.4.	Modo Pacífico-América do Sul (PSA)	97
7.4.1	Índice do PSA	97
7.5.	Correlação entre os índices de teleconexão com episódios de frentes frias 1	02
7.5.1	Índices de teleconexão e frequência de frentes frias	02
7.5.2	Índice de teleconexão e eventos secos e chuvosos1	05
7.5.2	I. Verão	06
7.5.2	2. Primavera	20
7.6.	Sumário	28
8	MODOS DE VARIABILIDADE EM CASOS DE SISTEMAS FRONTAIS NA	
	REGIÃO DE ESTUDO1	31
8.1.	Anomalia de precipitação1	31
8.2.	Anomalia de geopotencial1	44
8.3.	Variabilidade entre a baixa e alta frequência1	53
8.4.	Sumário	65
9	CONCLUSÃO1	71
9.1.	Sugestões para trabalhos futuros	76
REE	RÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77

1 INTRODUÇÃO

A atmosfera apresenta variabilidade em diversas escalas espaciais e temporais, como a microescala (da ordem de poucos metros e minutos), a mesoescala (100-1000 km e 6 a 24 horas), a escala sinótica (1000-10000 km e dias até uma semana) e planetária (acima de 10000 km e entre semanas e meses). A variabilidade de baixa frequência (VBF) refere-se a períodos maiores que 10 dias e pode ser dividida em variabilidade intrassazonal (10-100 dias), interanual (entre anos) e interdecenal (entre décadas). Fenômenos ou sistemas que tem períodos menores que 10 dias são considerados de alta frequência, entre os quais, as frentes frias. Dentre os modos preferenciais da VBF estão os padrões de teleconexões. A palavra teleconexão significa conexão à distância, ou seja, uma forçante local pode produzir alterações na circulação em regiões distantes. A descoberta e compreensão dos padrões de teleconexões e o impacto nas condições de tempo e clima têm sido foco de diferentes estudos (MO; GHIL, 1987; MO; WHITE, 1985; WALKER, 1924; WALKER; BLISS, 1932; WALLACE; GUTZLER, 1981).

O estudo da VBF é extremamente importante para auxiliar na previsão de tempo e clima, pois esta variabilidade é a principal moduladora dos eventos de escalas menores, como sinóticos ou de mesoescala. Alguns estudos mostram essa interação entre distúrbios de escala sinótica e ondas de baixa frequência (CAI; MAK, 1990; GAN; RAO, 1994; LAU, 1988). Além disso, estudos que descrevem essa interação podem ser úteis para entender melhor a ocorrência de eventos anômalos, tanto aqueles relacionados à temperatura quanto à precipitação, em diversas regiões do globo.

Na América do Sul (AS), a incursão de sistemas transientes de alta frequência de latitudes médias, como as frentes frias, ocorre durante todo o ano (ANDRADE, 2005; CAVALCANTI; KOUSKY, 2003, 2009; FOSS et al., 2017). No entanto, o maior impacto destes sistemas é na precipitação durante o verão (GARREAUD, 2000; SATYAMURTY et al., 1998; SELUCHI; MARENGO, 2000) e no declínio de temperatura no inverno (ANDRADE et al., 2012; FORTUNE; KOUSKY, 1983; MARENGO et al., 1997; VERA; VIGLIAROLO, 2000).

Catto et al. (2012) mostraram que no Hemisfério Sul continental, 46% da precipitação está associada à passagem de sistemas frontais. Hirata e Grimm (2016) confirmam o importante papel da escala sinótica nos extremos de chuva ao sugerir que as ondas sinóticas de latitude média com deslocamento para leste são o principal modulador dos extremos de precipitação na América do Sul, em latitudes ao sul da Amazônia. No Brasil, além dos sistemas frontais, os eventos extremos de chuva na Região Sudeste geralmente estão associados com a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), principal sistema meteorológico responsável pela estação chuvosa (GAN et al., 2004; LIMA et al., 2010; QUADRO, 1994, 2012), e sistemas convectivos isolados (TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2007). No fim da primavera, alguns sistemas frontais são responsáveis pelo início do Sistema de Monção da América do Sul e o estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul como discutido em Nieto-Ferreira et al. (2011). Essa interação acontece quando uma frente fria fica estacionada no oceano Atlântico Sul, ao longo da Região Sudeste, dando suporte para a geração e manutenção da ZCAS (CARVALHO et al. 2002). No inverno, a principal influência da passagem de frentes frias é em eventos de geada no Sul (MÜLLER et al., 2003), parte do Sudeste (PEZZA; AMBRIZZI, 2005) e Centro-Oeste e friagem no sul da Amazônia (MARENGO et al., 1997).

Uma vez que esses sistemas sinóticos são influenciados por padrões de grande escala e há teleconexões, como a Oscilação de Madden Julian (OMJ), Modo Anular Sul (MAS), El Niño - Oscilação Sul (ENOS) e o padrão Pacífico América do Sul (PSA), que influenciam o sul e sudeste da América do Sul, é interessante fazer um estudo sobre as interações entre as duas escalas e principalmente sobre a influência desses padrões na escala sinótica.

Identificar e discernir como as teleconexões ou padrões de grande escala afetam o clima ou o tempo de uma determinada região em previsões numéricas pode ser uma ferramenta útil para uma melhor previsibilidade diária e sazonal, principalmente em áreas em que essa previsibilidade é menor. Dentre essas áreas está o Sudeste do Brasil, que é caracterizado como uma região de baixa previsibilidade, pois está na transição entre regiões de relativamente "alta previsibilidade" climática e com regimes definidos: Nordeste, o qual é influenciado diretamente pelo oceano

Atlântico e Pacífico; e o Sul, que sofre influência constante de trens de onda que se originam na região tropical do Pacífico e que são associados também a anomalias da temperatura da superfície do mar naquela região (CAVALCANTI; CASTRO, 2004). Portanto, o Sudeste é uma região que pode sofrer influência tanto de um regime quanto do outro. Resultados de modelos numéricos mostram que em regiões do planeta onde há um claro sinal entre variabilidade climática e temperatura da superfície do mar (TSM) dos oceanos tropicais, a previsibilidade climática é maior, como são o Nordeste e o Sul do Brasil. No Sudeste e Centro-Oeste são verificados índices mais baixos de correlação entre a previsão e a observação, devido à menor dependência com relação ao estado dos oceanos e à grande variabilidade dos sistemas meteorológicos que atingem essas regiões (MARENGO et al. 2003; SAMPAIO; SILVA DIAS, 2014).

1.1. OBJETIVO

Diante do exposto e com o propósito de melhorar as previsões para a Região Sudeste do Brasil, este trabalho tem como objetivo geral entender a variabilidade dos sistemas frontais e analisar a influência dos padrões de grande escala, regionais e das teleconexões na intensidade da precipitação ocasionada pela entrada de frentes frias, tanto nos dados observacionais quanto nos resultados do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do CPTEC/INPE (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Além disso, os seguintes objetivos específicos foram propostos:

- Obter uma climatologia dos sistemas frontais para o período de 1981-2010 para uma área no Sudeste do Brasil;
- Identificar e analisar diferentes padrões de circulação atmosférica, tanto na escala sinótica quanto na grande escala associados à atuação dos sistemas frontais que podem causar eventos extremos de chuva nas regiões do estudo;
- Analisar os fatores regionais, como fluxo de umidade, e a contribuição desses fatores para a intensidade da precipitação.

- Identificar e analisar os padrões de teleconexão, tais como Pacífico América do Sul (PSA), Modo Anular Sul (MAS), Modo Transpolar e a Oscilação Sul, e suas influências na intensidade e posição dos sistemas frontais.
- Analisar qual o papel da variabilidade climática de baixa frequência nos sistemas frontais que atuam sobre o Sudeste do Brasil (SE);
- Analisar a habilidade do modelo MCGA CPTEC/INPE na simulação desses padrões e características.

2 REVISAO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo é apresentada uma revisão da literatura sobre as características gerais e a influência dos sistemas frontais sobre a América do Sul. São revisadas também as teleconexões e sua relação com sistemas sinóticos.

2.1. Características e comportamento dos sistemas frontais

Os sistemas frontais atuam durante todo o ano sobre a América do Sul. No que diz respeito à sua climatologia, os primeiros estudos são de Taljaard (1972). Naquele trabalho foi usado como critério de detecção de frentes a baroclinia da atmosfera, ou seja, regiões de máximo gradiente horizontal de temperatura. Os resultados mostraram maior número de frentes no inverno, o que é coerente com a época do ano em que a atmosfera é mais baroclínica, e nos setores sul e sudeste da América do Sul, sul da África e da Austrália. Outras climatologias recentes foram feitas tanto para o globo (BERRY et al., 2011; CATTO et al., 2012 e SOLMAN; ORLANSKI, 2014) quanto para a América do Sul, porém utilizando diferentes critérios (ANDRADE, 2005; BLASQUEZ; SOLMAN, 2016; CAVALCANTI; KOUSKY, 2009; FOSS et al., 2017; JUSTI; SILVA DIAS, 2002).

Nos trabalhos de Andrade (2005); Andrade et al. (2012); Cavalcanti e Kousky (2003, 2009) o critério para detecção de frentes frias foi semelhante e baseado no aumento da PNMM, na diminuição da temperatura e na mudança na componente meridional do vento (quadrante norte para sul). Os primeiros autores consideraram limiares de pelo menos 2°C na diminuição da temperatura e 2 hPa para o aumento da pressão. Andrade (2005), utilizando dados de reanálise do NCEP, considerou a média, em uma área com 5 pontos de grade, do aumento da pressão em superfície, da queda da temperatura e da mudança de sinal do vento meridional em 925 hPa. Essas mudanças deveriam ser observadas simultaneamente em dias consecutivos. Naquele estudo foram selecionadas 11 áreas ao longo da AS e os sistemas frontais foram classificados de acordo com seu deslocamento (litorâneo ou continental). Observou-se uma diminuição da frequência desses sistemas das latitudes mais altas para as mais baixas e menor número de frentes no sul do Nordeste do Brasil. Em relação à sazonalidade, notou-se que as frentes frias são mais frequentes de maio a setembro e menos frequentes durante o verão no Hemisfério Sul, resultado também

encontrado por Cavalcanti e Kousky (2003). No inverno mais frentes frias conseguem avançar pelo interior do Brasil. Foi observado também que os sistemas podem deslocar-se mais meridionalmente ou zonalmente. Neste sentido, o efeito da Cordilheira dos Andes exerce um papel importante como documentado por Gan e Rao (1994); Garreaud (2000, 2009); Seluchi et al. (1998); Viale et al. (2009). A orografia pode, inclusive, modificar a trajetória e magnitude dos sistemas transientes provenientes do Oceano Pacífico (FUNATSU et al., 2004; FOSS, 2016). Através de simulação numérica, Barret et al. (2009) mostraram que uma redução na altura da montanha em 20% de sua altura original fez com que a frente fria avançasse mais rapidamente para o nordeste e influenciasse no volume de precipitação sobre o Chile.

Algumas características do padrão atmosférico são favoráveis para um deslocamento mais continental como: a alta pressão no Pacífico mais intensa e Alta Pressão Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) menos intensa; os ventos de quadrante norte menos intensos; pouca subsidência sobre o Sul do Brasil; a presença do jato em altos níveis menos intenso e orientado mais zonal e para norte; advecção de vorticidade negativa no Sul do Brasil e anomalia positiva de geopotencial no Pacífico leste com aprofundamento da crista. Nos casos em que os sistemas deslocam-se para o oceano o padrão é praticamente inverso (ANDRADE, 2005).

Os sistemas quando avançam pelo continente podem provocar chuva ou queda significativa de temperatura. Dereczynski et al. (2009) fizeram uma análise dos eventos de chuvas intensas utilizando 10 anos de dados observados para a cidade do Rio de Janeiro e observaram que 77% foram provocados por sistemas frontais. Eles também podem interagir com a convecção tropical, principalmente durante a primavera e verão (GARREAUD;WALLACE, 1998; OLIVEIRA, 1986). Outra interação dos sistemas frontais no verão é com a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Quando uma frente fica estacionária no oceano na altura do Sudeste do Brasil pode dar suporte para a geração e manutenção da ZCAS, que é um dos principais sistemas responsáveis pela chuva na Região Sudeste no verão (QUADRO, 1994, 2012). Dependendo da duração de episódios da ZCAS, que pode ser reforçada por sistemas frontais, a anomalia de precipitação pode ficar bem

acima do normal e causar transtornos, como enchentes e deslizamentos. Seluchi et al. (2017) mostraram que as frentes frias que provocam chuvas mais intensas no Vale do Itajaí-SC ocorrem ao longo de todo o ano e estão associadas à presença de um cavado frontal mais intenso em níveis médios e altos, forte divergência em altos níveis, advecção de vorticidade ciclônica mais intensa, além da advecção de ar quente e úmido para a região. Um dos padrões sinóticos para estes sistemas frontais que provocam chuva intensa em Santa Catarina no verão, mostrada em Escobar et al. (2016), indica um fluxo mais intenso de quadrante sudeste sobre a região de estudo, determinado pela presença de um forte anticiclone pós-frontal observado sobre o sul da Província de Buenos Aires, cuja frente fria associada encontra-se no extremo nordeste catarinense. Os autores também encontraram que as chuvas intensas podem estar relacionadas com episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

No inverno o avanço da massa de ar frio associado ao deslocamento da frente fria pode causar geadas, principalmente em localidades do centro-sul da América do Sul (MARENGO et al., 1997; MÜLLER, 2010) e episódios de friagem no sul da Amazônia (FORTUNE; KOUSKY, 1983). Para esses eventos, a circulação de grande escala mostra um cavado sobre a América do Sul (região central da Argentina) e uma crista a oeste dos Andes, ambos amplificados (FORTUNE; KOUSKY, 1983; GARREAUD, 2000; SELUCHI et al., 1998). Essa configuração e o efeito da barreira de montanhas favorecem o fluxo de sul a leste da Cordilheira e o deslocamento para norte do anticiclone pós-frontal (GARREAUD, 2009). No lado leste da montanha, os ventos de oeste são forçados a descer gerando divergência de massa em baixos níveis, a qual pode levar à formação de uma baixa térmica orográfica a leste do Andes (GARREAUD, 2009; SELUCHI et al., 2003). Além da presença de uma onda longa com a crista a oeste dos Andes e o cavado a leste sobre a América do Sul, Vera e Vigliarolo (2000), encontraram características de circulação atmosférica subtropical, como as perturbações ciclônicas associadas ao deslocamento do jato subtropical. Pezza et al. (2005) analisaram as ondas de frio no inverno em São Paulo e discutiram o papel de circulação atmosférica do Pacífico e do Atlântico no deslocamento de ciclones e anticiclones associados aos eventos. Müller e Ambrizzi (2007), através de estudo numérico, observaram 2 trens de ondas, associados ao jato subtropical, que se uniam ao cruzar a Cordilheira dos

Andes e contribuíram para ocorrência de geada forte nos Pampas (parte centro-sul da América do Sul). Além disso, a intensificação do jato pode estar relacionada à amplificação do gradiente de pressão, devido ao aumento da atividade das ondas de Rossby (MÜLLER et al., 2005). Cavalcanti e Kayano (1999) dentre os padrões identificados para o Hemisfério Sul, utilizando análises de Funções Ortogonais Empíricas (EOF), identificaram trens de onda associados a passagens de sistemas frontais que se deslocam do Pacífico. Através da análise da série temporal do terceiro autovetor encontrado naquele estudo, verificou-se que os sistemas sinóticos mais intensos, durante o inverno, são mais prováveis de ocorrer em um intervalo de 5 a 8 dias. No verão o trem de onda causa variações na ZCAS. Gan e Rao (1994) também verificaram uma possível existência de uma circulação de baixa frequência para agir como guia de onda para distúrbios transientes. Esses estudos mostram que há interação entre a alta e a baixa frequência. Portanto, o melhor entendimento deste mecanismo e o monitoramento destes sinais contribuem para a previsão das condições de tempo sobre a América do Sul.

Em relação à variabilidade interanual associada ao ENOS, não foi encontrado nos estudos anteriores um padrão sistemático e claro na variabilidade da frequência de frentes em anos de El Niño e La Niña. Alguns estudos como em Fedorova e Carvalho (2000) foram analisados anos específicos. Os autores analisaram casos de sistemas frontais na faixa latitudinal de 20 a 40°S no ano de El Niño (julho de 1997 até março de 1998) e La Niña (julho de 1998 até março de 1999) e encontraram maior frequência de frentes frias no segundo semestre para El Niño e nos meses de janeiro, fevereiro e março para o ano de La Niña. O aumento de frentes na Região Sul do Brasil, na fase quente do ENOS pode ser explicado, pois em anos de El Niño há intensificação do jato subtropical, devido ao aumento do gradiente meridional de temperatura. Com isso as frentes frias ficam restritas na Região Sul do Brasil e podem provocar anomalias positivas de precipitação. Em outro estudo, Pereira et al. (2011) observaram uma diminuição na quantidade de frentes frias em anos de El Niño e aumento no número de frentes frias em todas as estações do ano em anos de La Niña para cidades do litoral do Rio Grande do Sul.

A boa previsibilidade destes sistemas é de suma importância na determinação das condições de tempo, uma vez que podem causar chuvas intensas, ventos fortes,

geadas, com impactos na agricultura, recursos hídricos, setor econômico e social. Atualmente, os modelos numéricos são ferramentas importantes para a previsão de tempo e clima. É conhecido que os modelos globais representam bem a circulação geral da atmosfera e fenômenos de escala sinótica enquanto os modelos regionais ganham maior destaque na previsão de mesoescala. No Hemisfério Norte, Sheridan e Lee (2010) avaliam a capacidade de Modelos de Circulação Geral (MCG) em reproduzir uma climatologia da frequência de padrões de circulação dos sistemas sinóticos. Além disso, incorporam métodos de análise para avaliar a capacidade do MCG em produzir estimativas de precipitação e da probabilidade de eventos extremos.

O desempenho dos modelos globais e regionais tem sido avaliado para alguns fenômenos atmosféricos, como ENOS (CAVALCANTI et al., 2002, TEDESCHI; COLLINS, 2015), ZCAS (BOMBARDI; CARVALHO, 2008), extratropicais (REBOITA et al., 2010) e o jato de baixos níveis (ROCHA et al., 2009). Em Rocha et al. (2014) a relação entre a precipitação e o fenômeno ENOS sobre a América do Sul durante a primavera foi comparada utilizando três modelos globais de circulação (MPI, GFDL e HadGEM2) e o regional RegCM4 (Regional Climate Model version 4) downscaling do presente (1975-2005) e futuro (2020-2050 e 2070-2098). Em relação aos sistemas frontais, Andrade et al. (2012) fizeram uma comparação da climatologia de frentes utilizando dados da reanálise do NCEP e os modelos climáticos dos centros GFDL e Hadley (HadCM3) e foi observado que ambos subestimam o número de frentes no clima presente. As características atmosféricas associadas à entrada de ar frio entre os meses de maio a setembro sobre regiões da América do Sul foram bem representadas pelo modelo global GFDL-CM2.0 (CAVALCANTI et al. 2013). O padrão da atmosfera associado à ocorrência de eventos frios na América do Sul foram comparados com duas versões do modelo GFDL (CM2.0 e CM5.0) no clima presente e futuro para três áreas no centro-sul da América do Sul em Müller et al. (2017). Os autores mostraram que há diferenças entre as versões na simulação das características sinóticas e intensidade das anomalias, principalmente em latitudes subtropicais.

2.2. Teleconexões

O termo teleconexão geralmente é definido como uma resposta da circulação atmosférica devido a uma forçante em algum lugar do globo. Isto significa que uma anomalia atmosférica ou oceânica em uma determinada região pode causar uma reação em alguma localidade que se encontra a milhares de quilômetros de distância.

Os primeiros estudos de teleconexões são do final do século XIX com os trabalhos de Hildebrandsson, Meinardus e Pettersson entre os anos de 1897, 1898 e 1890 respectivamente. Alguns anos mais tarde, Walker (1924) e Walker e Bliss (1932), utilizando dados de pressão ao nível médio do mar (PNMM) de diferentes estações meteorológicas, identificaram 3 oscilações atmosféricas: Oscilação do Atlântico Norte (NAO), Oscilação do Pacífico Norte (NPO) e Oscilação Sul (OS). Em relação a OS, os autores notaram uma correlação negativa na pressão entre Oceano Pacífico e Índico. Em 1969, Bjerkness associou essa oscilação da pressão atmosférica com a temperatura da superfície do mar (TSM) no Pacífico tropical. Atualmente esse acoplamento entre o oceano e atmosfera é conhecido como o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS).

O outro padrão importante da variabilidade atmosférica no Hemisfério Norte, a NAO, consiste em um dipolo norte-sul da anomalia de pressão entre a Baixa da Islândia e a Alta dos Açores. Na fase positiva (negativa) a Baixa da Islândia e Alta dos Açores ficam mais intensas (menos intensas) e consequentemente há uma intensificação (desintensificação) dos ventos de oeste no Atlântico Norte. Na América do Sul, este padrão pode influenciar a precipitação na Região Nordeste (NAMIAS, 1972), pois com a intensificação da Alta dos Açores os ventos alísios de nordeste ficam mais intensos favorecendo o transporte de mais umidade para o continente. O deslocamento dos centros de ação da NAO favorece o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) nas duas fases, ou para norte ou para sul (SOUZA;CAVALCANTI, 2009).

No inicio da década de 80, Wallace e Gutzler (1981), através de análise da pressão em superfície e da altura geopotencial em 500 hPa, encontraram cincos padrões de teleconexão para o Hemisfério Norte, que são: Pacífico América do Norte (PNA),

Atlântico Oeste (AO), Atlântico Leste (AL), Eurásia (EU) e Pacífico Oeste (PO). O PNA também foi identificado por Namias (1978). O PNA envolve mudanças na pressão entre a Baixa dos Aleutas (próximo ao Alasca) e a Alta sobre as Montanhas Rochosas e é na forma de um trem de onda que sai do Pacífico Equatorial, segue em direção ao norte e então se curva para leste e vai em direção ao Equador até o leste dos Estados Unidos. Esse padrão influencia a temperatura e precipitação na América do Norte e tem mais impacto no inverno. Segundo Palecki e Leathers (1993), 72% da variabilidade na temperatura no Hemisfério Norte podem ser explicadas pela variação de alguns índices de teleconexão como o PNA e o NAO.

Além de conhecer os padrões de teleconexão é importante identificar o tipo de sistema ou fenômeno de escala sinótica que é influenciado por eles. Alguns estudos têm sido feitos para o Hemisfério Norte como em Coleman e Rogers (2007); Sheridan (2003); Sheridan e Lee (2012). Nestes estudos diferentes técnicas são utilizadas para obter um padrão sinótico, tais como análise de correlação, análise de componentes principais (ACP), de funções ortogonais empíricas (EOF) e análise de compostos tanto em dados observados como em resultados de modelos de circulação geral.

Em Sheridan (2003) as frequências de diferentes tipos de massas de ar são relacionadas às fases da NAO e PNA. Através de dados de reanálise e análise de "cluster", Coleman e Rogers (2007) fizeram também uma classificação da circulação em superfície e em altos níveis e sua relação com o PNA, ENOS e PDO (Oscilação Decadal do Pacífico). Hardy et al. (2013) verificaram a influência desses padrões de teleconexão nos sistemas frontais no sul dos Estados Unidos. Lorenzo et al. (2008) analisaram a influência do NAO e Modo Anular do Hemisfério Norte na precipitação na região da Galícia associando a condições de tempo atuantes no noroeste da Espanha. Os resultados encontrados por Seierstad et al. (2007) mostraram que 5 padrões de teleconexão são importantes para a média mensal de tempestades extratropicais no Atlântico Norte e na Europa (NAO, padrão do Atlântico Leste, padrão Escandinavo, padrão Atlântico Leste / Rússia Ocidental e Polar/Eurásia) e esta relação é explicada geralmente pela média local da PNMM.

Algumas teorias foram levantadas para explicar a geração e manutenção dos padrões de teleconexão, porém as duas hipóteses mais frequentes são: a dispersão

de ondas de Rossby a partir de fontes tropicais anômalas de calor e flutuações internas da atmosfera, a partir da instabilidade barotrópica do estado básico (citado por Cavalcanti e Ambrizzi, 2009). Hoskins e Karoly (1981) sugerem que a teoria de propagação de ondas de Rossby devido a uma forçante local pode explicar as configurações de trens de onda, obtidas em estudos observacionais e em resultados de modelos. Os autores constataram que quando há uma fonte situada em baixas latitudes, ondas longas são estabelecidas e se propagam em direção aos polos e para leste. Isto é, uma convecção anômala na região tropical, gera movimento ascendente e divergência em altos níveis e então age como forçante dessas ondas. As ondas de Rossby também podem ser forçadas pela orografia, que no caso do Hemisfério Sul são geradas pela Cordilheira do Andes e as Montanhas na Antártica. Wallace e Lau (1985) sugerem que o processo de teleconexões é devido à transferência de energia cinética do escoamento médio para as perturbações, nas regiões de saída dos jatos em razão da instabilidade barotrópica. Este tipo de instabilidade é associado com o cisalhamento horizontal dos jatos. Nakamura et al. (1987) indicaram que as configurações de teleconexão podem ser separadas em dois tipos: uma devido à instabilidade barotrópica e outra pela instabilidade baroclínica. No entanto, há estudos que discutem a necessidade de uma teoria unificada de propagação de ondas de Rossby e instabilidade baroclínica, como Frederiksen e Webster (1988). Hoskins e Ambrizzi (1993), em simulações numéricas, mostraram que os jatos em altos níveis atuam como guia de ondas e há regiões preferenciais de propagação no globo. Alguns padrões estão também associados com outras forçantes, como por exemplo, a TSM. No caso de ENSO, as circulações atmosféricas nos trópicos e subtrópicos são afetadas, influenciando as células de Hadley e Walker. Uma revisão das teleconexões na atmosfera e oceano, bem como sua dinâmica e o papel na variabilidade climática são discutidas em Liu e Alexander (2007). Os autores também discutem as interações trópicosextratrópicos e inter-hemisférica.

No Hemisfério Sul, alguns padrões foram encontrados baseados em trabalhos para o Hemisfério Norte, como em Mo e White (1985). Dentre os principais padrões estão as configurações de ondas de 1 a 4 (TRENBERTH, 1980; VAN LOON; JENNE, 1972), ondas de 4-6 (RANDEL; STANFORD, 1983), ondas de 6-7 (escala

sinótica) (KALNAY et al., 1986) e o Pacífico- América do Sul (PSA) (CASTRO; CAVALCANTI, 2003; MO; GHIL, 1987; MO; PAEGLE, 2001).

O padrão de onda 3 é encontrado em diversos estudos tanto no inverno quanto no verão, porém em diferentes posições. Este padrão está relacionado a eventos de bloqueio (CAVALCANTI, 2000; TRENBERTH; MO, 1985). Nos bloqueios atmosféricos há uma bifurcação na corrente de jato e dependendo da sua posição podem ocorrer anomalias positivas ou negativas de precipitação no sul da América do Sul (MENDES et al., 2005; NASCIMENTO; AMBRIZZI, 2002).

Em todas as estações do ano é observado também o regime de circulação de número de onda 1, a qual está associada com uma teleconexão entre regiões ao sul da Austrália e regiões ao sul da América do Sul. Um índice foi determinado para avaliar a oscilação existente entre essas duas regiões, chamado Índice Transpolar (TPI) (PITTOCK, 1980), o qual fornece a excentricidade do vórtice polar (ciclone persistente e de grande escala localizado sobre o Polo Sul).

Fraedrich e Lutz (1986), através de análises do geopotencial ao longo do círculo de latitude de 50°S, encontraram três padrões de teleconexão: um padrão transpolar, um de número de onda 3 e um dipolo zonal com centros entre o leste do Pacífico Sul (90°W) e oeste do Atlântico Sul (40°W), o qual chamaram de teleconexão da AS. Mo e Ghil (1987) também encontraram uma conexão entre o Pacífico Sul e o Atlântico Sul, similar à configuração encontrada no Hemisfério Norte, e a denominaram de configuração do Pacífico-América do Sul (PSA).

O PSA é um padrão semelhante ao PNA, porém encontrado no Hemisfério Sul. Neste caso, nota-se um trem de onda que se estende do Pacífico Sul, próximo à Austrália, até o sul da América do Sul e Atlântico. São observados centros anômalos com maior amplitude no sudeste do Pacífico e América do Sul-Atlântico Sul. O PSA exibe variâncias consideráveis em diversas escalas temporais, como por exemplo, as escalas intrassazonal, interanual (KAROLY, 1989; MO; HIGGINS, 1998), e escala interdecenal (Mo, 2000). Estudos utilizando modelos numéricos mostraram que este padrão é bem simulado tanto no inverno quanto no verão. Mo e Paegle (2001) identificaram um padrão de dipolo da precipitação entre a ZCAS e as planícies subtropicais, em torno de 35°S, da América do Sul, associado ao PSA.

Castro e Cavalcanti (2003), utilizando dados do modelo de circulação geral do CPTEC/INPE, estudaram a influência do PSA na ZCAS. Os autores verificaram uma situação de grande escala no verão, favorável à formação e sustentação de dois episódios da ZCAS relacionadas ao PSA. Cunningham e Cavalcanti (2006) mostraram também o papel da PSA no estabelecimento da ZCAS e sugeriram que sistemas sinóticos, como frentes frias, em fase com o cavado de baixa frequência associado ao PSA podem fornecer condições favoráveis para o desenvolvimento de episódios de ZCAS.

Outro padrão sobre o Hemisfério Sul, a Oscilação Antártica (AAO), onde é observado um padrão zonal correlacionado negativamente entre latitudes altas e subtropicais foi identificado em alguns trabalhos como Walker (1928) e Gong e Wang (1998). A denominação dessa oscilação como "Modo Anular Sul" (MAS) foi dada por Thompson e Wallace (2000). Os autores mostraram que esse modo existe o ano todo em toda a troposfera.

Estudos tem sido feitos relacionando diferentes padrões de teleconexão como o MAS e a relação com a trajetória e intensidade dos transientes como ciclones e frontogêneses (CARVALHO et al., 2005; REBOITA et al., 2009) e extremos de precipitação sobre a América do Sul (VASCONCELLOS; CAVALCANTI, 2010a). Na fase negativa do modo anular sul, estudos indicam que há mais ciclones no Hemisfério Sul que se deslocam para norte e intensa atividade frontogenética na América do Sul e Atlântico Sul.

Na escala intrassazonal, os sinais da Oscilação de Madden-Julian são detectados de forma mais intensa no verão e tem impactos no Nordeste do Brasil (KAYANO; KOUSKY, 1999), podem modular a ZCAS (CARVALHO et al., 2004) e podem ser influenciados por fenômenos como El Niño. Na escala interanual, vários estudos mostram o impacto do ENOS na temperatura e na precipitação no Brasil (KOUSKY et al., 1984; PEZZI; CAVALCANTI, 2001; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987).

Claud et al. (2009) analisaram a influência de alguns padrões de teleconexão como o MAS, TPI e ENOS na formação e no desenvolvimento de mesociclones de ar frio no Hemisfério Sul no inverno. Porém, não há estudos relacionando especificamente

a influência das teleconexões nas frentes frias para a América do Sul, mesmo sendo um dos sistemas transientes de alta frequência mais importantes sobre o Brasil.

3 DADOS

Os dados utilizados neste estudo são:

- Dados diários de vento em 925, 850, 500 e 250 hPa, temperatura em 925 hPa, pressão ao nível do mar, geopotencial em 500 e 250 hPa, provenientes da nova geração de reanálises (CFSR) do National Centers for Environment Prediction (NCEP) para o período de 1981 a 2010. O CFSR foi desenvolvido para fornecer a melhor estimativa do domínio acoplado do sistema oceano-atmosfera-terra e gelo da superfície do mar, com alta resolução. O modelo atmosférico global do CFSR possui resolução de aproximadamente 38 km (T382) com 64 níveis na vertical. Este modelo possui espaçamento de grade de 0,25° entre as latitudes de 10°S e 10°N, aumentando gradualmente na direção dos pólos até 0,5° nas latitudes de 30°N e 30°S. Na componente oceânica é utilizado o modelo MOM (Modular Ocean Model) versão 4p0d (GRIFFIES et al. 2004). Este modelo possui espaçamento de grade de 0,25° entre as latitudes de 10°S e 10°N, aumentando gradualmente na direção dos pólos até 0.5° nas latitudes de 30°N e 30°S. (SAHA et al., 2010).
- Dados de radiação de onda longa (ROL) fornecidos por NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder Colorado-EUA (http://www.esrl.noaa.gov/psd/). Os dados estão dispostos em pontos de grade com resolução espacial de 2,5° de longitude/latitude para o período de 1980 a 2010. Maiores detalhes da metodologia utilizada na interpolação destes dados podem ser encontrados em Liebmann e Smith (1996).
- Dados diários de precipitação de 1980-2010 para o Brasil processados em pontos de grade com 0,5 ° x 0,5° de resolução espacial fornecido pelo Climate Prediction Center (CPC- NOAA) (SILVA et al., 2007).
- Dados diários da temperatura da superfície do mar (TSM) do conjunto "NOAA High Resolution SST", proveniente da NOAA/OAR/ESRL PSD (http://www.esrl.noaa.gov/psd/). Os dados são globais e tem resolução espacial de 0,25 ° latitude x 0,25 ° de longitude (REYNOLDS et al., 2007).
- Dados de pressão ao nível médio do mar de Stanley e Hobart, provenientes de NOAA/OAR/ESRL PSD e disponível em http://www.esrl.noaa.gov/psd/gcos_wgsp/Timeseries/TPI/.

- Dados diários do Modelo Atmosférico de Circulação Geral CPTEC/INPE (MCGA - CPTEC/INPE) de uma simulação climática para o período de 1981 a 2010 na resolução de T62L28 (aproximadamente 1,875° entre os pontos de grade horizontais e 28 níveis na coordenada vertical). Este modelo teve sua origem no National Centers for Environmental Prediction (NCEP, então NMC) em 1985 e posteriormente foi transferido e aprimorado pelo Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies (COLA). Esse modelo foi implantado no CPTEC em 1994/1995 e passou a ser chamado MCGA CPTEC-COLA. As características climatológicas reproduzidas por essa versão e comparadas com observações foram apresentadas em Cavalcanti et al. (2002). Novas parametrizações e mudanças no código foram implementadas, gerando a versão MCGA CPTEC/INPE. Neste estudo a simulação climática utilizada é a mesma que a usada em Cavalcanti e Raia (2017) e Cavalcanti et al. (2017). Além da variabilidade sazonal da precipitação e características atmosféricas, o modelo é capaz de representar as principais características do Sistema de Monção da América do Sul e padrões de precipitação extrema sobre a América do Sul. Esta versão apresenta novos esquemas de parametrização, como a convecção profunda (GRELL; DEVENY, 2002), a radiação de onda curta CLIRAD (BARBOSA et al., 2008) e o módulo de superfície utilizado é o Integrated Biosphere Simulator -IBIS (FOLEY et al.,1996, modificado por KUBOTA, 2012). Na parte radiativa é parametrizada a radiação de onda curta utilizando o esquema CLIRAD CRD (TARASOVA; FOMIN, 2000) e de onda longa o Harshvardhan (HARSHVARDHAN et al., 1987). O coeficiente de arrasto por onda de gravidade é obtido a partir de Alpert (HELFAND et al.,1987; PIERREHUMBERT, 1987). A camada limite planetária utiliza o esquema de HBO.MY0 (HOLTSLAG; BOVILLE, 1992).

Resultados dessa simulação de 30 anos com essa versão foram utilizados para analisar seu comportamento em comparação com as análises observacionais. Em Cavalcanti et al. (2017) e Cavalcanti e Raia (2017), foram utilizadas várias integrações resultantes da aplicação de diferentes condições iniciais para analisar o conjunto delas, mas na análise atual apenas um membro do conjunto é analisado., Análises anteriores mostraram que as características dos transientes de diferentes membros são suavizadas quando é feito o conjunto das integrações. Os sistemas frontais, em cada integração, são deslocados em relação às demais integrações, e a

média dos membros perde as características observadas. As integrações foram feitas com condições iniciais de 5 dias consecutivos e o membro utilizado foi com a condição inicial do primeiro dia (01/12/1979), o qual foi escolhido aleatoriamente. Análises adicionais mostraram que na média anual de Pressão ao Nível Médio do Mar as diferenças entre os membros do modelo e a reanálise foram semelhantes.

4 METODOLOGIA

4.1. Climatologia

A área selecionada para este estudo compreende parte da Região Sudeste do Brasil (25°S-20°S, 48°W-43°W), com a dimensão de 5° latitude X 5° longitude, como mostrado na Figura 4.1. Essa região foi escolhida por ser uma área onde ocorrem eventos extremos significativos de precipitação, quando há passagem de sistemas frontais. Nessa área há uma grande densidade populacional, e ocorrem deslizamentos e inundações durante os eventos de chuva intensa. Outra motivação é que esta é uma região com baixa previsibilidade climática, e entender melhor os mecanismos responsáveis pelos eventos extremos na escala sinótica, e como esses são simulados por um modelo, pode contribuir para melhorar a previsão de tempo e clima na referida região.

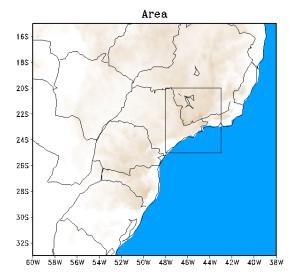


Figura 4.1 - Localização da área em estudo no Sudeste do Brasil.

Fonte: Produção do autor.

Primeiramente foi feita a climatologia das frentes frias no período de 1981-2010 utilizando dados de reanálise do CFSR e resultados do MCGA CPTEC /INPE utilizando o seguinte critério: aumento da pressão ao nível médio do mar; queda da temperatura e mudança na direção do vento de quadrante norte para sul em 925 hPa, características encontradas na passagem de uma frente fria. Essas mudanças foram observadas entre um dia e o próximo consecutivo (ANDRADE, 2005;

ANDRADE et al., 2012). Os resultados foram tabelados com o número de sistemas, mostrando a variabilidade sazonal e interanual.

Além disso, foram selecionados casos em que há ocorrência de precipitação de intensidades máximas e mínimas. Em relação à seleção de eventos extremos de chuva, sabe-se que existem diversas metodologias, que podem levar em conta somente a quantidade diária de chuva, o volume de precipitação registrado em um determinado intervalo de tempo ou a área de abrangência e os danos causados. Harnack et al. (1999) definem chuva intensa quando o volume de precipitação é maior que 51 mm em uma área de 10000 km2 no período de 1 a 2 dias. Chaves e Cavalcanti (2000) consideraram eventos extremos aqueles com precipitação diária acima de 300% da média diária climatológica e com persistência de três dias. Em outro estudo, Carvalho et al. (2002) consideraram eventos que provocaram volume de chuva de 20% ou mais do total climatológico sazonal em uma estação no prazo de 24 horas. Lima et al. (2010) na seleção de eventos de chuva forte e normal utilizaram a análise de quantil ou percentil. Teixeira e Satyamurty (2007) selecionaram os casos chuvosos pelo limiar de chuva diária acima do percentil de 95%.

Para a análise dos casos extremos de chuva associados à presença de sistemas frontais foi utilizada também a análise de percentis com os limiares de 0,05 e 0,95, porém para o volume acumulado em três dias. A escolha do intervalo de precipitação ser três dias é devido a algumas vezes a chuva ocorrer um dia antes da passagem da frente (pré-frontal), no dia que o sistema frontal atua ou no dia posterior à sua passagem (pós-frontal). Estes eventos foram separados em dois grupos: extremos secos (percentil abaixo de 5%) e extremos chuvosos (percentil de 95%) para posterior análise da variabilidade sazonal e classificação sinótica.

4.2. Classificação das características sinóticas

A partir da seleção dos casos de sistemas frontais com a precipitação associada (secos e chuvosos), foi feita uma classificação das características sinóticas e também de grande escala de cada grupo para os meses de dezembro, janeiro, fevereiro (DJF) e setembro, outubro, novembro (SON) no período entre 1981-2010. Os meses de primavera e verão foram escolhidos por serem considerados os mais

chuvosos no Sudeste do Brasil. Padrões atmosféricos podem ser descritos através de uma composição de casos ou de métodos estatísticos e computacionais (HUTH et al., 2008).

Neste estudo, foram feitas tanto a composição dos casos para analisar as características médias de cada grupo quanto uma classificação através de análise de componentes principais para ressaltar as características específicas e similaridades dentro dos grupos. Para os compostos, as variáveis atmosféricas analisadas foram: pressão ao nível nédio do mar (PNMM), componentes u e v do vento em níveis baixos, médios e altos da atmosfera, geopotencial em 500 e 250 hPa; temperatura em 925 hPa; fluxo e convergência de umidade integrada de 1000 hPa a 100 hPa. Em grande escala a análise foi feita com anomalias da TSM, anomalias de OLR, anomalia do geopotencial em 500 hPa e 250 hPa e anomalia da componente meridional do vento.

Para analisar as condições atmosféricas na escala sinótica foi aplicado o filtro de Lanczos (DUCHON, 1979) nos dados diários para reter a variabilidade de 2 a 10 dias com peso de 25. Esse filtro foi usado em Cavalcanti e Kayano (1999) para analisar características de alta frequência no Hemisfério Sul e próximo à América do Sul. Na escala submensal os dados foram filtrados na banda de 14-28 dias. O filtro foi aplicado considerando 105 pesos para essa banda. As condições na escala de baixa frequência foram obtidas a partir dos dados filtrados na escala intrassazonal de 30 a 90 dias, considerando 95 pesos.

Para verificar a significância estatística das composições, aplicou-se o teste de confiança de t-student (WILKS, 1995).

O teste baseia-se na seguinte fórmula:

$$t_{95} \ge \frac{Ac\sqrt{n}}{\sigma} \tag{4.1}$$

onde:

A_c: anomalia da composição; n: número de eventos usados em cada composição; σ : desvio padrão da composição; t₉₅ é o valor tabelado do Test-t de Student ao nível de significância de 95%.

A classificação dos padrões sinóticos pode ser feita utilizando diferentes análises estatísticas como a análise de correlação, de componentes principais, análise de "cluster" ou conjunto, redes neurais dentre outras (YARNAL et al., 2001). Neste estudo foi feita a análise baseada em autovetores, como as funções ortogonais empíricas (EOF) ou análise de componentes principais (ACP). Esta metodologia é frequentemente usada para classificação do tipo sinótico, é uma das técnicas utilizadas em Ciências Atmosféricas (WILKS, 1995).

Na ACP e EOF, o objetivo é transformar um conjunto original de dados em um novo conjunto de variáveis, em menor número, não correlacionadas entre si. Nesta técnica as matrizes de correlação dos parâmetros considerados são diagonalizadas com o objetivo de explicar a máxima variância possível com o menor número de componentes ou padrões de comportamento. Matematicamente, o método consiste na determinação de uma matriz R de correlação (ou matriz de covariância), simétrica de ordem M, na qual um elemento r_{ij} é dado por:

$$r_{ij} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^{N} f_{ik} f_{kj}$$
 ou $R = \frac{1}{N} T'T$ (4.2)

Onde N é o número de dados, T é a matriz constituída pelos valores iniciais normalizados (ou matriz de anomalias) e T é a sua transposta. A matriz R sendo simétrica pode ser diagonalizada por uma matriz E. A matriz E é ortogonal e suas colunas são os autovetores e_1 , e_2 ,..., e_m . Obtém-se então a matriz diagonal D (M x M) através de:

$$D = E 'RE$$
 (4.3)

cujo i-ésimo elemento da diagonal, λ_i , é o autovalor associado a e_i , que é a i-ésima coluna de E. As componentes principais (matriz Z) das variáveis iniciais (matriz T) compõem a imagem dos n vetores na nova base, sendo portanto :

$$Z = E 'T (4.4)$$

onde *E* é a transposta de *E* e *T* é a matriz constituídas pelos valores iniciais. No entanto, há diferentes técnicas para análise dos autovetores e essas irão depender do tipo de análise, de entrada dos dados e principalmente do resultado esperado. Richman (1986) mostra seis esquemas de decomposição, definidos como O, P, Q, R, S e T e a diferença básica entre eles está no modo que será disponibilizada em linhas e colunas a matriz de entrada (variável atmosférica ou campo, tempo e estações), como será a matriz de dispersão (correlação, covariância). Na Figura 4.2 (adaptada de RICHMAN, 1986) são apresentados os seis esquemas e suas características (Ferraz, 2004).

Figura 4.2 - Seis modos de decomposição e suas características

Fonte: (adaptada de Richman, 1986)

Por exemplo, no modo P analisa-se um conjunto de variáveis variando no tempo, no modo S é uma variável (pressão ou geopotencial) variando espacialmente. Este modo implica na análise da série temporal correspondente a diferentes pontos no espaço. Isto é, a variável estatística estudada é uma série temporal da variável meteorológica que pode ser considerada contínua no espaço e tempo (RICHMAN, 1986). Richman e Lamb (1985) sugerem que este tipo de análise seja utilizado para regionalização. No modo T, a rotação isola subgrupos de observações com padrões espaciais similares, e deste modo, simplifica as séries temporais. Este modo T ("Time") é aplicado para analisar campos espaciais em diferentes tempos. Neste caso, a variável estatística envolvida corresponde ao campo espacial da variável meteorológica em questão. O modo S permite a identificação de regiões

homogêneas com respeito à variabilidade temporal e o modo T pode ser aplicado na classificação de campos atmosféricos (COMPAGNUCCI et. al., 2001).

A ACP tem sido amplamente utilizada, por si só, em análises de teleconexões atmosféricas (por exemplo, BARNSTON; LIVEZEY, 1987) e também juntamente com a análise de cluster (COLEMAN; ROGERS, 2007; KALKSTEIN et al. 1987). A maior parte dos trabalhos no hemisfério norte (JONES et al., 2014; SUMNER et al., 1995) apresenta uma climatologia sinótica dos padrões de precipitação e circulação para regiões específicas. Na América do Sul, alguns trabalhos têm sido feitos (BERMAN et al., 2012; COMPAGNUCCI et al., 2001; ESCOBAR et al., 2004, 2016; MÜLLER et al., 2003) utilizando a análise em modo T.

Neste estudo foi feita a análise para o campo da PNMM no verão, seguindo a metodologia usada em Escobar et al. (2016) para os casos chuvosos e secos, no capítulo 6. Para esta análise os dados da PNMM foram dispostos em formato de matriz onde as colunas são determinadas pelos campos espaciais correspondentes às datas dos eventos de frentes frias nos casos chuvosos e secos, ou seja, 13 eventos para cada grupo. As linhas desta matriz de entrada são determinadas pelos pontos de grade, ou seja, cada coluna representa um campo de pressão atmosférica ao nível do mar.

Na análise dos modos de variabilidade do capítulo 8 foi feita a análise usando o modo S.

4.3. Cálculo de índices de teleconexão

A seguir é descrita a metodologia para o cálculo dos índices de teleconexão analisados. Para todos os índices a climatologia usada para o cálculo da anomalia foi referente ao período de 1981-2010. Os índices foram calculados mensalmente e também diários para posterior análise.

4.3.1. Índice transpolar (TPI)

O modo zonalmente assimétrico do número de onda 1 pode ser representado por uma oscilação na pressão entre a região da Austrália/Nova Zelândia e sul da Península Antártica/América do Sul (CARLETON, 2003). As variações da onda 1 tendem a deslocar o vórtice circumpolar em direção à Austrália ou à América do

Sul, resultando em anomalias opostas entre essas duas regiões. Uma maneira de medir a excentricidade do vórtice polar foi proposta por Pittock (1980), o índice transpolar. O autor definiu este índice como sendo a diferença da anomalia da pressão ao nível médio do mar nas estações de Hobart (43°S, 147°W) e Stanley (52°S, 58°W), e matematicamente é descrito como:

$$TPI = P'_{Hobart} - P'_{Stanley} (4.5)$$

onde P´é anomalia da PNMM.

A Figura 4.3 mostra a localização das estações de Hobart e Stanley para o cálculo no índice transpolar.



Figura 4.3 - Localização das estações para o cálculo do índice transpolar.

Fonte: Adaptado de Kreutz et al., 2000.

Valores positivos (negativos) do TPI indicam uma crista (cavado) na região da Austrália e um cavado (crista) no sul da América do Sul.

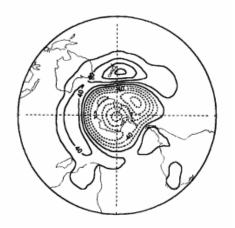
Embora haja algumas questões sobre quais seriam as melhores posições para o cálculo deste índice, como mostrado em Carleton (1989), o TPI continua a ser um indicador útil para avaliar essa oscilação do vórtice circumpolar sul. Portanto, assim como em Jones et al. (1999) a metodologia adotada foi baseada em Pittock (1980).

4.3.2. Modo Anular Sul (MAS) ou Oscilação Antártica

A Oscilação Antártica é definida como a oscilação entre os cinturões de pressão de latitudes médias e altas no Hemisfério Sul (GONG; WANG, 1998) e

posteriormente foi denominada de Modo Anular por Thompson e Wallace (2000). Gong e Wang (1999) identificaram através da análise de funções ortogonais empíricas (EOF) nos dados de pressão ao nível médio do mar, que o continente Antártico e sua vizinhança apresentam um centro com mesmo sinal enquanto o sinal oposto é encontrado nas latitudes de 40°-50°S (Figura 4.4).

Figura 4.4 - Primeiro modo da EOF da pressão ao nível médio do mar.



Fonte: Gong e Wang (1998).

Os autores mostraram que esta "gangorra" de pressão ao nível do mar entre os diferentes cinturões de pressão é estável e significativa. Com o objetivo de compreender a estrutura espacial do campo de pressão ao nível médio do mar, os autores definiram um índice objetivo para esta oscilação, chamado de Índice de Oscilação Antártica, sendo definido como a diferença da média zonal normalizada da anomalia da pressão ao nível médio do mar entre as latitudes de 40°S e 65°S. Assim, a definição numérica do índice é a seguinte:

$$AOI = P_{40S}^* - P_{65S}^* (4.6)$$

onde P^*_{40S} e P^*_{65S} representam a anomalia da média zonal da pressão ao nível do mar normalizada em $40^{\circ}S$ e $65^{\circ}S$, respectivamente.

A metodologia utilizada neste estudo será baseada neste índice proposto por Gong e Wang (1999), onde os valores positivos (negativos) do índice estão associados com anomalias negativas (positivas) de pressão ao nível do mar nas altas latitudes e anomalias positivas (negativas) de pressão ao nível do mar nas latitudes médias.

4.3.3. Modo Pacífico-América do Sul (PSA)

O índice do PSA foi baseado nas metodologias de Karoly (1989); Yuan e Li (2008) e através do segundo modo da análise de EOF. Os autores consideram que o PSA é bem definido na anomalia mensal da altura do geopotencial em 500 hPa em três centros de ação.

Em Karoly (1989), os centros se posicionam em: H1: 35°S, 150 °W; H2: 60°S, 120°W e H3: 45°S, 60°W e o índice é definido como:

$$IPSA = -H1 + H2 - H3$$
 (4.7)

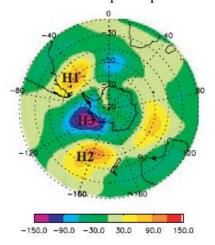
Em Yuan e Li (2008) os três centros de ação se localizam no leste da Nova Zelândia, no mar de Amundsen e no Atlântico Sudoeste, o índice pode ser descrito da seguinte forma:

$$IPSA = (H1 + H2 - H3)/3$$
 (4.8)

sendo H1: 50°S, 45°W; H2: 45°S, 170°W e H3: 67,5°S, 120°W

A Figura 4.5 mostra a localização das áreas citadas na fórmula 4.8.

Figura 4.5 - Anomalia mensal da altura geopotencial (m) em 500 hPa em novembro de 1999 como um exemplo de padrão PSA.



Fonte: Yuan e Li, 2008.

A terceira metodologia utilizada foi baseada na resposta de centros de ação obtidos a partir da análise da segunda EOF nos dados de geopotencial em 500 hPa sem o processo de filtragem para os meses de DJF. Os centros de ação podem ser vistos

na Figura 4.6 e estão localizados em: H1: 55°S, 170 °W; H2: 65°S, 115°W e H3: 48°S,70°W e o índice é dado por:

$$IPSA = -H1 + H2 - H3$$
 (4.9)

EOF2 Ano.Geo.500 hPa Frentes Frias - DJF (1981-2010) CFSR

Figura 4.6 - Segundo modo da EOF da anomalia de geopotencial em 500 h Pa para DJF do CFSR.

Fonte: Produção do autor.

4.3.4. Oscilação Sul

O Índice de Oscilação Sul (IOS) é a diferença da anomalia normalizada da PNMM entre Taiti (17,5°S - 149,6°W), situada no Oceano Pacífico Sul, e Darwin (12,4°S - 130,9°E), localizada no norte da Austrália (WALKER; BLISS, 1932, 1937). O cálculo do índice foi baseado na metodologia aplicada pelo "Climate Prediction Center-NCEP"

(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/Readme.index.shtml#SOICALC)

E matematicamente é representada da seguinte forma:

$$IOS = (STD_{Tahiti} - STD_{Darwin}) / \sqrt{\sum (STD_{Tahiti} - STD_{Darwin})^2} / N \quad (4.10)$$

onde: STD é o desvio padrão normalizado e N o número de meses.

O IOS apresenta valores negativos em anos de El Niño (aquecimento do Pacífico) e positivos em anos de La Niña (resfriamento do Pacífico).

Todos os índices acima descritos foram categorizados, tanto nos dados diários quanto mensais, em suas fases negativa e positiva para o período entre 1981-2010. Com o intuito de mostrar a configuração do padrão de teleconexão, foram separadas as datas com valores positivos e negativos dos dados mensais para todo o período analisado. Os valores mensais dos índices são mostrados para o CFSR e MCGA.

Com o objetivo de verificar a influência dos padrões de teleconexão nos eventos de chuva associados às frentes frias foi utilizada análise de correlação para os índices de teleconexão, tais como o TPI, MAS, PSA e IOS. Para essa análise foram utilizados os valores diários dos índices citados para a correlação espacial entre os índices e a anomalia de precipitação e de geopotencial. Na correlação entre o índice e a frequência de frentes frias foram utilizados os valores mensais dos índices.

A análise de correlação é uma técnica estatística que visa estudar a relação linear entre duas variáveis quantitativas. A metodologia usada para está análise foi a função do coeficiente de correlação de Pearson (Wilks, 1995).

$$r_{xy} \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{N} [(x_i - \bar{X})(y_i - \bar{Y})]}{\frac{1}{n-1} \sqrt{\sum_{i=1}^{N} (x_i - \bar{X})^2 \frac{1}{n-1} \sqrt{\sum_{i=1}^{N} (y_i - \bar{Y})^2}}}$$
(4.11)

A aplicação desta função estatística permite calcular o grau da correlação, que possui variabilidade entre -1 (correlação negativa perfeita) e +1 (correlação positiva perfeita). Para verificar se o valor encontrado de r tem significado estatístico, ou seja, se a correlação que ele está indicando é estatisticamente válida, pode-se utilizar o Teste t-Student, dado por:

$$t = r_{xy} \sqrt{\frac{n-2}{1 - r_{xy}^2}} \tag{4.12}$$

com n-2 graus de liberdade, onde r é o valor do coeficiente de correlação de Pearson da amostra e n é o número de elementos na amostra. Uma vez obtido este valor, deve ser analisada se a hipótese é rejeitada ($t_0 < -c$ ou $t_0 < c$) ou não ($-c < t_0 < c$), onde c é o valor crítico. Os valores críticos para os níveis de significância podem ser obtidos por meios de tabelas pré-estabelecidas.

4.4. Variabilidade atmosférica

Com o objetivo de entender a relação entre os eventos chuvosos e secos e as regiões preferenciais das trajetórias de tempestades ("storm tracks") foram feitos compostos a partir do cálculo da energia cinética dos distúrbios transientes e do vetor E.

A energia cinética é dada por :

$$Ec = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2) \tag{4.13}$$

onde u' é anomalia diária do vento zonal e v' a anomalia diária do vento meridional.

O vetor **E** pode ser utilizado na caracterização das perturbações de grande escala e na sua relação com o campo básico de vento (FERRAZ, 2004). Hoskins et al. (1983) apresentaram uma teoria que, sob certas condições, o vetor **E** fornece uma extensão do conceito do Fluxo de Elliassen-Palm (ANDREWS; MCINTYRE, 1976). A estrutura horizontal do vetor **E** é obtida a partir da componente anisotrópica do tensor correlação de velocidade, assumindo-se a aproximação na qual o campo básico do vento é considerado estacionário, zonalmente simétrico e sua variação meridional é suficientemente pequena, comparada às variações das perturbações. O vetor **E** tem suas componentes horizontais dadas pela média da covariância das perturbações das componentes zonal e meridional do vento, ou seja:

$$\vec{E} = \left(\overline{v'^2 - u'^2}, \overline{-u'v'}\right) \tag{4.14}$$

As duas componentes do vetor \mathbf{E} definem qualitativamente a direção de propagação da velocidade de grupo da perturbação relativa ao campo básico de vento. São derivadas de três quantidades relacionadas com a energia cinética $K = \frac{1}{2} \left(\overline{u'^2 + v'^2} \right)$, com a anisotropia $M = \overline{u'^2 - v'^2}$ e com o fluxo de momentum $N = \overline{u'v'}$. Se v'^2 for maior (menor) do que u'^2 , as ondas são preferencialmente alongadas na direção meridional (zonal) e o vetor \mathbf{E} aponta para leste (oeste). A componente de \mathbf{E} na direção y, representada por $\overline{-u'v'}$, é a média temporal do fluxo de momentum com sinal negativo.

Para o cálculo tanto das componentes da energia cinética e do vetor **E** foram calculadas as anomalias da componente zonal e meridional do vento em 250 hPa e filtrados na banda de 2 a 10 dias.

5 CLIMATOLOGIA DOS SISTEMAS FRONTAIS

O período analisado para a climatologia dos sistemas frontais é de 1981-2010 tanto para os dados de reanálise quanto do MCGA para os meses de DJF (dezembro, janeiro e fevereiro), MAM (março, abril e maio), JJA (junho, julho e agosto), SON (setembro, outubro e novembro). De acordo com a metodologia descrita no item 4.1 foram observadas em 30 anos, 246 frentes frias em DJF, 334 em MAM, 350 em JJA e 407 em SON nos dados de reanálise do CFSR. O número de frentes frias simuladas pelo MCGA CPTEC/INPE foi de 334 em DJF, 333 em MAM, 309 em JJA e 364 em SON.

Na tabela 5.1 é discriminado o número total de frentes frias para cada mês do ano, ou seja, foram contabilizados (somados) os sistemas frontais ocorridos entre janeiro a dezembro no período entre 1981 a 2010 para os dados do CFSR e MCGA.

Tabela 5.1 – Total do número de frentes para cada mês no período entre 1981-2010 para o CFSR e MCGA.

	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
CFSR	72	55	85	120	129	107	128	115	141	146	120	119
MCGA	124	108	118	94	121	100	106	103	122	133	123	132

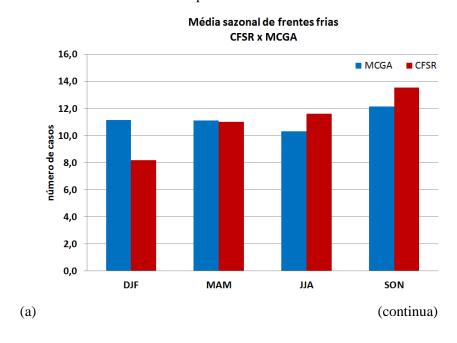
Fonte: Produção do autor.

É apresentada na Figura 5.1a a média sazonal do número de sistemas frontais que passam pela área em estudo. Em relação à variabilidade sazonal, nota-se que o MCGA CPTEC/INPE superestima a frequência de frentes frias em relação ao CFSR nos meses de DJF e subestima em JJA e SON. A estação do ano com maior número é a primavera e inverno e o modelo captura essa sazonalidade. Uma possível explicação para este número na primavera é que nas análises observacionais e nos resultados do modelo, são contabilizadas tanto as frentes frias clássicas, ou seja, aquelas que se deslocam desde o sul da América do Sul, quanto aquelas que são originadas por um processo ciclogenético entre a costa do Sul e Sudeste do Brasil, que ocorrem nessa época do ano (GAN, 1991; GUIA, 2010; SATYAMURT et al., 1990). Resultados similares foram mostrados em Foss (2016). Simmonds et al. (2012), utilizando os dados de alta resolução do ERA-INTERIM, identificaram um número máximo de sistemas frontais entre as

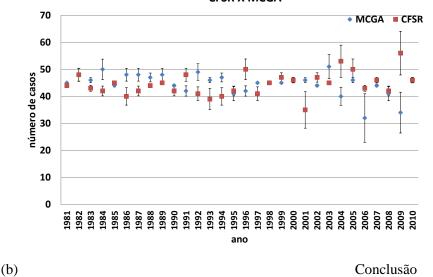
latitudes de 30°S e 50°S sobre o Atlântico no inverno e primavera. Porém, os autores destacam que a identificação de um sistema frontal depende fortemente da resolução das análises disponíveis além das diferentes aproximações que cada uma considera.

Na Figura 5.1b é apresentada a frequência anual de sistemas frontais no período entre 1981-2010. No ano de 2009 foi observado o maior número de frentes frias e em 2001 o menor, para os dados do CFSR. O MCGA mostra um máximo em 2003 e mínimo em 2006. Não é observado um padrão entre máximos e mínimos em anos de La Niña e El Niño em parte da Região Sudeste do Brasil tanto para os dados de reanálise quanto para os resultados do MCGA CPTEC/INPE.

Figura 5.1 - (a) Média sazonal de frentes frias (b) Frequência anual de frentes frias para o período de 1981-2010.



Frequência anual e desvio padrão das frentes frias CFSR X MCGA



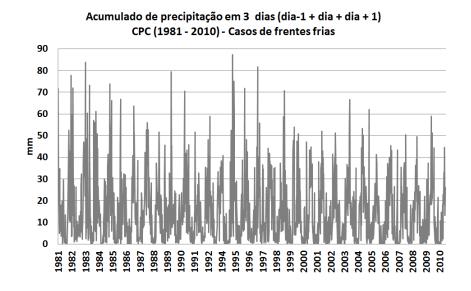
O item (a) refere-se ao número médio sazonal de frentes frias para o CFSR (em vermelho) e MCGA (em azul) no período entre 1981-2010. O item (b) é o número de casos ocorridos em todos os meses de janeiro a dezembro para cada ano específico entre 1981-2010 para o CFSR (quadrado em vermelho) e MCGA (triângulo em azul). As linhas verticais são referentes ao desvio padrão.

Fonte: Produção do autor.

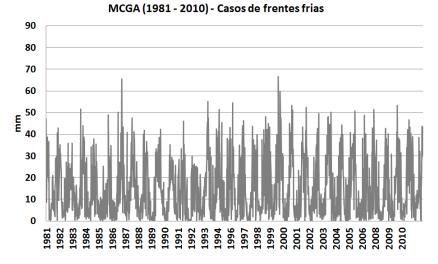
Observa-se na Figura 5.2 a soma (dia-1, dia, dia+1) dos dados diários de precipitação, para os dias de ocorrência de frentes frias entre 1981-2010 do CPC e MCGA. A Figura 5.2a mostra uma diminuição dos extremos de chuva. Observa-se que a partir do ano de 2000 a soma da precipitação em três dias tem valores máximos em torno de 70 mm, enquanto na década de 80 e 90 há valores superiores a 80 mm. Isso significa que os sistemas frontais na área produzem menos precipitação ao longo dos anos, visto que o número de sistemas frontais aumenta ao longo do período. Dufeck e Ambrizzi (2008) encontraram tendências positivas de precipitação em várias estações pluviométricas do estado de São Paulo de 1950 a 1999 e uma concentração de precipitação intensa em alguns dias de 1990 a 1999. A área analisada no presente estudo (Figura 4.1) compreende partes dos estados de Rio de Janeiro e Minas Gerais, além de parte de São Paulo, e a média de precipitação tem comportamento diferente. As diferenças podem estar relacionadas à dinâmica da região ou à redução do fluxo de umidade para a área. A variabilidade multidecadal também pode ter um papel na tendência observada. Novas análises

precisam ser desenvolvidas sobre este assunto, que está fora do escopo atual. O modelo não representa essa diminuição no volume de chuva (Figura 5.2 b).

Figura 5.2 - Volume acumulado de chuva (mm) em 3 dias para os dados (a) CPC e (b) $\,$ MCGA



Acumulado de precipitação em 3 dias (dia-1 + dia + dia + 1)



(b)

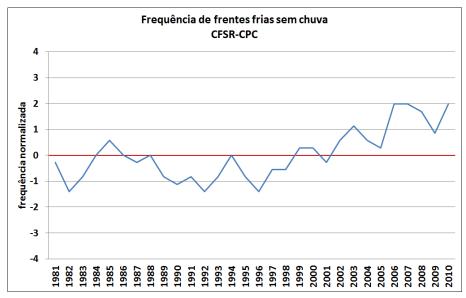
(a)

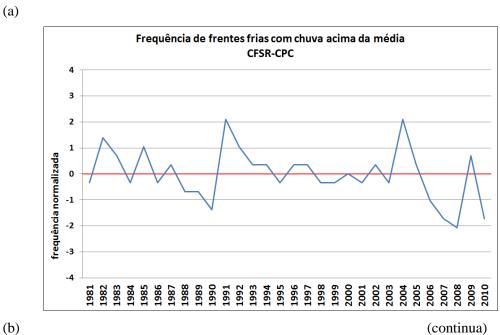
Fonte: Produção do autor.

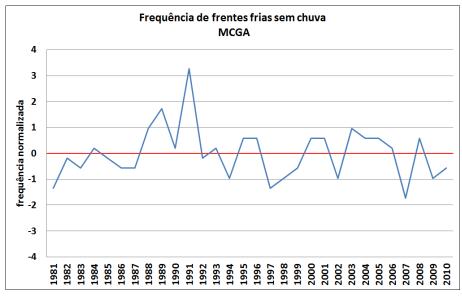
A Figura 5.3 mostra a frequência normalizada, isto é, o número de frentes que não provocam chuva (ou chuva acima da média), subtraído do número total de frentes de cada ano e dividido pelo desvio padrão. Quando se observa o número de frentes que não provocaram chuva no Sudeste nota-se que o CFSR (Figura 5.3a) aumenta o

número de sistemas que não estavam associados à chuva a partir do ano de 2000. Em relação às estações do ano, foi observado que nos meses SON, DJF, MAM e JJA há uma tendência de diminuição no número de frentes que provocam chuva acima da média (figuras não mostradas) e aumento na ocorrência de sistemas com ausência de chuva, exceto para o verão, estação em que não houve nenhuma frente sem chuva. O modelo não representa essa tendência.

Figura 5.3 - Frequência anual normalizada de frentes frias com ausência de precipitação do (a) CFSR-CPC e (b) MCGA; e frequência de frentes frias com precipitação acima da média do (c) CFSR-CPC e (d) MCGA.



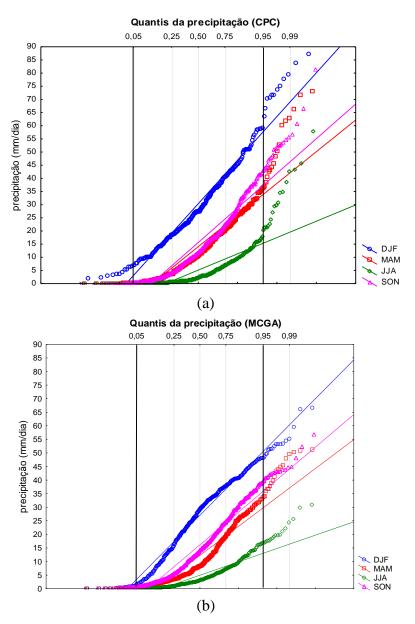




Fonte: Produção do autor.

Para a seleção dos eventos secos e chuvosos associada à passagem de sistemas frontais foram calculados os quantis do acumulado de chuva em 3 dias (dia anterior à identificação do sistema, dia de identificação do sistema frontal e dia posterior à identificação) para os meses de DJF, MAM, JJA, SON para os dados do CPC e MCGA (Figura 5.4).

Figura 5.4 - Quantis do volume acumulado de chuva (mm) em 3 dias para os dados (a) $CPC\ e\ (b)\ MCGA$



A figura mostra o volume de precipitação em 3 dias (eixo vertical) e os quantis no eixo horizontal. A linha em azul corresponde aos meses de DJF; linha em vermelho: MAM; linha em verde: JJA e linha em rosa: SON.

Fonte: Produção do autor.

Observa-se que o volume de chuva é maior e mais frequente nos meses de SON e DJF, considerados o início e o estágio maduro da estação chuvosa (VERA et al., 2006). No entanto, são observados valores extremos secundários (acima do quantil

de 0,95) nos meses de MAM (aproximadamente 65% no mês de março) em parte do Sudeste do Brasil tanto para os dados do CPC quanto a precipitação simulada pelo modelo. Embora seja considerada a fase de decaimento do sistema de monção da América do Sul, ainda são observados esses eventos extremos de chuva associados não só à passagem de frentes frias, mas possivelmente associados a fatores termodinâmicos como a presença de umidade e o aquecimento em superfície.

Através dos quantis de precipitação foram considerados como eventos secos as frentes frias com valores de precipitação abaixo do quantil de 0,05 e eventos chuvosos as que se encontravam acima de 0,95. Isto corresponde a 5% do total de eventos em ambas as extremidades, e com esses limiares garantiu-se o mesmo número de eventos secos e chuvosos.

Na tabela 5.2 são mostrados os valores correspondentes ao volume de chuva para cada estação do ano. Observa-se que os meses de SON e DJF são os com maiores valores de chuva no percentil de 0,95. As análises posteriores são feitas para esses meses, que pertencem ao período mais chuvoso no Sudeste do Brasil.

Tabela 5.2 - Percentil do volume acumulado de chuva em 3 dias em mm.

	CI	PC	MCGA			
Percentil	0,05	0,95	0,05	0,95		
DJF	7,3	59,3	1,7	48,1		
MAM	0,4	36,4	0,7	33,7		
JJA	0,1	18	0,1	16,7		
SON	0,6	43	0,8	39,7		

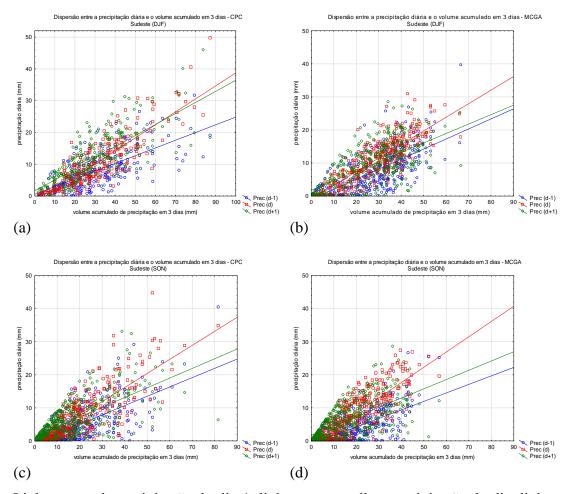
Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.5, através do gráfico de dispersão, nota-se a relação entre a chuva diária no dia d-1, d e d+1 e o volume acumulado nesses 3 dias para os meses de primavera e verão. Observa-se, nos dados do CPC (Figura 5.5 a,c) e simulado pelo MCGA-CPTEC (Figura 5.5 b,d), que o maior número de casos com precipitação ocorrida no dia d-1, ou seja, o que seria considerado chuva pré-frontal, não agrega os maiores volumes de chuva no total em 3 dias. Os casos, em que choveu no dia da

passagem da frente fria e no dia seguinte (d e d+1), tiveram um comportamento bastante similar, sendo também os responsáveis pelo total no período de 3 dias.

Em relação aos eventos chuvosos (limiares na Tabela 5.1) os maiores acumulados diários de chuva ocorrem no dia da passagem da frente fria, exceto nos meses de DJF para o CPC (Figura 5.5a) em que a precipitação ocorrida no dia d e dia+1 é igual.

Figura 5.5 - Gráfico de dispersão entre a chuva (mm) diária (dia-1, dia, dia+1) e o volume acumulado em 3 dias do CFSR para DJF (a) CPC; (b) MCGA e para SON (c) CPC; (d) MCGA.



Linha em azul: precipitação do dia-1; linha em vermelho: precipitação do dia; linha em verde: precipitação dia+1 em mm.

5.1. Sumário

Neste capítulo foi mostrada a climatologia de frentes frias para os dados de reanálise e modelo. A frequência das frentes frias na área analisada é maior na primavera e no inverno e o modelo subestima o número nessas estações. No verão há superestimativa pelo modelo. Em relação à variabilidade interanual não foi observado nesse estudo um padrão para números máximos ou mínimos de sistemas frontais em eventos de El Niño e La Niña.

Observou-se um aumento no número de sistemas frontais na região, de 1981 a 2010. Porém, este aumento se dá principalmente nos casos de frentes que não provocam muita chuva, pois foi observada uma tendência negativa na frequência de casos chuvosos. Uma tendência negativa também foi observada na quantidade de precipitação dos sistemas frontais e na precipitação geral. O modelo não mostra essas tendências.

Em relação à chuva associada ao deslocamento das frentes, em DJF e SON, observou-se que os maiores acumulados ocorreram no dia em que o sistema atingiu a região em estudo e no dia posterior (pós-frontal). A chuva ocorrida após a passagem da frente fria pode estar associada à posição do anticiclone que transporta ventos úmidos do oceano (ventos de quadrante leste) em direção ao continente, especificamente no leste de São Paulo e sul do Rio de Janeiro e favorece a continuidade da chuva. Nestes meses em que há um maior aquecimento da atmosfera, o contraste do ar frio da frente fria com o ar quente e úmido sobre a região, pode ser um fator que favorece ao aumento e intensidade da convecção no dia da entrada do sistema.

6 CARACTERÍSTICAS SINÓTICAS, REGIONAIS E DE GRANDE ESCALA

Neste capítulo, após terem sido selecionados os eventos secos e chuvosos são analisados os compostos dos campos meteorológicos em superfície, níveis médios e altos níveis para o CFSR e MCGA nos meses de DJF e SON (meses mais chuvosos no Sudeste do Brasil) e para o período entre 1981-2010 no dia da passagem do sistema frontal para os casos considerados secos (percentil abaixo de 5%) e chuvosos (percentil acima de 95%).

6.1. Compostos

6.1.1. Verão

Na Figura 6.1 é mostrada a pressão ao nível médio do mar (PNMM), anomalia de precipitação (CPC) e temperatura em 925 hPa para os dados de reanálise e simulados pelo modelo, respectivamente nos eventos chuvosos e secos.

Em relação ao CFSR, nota-se que as diferenças mais significativas entre os eventos secos e chuvosos são o posicionamento e intensidade da alta pressão pós-frontal, da baixa associada à frente fria e a anomalia de precipitação.

Nos casos chuvosos, no dia da passagem da frente fria, uma região de baixa pressão estende-se do Sudeste até o oceano Atlântico (Figura 6.1a). O posicionamento da área ciclônica sobre o oceano corresponde a uma região ciclogenética durante o verão (GUIA, 2010; GOZZO et al., 2014; REBOITA et al., 2010; SINCLAIR, 1995). Ciclogêneses estão associadas com o deslocamento de cavados em altos níveis, os quais também podem estar relacionados a sistemas frontais. O gradiente meridional de pressão é mais forte nos eventos chuvosos, principalmente ao sul de 35°S sobre o oceano.

A Alta Subtropical do Pacífico Sul tem seu centro estendido para leste, nos eventos secos, ou seja, a pressão é maior nessa região em comparação com os chuvosos, o que poderia reduzir a atividade dos sistemas sinóticos. No Atlântico, o centro da alta pressão estende-se para oeste nos eventos chuvosos. Portanto, nos casos chuvosos, além do gradiente meridional da pressão há também um gradiente zonal sobre o Oceano Atlântico, o que pode contribuir para o aumento da convecção. A

alta pós-frontal é mais intensa e centrada no nordeste da Argentina e sul do Uruguai nos casos chuvosos nas análises com o CFSR (Figura 6.1a). O MCGA apresenta a alta pressão no Atlântico mais intensa que o CFSR tanto nos eventos secos quanto chuvosos. No Pacífico, nos eventos chuvosos, nota-se que a isolinha de 1016 hPa adentra o continente, diferentemente do CFSR. O padrão é melhor simulado pelo modelo nos casos chuvosos.

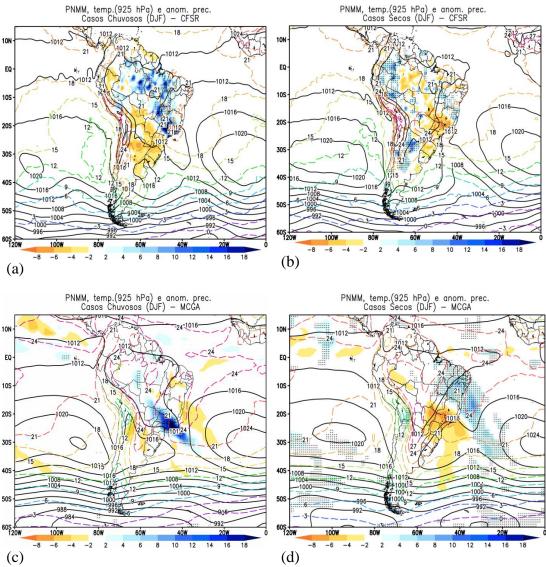
O alinhamento da anomalia positiva de precipitação desde o Estado de São Paulo até o sul da Amazônia é notado apenas nos casos chuvosos (Figura 6.1a). Outra característica observada é um dipolo, ou seja, deficiência de precipitação no Sul e aumento no Sudeste do país. Este padrão de precipitação, com orientação noroestesudeste, é comumente observado no verão na América do Sul, associado à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) como identificado em diversos trabalhos como Carvalho et al. (2004), Marengo et al. (2012) e outros. Nogués-Paegle e Mo (1997) também mostraram que este padrão de precipitação está associado à intensa atividade convectiva na região da ZCAS. Carvalho et al. (2002) verificaram que 65% dos eventos de chuva forte no Sudeste estão relacionados à intensa atividade da ZCAS. Lima et al (2010) observaram que 53% dos eventos intensos de precipitação no Sudeste do Brasil estão relacionados com sistemas frontais, enquanto que 47% com ZCAS. Dolif e Nobre (2012) também observaram que entre os eventos extremos de precipitação no Rio de Janeiro, 47% deles estão associados a frentes frias e 37% à ZCAS, a qual se origina da presença de uma frente estacionária. Dentre os casos selecionados foi verificado se a data de cada evento corresponde a eventos de ZCAS a partir dos resultados obtidos por Sanches (2002) até o ano de 2000 e do boletim Climanálise do CPTEC no período entre 2001-2010. Foi verificado que 46% dos eventos chuvosos estão relacionados a episódios de ZCAS e 23% aos eventos secos. Ressalta-se, no entanto, que nesses casos foram analisadas as frentes que iniciaram os episódios.

Nos eventos de frentes que provocam pouca chuva o dipolo da anomalia de precipitação encontra-se deslocado para norte, as anomalias de precipitação são negativas sobre a região de estudo e não é observado o alinhamento da convecção.

A variação latitudinal da temperatura do ar em 925 hPa, tanto no continente quanto no oceano Atlântico, é maior nos casos chuvosos do CFSR. Nos casos de pouca

precipitação a isoterma de 18º está sobre o Rio Grande do Sul e nos casos chuvosos está sobre o sul do estado de São Paulo. Assim, com o gradiente meridional de temperatura maior pode haver um aumento da instabilidade baroclínica, a qual favorece o aumento da convecção. Ao comparar com o MCGA, observa-se que o modelo apresenta temperaturas maiores do que o observado para a mesma faixa de latitude.

Figura 6.1 - Pressão ao nível médio do mar (hPa), temperatura em 925 hPa (°C) e anomalia de precipitação (mm/dia) no verão para (a) casos chuvosos - CFSR/CPC (b) casos secos-CFSR/CPC (c) casos chuvosos - MCGA (d) casos secos - MCGA.

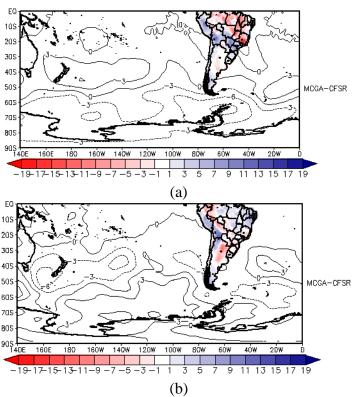


Pressão ao nível médio do mar em hPa (linha em contorno), anomalia de precipitação em mm/dia (sombreado) e temperatura em 925 hPa em °C (linha tracejada). Áreas com 95% de significância estão pontilhadas (teste t-student). Cores em tons de azul: valores positivos; tons de laranja: valores negativos.

A Figura 6.2 mostra a diferença no campo da PNMM e da precipitação entre a simulação do modelo e a reanálise. O MCGA superestima a pressão sobre o Atlântico Sul (entre 0-60°W e 30°S-50°S) nos casos secos (Figura 6.2b) e subestima na costa do Sudeste do Brasil. Em latitudes médias e subtropicais sobre o Pacífico, há uma subestimativa do modelo e nas latitudes altas, uma superestimativa nos casos secos e o inverso nos eventos chuvosos (Figura 6.2a). Pelo padrão da diferença em latitudes médias e altas, há uma diferença de intensidade no padrão do modo anular.

No campo de precipitação observa-se que nos eventos secos o modelo superestima a precipitação, principalmente sobre a Região Norte e Nordeste do Brasil e subestima no centro-sul do Brasil. Nos eventos chuvosos, ocorre praticamente o inverso, há uma subestimativa no Norte, Nordeste e norte do Sudeste e superestimativa nas Regiões Sul, sul do Sudeste e Centro-Oeste.

Figura 6.2 - Diferença da PNMM (hPa) e da precipitação (mm/dia) entre o MCGA e CFSR-CPC no verão (a) casos chuvosos (b) casos secos.

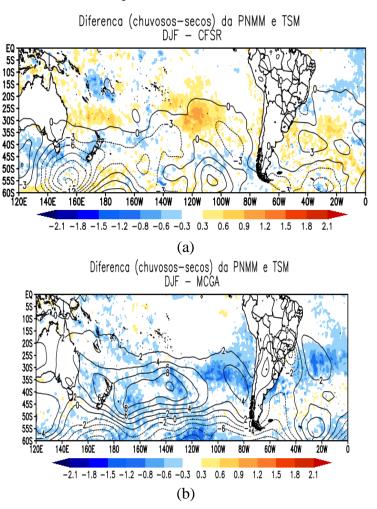


Diferença da pressão ao nível médio do mar em hPa (linha em contorno) e da precipitação em mm/dia (sombreado) entre o MCGA e o CFSR-CPC. Cores em tons de rosa: valores negativos; tons em azul: valores positivos.

A diferença da PNMM e da TSM entre os eventos chuvosos e secos é mostrada na Figura 6.3. Nota-se que a PNMM é mais baixa sobre o oceano na altura do Estado de São Paulo para os eventos extremos de chuva, nos dados do CFSR e simulado pelo modelo. O resultado do MCGA apresenta uma área de atuação das diferenças de pressão mais abrangente sobre o oceano Atlântico e Região Sudeste do Brasil, onde a PNMM nos casos chuvosos é mais baixa. Entretanto, nas latitudes médias do Pacífico, o modelo mostra pressões mais altas nos casos chuvosos, diferente das pressões observadas mais baixas nessas regiões para esses casos.

Os eventos chuvosos selecionados com o CFSR mostram a TSM mais alta ao sul de 20°S tanto no Atlântico Sul quanto no Pacífico. Na altura do litoral de São Paulo nota-se que a diferença da TSM é negativa, ou seja, nos eventos com mais precipitação a TSM é mais baixa. Foi observada anomalia negativa na costa do Sudeste do Brasil (área de atuação da Corrente do Brasil) no dia de máxima precipitação e consequentemente de maior cobertura de nuvem, e anomalia positiva em 2 e 4 dias antes da entrada da frente fria (figuras não mostradas). Estudos numéricos (CHAVES; NOBRE, 2004; NOBRE et al., 2002) sugeriram que anomalias positivas de TSM favorecem o aumento da convecção sobre as águas aquecidas na região da ZCAS. No entanto esse aumento da convecção tende a causar um esfriamento das águas superficiais, pela redução da radiação solar incidente, o que estabelece anomalias negativas de TSM. Interessante notar que o gradiente de TSM meridional próximo à costa sudeste da América do Sul é inverso ao gradiente de temperatura sobre o continente na região de estudo associado à passagem da frente. Esse gradiente na TSM pode ser uma resposta da nebulosidade no caso dos eventos chuvosos, que reduz a absorção da radiação solar e a TSM, e a alta sobre o oceano mais intensa reduz a nebulosidade facilitando a absorção da radiação solar e aquecendo a superfície do mar. A alta mais intensa sobre águas mais quentes pode favorecer maior evaporação e transporte de umidade para o continente na região de estudo. Os resultados do MCGA mostram que os casos secos apresentam TSM mais elevadas que os chuvosos na maior parte dos oceanos.

Figura 6.3 - Diferença da PNMM (hPa) e da TSM (°C) entre os casos chuvosos e secos no verão para (a) CFSR (b) MCGA.



Diferença da pressão ao nível médio do mar em hPa (linha em contorno) e da anomalia da temperatura da superfície do mar em °C (sombreado) entre os casos chuvosos e secos. Cores em tons de azul: valores negativos; tons em vermelho: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

A análise em baixos níveis da atmosfera é mostrada nas Figuras 6.4 e 6.5. Nota-se para os casos de reanálise que os eventos chuvosos (Figura 6.4a) apresentam um cavado mais amplificado e com anomalia positiva do vento meridional mais intensa em relação aos eventos que provocam pouca precipitação (Figura 6.4b). Este cavado estende-se até o sul de Rondônia. Outra característica no escoamento é o vento de quadrante sul, associado ao anticiclone pós-frontal, que nos eventos secos não atinge latitudes mais ao norte (Figura 6.4b). Os ventos de quadrante norte que trazem ar mais úmido da região Amazônica para o Sudeste são mais evidentes e mais intensos (anomalia negativa) nos casos chuvosos. Esta configuração favorece

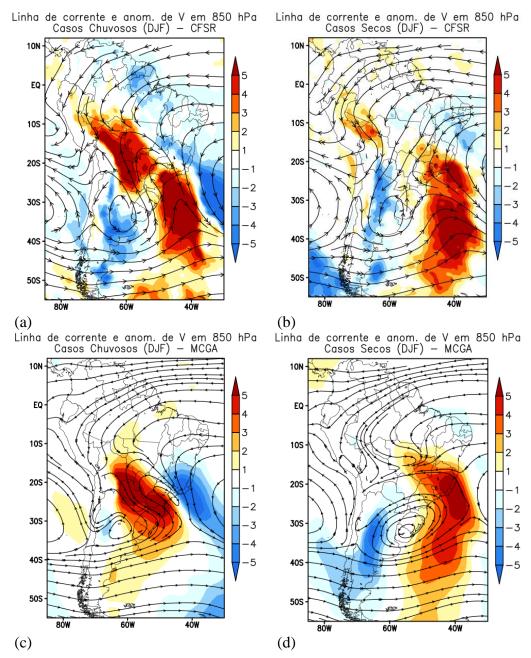
a convergência de umidade para o Sudeste, parte do Centro-Oeste e Norte do Brasil, como pode ser visto na Figura 6.5a.

Nos casos secos, o escoamento em direção ao Sudeste vem predominantemente do Atlântico na borda oeste do anticiclone subtropical (Figura 6.4b) e não é observado o alinhamento da convergência de umidade sobre o Atlântico até a Região Sudeste (Figuras 6.5b). Nota-se também que a borda oeste do anticiclone subtropical do Atlântico atua sobre o continente entre os Estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Este sistema influencia o tempo sobre este setor, inibindo a formação de convecção significativa, refletida nas anomalias negativas de precipitação nesses Estados. Porém, a anomalia negativa do vento meridional sobre a Bahia favorece a anomalia positiva de precipitação nesse estado, como visto na Figura 6.1b.

A comparação entre a reanálise e o MCGA mostra que o modelo tende a subestimar a intensidade do padrão de vento e anomalia (Figura 6.4) e também o fluxo e convergência de umidade (Figuras 6.5), porém o escoamento da Amazônia para o Sudeste é capturado pelo modelo. No dia da passagem da frente fria, embora o MCGA também mostre um cavado estendendo-se até o sul de Mato Grosso, este se encontra mais fraco (Figura 6.4c).

O posicionamento do cavado, da pressão mais baixa em superfície sobre a área de estudo, da circulação anticiclônica na dianteira e na vanguarda e o escoamento da região Amazônica para o Sudeste aumentando a convergência de umidade, além da TSM aquecida no Atlântico Subtropical, parecem ser fatores que contribuem para as diferenças de frentes frias que provocam mais ou menos precipitação no Sudeste.

Figura 6.4 - Linha de corrente e anomalia do vento meridional (m/s) em 850 hPa no verão (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA (d) casos secos - MCGA.

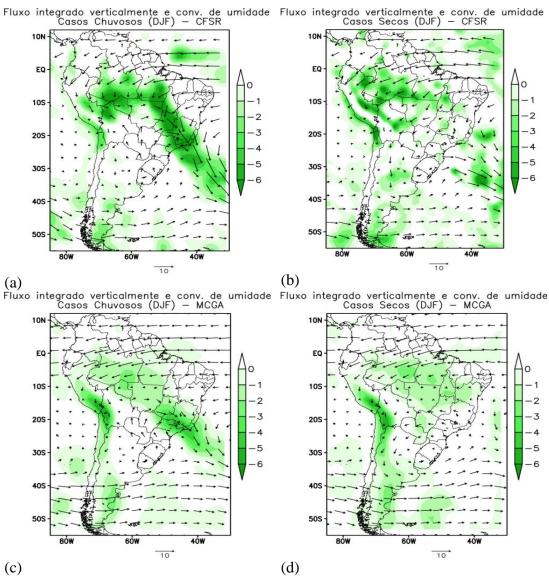


Linhas de corrente do vento em 850 hPa (contorno) e anomalias da componente meridional do vento em 850 hPa em m/s (sombreado). Cores em tons de azul: valores negativos; tons de vermelho: valores positivos.

Na Figura 6.5, observa-se que o transporte de umidade direciona-se da região Amazônica para o Sudeste do Brasil, no caso dos eventos chuvosos, além da contribuição da umidade proveniente do oceano Atlântico, pela circulação da Alta Subtropical do Atlântico, como discutido acima. Nos eventos extremos de chuva essa umidade converge para parte do Norte, Centro-Oeste, Sudeste e Atlântico Sul (Figuras 6.5a), condição que é representada pelo modelo (Figuras 6.5c). A advecção do ar quente e úmido proveniente da região Amazônica favorece a convergência de massa e umidade sobre toda a Região Sudeste do Brasil e a ocorrência de precipitação intensa. Para estes casos, esta configuração é observada 4 dias antes da entrada do sistema frontal (figura não mostrada). Segundo Kodama (1992), as convergências de dois fluxos de umidade, um fluxo de noroeste e outro, ao longo da borda sudoeste da alta subtropical, podem contribuir para a origem de zonas de convergência, neste caso da ZCAS. Alguns trabalhos como Carvalho et al. (2011) e Herdies et al. (2002) mostram que o escoamento para sudeste vindo da Amazônia influencia positivamente na intensificação da ZCAS e nas anomalias positivas de precipitação na região de atuação desta zona. Nos resultados deste trabalho é visto que esses fluxos também atuam na ocorrência de precipitação intensa associada à passagem de sistemas frontais.

Nos casos secos não é observado esse transporte de umidade para a região, e o modelo também representa essas diferenças entre os dois casos (Figuras 6.5 b-d).

Figura 6.5 - Fluxo e convergência de umidade integrado (kg.m⁻¹.s⁻¹x10⁻⁵) entre 1000-100 hPa no verão (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA (d) casos secos - MCGA.



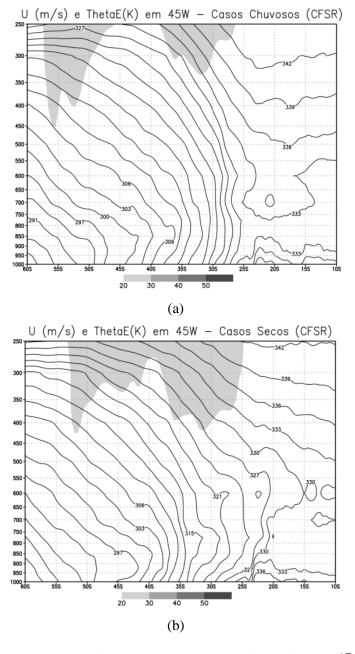
Fluxo de umidade em vetores e convergência de umidade (sombreado) integrado entre 1000-100 hPa.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.6 mostra a seção transversal da média do vento zonal e da temperatura potencial equivalente (Θ_e) em 45°W nos casos chuvosos e secos. Através do Θ_e é possível identificar áreas onde se tem ar quente e úmido (maiores valores) e também a localização do sistema frontal, onde há valores máximos do gradiente de temperatura potencial equivalente. Nota-se que para ambos os eventos o maior gradiente de temperatura encontra-se em torno de 25°S. Os eventos mais chuvosos

mostram valores de Θ_e mais elevados na frente do sistema (acima de 400 - 500 hPa), maior gradiente horizontal (maior contraste entre as massas de ar) e um ambiente mais instável em baixos níveis (decréscimo da temperatura com a altura). Esses fatores podem favorecer a precipitação mais intensa. Para ambos os casos se observa a presença dos jatos Subtropical e Polar.

Figura 6.6 - Seção transversal no campo médio da temperatura potencial equivalente (K) e do vento zonal (m/s) no verão para os casos (a) chuvosos e (b) secos do CFSR.



Seção transversal no campo médio da temperatura potencial equivalente (Θ_e) em K (linhas sólidas) e da velocidade do vento zonal em m/s (sombreado) ao longo da longitude 45°W.

Na figura 6.7 é mostrado o geopotencial e anomalia zonal em 500 hPa e nota-se o padrão de uma onda 6 nos casos chuvosos e 5 nos casos secos, ou seja, ondas mais curtas ao redor dos extratrópicos para os casos chuvosos. Os trens de onda de alta frequência sobre o Pacífico com número de onda 5 e 6 foram discutidos em Cavalcanti e Kayano (1999), associados a sistemas transientes, como zonas frontais.

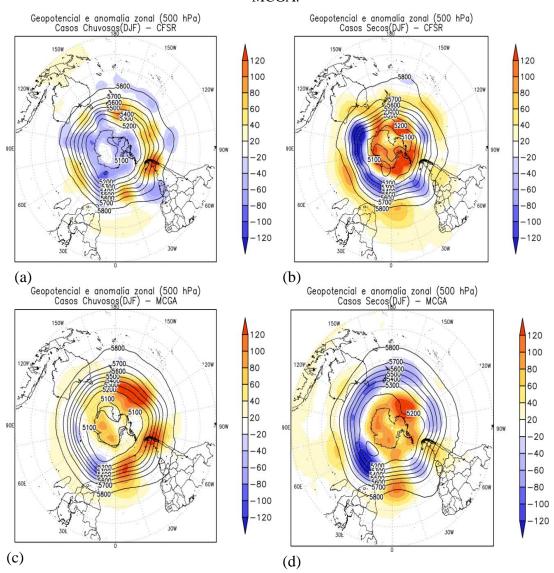
Nos casos secos as anomalias de geopotencial são mais intensas que nos chuvosos. Essa característica é bem representada pelo modelo (Figuras 6.7c e 6.7d). No sul do Brasil é observada uma fase oposta na anomalia de geopotencial entre os casos chuvosos e secos nos dados do CFSR (Figura 6.7a e 6.7b). Nos casos chuvosos o cavado está mais amplificado, atuando na costa sudeste da América do Sul. Observa-se também uma oposição de anomalias positivas e negativas entre latitudes médias e a região polar Sul, em um padrão semelhante ao modo anular (MAS), nos casos de reanálise. Esse padrão é observado em sua fase positiva para os casos chuvosos e negativa para os casos secos. Essa configuração está associada à corrente de jato, a qual pode afetar os transientes (THOMPSON; WALLACE, 2000).

Para os casos chuvosos (Figura 6.7 a), o cavado associado à frente, está no cinturão anular nas latitudes médias, no padrão semelhante à fase positiva do MAS (anomalia negativa na região polar e positiva nas latitudes médias). No caso seco (Figura 6.7 b), o cavado associado à frente faz parte do cinturão anular no padrão semelhante à fase negativa (anomalia positiva na região polar e negativa nas latitudes médias). Essa configuração faz com que o jato fique deslocado para latitudes mais baixas do que na fase positiva, quando o jato fica mais forte nas latitudes altas. Os ventos mais fracos nas latitudes subtropicais podem contribuir para que o cavado possa se aprofundar e ter maior amplitude sobre a América do Sul nos casos chuvosos. Nota-se também a presença de cavados amplificados sobre o Pacífico Sul, ao norte das anomalias positivas nos casos chuvosos, enquanto nos casos secos a anomalia negativa mais intensa está sobre o Oceano Índico. Esta é, climatologicamente, a região das "storms tracks" no Hemisfério Sul (HOSKINS; HODGES, 2005; TRENBERTH, 1991). Nos casos chuvosos, as "storms tracks"

representadas pelas anomalias ciclônicas são distribuídas ao longo do Hemisfério Sul em latitudes mais baixas que nos casos secos.

Em relação ao modelo, nos casos secos (Figura 6.7 b-d), o MCGA, apresenta um padrão similar aos dados de reanálise. Porém, para os eventos chuvosos o modelo não representa bem o padrão.

Figura 6.7 - Geopotencial (m) e anomalia zonal (mgp) em 500 hPa no verão (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA e (d) casos secos - MCGA.



Geopotencial em 500 hPa em mgp (contorno) e anomalia zonal do geopotencial em 500 hPa em mgp (sombreado). Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Na Figura 6.8 observa-se a anomalia temporal de geopotencial em 250 hPa para os dados de reanálise (primeira linha), MCGA (segunda linha) e a diferença entre eles (terceira linha). Para o CFSR, em ambos os casos (secos e chuvosos) nota-se um trem de onda do sul da Austrália até a costa do Sudeste. Nos casos chuvosos (Figura 6.8a) esse trem de onda tem anomalia negativa a sudeste da Austrália e sobre parte do Sul e Sudeste do Brasil. Para os eventos secos o padrão inverso ocorre sobre o Pacífico próximo ao sudeste da Austrália e a anomalia negativa atua sobre o Atlântico, próximo à costa do Sudeste. Nota-se também que o par cristacavado, o qual faz parte do trem de ondas está mais deslocado para leste no caso dos eventos secos.

O MCGA não representa bem as diferenças identificadas entre os dois compostos. O modelo tende a subestimar a anomalia no sudeste da Austrália e também no sul da América do Sul e superestimar sobre o Sul do Brasil e Atlântico.

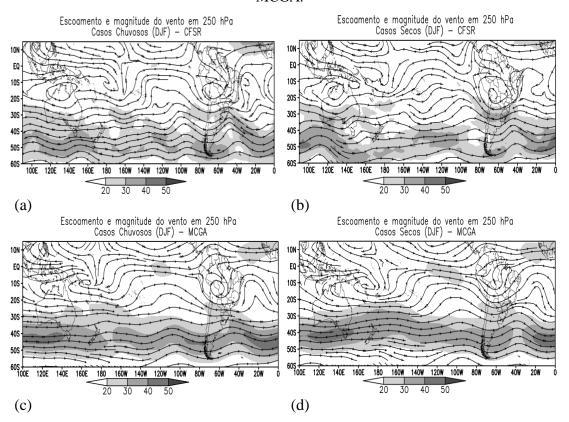
Figura 6.8 - Anomalia de geopotencial em 250 hPa (m) e a diferença entre o MCGA e CFSR no verão (a) casos chuvosos (b) casos secos

Primeira linha: Anomalia do geopotencial em 250 hPa para o CFSR; segunda linha: ídem a primeira para o MCGA; terceira linha: diferença da anomalia do geopotencial em 250 hPa entre o MCGA e CFSR. Contornos de 20 mgp.

Em altos níveis (Figura 6.9a-b) observa-se a circulação anticiclônica associada à Alta da Bolívia (AB) e um cavado que se estende desde o Atlântico até a Região Nordeste do Brasil (Cavado do Nordeste/Atlântico) tanto para os eventos secos quanto chuvosos. No entanto, nos eventos chuvosos este cavado tropical tem sua borda oeste atuando sobre grande parte do setor norte da Região Nordeste e seu eixo inclinado com orientação NW-SE. Este é um padrão típico dos meses de verão (GAN et al., 2004; LENTERS; COOK, 1997). Nos eventos secos a AB está mais deslocada para sul e para leste não permitindo que o cavado de latitudes médias se amplifique e atue em latitudes mais baixas sobre o continente. A configuração do jato em altos níveis sobre o Pacífico é bastante semelhante nos casos secos e chuvosos. No entanto, nos eventos secos este se encontra um pouco mais intenso. Sobre o sul do Brasil observam-se ventos mais fortes nos casos secos e no Atlântico o jato está mais intenso nos eventos chuvosos entre 60°W-30°W na borda leste do cavado frontal. Além disso, é notada uma difluência no escoamento próximo à área de estudo nos eventos chuvosos. O escoamento difluente gera divergência em altitude, que consequentemente gera convergência de massa em superfície e contribui para a convecção e precipitação.

Os ventos são mais intensos no MCGA do que na reanálise, porém algumas características observadas são simuladas, como a aproximação do cavado do Atlântico para perto do Nordeste, e crista a oeste, nos casos chuvosos.

Figura 6.9 - Escoamento e magnitude do vento (m/s) em 250 hPa no verão (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA e (d) casos secos - MCGA.



Escoamento do vento em 250 hPa (contorno) e magnitude do vento em 250 hPa em m/s (sombreado).

Fonte: Produção do autor.

A convecção e a circulação anômala em altos níveis nos casos chuvosos e secos são mostradas nos compostos de anomalia de ROL e do vento (Figura 6.10). Através da anomalia de radiação de onda longa (ROL), observa-se que nos casos chuvosos (Figura 6.10a) há anomalia negativa com orientação NW-SE desde o Atlântico até parte da Região Norte. Isso é consistente com a pressão mais baixa nessa região. Essa anomalia foi verificada 4 dias antes da entrada do sistema frontal (figuras não mostradas) indicando que já havia convecção próximo à região estudada nos dias anteriores. Essa condição, da presença de maior de umidade no ambiente, diferente dos casos secos (Figura 6.10b), pode ter contribuído para o excesso de precipitação que ocorreu quando a frente passou. A convecção sobre o Nordeste do Brasil está associada à presença do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN). Conforme discutido por Kousky e Gan (1981), esses vórtices ciclônicos se formam ou se intensificam a partir de sistemas frontais fortes de latitudes médias que penetram

nos subtrópicos. Observam-se anomalias positivas de ROL, indicativas de forte subsidência sobre o Sul, parte do Centro-Oeste do Brasil e nordeste da Argentina, depois da passagem da frente, consistente com a anomalia negativa de precipitação sobre essas áreas. Nos eventos secos, as anomalias tem um deslocamento para norte e, portanto a anomalia positiva de ROL atinge também parte do Sudeste do Brasil, indicando menos convecção associada ao sistema frontal.

Na Figura 6.10 também é apresentada a anomalia do vento em 250 hPa, em que se observa nos eventos chuvosos do CFSR, que o cavado associado à frente é parte de um trem de onda que se propaga pelo Pacífico até a América do Sul. Nos casos chuvosos, Figura 6.10a, a anomalia ciclônica no escoamento, associada ao cavado frontal, encontra-se deslocada para oeste sobre o continente, assim como a circulação ciclônica no leste do Nordeste. Este padrão indica o Cavado do Nordeste (CN) mais intenso e com convecção em suas bordas oeste e norte, resultado também do escoamento difluente entre a AB e o CN mostrado na Figura 6.10a. Nos eventos secos essa anomalia está deslocada para o oceano. No Pacífico, ao sul de 35°S, é notada uma alternância entre cristas e cavados com sinais opostos para os casos secos e chuvosos.

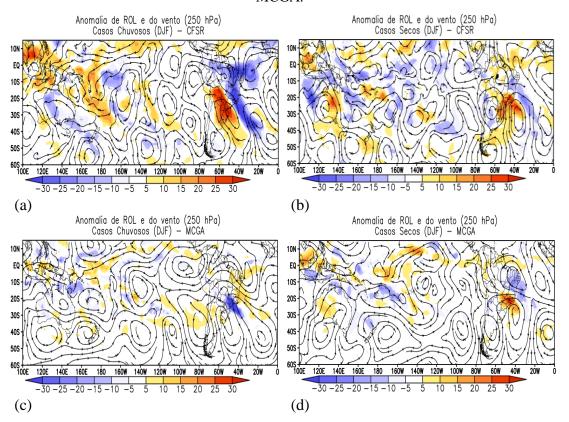
Também se observa o sinal oposto das anomalias de ROL na região da Indonésia, entre os compostos chuvosos e secos (Figura 6.10 a-b), as quais podem ter influência no deslocamento dos centros do trem de onda sobre o Pacífico. Nos casos chuvosos ocorrem anomalias de ROL positivas sobre a Indonésia e Pacífico Leste, opostas às anomalias negativas na região da frente. Nos casos secos as anomalias nessa região da Indonésia são negativas. Essa oposição é semelhante à obtida por Cunnigham e Cavalcanti (2006) em análises da influência de variabilidade intrassazonal na ZCAS. Nas análises presentes, as configurações obtidas podem indicar influência da variabilidade da convecção tropical dessa região na circulação atmosférica e na formação dos trens de onda também em uma escala de alta frequência.

As anomalias de ROL na região de Indonésia podem ser associadas com a Oscilação de Madden e Julian (OMJ), (MADDEN; JULIAN, 1994). Vários estudos mostraram a influência desta oscilação intrassazonal na convecção e precipitação sobre a América do Sul (por exemplo, CARVALHO et al., 2004; KAYANO;

KOUSKY, 1999; SOUZA et al., 2005). A propagação para leste desta oscilação afeta o setor tropical da América do Sul, enquanto o sudeste da América do Sul é influenciado pelos trens de onda tipo PSA, que são desencadeados pela convecção na região equatorial (CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; MO; PAEGLE, 2001). Sugere-se que a convecção anômala, na região da Indonésia, module a intensidade dos centros de ação do trem de onda, implicando em diferentes intensidades e posições dos centros anômalos sobre o Pacífico Sul nos casos de sistemas frontais chuvosos e secos. Essa sugestão é consistente com os resultados de Blazquez e Solman (2016) que discutem as relações entre a atividade frontal e os padrões de PSA e o impacto nas precipitações sobre a América do Sul. Liebmann et al. (2004) também indicaram que a fase do trem de onda que se origina no Oceano Pacífico em direção à América do Sul pode determinar se a precipitação será intensificada ou não na região de atuação da ZCAS.

O MCGA indica anomalias de ROL sobre o continente semelhante ao observado para os casos secos, porém nos casos chuvosos o dipolo de anomalias Sudeste-Sul observado é mais fraco e o modelo indica um dipolo Sudeste-leste. O modelo também não representa a influência da anomalia de ROL na Indonésia e sua relação com a América do Sul, comportamento também notado por Cavalcanti et al. (2017) em análises com dados observados mensais. Isso pode ser devido ao esquema de parametrização dos processos radiativos e de convecção adotados nessa versão. Entretanto o modelo simula o cavado mais deslocado para o oceano no composto seco, consistente com o observado.

Figura 6.10 - Anomalia de ROL (W/m²) e do vento (m/s) em 250 hPa no verão (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA e (d) casos secos - MCGA.



Anomalia da radiação de onda longa em W/m² (sombreado) e anomalia do vento em 250 hPa (linha de corrente Cores em tons de azul: valores negativos; tons de laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

6.1.2. Primavera

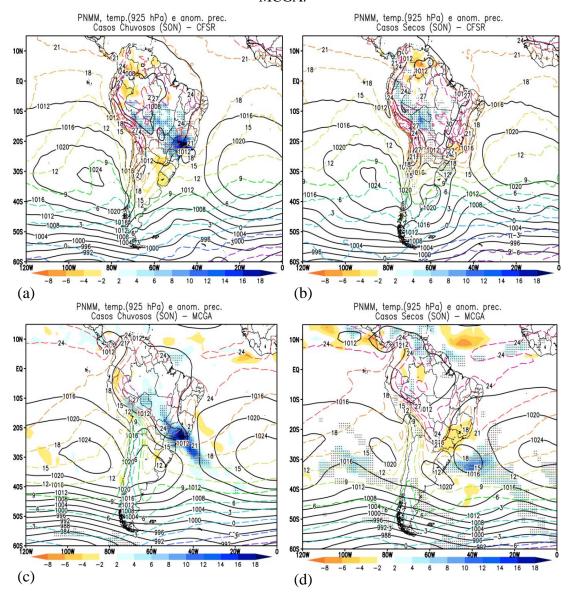
A Figura 6.11 mostra a PNMM e anomalia de precipitação para os meses de SON. Nota-se nos casos secos (Figura 6.11b) a alta pressão pós-frontal sobre grande parte do Chile e Argentina. A ASAS encontra-se mais deslocada para leste nos eventos chuvosos (Figura 6.11a). É observada, principalmente nos casos que provocam precipitação significativa, uma ampla área de baixa pressão sobre grande parte do Brasil Central até o litoral de São Paulo que se alinha com a baixa associada ao sistema frontal no Atlântico. Esse alinhamento de áreas de baixa pressão que se estende da Amazônia até o oceano favorece a convergência de umidade de latitudes mais baixas em direção ao Sudeste. A entrada de sistemas frontais nessa época do

ano pode influenciar a variabilidade da convecção tanto nos trópicos quanto subtrópicos (SIQUEIRA; MACHADO, 2004).

A anomalia de precipitação é positiva na Região Sudeste do Brasil e negativa no Uruguai, sul do Paraguai e áreas próximas da Argentina nos eventos chuvosos, e nos casos secos esse padrão se inverte. Nos eventos chuvosos as anomalias positivas de precipitação se estendem na direção noroeste, atingindo áreas do centro-oeste e da Amazônia, enquanto nos eventos secos, as anomalias positivas se concentram no sul e no sudoeste da Amazônia.

Em relação às temperaturas, nota-se que o gradiente é mais intenso nos casos chuvosos e a isoterma de 15°C atinge o sul de Santa Catarina nos eventos extremos e o Uruguai nos casos secos. O MCGA indica temperaturas mais baixas em parte do Sul e Sudeste do Brasil nos casos secos e similares à reanálise nos eventos chuvosos, por exemplo, a isolinha de 15°C no sul de Santa Catarina e a de 20°C em São Paulo.

Figura 6.11 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) (contorno), temperatura em 925 hPa (contorno tracejado) e anomalia de precipitação (mm/dia) na primavera (a) casos chuvosos - CFSR/CPC (b) casos secos- CFSR/CPC (c) casos chuvosos - MCGA (d) casos secos - MCGA.



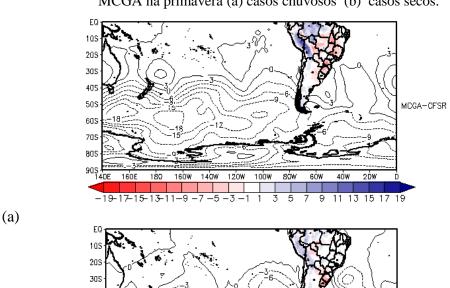
Pressão ao nível médio do mar em hPa (linha em contorno), anomalia de precipitação em mm/dia (sombreado) e temperatura em 925 hPa em °C (linha tracejada). Áreas com 95% de significância estão pontilhadas (teste t-student). Cores em tons de azul: valores positivos; tons de laranja: valores negativos.

Fonte: Produção do autor.

O MCGA simula razoavelmente bem o padrão da pressão ao nível médio do mar nos casos chuvosos, na primavera (Figura 6.11c). Nos casos secos apresenta um sistema de baixa pressão sobre o oceano próximo à costa de São Paulo, o qual não é

identificado nos dados de reanálise e por isso há uma subestimativa da PNMM (Figura 6.12b) nessa área. É observado também uma subestimativa no sul da América do Sul e sobre o Pacífico sudoeste e sudeste nos eventos secos. Para os extremos chuvosos o modelo mostra pressões mais baixas em todo o Pacífico ao sul de 40°S (Figura 6.12a). Sobre partes do Atlântico o MCGA superestima a PNMM em relação à reanálise. O padrão da anomalia de precipitação é bem simulada pelo MCGA. No entanto, nos dois casos (secos e chuvosos) o modelo subestima a chuva no sul do Brasil e superestima na Amazônia (Figura 6.12).

Figura 6.12 - Diferença da PNMM (hPa) e da precipitação (mm/dia) entre o CFSR-CPC e MCGA na primavera (a) casos chuvosos (b) casos secos.



10S 20S 30S 40S 90 40S 90 14DE 160E 180 160W 140W 120W 100W 80W 60W 40W 2DW D -19-17-15-13-11-9-7-5-3-1 1 3 5 7 9 11 13 15 17 19

Diferença da pressão ao nível médio do mar em hPa (linha em contorno) e da precipitação em mm/dia (sombreado) entre o MCGA e o CFSR-CPC. Cores em tons de rosa: valores negativos; tons em azul: valores positivos.

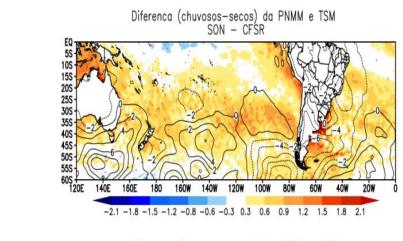
Fonte: Produção do autor.

(b)

Na Figura 6.13 é mostrada a diferença da PNMM e da TSM entre os eventos chuvosos e secos para a reanálise (Figura 6.13a) e os dados do MCGA (Figura 6.13b). Nos eventos chuvosos a pressão é mais baixa sobre parte do Sudeste e sul da Argentina e ligeiramente mais alta sobre a região das altas pressões

semipermanentes do Pacífico e do Atlântico. O MCGA mostra diferenças maiores entre os eventos chuvosos e secos. Nos casos mais intensos de precipitação associada à frente fria há uma ampla região sobre o Atlântico Sul e também sobre o Brasil central com pressões mais baixas. Enquanto sobre o Pacífico sudeste e sul da América do Sul a pressão é bem mais alta. A TSM é mais alta no Pacífico e Atlântico subtropicais nos casos chuvosos do que nos casos secos, e destaca-se a região próxima à costa sudeste da América do Sul. As diferenças são maiores para os resultados do modelo. A TSM mais alta nos casos chuvosos pode implicar em maior disponibilidade de umidade na atmosfera para alimentar os sistemas frontais.

Figura 6.13 - Diferença da PNMM (hPa) e da TSM (°C) entre os casos chuvosos e fracos na primavera para (a) CFSR (b) MCGA.

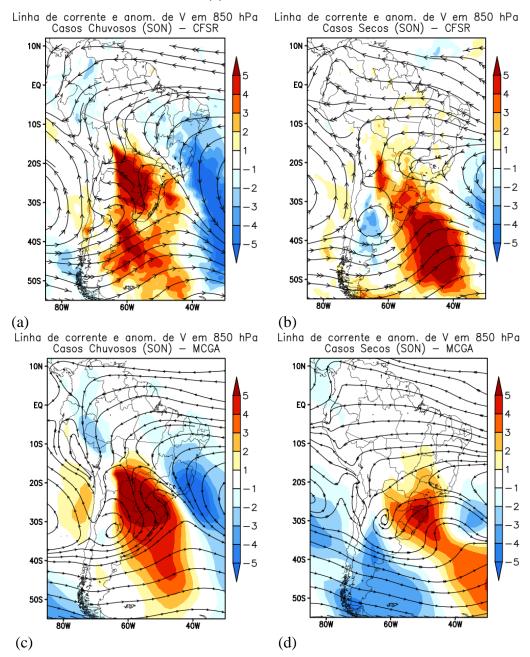


Diferença da pressão ao nível médio do mar em hPa (linha em contorno) e da anomalia da temperatura da superfície do mar em °C (sombreado) entre os casos chuvosos e secos. . Cores em tons de azul: valores negativos; tons em vermelho: valores positivos.

O escoamento em 850 hPa (Figura 6.14a) nos eventos chuvosos do CFSR mostra o cavado frontal próximo à superfície sobre o centro-sul do Brasil e com isso nota-se que as anomalias positivas do vento meridional atingem latitudes mais ao norte em comparação aos eventos secos. Observa-se também que nos eventos chuvosos há escoamento da região do Atlântico tropical sul para o interior do continente, girando para a região Sudeste e favorecendo o transporte de umidade da Região Amazônia em direção ao Sudeste. Este escoamento de quadrante norte favorece o aporte de umidade sobre a área em estudo que associado à passagem do sistema frontal provoca chuvas mais significativas. Nos casos secos (Figura 6.14b) o escoamento na região tropical do Atlântico é menos intenso e dirigido para o norte da América do Sul e não há deflexão para o Sudeste. O modelo representa bem essas diferencas no escoamento.

A confluência dos ventos em baixos níveis atinge o Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais nos eventos chuvosos (Figura 6.14a). Essas regiões ficam mais propícias à ocorrência de precipitação, como pode ser verificado na anomalia de precipitação que é mais intensa nas áreas citadas. Nos casos secos a borda leste do cavado, o qual favorece a convergência do vento em baixos níveis, e a confluência, encontram-se mais ao sul consequentemente a precipitação também é deslocada para sul.

Figura 6.14 - Linha de corrente e anomalia do vento meridional (m/s) em 850 hPa na primavera (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA (d) casos secos - MCGA.



Linha de corrente do vento em 850 hPa (contorno) e anomalia da componente meridional do vento em 850 hPa em m/s (sombreado). Cores em tons de azul: valores negativos; tons de vermelho: valores positivos.

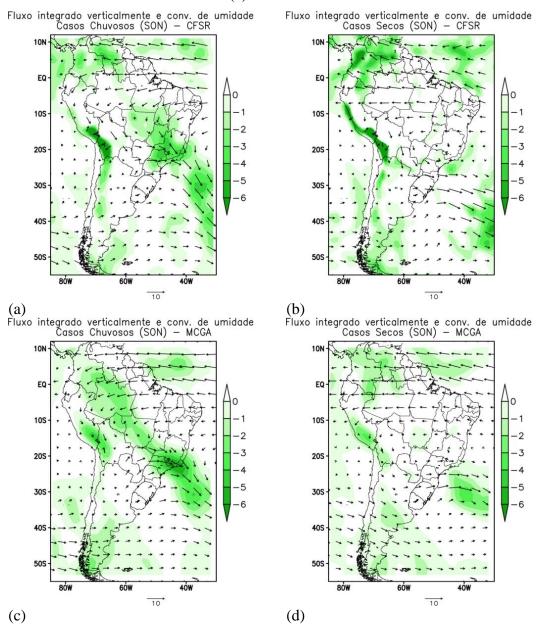
Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.15 mostra o transporte de umidade para os casos chuvosos e secos. Observa-se que nos casos extremos de chuva, Figura 6.15a, há uma intensificação do fluxo de umidade de noroeste na faixa entre 10°S e 25°S, da Região Amazônica

para o Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. Essa característica é frequentemente observada no início da estação chuvosa nessas áreas (Nogués-Peagle et al., 2002), quando podem ocorrer os primeiros eventos de ZCAS a partir da entrada de um sistema frontal. Nesta época do ano, a superfície terrestre começa a receber maior intensidade de radiação solar, a qual favorece o aumento da temperatura, que associada à presença de umidade na atmosfera contribui para ocorrência de chuvas. O contraste do ar mais frio trazido pela frente fria com uma atmosfera um pouco mais aquecida também favorece a ocorrência de chuvas mais intensas. Nos casos secos (Figura 6.15b) o fluxo de umidade de norte vai em direção à Bolívia, nordeste da Argentina, Paraguai e oeste da Região Sul do Brasil. Nos dias anteriores à passagem da frente fria não foi observada umidade na Região Sudeste do Brasil nos eventos secos (figuras não mostradas). Porém, nos casos chuvosos, principalmente, sobre o interior de São Paulo e Minas Gerais foi notada a presença do fluxo de umidade na camada atmosférica até 4 dias antes. Neste caso, o conteúdo de umidade parece ser um fator que contribui para a ocorrência ou ausência da precipitação intensa quando há entrada de uma frente fria. Neste sentido, sugere-se que há uma associação de processos termodinâmicos com o processo dinâmico. Seluchi et al. (2017), em uma análise de frentes frias que provocam chuva intensa no leste de Santa Catarina, mostraram que a advecção de calor e umidade desde a Amazônia combinada com a aproximação do cavado frio em níveis médios, associado à frente fria, aumenta gradativamente a instabilidade termodinâmica sobre o leste de Santa Catarina.

Em comparação com os casos do CFSR nota-se que o MCGA nos eventos secos e chuvosos (Figura 6.15 c-d) subestima a umidade sobre o continente, no entanto, mostra o padrão na direção do fluxo similar à reanálise.

Figura 6.15 - Fluxo e convergência de umidade integrado (kg.m⁻¹s⁻¹x10⁻⁵) entre 1000-100 hPa na primavera (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA (d) casos secos - MCGA.



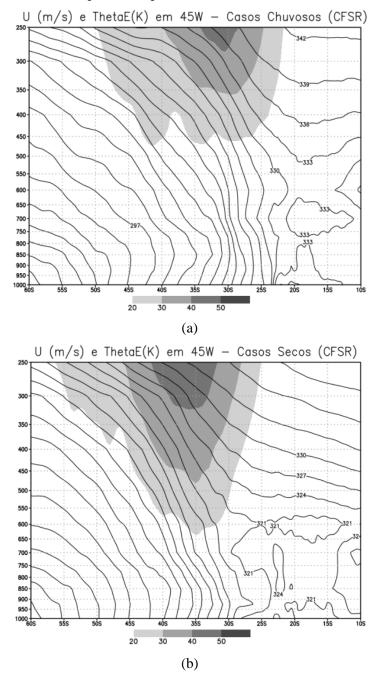
Fluxo de umidade em vetores e convergência de umidade (sombreado) integrado entre 1000-100 hPa.

Fonte: Produção do autor.

Através da seção transversal da média do vento zonal e de Θ_e , Figura 6.16, nota-se que os eventos chuvosos apresentam a frente um pouco mais ao norte, maior gradiente de Θ_e , rampa frontal mais inclinada e valores mais elevados acima de 500 hPa que nos eventos secos. Nos eventos secos, o jato em altos níveis é mais intenso

e os ventos fortes também atingem níveis mais baixos. Assim, como observado nos meses de verão, o padrão apresentado nos eventos chuvosos favorece a ocorrência de chuvas mais intensas.

Figura 6.16 - Seção transversal no campo médio da temperatura potencial equivalente (K) e do vento zonal (m/s) na primavera para os casos (a) chuvosos e (b) secos do CFSR.

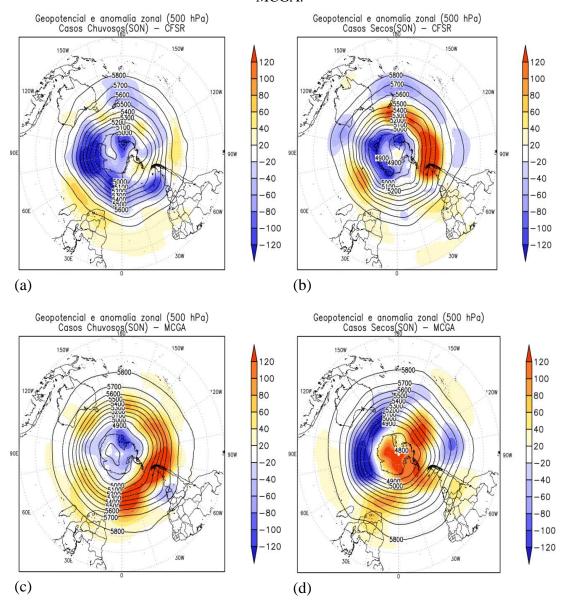


Seção transversal no campo médio da temperatura potencial equivalente (Θ_e) em K (linhas sólidas) e da velocidade do vento zonal em m/s (sombreado) ao longo da longitude 45°W.

Na Figura 6.17 são apresentados o geopotencial e anomalia zonal em 500 hPa. Nos eventos chuvosos (Figura 6.17a) são observadas anomalias negativas sobre o Pólo Sul, que se estendem até latitudes médias, principalmente sobre o Atlântico e Índico. Nos casos secos (Figura 6.17b) nota-se anomalia negativa de geopotencial na região Antártica e positiva em latitudes médias sobre o Pacífico. O cavado frontal sobre o Atlântico encontra-se no cinturão de anomalia positiva nos eventos secos e chuvosos. No entanto, é observado que nos casos com mais chuva as anomalias negativas são mais intensas sobre o Atlântico e Índico, e nos casos com menos chuva, as anomalias positivas são mais fortes sobre o Pacífico. Também nota-se que as anomalias negativas próximas ao sudeste da América do Sul são mais fortes nos casos chuvosos, e nos casos secos, as anomalias positivas se estendem sobre toda a região sudeste, o que pode indicar um cavado frontal menos intenso. A configuração da anomalia de geopotencial sugere a fase positiva do MAS. Vasconcellos (2012) identificou para o mês de novembro um padrão tipo dipolo na anomalia de precipitação, com valores negativos no sul do Brasil e positivo ao norte, na fase positiva do MAS. Esse dipolo encontrado é similar ao mostrado nos compostos dos eventos chuvosos para SON (Figura 6.11a). Vasconcellos (2012) sugere que o resultado encontrado indicaria uma influência do MAS no posicionamento e/ou frequência de ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que pode ocorrer no fim da primavera.

O MCGA representa o padrão da fase positiva do MAS nos eventos chuvosos e a fase negativa nos eventos secos (Figura 6.17c,d.). Porém o padrão é oposto ao que se observou nos eventos secos nas latitudes polares, e nos dois casos nas latitudes médias. Nos eventos chuvosos, o modelo representa a anomalia negativa sobre o sul do Brasil, associado ao cavado frontal.

Figura 6.17 - Geopotencial (m) e anomalia zonal (mgp) em 500 hPa na primavera (a) casos secos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA e (d) casos secos - MCGA.



Geopotencial em 500 hPa em mgp (contorno) e anomalia zonal do geopotencial em 500 hPa em mgp (sombreado). Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

Na Figura 6.18 observa-se a anomalia temporal de geopotencial em 250 hPa para os dados de reanálise e MCGA e a diferença entre eles. Nos dados do CFSR observa-se nos eventos chuvosos (Figura 6.18a) anomalia negativa de geoptencial sobre a Argentina e também sobre a Região Sul do Brasil. Nos casos secos (Figura 6.18b)

há uma predominância da anomalia positiva de geopotencial sobre o centro-sul do Brasil e anomalia negativa sobre o oceano Atlântico na altura da Patagônia, na Argentina. Um trem de onda sobre o Pacífico até a Região Sudeste do Brasil é observado nos eventos chuvosos com anomalias mais intensas sobre a região da Nova Zelândia e no Atlântico (na altura da costa do Uruguai). Os casos secos não apresentam um trem de onda no Pacífico, e a configuração de anomalias mostra a amplificação de uma crista e cavado ao redor do extremo sul da América do Sul. Assim, como mencionado acima, há uma amplificação do cavado sobre o sul do Brasil nos casos chuvosos, e sobre o oceano nos casos secos. A anomalia positiva sobre a costa sul-sudeste do Brasil pode indicar um cavado pouco intenso nos casos secos.

Em relação ao MCGA, o modelo consegue capturar o padrão sobre a América do Sul nos casos chuvosos e mostra um sinal oposto ao CFSR nos eventos secos. O modelo de um modo geral subestima a anomalia sobre latitudes altas no Pacífico Sul e também no Atlântico, próximo à costa da Região Sul e Sudeste, com maior intensidade nos casos secos.

Anom. de Geo. 250 hPa SON (Casos Secos)

SON (Casos Secos)

SON (Casos Secos)

SON (Casos Secos)

Anom. de Geo. 250 hPa SON (Casos Secos)

MCGA

M

Figura 6.18 - Anomalia de geopotencial em 250 hPa (m) e a diferença entre o MCGA e CFSR na primavera (a) casos chuvosos (b) casos secos

Primeira linha: Anomalia do geopotencial para o CFSR; segunda linha: ídem a primeira para o MCGA; terceira linha: diferença entre o MCGA e CFSR. Contornos de 20 mgp.

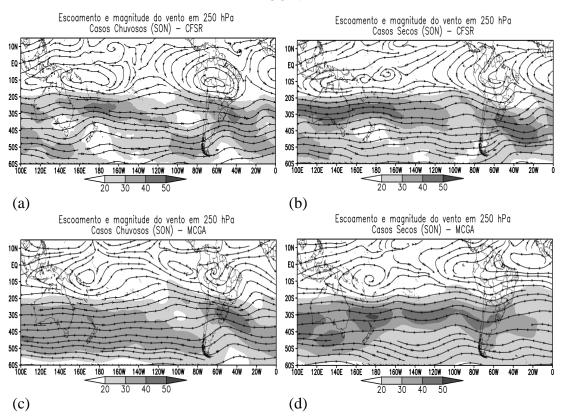
Fonte: Produção do autor.

O escoamento em altos níveis para SON mostra a circulação anticiclônica nos casos chuvosos (Figura 6.19a). Climatologicamente esse é o padrão desta estação do ano, em que já se inicia a estação chuvosa no Sudeste e Centro-Oeste do país. Nos eventos secos a Alta da Bolívia está com pouca intensidade e há atuação de um cavado sobre a região Nordeste. Sobre parte do Sudeste é notada difluência no escoamento, principalmente sobre São Paulo, nos eventos chuvosos (Figura 6.19a). Este padrão, na presença de umidade nas camadas mais baixas da atmosfera, favorece a instabilização da atmosfera e consequentemente o desenvolvimento de convecção. O jato em altos níveis está mais intenso tanto no Pacífico quanto no Atlântico nos eventos com pouca precipitação (Figura 6.19b). Porém, nos eventos extremos de chuva o jato se encontra mais forte sobre a Região Sul do Brasil e atinge latitudes um pouco mais ao norte no oceano quando comparado aos casos

secos. A direção do jato nos eventos que causam mais precipitação favorece o deslocamento da frente fria para o Sudeste enquanto nos casos secos há uma preferência de deslocamento para o oceano. Embora todos os eventos selecionados estejam associados a sistemas frontais, nos casos que provocam pouca precipitação essas frentes podem ser mais oceânicas e/ou mais fracas.

As diferenças entre os dados do CFSR e do MCGA são notadas no escoamento anticiclônico sobre o norte do Brasil e no cavado sobre o Atlântico. O MCGA não indica essa configuração, principalmente nos eventos secos (Figura 6.19d). No Pacífico o escoamento é um pouco mais zonal que o CFSR. Em relação ao jato há uma superestimativa na velocidade do vento, principalmente nos eventos chuvosos.

Figura 6.19 - Escoamento e magnitude do vento (m/s) em 250 hPa na primavera (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA e (d) casos secos - MCGA.

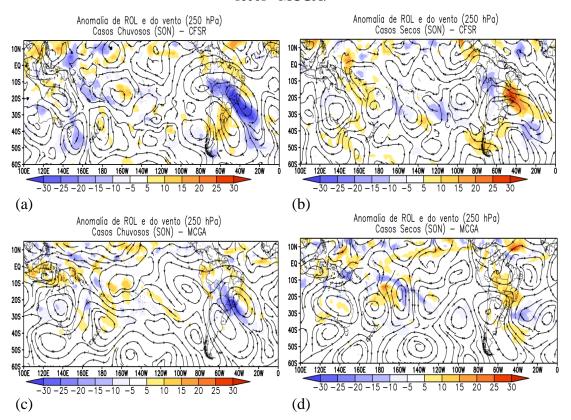


Escoamento do vento em 250 hPa (contorno) e magnitude do vento em 250 hPa em m/s (sombreado).

Na Figura 6.20 observa-se a anomalia de ROL e do vento em 250 hPa. Uma diferença significativa entre os eventos secos e chuvosos está na anomalia de ROL sobre parte do Sudeste e Centro-Oeste. Nota-se que nos casos com mais chuva há anomalia negativa estendendo-se desde o sul do Acre até o Atlântico e positiva tanto ao sul quanto a norte desta região, coerente com a anomalia de precipitação mostrada na Figura 6.11a. Nessa área também é observada a anomalia anticiclônica no escoamento em altos níveis. A anomalia ciclônica associada à frente fria encontra-se sobre parte da Região Sul nos eventos chuvosos e nos casos mais secos, a anomalia na circulação é anticiclônica, ou seja, um cavado frontal enfraquecido em relação aos chuvosos. Resultado semelhante é mostrado em Solman e Orlanski (2010), onde é mostrada uma anomalia anticiclônica sobre o sul da América do Sul entre dois centros ciclônicos: um ao sul (Pacífico sudeste) e outro ao norte (Região Sul e Sudeste do Brasil), em casos de anomalia positiva de chuva no Sudeste brasileiro. Naquele estudo os autores sugerem que a circulação anômala sobre o sudeste do Oceano Pacífico controla o comportamento da propagação de trens de ondas de Rossby sobre a América do Sul. Assim, como no verão, esses centros anômalos fazem parte da propagação de um trem de onda.

Observa-se sobre o sul da Austrália um padrão inverso na anomalia de ROL, assim, como no Pacífico oeste tropical, positiva nos casos secos e negativa nos eventos chuvosos. O MCGA mostra a anomalia de ROL similar ao CFSR, sobre a América do Sul, porém menos intensa. A anomalia do vento em altos níveis também foi bem simulada pelo modelo.

Figura 6.20 - Anomalia de ROL (W/m²) e do vento (m/s) em 250 hPa na primavera (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA e (d) casos secos - MCGA.



Anomalia da radiação de onda longa em W/m² (sombreado) e anomalia do vento em 250 hPa (linha de corrente). Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

6.2. Análise de componentes principais

Para identificar os vários modos das características da PNMM nos dias de ocorrência de sistemas frontais na área de estudo, nos meses de verão, foi aplicada a análise de componentes principais rotacionadas, no modo Varimax, em modo T, como descrito no item 4.2. Tal metodologia é usada, principalmente, com o intuito de identificar os diferentes modos existentes dentro de um campo médio.

A tabela mostra a variância explicada por cada componente do grupo dos eventos chuvosos e secos. A variância acumulada pelas três primeiras componentes explica mais que 70% dos eventos.

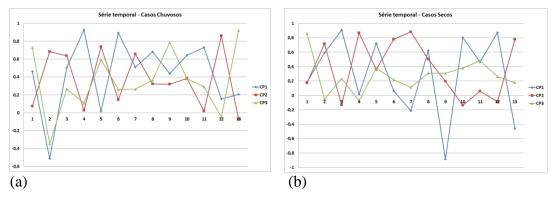
Tabela 6.1 - Porcentagens da variância explicada pelas 3 primeiras componentes para os eventos chuvosos e secos do CFSR.

CPs	Variância (%) Casos Chuvosos	Variância (%) Casos Secos
1	33,2	36,8
2	23,6	28,9
3	22,9	12,9

Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.21 mostra a série das três primeiras componentes para os eventos secos e chuvosos. Observa-se nessa figura em quais componentes estão os maiores valores correlacionados com cada caso.

Figura 6.21 – Evolução diária do padrão temporal para (a) casos chuvosos (b) casos secos



A linha em azul corresponde a primeira componente, em vermelho a segunda e em verde a terceira componente. O eixo horizontal são os casos de frentes frias e o eixo vertical a correlação de cada componente.

Fonte: Produção do autor.

As figuras 6.22 e 6.23 mostram a distribuição espacial das três primeiras componentes da PNMM e os casos observados altamente correlacionados com elas (segunda linha da figura) dos grupos secos e chuvosos. Observam-se centros positivos e negativos, os quais são associados com sistemas de alta e baixa pressão, respectivamente. Para a determinação das situações meteorológicas altamente correlacionadas com as componentes principais foram utilizadas as séries temporais

de "factor loadings" que representam as correlações entre cada variável (situação meteorológica real) e cada componente principal (RICHMAN, 1986). A análise da série de "factor loadings" permite determinar a representatividade das componentes principais como situações sinóticas reais, sendo que valores próximos a 1 representam situações meteorológicas que são similares às componentes principais obtidas (CATTEL, 1978; HARMAN, 1976).

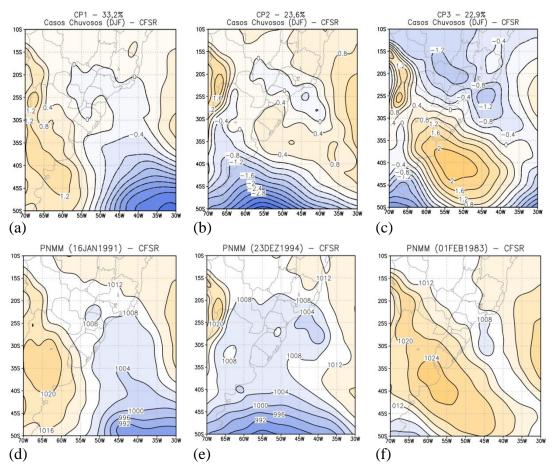
A componente (CP1) que explica a maior parte da variância para ambos os grupos, está relacionada à entrada de frentes frias com uma baixa sobre o Atlântico Sul e um anticiclone pós-frontal sobre a Argentina e oeste do Rio Grande do Sul (Figura 6.22a e 6.23a). A principal diferença entre os grupos que provocam muita chuva e pouca chuva está na posição do ramo frio do sistema, que para os casos chuvosos atinge até o Estado de São Paulo e até o litoral para os eventos secos. A Figura 6.22d mostra o evento chuvoso altamente correlacionado com essa componente. Esse caso (16/01/1991), em uma classificação decrescente do volume de chuva, é o décimo que provocou maior precipitação (32,5 mm no dia do evento). Nos eventos secos, o evento selecionado foi do dia (21/12/1994) e está classificado como o terceiro que provocou menos chuva (volume observado de 2,3 mm). Essa primeira componente é a configuração mais próxima da observada nas análises dos compostos.

A segunda componente (CP2) do grupo seco e chuvoso pode estar associada à formação de ondas frontais com características subtropicais entre dois sistemas de alta pressão. As ondas frontais na América do Sul podem se formar a partir do deslocamento de um cavado na troposfera média e alta que cruza a Cordilheira dos Andes e interage com uma região baroclínica em superfície, como por exemplo, um sistema frontal estacionário (CELEMIN, 1984). No entanto, nos eventos secos, a baixa pressão está mais próxima do litoral. O que se observa também é outro sistema ciclônico na Argentina. Nos eventos secos, o exemplo mostrado na segunda linha (Figura 6.23e) é do dia 05/12/1989 (precipitação acumulada de 7 mm). Para os eventos chuvosos, esse padrão foi o observado no segundo evento mais chuvoso (01/02/1983), inclusive esse é um evento discutido em Vasconcellos e Cavalcanti (2010b) com precipitação intensa em parte do Estado de São Paulo, com volume de chuva acima de 100 mm próximo à Baixada Santista.

No terceiro padrão (CP3) dos eventos chuvosos (Figura 6.22c), a terceira componente apresenta a baixa pressão próxima à costa de São Paulo e a alta pressão atuando sobre o oceano, Argentina, Uruguai e em parte do Sul do Brasil. Essa configuração geralmente está relacionada com episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre o Estado de SP (ESCOBAR; CARVALHO, 2005). Esse foi o padrão verificado no caso com maior volume de precipitação (23/12/1994) dentre os eventos chuvosos selecionados, com volume médio na área de 50 mm diário. No terceiro padrão dos eventos secos são identificadas as frentes frias com a baixa pressão sobre o Atlântico Sul entre as latitudes de 35°- 40°S e uma ampla área de pressões ligeiramente mais baixas próximo ao litoral de São Paulo.

Embora a primeira componente seja a com maior variância, os eventos mais chuvosos ocorreram com a presença de um sistema de baixa pressão próximo ao litoral do Sul e Sudeste do Brasil, configuração apresentada na segunda e terceira componentes. A variância explicada por essas duas últimas componentes mostra valores bem próximos.

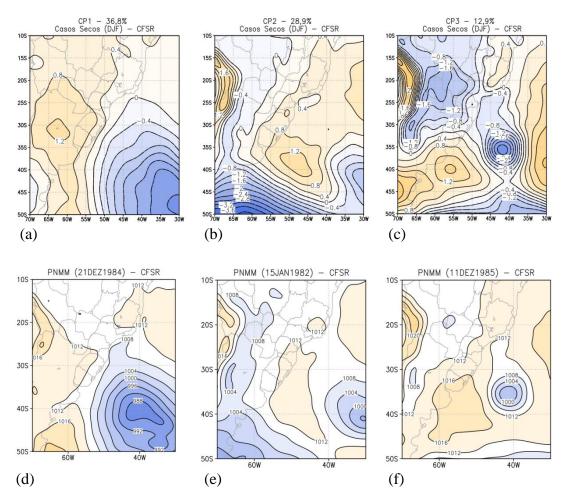
Figura 6.22 - Componentes principais (a,b,c) e situações meteorológicas reais (d,e,f) altamente correlacionada e associadas a frentes frias para os casos chuvosos.



Modos das componentes principais da pressão ao nível médio do mar na primeira linha. Valores positivos em tons de laranja e valores negativos em tons de azul. Na segunda linha são os casos altamente correlacionados da pressão ao nível médio do mar.

Fonte: Produção do autor.

Figura 6.23 - Componentes principais (a,b,c) e situações meteorológicas reais (d,e,f) altamente correlacionada e associadas a frentes frias associadas a frentes frias para os casos secos.



Modos das componentes principais da pressão ao nível médio do mar na primeira linha. Valores positivos em tons de laranja e valores negativos em tons de azul. Na segunda linha são os casos altamente correlacionados da pressão ao nível médio do mar.

Fonte: Produção do autor.

6.3. Sumário

As principais diferenças das características atmosféricas entre os compostos chuvosos e secos foram analisadas neste capítulo. Em baixos níveis, os casos chuvosos, no verão, mostram o centro de baixa pressão, associado ao sistema, mais próximo do continente e a alta pós-frontal mais intensa e deslocada para norte do que nos casos secos. Porém, na primavera, essa alta pressão se encontra mais

intensa nos casos secos e mais deslocada tanto para leste quanto para latitudes mais baixas, ou seja, favorecendo que o cavado frontal se desloque mais para o oceano.

O dipolo na anomalia de precipitação entre o Sul e Sudeste do Brasil, bem como o alinhamento da convecção está presente, nos casos chuvosos, na primavera e no verão. Nestes eventos, há um forte fluxo de umidade de noroeste e do ramo oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul e grande convergência de umidade na região, o que não é observado nos casos secos. A presença de umidade sobre o Sudeste do Brasil foi observada (figuras não mostradas) 4 dias antes da atuação da frente. Esse padrão também foi observado na primavera, porém menos intenso.

A anomalia negativa de ROL é mais intensa sobre o continente nos casos chuvosos e apresenta sinal oposto à região da Indonésia. Os sistemas frontais chuvosos e secos apresentam características das fases do padrão do MAS e OMJ opostas que podem modular os centros anômalos dos trens de onda sobre o Pacífico extratropical. No verão e na primavera, os eventos chuvosos mostram características da fase positiva do MAS. No entanto com anomalias mais intensas em SON. Tanto na primavera quanto no verão foram observados centros anômalos pertencentes a trens de onda, que dependendo do sinal, podem favorecer a intensificação da precipitação sobre a área estudada.

Em níveis altos, as principais diferenças são as posições do cavado frontal, que é amplificado no centro-sul do Brasil nos casos chuvosos.

Em resumo, de um modo geral a entrada de uma frente fria associada a um ambiente com presença de umidade e a fatores dinâmicos, tais como um cavado amplificado em níveis baixos e médios, favorecem a ocorrência de chuva mais intensa.

O modelo representa as características atmosféricas gerais associadas a um sistema frontal, a convergência de umidade e os fluxos, embora mais fracos que a observação. Em Cavalcanti e Raia (2017) foi notado que o modelo tende a subestimar a umidade específica tanto na região Amazônica quanto no Sudeste. Portanto, a subestimativa da convergência de umidade observada nos compostos possivelmente deve-se a essa característica nos dados de umidade específica. O modelo superestima o jato em altos níveis e representa o dipolo de precipitação e

convecção sobre o Brasil, mas a convecção da Indonésia e do Pacífico Ocidental não é simulada. Essa deficiência está possivelmente relacionada com o esquema de radiação e convecção do modelo. Análises adicionais são necessárias para investigar esses erros.

Em relação às configurações dos sistemas frontais, no campo da PNMM no verão, foram identificados 3 padrões principais, sendo dois deles com a presença de uma baixa pressão sobre o oceano próximo à costa do Sul e Sudeste do Brasil nos casos mais chuvosos.

7 PADRÕES DE TELECONEXÕES

Neste capítulo foram estudados os padrões de teleconexão da Oscilação Sul, do modo anular sul, modo transpolar e modo Pacífico-América do Sul. Os índices associados a esses padrões foram calculados utilizando dados da reanálise CFSR e da simulação com o MCGA CPTEC/INPE, de anomalia de pressão ao nível médio do mar e de anomalia de geopotencial em 500 hPa, seguindo a metodologia descrita no Capítulo 4. Os padrões das teleconexões para cada um dos índices foram obtidos a partir dos valores maiores que zero (fase positiva) e menores que zero (fase negativa).

7.1. Oscilação Sul

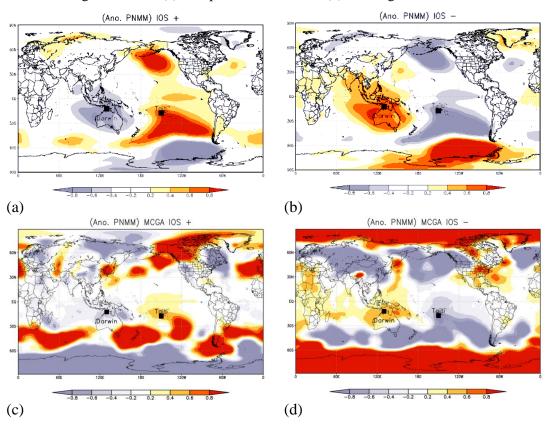
A Oscilação Sul é um fenômeno de grande escala que determina à variabilidade dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial, entre a Costa do Peru e Pacífico Oeste próximo à Indonésia. A resposta atmosférica às mudanças da TSM se dá através das modificações nas células de Hadley e Walker que geram mudanças no regime de chuva/temperatura em muitas partes do globo. A Oscilação Sul pode ser quantificada através de um índice baseado em anomalias da pressão ao nível médio do mar (Índice de Oscilação Sul - IOS). Neste trabalho foi calculada apenas a componente atmosférica.

7.1.1. Índice de Oscilação Sul

O IOS é caracterizado pela diferença da anomalia normalizada da PNMM entre Taiti e Darwin e está associado à mudança na circulação atmosférica em baixos níveis da atmosfera. O IOS é considerado positivo quando a pressão em superfície está mais alta no Pacífico Central (Taiti) e mais baixa no Pacífico Oeste (Darwin). Nessas condições o movimento ascendente do ar favorece a intensificação da convecção sobre a Indonésia e norte da Austrália. Na fase negativa ocorre o oposto no padrão da pressão ao nível médio do mar e consequentemente no padrão dos ventos e na circulação da célula de Walker. Diante disso, é observado movimento ascendente no Pacífico Central e Leste e movimento descendente em parte da Amazônia e do Nordeste do Brasil. A Figura 7.1 mostra o padrão negativo e positivo do IOS calculados com os dados do CFSR. O IOS é a componente atmosférica do fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS). Em relação às

diferentes configurações espaciais das anomalias de TSM no Pacífico Tropical, alguns autores denominaram tipos de El Niño, como El Niño Canônico e Modoki (ASHOK et al., 2007), Central e Leste (TEDESCHI et al.; 2015; YU; KIM, 2013). Um El Niño denominado como canônico ocorre quando esse se origina no Pacífico Tropical leste; e o El Niño Modoki quando há anomalias positivas no Pacífico Tropical central próximo da região de Niño 4 e negativas a noroeste e a sudeste desta área. No Brasil, o fenômeno ENOS influencia preferencialmente as Regiões Norte, Nordeste e Sul, nos casos de ENOS canônico, quando as anomalias de TSM ocorrem na parte leste do Pacífico equatorial. Em anos de El Niño canônico, a Região Sul apresenta precipitação abundante e há diminuição das chuvas na Região Nordeste e oeste da Amazônia (GRIMM, 2003; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987). Em anos de La Niña canônica há excesso de chuvas no norte do Nordeste e condições secas na Região Sul (GRIMM, 2004).

Figura 7.1 - Anomalia da PNMM (hPa) para o índice IOS (a) fase positiva - CFSR (b) fase negativa-CFSR (c) fase positiva - MCGA e (d) fase negativa - MCGA.

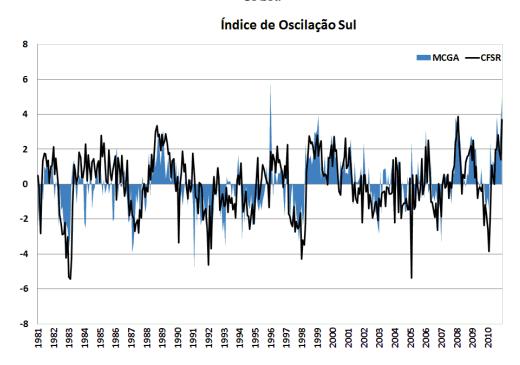


Anomalia da pressão ao nível médio do mar em hPa. Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 7.2 mostra o IOS calculado com os dados do CFSR e MCGA. Nota-se que o modelo representa relativamente bem o valor do IOS em relação ao CFSR com um coeficiente de correlação próximo a 0,6. Porém, em alguns anos mostra sinal contrário. No entanto, os picos negativos mais intensos (atuação do fenômeno El Niño) de 1982/1983, 1990/1993 e 1997/1998 e picos positivos (atuação da La Niña com intensidade forte) de 1988/1989, 1998/2000 e 2008 são bem reproduzidos pelo modelo.

Figura 7.2 - Índice de Oscilação Sul (IOS) mensal no período de 1981-2010 do MCGA e CFSR.



Linha em contorno preto: CFSR; sombreado em azul: MCGA.

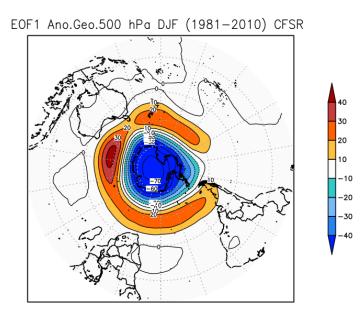
Fonte: Produção do autor.

7.2. Modo Anular Sul (MAS)

O modo anular é caracterizado por estruturas zonalmente simétricas com sinais opostos entre a região Antártica e a latitude de 45°S (THOMPSON; WALLACE, 2000). A configuração do MAS pode ser obtida usando dados da pressão ao nível médio do mar ou altura geopotencial. Segundo Thompson e Wallace (2000) o MAS pode ser observado também através do primeiro modo da EOF em diferentes campos atmosféricos tais como a pressão ao nível médio do mar, temperatura em

superfície, altura geopotencial e vento zonal. A Figura 7.3 mostra o exemplo do MAS através da EOF. Este padrão pode ser quantificado através de um índice que tem como resultado valores positivos e negativos que indicam as fases positiva e negativa do MAS. Ho et al. (2012) mostram diferentes metodologias para o cálculo do índice do modo anular e neste estudo adotaremos um deles, que é o proposto por Gong e Wang (1999).

Figura 7.3 - Padrão do Modo Anular Sul obtido do primeiro modo da EOF da anomalia do geopotencial (m) em 500 hPa.



Primeira EOF da anomalia do geopotencial em 500 hPa em mgp. Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

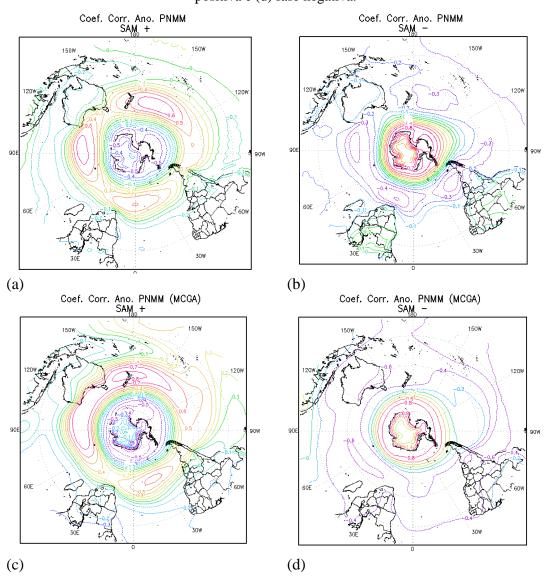
Fonte: Produção do autor.

7.2.1. Índice do MAS (IMAS)

O IMAS neste estudo foi calculado a partir da média zonal normalizada da anomalia da pressão ao nível médio do mar em duas latitudes (40°S e 65°S), como descrito no capítulo 4. O cálculo do índice foi feito com os dados mensais e diários. A Figura 7.4 exemplifica as fases positiva e negativa do MAS calculados com os dados mensais do CFSR e MCGA no período entre 1981-2010 através da correlação entre a média zonal da PNMM em 40°S com todos os pontos de grade e o mesmo com a PNMM em 65°S. Na fase positiva (Figura 7.4a e 7.4c) observa-se uma oposição entre as anomalias negativas sobre a Antártica e positivas em

latitudes médias e vice-versa na fase negativa (Figura 7.4b e 7.4d). Nota-se que o modelo simula bem o padrão do MAS. As variações nas anomalias de pressão na região dos pólos (altas latitudes) e na região de latitudes médias tem implicações na intensificação ou enfraquecimento dos ventos de oeste. O índice positivo (pressão na região polar mais baixa que o normal) está associado ao fortalecimento do jato polar e enfraquecimento do jato subtropical e consequentemente a tendência é dos sistemas transientes ficarem mais perto da região Antártica. O índice negativo (pressão mais baixa que o normal em latitudes médias) está associado ao enfraquecimento dos ventos de oeste (jato polar menos intenso e fortalecimento do jato subtropical). Alguns estudos mostram a relação do MAS com o deslocamento de ciclones (REBOITA et al. 2009) e extremos de chuva (VASCONCELLOS; CAVALCANTI, 2010a).

Figura 7.4 - Coeficiente de correlação da média zonal da pressão ao nível médio do mar em 40°S e 65°S para o MAS do CFSR (a) fase positiva (b) fase negativa e do MCGA (c) fase positiva e (d) fase negativa.



Coeficiente de correlação da média zonal da pressão ao nível médio do mar entre a latitude de 40°S e 65°S.

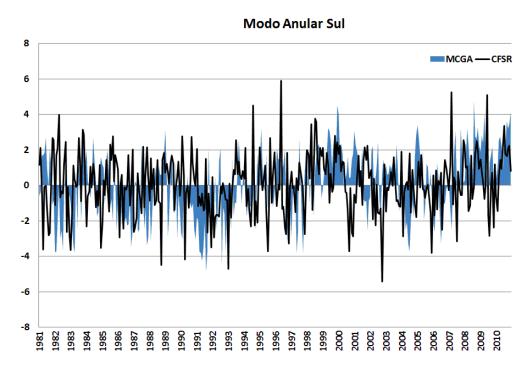
Fonte: Produção do autor.

O índice mensal do MAS calculado para o CFSR e MCGA é visto na Figura 7.5. Embora o modelo simule o sinal do índice em alguns anos, a correlação entre a observação e a simulação é baixa, com um coeficiente no valor de 0,15. Embora se note vários períodos coincidentes entre o CFSR e o MCGA, uma possível explicação para o valor baixo do coeficiente de correlação seria o fato de na década de 80, por exemplo, o sinal é contrário em quase todos os meses e no inicio de 90 o

modelo subestima bastante o índice. Essas diferenças interferem no valor da correlação.

Nos dados do CFSR (Figura 7.5), o índice do MAS tem valores máximos positivos nos anos de 1994,1996, 2007 e 2009 e máximos negativos em 1989, 1993 e 2003. O modelo não simula bem esses máximos e mínimos. Gong e Wang (1999) afirmaram que valores mais elevados do índice foram registrados nos anos 80 e 90. Alguns estudos (MARSHALL, 2003; THOMPSON et al., 2000) mostraram uma variabilidade decadal do MAS e tendências positivas significativas a partir da metade da década de 70 até o início de 2000 (período daqueles estudos), particularmente durante o outono e o verão austral. Na Figura 7.5 é possível notar essa tendência positiva nos anos 90 e 2000 nos dados do CFSR e do MCGA.

Figura 7.5 - Valores do índice do Modo Anular Sul (MAS) mensal no período de 1981-2010 do CFSR e MCGA.



Linha em contorno preto: CFSR; sombreado em azul: MCGA.

Fonte: Produção do autor.

Como esse índice leva em conta a média zonal da PNMM em duas latitudes, observa-se na Figura 7.6 que o modelo superestima a PNMM na latitude de 65°S e

subestima em 40°S. Neste sentido, pode-se explicar a baixa correlação entre os índices calculados com os dados de reanálise e do MCGA.

Figura 7.6 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) mensal em (a) 65°S e (b) 45°S.

Pressão ao nível médio do mar do CFSR (linha em azul) e MCGA (linha em vermelho).

Fonte: Produção do autor.

7.3. Modo Transpolar

O modo transpolar é um padrão de teleconexão entre regiões ao sul da Austrália e regiões ao sul da América do Sul. Este padrão mostra sinais opostos em variáveis tais como a pressão e anomalia de geopotencial nessas duas regiões. A configuração deste padrão pode ser vista na Figura 7.7 através dos dados da anomalia de pressão ao nível do mar. Pittock (1980) determinou um índice entre essas duas regiões ao qual chamou de índice transpolar.

7.3.1. Índice Transpolar (TPI)

O índice transpolar foi calculado através da anomalia da pressão ao nível médio do mar na região da Austrália/Nova Zelândia (Hobart) e sul da América do Sul (Stanley), segundo o método mostrado no capítulo 4. Esse índice mostra o deslocamento do vórtice polar, ou seja, valores positivos (negativos) do TPI indicam uma crista (cavado) na região da Austrália e um cavado (crista) no sul da América do Sul (Figura 7.7).

(Ano. PNMM) TPI +

(Ano. PNMM) TPI
(Ano. PNMM) T

Figura 7.7 - Anomalia da pressão ao nível médio do mar (hPa) para o TPI do CFSR (a) fase positiva (b) fase negativa e do MCGA (c) fase positiva e (d) fase negativa.

Anomalia da pressão ao nível médio do mar em hPa. Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

(d)

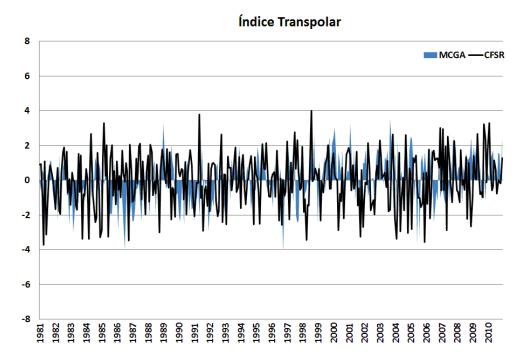
Fonte: Produção do autor.

(c)

O índice transpolar (TPI) foi calculado para avaliar a oscilação do vórtice polar sul no período de 1981-2010. A Figura 7.8 mostra os resultados mensais deste índice para o CFSR e MCGA, onde se observam valores positivos e negativos. Os valores positivos (negativos) indicam pressões mais altas (baixas) no sul da Austrália e mais baixas (altas) no sul da América do Sul. A correlação entre os índices calculados com os dados observados (reanálise) e do modelo é bem baixa, com valor em torno de 0,1, ou seja, o modelo não representa bem esse índice, como pode ser visto também na configuração das fases positiva e negativa. Uma das explicações pode estar nos erros dos valores da pressão ao nível médio do mar nas

localidades de Hobart e Stanley, os quais podem ser vistos na Figura 7.9. Em ambas as localidades os dados do CFSR estão próximos aos dados observados nas estações de Stanley e Hobart, enquanto o MCGA subestima os valores de PNMM, principalmente em Hobart (figura 7.9a).

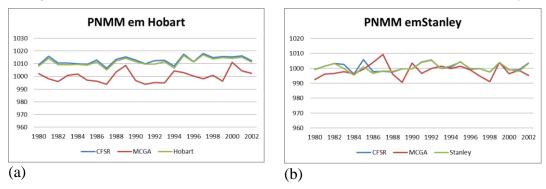
Figura 7.8 - Índice Transpolar (TPI) mensal no período de 1981-2010 do CFSR e MCGA.



Linha em contorno preto: CFSR; sombreado em azul: MCGA.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7.9 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) mensal em (a) Hobart e (b) Stanley.



Pressão ao nível médio do mar provenientes do CFSR (linha em azul), MCGA (linha em vermelho) e das estações de Hobart (linha em verde) e Stanley (linha em verde) obtidos em https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/tpi/.

Fonte: Produção do autor.

7.4. Modo Pacífico-América do Sul (PSA)

O padrão do PSA é caracterizado por um trem de onda que ocorre na região do Pacífico até o Atlântico. O PSA pode ser representado pelo segundo e terceiro modos da EOF da anomalia de geopotencial em 500 hPa (MO; GHIL, 1987) ou pelo primeiro e segundo modos da EOF da anomalia de geopotencial temporal e zonal em 200 hPa (CAVALCANTI; SHIMIZU, 2012) ou da anomalia de função de corrente em 200 hPa filtrada na banda de baixa frequência (MO; HIGGINS, 1998), que fornecem o PSA1 e PSA2. Na Figura 7.10 pode-se observar um exemplo da configuração do PSA do segundo modo da EOF da anomalia da altura geopotencial em 500 hPa.

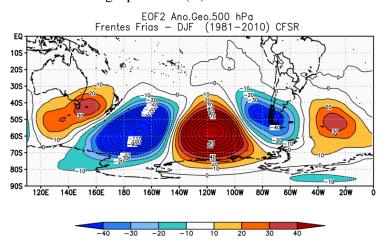


Figura 7.10 - Padrão do PSA obtido do segundo modo da EOF da anomalia do geopotencial (m) em 500 hPa.

Segundo modo da EOF da anomalia de geopotencial em 500 hPa em mgp. Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

7.4.1. Índice do PSA

Segundo descrito no capítulo 4, o índice do PSA foi calculado através da anomalia da altura do geopotencial em 500 hPa em três centros de ação de acordo com cada critério adotado, Karoly (1989), Yuan e Li (2008) e considerando três núcleos positivos e negativos da segunda componente da análise de EOF.

As Figuras 7.11 e 7.12 mostram o padrão positivo e negativo nas diferentes metodologias para o CFSR e MCGA, respectivamente.

Na Figura 7.11a e 7.11b, é mostrado o padrão PSA positivo e negativo com os centros de ação, segundo Karoly (1989). Para essa metodologia vamos adotar a seguinte nomenclatura: PSA (KA). Os centros de ação são localizados em:

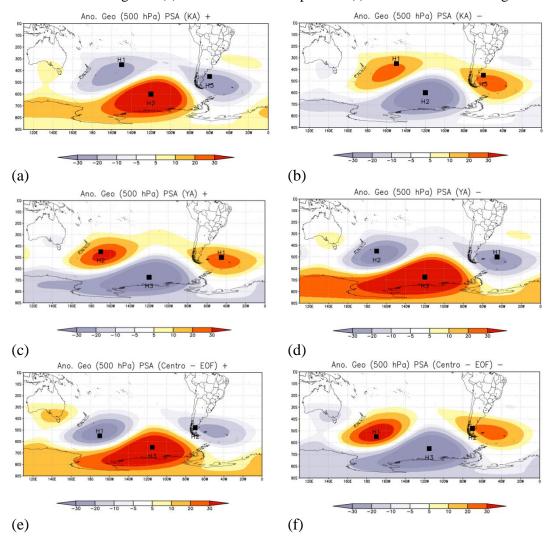
H1: 35°S, 150 °W; H2: 60 °S, 120 °W e H3: 45 °S, 60 °W.

Observa-se que quando o índice é positivo a anomalia de geopotencial é negativa no sul da América do Sul e leste da Nova Zelândia e positiva no mar de Amundsen (oceano Pacífico, próximo à Antártica). O contrário é observado quando o índice é negativo. No Atlântico, próximo à costa do Brasil, nota-se anomalia positiva de geopotencial para PSA +, e anomalia negativa para PSA -. Das três metodologias utilizadas essa foi a única que mostrou anomalia de geotencial próxima à costa do Brasil, a qual pode influenciar o sistema frontal em superfície.

Os centros de ação de acordo com Yuan e Li (2008) são mostrados na Figura 7.11c-d, onde H1: 50°S, 45 °W; H2: 45 °S, 170 °W e H3: 67,5 °S, 120 °W. A nomenclatura utilizada para este índice é PSA (YA). Nota-se que o sinal das anomalias de geopotencial em níveis médios é o oposto da metodologia de Karoly (1989), devido ao cálculo do índice, mostrado no capitulo 4.

Na Figura 7.11e-f os centros obtidos pelos centros da configuração na EOF 2 estão posicionados em H1: 55°S, 170 °W; H2: 48°S,70°W e H3: 65°S, 115°W. Neste estudo a metodologia é denominada PSA (Centro-EOF).

Figura 7.11 - Anomalia do geopotencial (mgp) em 500 hPa para o PSA segundo critérios de (a) Karoly – fase positiva (b) Karoly – fase negativa (c) Yuan e Li – fase positiva (d) Yuan e Li – fase negativa (e) Centros EOF – fase positiva (f) Centros EOF – fase negativa.

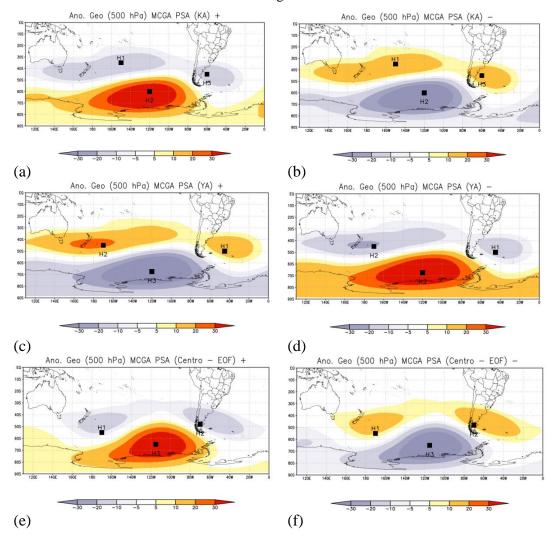


Anomalia de geopotencial em 500 hPa em mgp. Cores em tons de azul: valores negativos; tons de laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

Análises semelhantes foram feitas para o MCGA e observa-se que o modelo simula bem o padrão do PSA (Figura 7.12).

Figura 7.12 - Anomalia do geopotencial (m) em 500 hPa do MCGA para o PSA segundo critérios de (a) Karoly – fase positiva (b) Karoly – fase negativa (c) Yuan e Li – fase positiva (d) Yuan e Li – fase negativa (e) Centros EOF – fase positiva (f) Centros EOF – fase negativa.

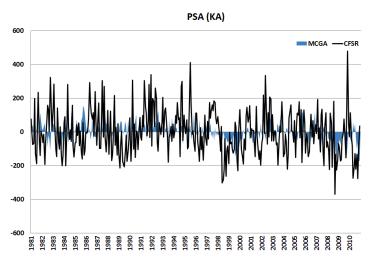


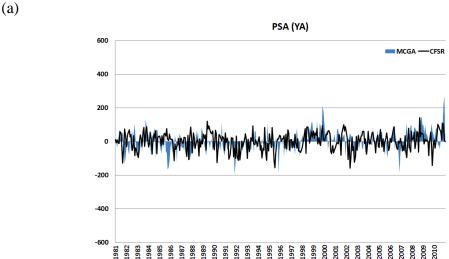
Anomalia de geopotencial em 500 hPa em mgp. Cores em tons de azul: valores negativos; tons de laranja: valores positivos.

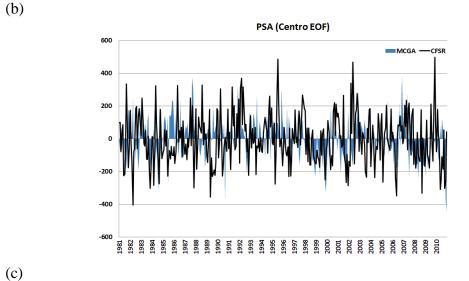
Fonte: Produção do autor.

O índice do PSA calculado das 3 maneiras citadas, através dos dados do CFSR e MCGA, são apresentados na Figura 7.13. Nota-se que o MCGA subestima a amplitude do índice segundo PSA (KA) (Figura 7.13a) e PSA (Centro-EOF) (Figura 7.13c). De qualquer forma, para os diferentes cálculos deste índice não há correlação significativa entre os dados observados e o MCGA, com valores de 0,05 (PSA-KA), 0,12 (PSA-YA), 0,08 (PSA-Centro-EOF).

Figura 7.13 - Valores do índice Pacífico-América do Sul (PSA) mensal no período de 1981-2010 do CFSR e MCGA para as metodologias (a) PSA(KA), (b) PSA(YA) e (c) PSA (Centro EOF).







Linha em preto: CFSR; sombreado em azul: MCGA.

Fonte: Produção do autor.

7.5. Correlação entre os índices de teleconexão com episódios de frentes frias

Nesta seção é mostrada a correlação entre os valores mensais dos diferentes índices de teleconexão com a frequência de frentes frias em cada mês no período entre 1981-2010. Outra análise de correlação foi feita com os episódios de frentes associadas aos eventos secos e chuvosos.

Em todas as análises de correlação foi utilizado o teste t-student para comprovar se o coeficiente de correlação encontrado tem significância estatística ao nível de confiança de 90%.

7.5.1.Índices de teleconexão e frequência de frentes frias

As correlações entre a frequência de frentes frias e os índices de teleconexão são mostrados nas tabelas 7.1 e 7.2 para os dados do CFSR e MCGA respectivamente. A frequência de frentes frias foi contabilizada para cada mês para os anos de 1981-2010 e foi verificado o valor do índice mensal correspondente. Portanto, as duas amostras correlacionadas são a frequência mensal e os valores dos índices mensais de 30 anos de dados. Os valores podem ser positivos ou negativos. Não foram observados para este período valores iguais a zero na amostra de dados. Posteriormente foi considerada como fase positiva dos índices os valores maiores que zero e fase negativa os menores que zero.

Para todos os índices analisados, através do teste t-student foi observado que os valores dos coeficientes de correlação superiores a 0,3 têm significância estatística de 90%.

Portanto, em relação à influência do IOS no número de frentes frias observam-se valores baixos de correlação em quase todos os meses entre setembro e fevereiro e para o MCGA apenas o mês de outubro. Em Andrade (2005) não foi observado um padrão para números máximos ou mínimos de sistemas frontais em eventos de El Niño e La Niña. Fedorova e Carvalho (2000), observaram que quantidade de dias com frentes frias na faixa de latitudes entre 20°S e 40°S foi aproximadamente igual nos anos El Niño, La Niña e Normal. No entanto, os autores encontraram que nos meses em que o El Niño encontrava-se mais ativo houve mais frentes no Rio Grande do Sul e Uruguai. Resultado contrário foi encontrado por Pereira et al.

(2011) em uma análise para cidades do litoral gaúcho, onde foi observado que ocorreu uma diminuição na quantidade de frentes frias em anos de El Niño e aumento no número de frentes frias em todas as estações do ano em anos de La Niña. Tanto Fedorova e Carvalho (2000) quanto Pereira et al. (2011) analisaram apenas um ano de ocorrência de cada fase do fenômeno ENOS, o que talvez justifique as diferenças encontradas.

Para o TPI o CFSR apresenta correlação significativa com sinal negativo entre as amostras nos meses de janeiro (correlação bem alta) e fevereiro. Neste contexto, para correlações negativas, conclui-se que quando o TPI é positivo (negativo) há menos (mais) frentes no Sudeste. O TPI negativo significa pressões mais baixas no sul da Austrália e mais altas no Atlântico Sudoeste. Assim, a pressão mais alta nesta região, pode indicar uma crista em altos níveis amplificada a oeste da América do Sul (observada nos compostos de verão dos casos chuvosos) e a consequente intensificação de um cavado a jusante. Essa condição proporcionaria maior frequência de sistemas frontais no Sudeste em janeiro e fevereiro. O MCGA indica que no mês de fevereiro há correlação significativa entre a frequência de frentes e o TPI, com valor negativo, consistente com o observado.

Na correlação da frequência de frentes frias com o MAS, não foram verificados valores significativos nos dados do CFSR. O modelo mostra correlação significativa negativa em janeiro e positiva em outubro. Uma correlação negativa deste índice indica que em sua fase positiva (negativa) há menos (mais) frentes no Sudeste. De acordo com Reboita et al. (2009) na fase negativa do MAS há uma tendência dos ciclones em todo o Hemisfério Sul mover-se mais para norte que na fase positiva, pois o jato subtropical funciona como uma guia de ondas e este desloca-se para norte, logo, favorece a propagação dos ciclones para o sudeste da América do Sul (CARVALHO et al., 2005). Foi notado também em Reboita et al. (2009) que no setor da América do Sul e Atlântico Sul há uma intensa atividade frontogenética, concordando com o maior número de frentes na fase negativa do MAS.

Quanto ao PSA, dezembro é o mês em que este índice tem correlação positiva significativa com a frequência de frentes, nas análises com o CFSR, usando a metodologia do PSA(EOF). O sinal inverso entre PSA (YA) e os outros dois índices é devido ao fato que os sinais das anomalias nos centros de ação são opostos (vide figura 7.11). Nesta análise a correlação é feita levando em conta o sinal do índice mensal e a frequência de frentes em cada mês. Neste sentido tem-se que a correlação positiva significa que quando o índice do PSA é positivo (negativo) há mais (menos) frentes que passam na região de estudo. Na configuração do padrão positivo há anomalia negativa de geopotencial no sul da América do Sul e no leste da Nova Zelândia (vide figura 7.11e). A configuração de um cavado anômalo próximo ao sul da América do Sul é consistente com a amplificação do cavado que favoreceria o deslocamento de sistemas frontais sobre a América do Sul. Nota-se que essa configuração é também consistente com a existência de uma crista em altos níveis a oeste e anomalia positiva de pressão ao nível do mar, no caso de TPI negativo discutido acima. Nota-se também que as correlações significativas entre os índices mensais e a frequência de frentes na região, ocorrem nos meses de verão: Dezembro (PSA) e Janeiro e Fevereiro (TPI). Em relação ao MCGA, o sinal da correlação é significativo em Janeiro (PSA(YA)) e Fevereiro PSA(KA). Sendo assim, há mais frentes quando é observado o padrão do PSA também com anomalia negativa de geopotencial no sul da América do Sul. Foi observado também uma correlação positiva entre o IOS e a frequência de frentes em Outubro, já o MAS apresenta correlação positiva em Outubro e negativa em Janeiro.

Tabela 7.1 - Coeficiente de correlação mensal entre a frequência de frentes frias e índices de teleconexão para os dados do CFSR

CFSR	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV
IOS	-0,1	0,1	0	0,1	0,1	-0,1
TPI	0,2	0,2	0	0	-0,6	-0,3
MAS	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	0	-0,2
PSA(YA)	-0,2	0	0	-0,2	0,1	0
PSA(KA)	0,1	0	-0,1	0	0,1	-0,1
PSA(EOF)	0,2	0,1	0	0,3	-0,1	-0,2

Fonte: Produção do autor.

Tabela 7.2 - Coeficiente de correlação mensal entre a frequência de frentes frias e índices de teleconexão para os dados do MCGA

MCGA	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV
IOS	0,1	0,3	-0,2	-0,1	0	-0,2
TPI	-0,2	0,1	-0,1	-0,2	-0,2	-0,3
MAS	0,1	0,3	0,1	-0,2	-0,3	0
PSA(YA)	0,1	0,2	0,1	-0,2	-0,3	-0,2
PSA(KA)	0,1	-0,2	-0,2	0,2	0,1	0,3
PSA(EOF)	-0,2	-0,2	-0,1	0,2	0,1	0

Fonte: Produção do autor.

7.5.2. Índice de teleconexão e eventos secos e chuvosos

Neste item são apresentadas análises de correlação entre os índices de teleconexão e anomalias espaciais das variáveis atmosféricas tais como: precipitação e anomalia geopotencial em 250 hPa para os eventos selecionados (secos e chuvosos) do verão e da primavera. Nesta análise foram utilizados os valores diários dos índices e correlacionados com os valores diários da anomalia de precipitação e de

geopotencial nos dias de ocorrência de frentes que provocaram os eventos chuvosos e secos no verão e primavera.

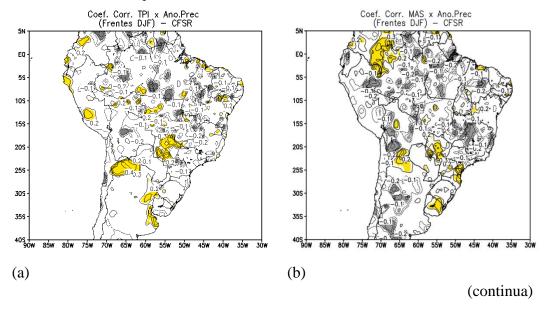
7.5.2.1. Verão

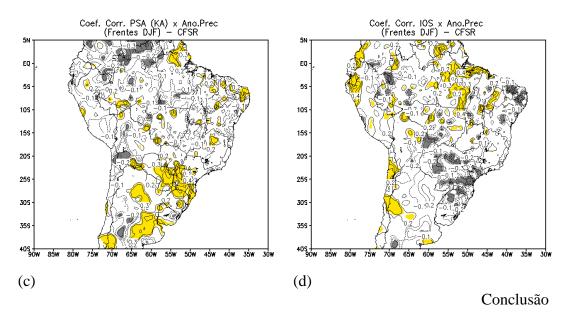
No verão, não foi observada correlação significativa do TPI (Figura 7.14a), MAS (Figura 7.14b) e PSA (Figura 7.14c) com a anomalia de precipitação. Embora não seja observada correlação significativa do índice PSA com a precipitação nos eventos de frentes em grande parte do Sudeste, há correlação positiva e com significância estatística na Região Sul, ou seja, nos casos de ocorrência de frentes no Sudeste do Brasil, o padrão positivo do PSA provoca mais chuva no Sul. Mo e Paegle (2001) em análise do período de Dezembro a Março também mostram uma correlação positiva entre o PSA e a anomalia de precipitação no Sul do Brasil e norte da Argentina. Para o IOS (Figura 7.14d) é observado que há uma correlação negativa com a anomalia de precipitação no sul e oeste de São Paulo. O sinal negativo significa que quando o IOS é positivo (negativo) tem-se menos (mais) chuva em grande parte do centro-sul do Brasil. Como já observado em trabalhos anteriores, em anos de El Niño o IOS é negativo, e nos anos de El Nino Canônico (anomalias positivas de TSM no Pacífico leste), é observada mais chuva em parte da Região Sul do Brasil e menos no norte do país, em DJF (TEDESCHI et al. 2013, 2015). Nos casos de ocorrência de frentes, o IOS negativo indica mais chuva se estendendo para regiões mais ao norte, incluindo o estado de São Paulo. Em estudos anteriores não foi verificada uma relação de ENSO com precipitação em São Paulo (GRIMM; FERRAZ, 1998), porém nos casos de passagem de frentes parece haver uma influência da Oscilação Sul. Coelho et al. (2002) mostraram que há uma região de transição, em aproximadamente 22,5° (sobre parte de São Paulo), que separa dois regimes de chuva associados à fase do ENSO. Os autores sugerem que a linha de transição sobre o norte de São Paulo pode estar associada ao padrão de circulação em 200 hPa, que é composto por uma circulação ciclônica sobre o Pacífico Sul, anticiclônica ao sul/sudeste do sul da América do Sul e circulação ciclônica a leste do Nordeste do Brasil. A relação ENSO com precipitação na Região Sul do Brasil tem sido associada à interação trópicos- extratrópicos através de trens de onda de Rossby tipo PSA, o que é consistente com a correlação encontrada entre o índice PSA com a precipitação na Região Sul. Ressalta-se que

na análise do IOS não foi considerado um valor limite para ser relacionado com El Nino ou La Nina.

A não existência de correlação significativa dos índices TPI, PSA e MAS com a precipitação na região de estudo não significa que não há uma relação entre essas variáveis, pois a correlação fornece uma relação linear entre duas variáveis, e se elas não estão relacionadas linearmente, o valor do coeficiente pode ser zero ou próximo à zero. No presente estudo a correlação foi feita considerando uma série de casos individuais de frentes que ocorreram em meses e anos diferentes. Outra possível explicação é que os índices foram calculados em valores pontuais de latitude e longitude, conforme explicado no capítulo 4. Como será mostrado nas análises posteriores, os padrões de teleconexão que possuem centros de ação podem se deslocar no espaço, e as posições consideradas para o cálculo do índice podem variar, mudando a influência do mesmos. O tamanho da amostra também pode influenciar o valor do coeficiente e o teste de significância estatística.

Figura 7.14 - Correlação entre índices de teleconexão e anomalia de precipitação em DJF para (a) TPI; (b) MAS; (c) PSA(KA); (d) IOS.





Áreas com significância de 90% (amarelo: correlações positivas e em preto: correlações negativas).

Fonte: Produção do autor.

Uma vez que não foi observada correlação significativa entre os índices e precipitação na área de estudo, exceto para a análise com o IOS, foi analisada a correlação dos índices com anomalia de geopotencial em altos níveis, já que os índices são relacionados com a circulação atmosférica. As correlações dos índices com anomalia de geopotencial em altos níveis indicam sinais com significância estatística (Figura 7.15).

Em relação ao TPI (Figura 7.15a), a correlação é positiva sobre o sul do Brasil e Atlântico, na área do cavado frontal. Isto indica que um índice positivo (negativo) está associado à anomalia positiva (negativa) de geopotencial nas áreas citadas. Neste caso, pode-se ter uma intensificação do cavado associado à frente fria quando TPI é negativo. No extremo sudeste da América do Sul a correlação é negativa, o que indica que para TPI negativo há anomalias positivas de geopotencial, consistente com o padrão observado para o índice transpolar. Assim, para o cavado frontal amplificado, há atuação de uma crista no extremo sudeste da América do Sul quando o índice se encontra em sua fase negativa.

A correlação do MAS com a anomalia de geopotencial (Figura 7.15b) apresenta um comportamento similar ao analisado com o TPI, ambos mostram alta correlação

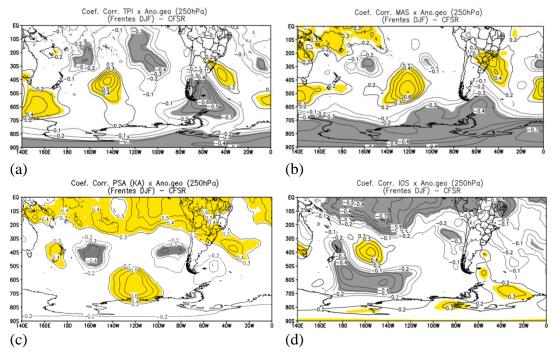
positiva entre o índice e a anomalia de geopotencial sobre o centro-sul do Brasil e Atlântico. No entanto a área de abrangência da correlação é maior nas análises com o índice MAS. Portanto, para a fase negativa (positiva) do MAS é observada anomalia negativa (positiva) de geopotencial em altos níveis naquela região. Assim, na fase negativa do MAS, tem-se anomalia ciclônica em altos níveis, o que indicaria um cavado frontal mais intenso. Na fase positiva do MAS, o sinal das anomalias se inverte, e neste caso a anomalia anticiclônica em altos níveis sobre o centro-sul do Brasil enfraqueceria o cavado frontal. Entretanto, nos compostos foi observada uma configuração para os casos chuvosos com características da fase positiva do MAS, porém considerando anomalias zonais de geopotencial, e amplificação de um cavado sobre a costa sudeste da América do Sul. No cálculo do índice MAS são consideradas as anomalias temporais de pressão ao nível médio do mar.

A correlação do PSA com o geopotencial em 250 hPa (Figura 7.15c) apresenta o trem de onda, desde a região da Nova Zelândia até o Atlântico Sul, atingindo o centro-sul do Brasil com sinal positivo. A existência de um cavado nessa região ocorreria na fase negativa do PSA (vide Figura 7.10). Uma ampla correlação positiva é encontrada em todo o globo ao norte de 10°S. Gonzalez et al (2010) também identificaram uma ampla área ao norte de 30°S com correlações significativas entre a anomalia de geopotencial e a precipitação na bacia do Rio Limay (Argentina) e um trem de onda bem definido estendendo-se desde o Oceano Índico até a América do Sul com maior amplitude no Pacífico.

A correlação do IOS com o geopotencial (Figura 7.15d), embora não tenha mostrado valores com significância sobre grande parte do continente sulamericano, mostra uma extensa área de correlação negativa desde o Pacífico equatorial até parte do Nordeste do Brasil. Sabe-se que a fase negativa do IOS é associada a eventos de El Niño, quando é observada uma circulação anticiclônica em altos níveis, resultado da divergência em altitude provocada pelo aquecimento anômalo no oceano Pacífico. Eichler e Londoño (2003), correlacionando os dados de precipitação do CFSR em DJF para a América do Sul com o geopotencial em 200 hPa identificaram o aumento da altura geopotencial em altos níveis sobre a América do Sul em setores ao norte de 20°S em anos de El Niño. Sobre parte da

região SE há uma correlação negativa se estendendo para o oceano, porém sem significância estatística.

Figura 7.15 - Correlação entre índices de teleconexão e anomalia de geopotencial em 250 hPa em DJF para (a) TPI; (b) MAS; (c) PSA(KA); (d) IOS. Plotado áreas com significância de 90%. (amarelo: correlações positivas e preto: correlações negativas).



Áreas com significância de 90% (amarelo: correlações positivas e em preto: correlações negativas).

Fonte: Produção do autor.

A tabela 7.3 mostra a amplitude e o sinal da fase de cada índice para cada evento extremo chuvoso e seco associado às frentes frias.

Tabela 7.3 - Eventos chuvosos e secos e a relação com a fase e amplitude positiva e negativa dos índices TPI, MAS, PSA(KA) e IOS em DJF no período entre 1981-2010.

Evento Chuvoso	TPI	MAS	PSA(KA)	IOS
1	-0,9	-1,8	-94,4	2,1
2	-8,6	0,7	-67,8	-1,8
3	-3,0	-1,8	-280,4	1,5
4	-0,6	1,2	266,9	1,8
5	10,8	0,4	-155,9	2,8
6	-0,4	1,6	-189,1	-1,3
7	1,4	-0,3	69,1	0,5
8	-14,7	-1,8	-72,5	-0,1
9	4,7	0,8	-173,5	0,0
10	-12,9	-1,5	-237,6	2,1
11	-10,6	-1,2	176,4	-0,4
12	-12,3	-2,7	75,6	-5,4
13	16,5	0,1	218,9	-2,3

Evento Seco	TPI	MAS	PSA(KA)	IOS
1	-10,4	1,0	-28,6	1,2
2	16,7	1,3	161,3	-5,4
3	-28,5	-4,2	-318,0	1,3
4	11,8	-2,0	102,0	2,1
5	2,2	1,9	-145,4	-0,9
6	9,7	-2,0	52,0	2,1
7	20,3	1,0	-40,4	-0,4
8	6,3	-1,1	-139,0	0,5
9	2,8	0,8	-111,6	-4,6
10	-14,7	0,0	-225,3	-1,3
11	-5,1	-0,6	327,7	-3,2
12	-8,6	0,1	-336,0	1,2
13	15,3	1,0	-151,5	3,9

As células em azul são referentes à fase negativa e as células em rosa à fase positiva.

Fonte: Produção do autor.

A partir da verificação do sinal do índice foi contabilizado o número de sistemas ocorridos em cada fase, mostrados na tabela 7.4.

Tabela 7.4 - Percentual sazonal e número de sistemas ocorridos nas fases negativa e positiva para os eventos chuvosos e secos em DJF entre 1981-2010.

DJF	Chuv	osos	Secos		
	negativa positiva		negativa	positiva	
TPI	69% (9)	31% (4)	38% (5)	62% (8)	
MAS	54% (7)	46% (6)	38% (5)	62% (8)	
PSA(KA)	62% (8)	38% (5)	69% (9)	31%(4)	
IOS	54% (7)	46% (6)	46% (6)	54% (7)	

Fonte: Produção do autor.

Observa-se na tabela 7.4 que o maior percentual dos eventos chuvosos em DJF ocorreu na fase negativa de todos os índices analisados (TPI, MAS, IOS e PSA(KA)). Nos casos secos, o maior percentual de eventos ocorreu na fase positiva do TPI, MAS e IOS e negativa do PSA(KA). Estudos como o de Vasconcellos e Cavalcanti (2010), em uma análise de extremos chuvosos e secos no sudeste do Brasil na estação de verão, mostraram que o MAS estava em sua fase positiva para

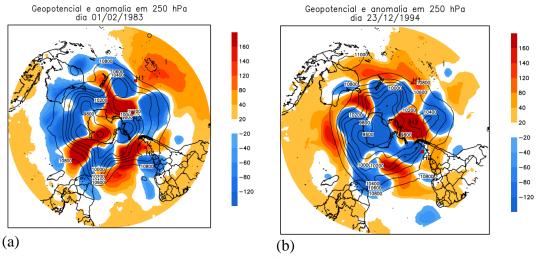
os casos chuvosos e negativa para os extremos secos. Porém, naquele estudo não foram identificados os sistemas sinóticos causadores das anomalias, e foi observada uma influência das anomalias do modo anular nos centros de ação do PSA, que intensificavam o trem de ondas sobre a América do Sul. Em Reboita et al. (2009), na fase positiva do MAS foi observada anomalia negativa de precipitação sobre parte de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais e na fase negativa, dos verões chuvosos, essa região encontrava-se em uma área de transição entre a anomalia negativa ao sul e positiva ao norte. Silvestre e Vera (2003) mostraram correlações negativas significativas entre o índice da Oscilação Antártica, que também representa o modo anular sul, e precipitação no sul do Brasil e Paraguai, durante os meses de Novembro e Dezembro, implicando maior precipitação nessas regiões na fase negativa do MAS.

Embora o maior percentual de casos chuvosos tenha acontecido na fase negativa do MAS, há também eventos que ocorrem na fase positiva. Dentre os 13 casos analisados, os dois que provocaram o maior volume de chuva (eventos 12 e 13) estão em fases opostas tanto no TPI quanto no MAS (Tabela 7.3). Entretanto nos dois casos o PSA (KA) estava na fase positiva, o que indicaria a amplificação do cavado sobre o sul da América do Sul, e não sobre a costa sudeste. Foi visto nas seções anteriores, que o TPI e MAS negativos indicariam a amplificação do cavado frontal, e as fases positivas desses índices indicariam enfraquecimento do cavado.

As datas correspondentes aos dois eventos mais chuvosos são os dias 01/02/1983 e 23/12/1994, ambos sobre a influência do fenômeno El Niño. O El Niño em 1983 foi considerado de forte intensidade e canônico, enquanto o fenômeno em 1994 foi de intensidade moderada e classificado como Modoki (TEDESCHI et al., 2013). Neste sentido, como há uma mudança na localização da convecção sobre o Pacífico há também uma mudança na propagação do trem de onda. A análise da anomalia geopotencial em 250 hPa desses 2 casos é mostrada na Figura 7.16. É possível notar que no caso do dia 23/12/1994 a configuração do PSA na fase positiva mostra a anomalia negativa do centro H3 deslocada para oeste, e na sequência do trem de onda, anomalias positivas sobre o sul e negativas sobre o sudeste da América do Sul. O valor do índice para o evento do dia 01/02/1983 também indica um sinal positivo, pois o valor do geopotencial no centro de ação H2 é mais alto que os demais. Nesse caso, os centros estão localizados em posições diferentes do anterior,

mas as anomalias sobre o continente também indicam uma área de anomalias negativas sobre o sudeste do Brasil. Nota-se que nesses dois eventos houve registro de volume significativo de chuva. Em um deles (Figura 7.16a) tem-se uma ampla área no Sul e Sudeste do Brasil com anomalia negativa de geopotencial e o cavado associado à frente, mais ao sul, enquanto no evento da Figura 7.16b, o cavado atua sobre o Sudeste e a anomalia anticiclônica intensifica a alta pressão pós-frontal. Assim, mesmo com o índice positivo, há presença de anomalias negativas de geopotencial influenciando a região de estudo. Essa é uma limitação da metodologia, pois são usados pontos fixos no cálculo do índice do PSA, que leva em consideração a anomalia de geopotencial em 3 pontos (-H1(lat=-35,lon=150W)+H2(LAT=-60,LON=120W)-H3(LAT=-45,LON=60W)). análises mostram que o padrão PSA não é um padrão fixo, e que os centros podem variar de posição, dependendo das anomalias de convecção na região tropical do Pacífico. A localização e a estrutura horizontal dessas anomalias convectivas no Pacífico central e oriental podem afetar a fase e a amplitude das circulações quasiestacionárias como demonstrado em Magaña e Ambrizzi (2005).

Figura 7.16 – Geopotencial (mgp) e anomalia em 250 hPa (a) caso do dia 01/02/1983 (b) caso do dia 23/12/1994



Geopotencial em 250 hPa (contorno) e anomalia de geopotencial em 250 hPa (sombreado). Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

Os eventos chuvosos (secos) foram observados em sua maior parte na fase negativa (positiva) do TPI, MAS e IOS e negativa do PSA(KA). Portanto, os índices que diferenciam os eventos chuvosos dos secos foram o TPI e o MAS (mais casos

chuvosos com índices negativos do TPI e MAS e mais casos secos com índices positivos do TPI e MAS) e o IOS.

O sinal negativo (positivo) do TPI indica a presença de anomalia positiva (negativa) no sul da América do Sul. Esta configuração pode favorecer uma intensificação (desintensificação) da alta pós-frontal, a qual influencia o deslocamento do sistema frontal para latitudes mais ao norte. Garreaud e Wallace (1998) discutiram sobre a presença de anomalias de alta pressão no sul da América do Sul em casos de incursão de ar de latitudes médias para latitudes tropicais. O MAS, tem um comportamento parecido ao TPI, uma vez que o índice foi calculado através de diferença de pressão entre latitudes médias (40°S) e altas (65°S). Portanto, um índice negativo indica anomalias positivas de pressão nas regiões polares e anomalias negativas de pressão em latitudes médias, o que favorece a atividade das storm tracks nessas latitudes e a atuação do ramo frio frontal em superfície para os casos de frentes frias associadas a extremos chuvosos.

Estudos mostram que o PSA pode ser induzido pela divergência em altos níveis iniciada a partir da convecção tropical e que se propaga através das ondas de Rossby. Portanto o PSA pode estar altamente relacionado ao ENSO (MO, 2000; MO; PAEGLE, 2001; REVELL et al., 2001).

Para evidenciar a circulação atmosférica em altos níveis, através da anomalia de geopotencial em 250 hPa (Figura 7.17), foram feitos compostos dos casos de acordo com o percentual da tabela 7.4 dos índices TPI, MAS e PSA. Portanto, na Figura 7.16a tem-se a composição dos eventos chuvosos que foram observados na fase negativa do TPI, MAS e PSA e na Figura 7.17b os eventos secos na fase positiva do TPI e MAS e negativa do PSA.

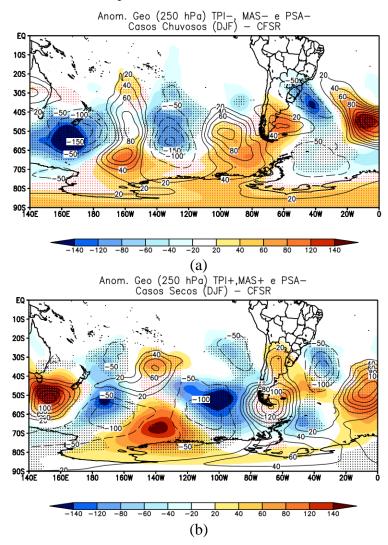
Observa-se que as regiões das anomalias positivas e negativas estão bastante próximas para os três índices nos eventos chuvosos (Figura 7.17a). No campo da anomalia de geopotencial, a principal diferença entre os eventos chuvosos e secos (Figura 7.17b), sobre a América do Sul, é o posicionamento e intensidade da anomalia negativa de geopotencial sobre o Atlântico e parte do centro-sul do Brasil e da anomalia positiva no sul da América do Sul. Nos casos chuvosos a anomalia negativa atua mais sobre o continente do que nos casos secos. A anomalia de geopotencial positiva sobre o extremo sul do continente é mais intensa, porém

situada mais ao sul comparada com os casos secos, quando a crista está atuando mais sobre a América do Sul e o cavado afastado do continente.

Os centros do trem de onda do PSA (linhas em contorno) que se estende do Pacífico até o Atlântico estão em latitudes mais baixas nos casos chuvosos do que nos casos secos e influenciando as condições dinâmicas sobre o continente. Embora, o PSA tenha sido verificado em sua fase negativa tanto nos eventos secos quanto chuvosos (o índice é considerado em três pontos de latitude e longitude, conforme descrito na metodologia de Karoly (1989), ao analisar o sinal das anomalias deste trem de onda, observa-se que o trem de ondas está mais organizado nos casos chuvosos e os sinais das anomalias no Pacífico são opostos aos sinais dos casos secos, o que pode indicar o deslocamento dos centros para leste nos eventos secos, como discutido na seção dos compostos. Nota-se também a ação dos centros opostos entre a Austrália e Nova Zelândia, associados às diferentes fases do TPI. As diferenças observadas na região do Pacífico implicam nas diferenças sobre a América do Sul e Atlântico e na posição das anomalias ciclônicas associadas ao cavado frontal dos eventos chuvosos e secos, consistentes também com os centros do MAS e do TPI.

Portanto, o padrão das teleconexões no Pacífico influencia o posicionamento do cavado em altos níveis, que contribui para a precipitação na região estudada.

Figura 7.17 - Anomalia de geopotencial (m) em 250 hPa dos compostos em DJF do TPI,MAS e PSA para (a) eventos chuvosos (b) eventos secos.



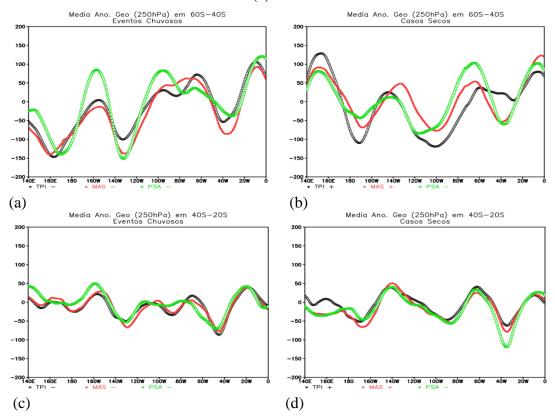
Os compostos chuvosos estão na fase negativa do TPI, MAS e PSA e os eventos secos na fase positiva do TPI e MAS e negativa do PSA. Sombreado: TPI; pontilhado: MAS; contorno: PSA. Contornos a cada 20 mgp. Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

Para verificar o deslocamento e a intensidade das anomalias em função da longitude para cada índice citado na Figura 7.18a-b (maioria dos casos), foram feitas duas médias, uma entre as latitudes de 60°S-40°S (Figura 7.18 a-b) e outra entre 40°S-20°S (Figura 7.18 c-d), para os casos chuvosos e secos. Nas latitudes altas nota-se um deslocamento dos cavados e cristas na região do Pacífico, entre os casos chuvosos e secos, consistente com o discutido anteriormente. Na região do

anticiclone observado no sul da América do Sul (entre 80°W-60°W), apesar dos máximos das anomalias estarem em fase, a intensidade do TPI nos casos chuvosos é maior e a do PSA menor do que nos casos secos. Os valores positivos do TPI e PSA são maiores nos casos chuvosos do que nos casos secos sobre as latitudes altas do Atlântico. Em latitudes mais baixas a região do cavado frontal é a que apresenta anomalias negativas mais intensas em relação à faixa latitudinal e nota-se que as anomalias referentes aos 3 índices estão em fase nos dois casos. Apesar da anomalia do PSA ser maior nos casos secos, a contribuição dos outros 2 índices é maior nos casos chuvosos. Consistente com o discutido anteriormente, a posição das anomalias negativas na região do cavado frontal está a oeste de 40°W nos casos chuvosos e a leste dessa longitude nos casos secos.

Figura 7.18 - Corte longitudinal da média da anomalia do geopotencial (m) em 250 hPa no verão (a) eventos chuvosos em 60°S-40°S (b) eventos secos em 60°S-40°S (c) eventos chuvosos em 40°S-20°S (d) eventos secos em 40°S-20°S.

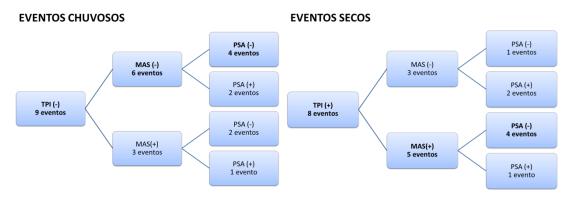


A fase dos índices nos eventos chuvosos é negativa para o TPI, MAS e PSA e para os eventos secos a fase é positiva para o TPI, MAS e negativa para o PSA. A linha plotada em preto é o TPI, linha em vermelho o MAS e linha verde o PSA.

Fonte: Produção do autor.

A Figura 7.19 sumariza a quantidade de casos nas fases positivas e negativas dos índices de teleconexões em eventos chuvosos e secos durante DJF de acordo com a tabela 7. Nesta análise foram identificados os eventos e verificados em que fase atuava cada um deles.

Figura 7.19 - Esquema das fases dos índices de teleconexões associados aos eventos (a) chuvosos e (b) secos em DJF.

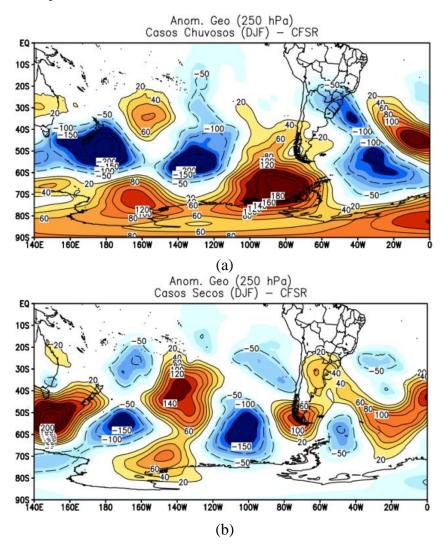


Fonte: Produção do autor.

Na Figura 7.20, foram feitas composições apenas dos quatro eventos coincidentes que tiveram TPI-, MAS- e PSA- para os eventos chuvosos e TPI+, MAS+ e PSA- para os secos (Figura 7.20 a-b). A configuração em altos níveis sobre o Brasil indica um padrão inverso nos eventos chuvosos e secos. Nos casos chuvosos há uma intensificação da circulação ciclônica sobre o Sul do país que pode intensificar o cavado associado à frente fria. Resultado semelhante foi encontrado por Liebmman et al. (2004) em eventos com anomalia positiva de chuva em 20°S-45°W. Nos eventos secos, há anomalia de geopotencial positiva sobre o sul do país, e a anomalia ciclônica está sobre o oceano.

Um trem de onda é observado em ambos os casos, porém as anomalias negativas que representam os centros das "storm tracks" estão em latitudes mais baixas nos casos chuvosos e mais altas nos casos secos, consistentes com o sinal do modo anular sul. A anomalia negativa sobre a América do Sul e Atlântico, nos casos chuvosos, pode reforçar a frente em superfície. Nota-se também que o MAS na fase negativa (casos chuvosos) apresenta anomalias mais intensas que na fase positiva (casos secos).

Figura 7.20 - Composição da anomalia de geopotencial (m) em 250 hPa do TPI,MAS e PSA para diferentes fases dos (a) eventos chuvosos (b) eventos secos.



Anomalia de geopotencial em 250 hPa em mgp (sombreado). Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

7.5.2.2. Primavera

Análises semelhantes foram feitas para os meses de SON. Assim como no verão, a primavera também não apresenta correlação com significância estatística entre a maior parte dos índices analisados e a anomalia de precipitação na região de estudo (Figura 7.21). A correlação entre o TPI e precipitação mostra algumas áreas ao norte de 20°S com significância positiva e ao sul dessa latitude com significância negativa (Figura 7.21 a). De maneira geral, há várias áreas com correlações negativas significativas entre o índice MAS e precipitação ao norte de 25°S e positivas ao sul dessa latitude (Figura 7.21 b). Um sinal negativo nessa correlação é observado na faixa leste de São Paulo até o Rio de Janeiro para o MAS (Figura 7.21b). Portanto, a fase positiva deste índice indica anomalia negativa de precipitação nessas áreas e excesso de chuva na fase negativa. Reboita et al. (2009) também encontraram anomalia negativa de chuva na fase positiva do MAS para o leste paulista, Minas Gerais e Rio de Janeiro no período entre 1980-1999. Silvestre e Vera (2003) em uma análise de correlação com dados mensais entre o MAS e a anomalia de precipitação em setembro e outubro, no período entre 1979-1999, não encontraram coeficientes de correlação com significância estatística no centro-sul do Brasil. Para o PSA, há correlações positivas no centro leste do Brasil e negativas no centro-oeste da América do Sul (Figura 7.21c).

Quando há ocorrência de frentes, o coeficiente de correlação entre o IOS e a precipitação mostrou-se baixo no Sul do Brasil, diferentemente do verão. Em parte da região Nordeste há correlações positivas, que indicam um aumento (diminuição) de precipitação nessa área quando o sinal do IOS é positivo (negativo). Esse resultado difere do observado no verão, quando havia correlação negativa no norte do NE, indicando um aumento (diminuição) de precipitação quando o sinal do IOS é negativo (positivo). Também é notado um padrão de correlações positivas significativas no centro-sudoeste da América do Sul (ao sul de 20°S) e correlações negativas significativas em áreas do noroeste da América do Sul (Figura 7.21d).

Coef. Corr. MAS x Ano.Prec (Frentes SON) - CFSR Coef. Corr. TPI x Ano.Prec (Frentes SON) - CFSR EQ. 5S 105 155 159 205 20S 255 259 305 30S 35S 405 | 90W (a) (b) Coef. Corr. PSA (KA) x Ano.Prec (Frentes SON) - CFSR Coef. Corr. IOS x Ano.Prec (Frentes SON) - CFSR EQ · EQ-58 59 105 105 159 158 205 205 259 25S **30**S 30S 35S 35S (d) (c)

Figura 7.21 - Correlação entre índices de teleconexão e anomalia de precipitação em SON para (a) TPI; (b) MAS; (c) PSA(KA); (d) IOS.

Áreas com significância de 90% (amarelo: correlações positivas e em preto: correlações negativas).

Fonte: Produção do autor.

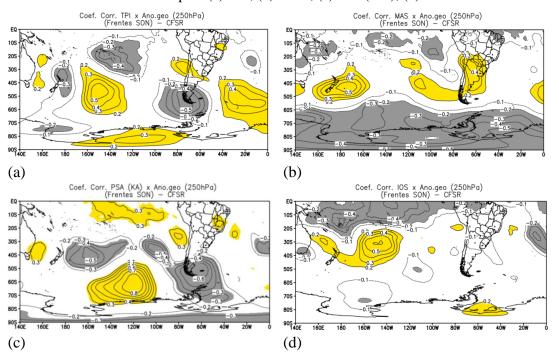
A análise de correlação do TPI com a anomalia de geopotencial (Figura 7.22a) não mostra influência próximo ao Sudeste. Porém indica valores significativos, principalmente sobre o sudoeste da América do Sul, onde a presença de uma crista ocorreria para o índice negativo. Para o índice MAS (Figura 7.22b) uma ampla área com correlação positiva é notada entre a Argentina e sul do Brasil, sinal também observado no verão. Portanto, quando a fase do MAS é positiva (negativa) tem-se

anomalia anticiclônica (ciclônica) nessa região e intensificação (desintensificação) da alta pós-frontal.

Na correlação do índice do PSA com o geopotencial (Figura 7.22c) observa-se o trem de onda entre o sul da Austrália e América do Sul. Os sinais são mais intensos no Pacífico e sul da América do Sul do que no verão. Porém, não é observada a correlação positiva em grande parte do Brasil como nos meses de DJF.

Nas análises com o IOS, assim como no verão, observa-se uma faixa de correlações negativas se estendendo desde o Pacífico tropical até áreas no setor oeste da Amazônia. Essa configuração fornece anomalias ciclônicas (anticiclônicas) nessa região quando o IOS está na fase positiva (negativa), consistente com a ocorrência de ENSO. Ressalta-se entretanto que não foram feitas análises dos sistemas frontais em casos de ENSO, quando o IOS deve ter um valor mínimo. Na presente análise não está sendo considerado um limite para o IOS.

Figura 7.22 - Correlação entre índices de teleconexão e anomalia de geopotencial em 250 hPa em SON para (a) TPI; (b) MAS; (c) PSA(KA); (d) IOS.



Áreas com significância de 90% (amarelo: correlações positivas e em preto: correlações negativas).

Fonte: Produção do autor.

Nos meses de SON foram observados 21 casos chuvosos e secos e na tabela 7.5 são mostradas as fases em que atuavam cada um dos índices.

Tabela 7.5 - Eventos chuvosos e secos e a relação com a fase e amplitude dos índices TPI, MAS, PSA(KA) e IOS em SON no período entre 1981-2010.

Evento Chuvoso	TPI	MAS	PSA(KA)	IOS	Evento Seco	TPI	MAS	PSA(KA)	IOS
1	10,0	-1,0	94,0	2,6	1	9,0	-0,3	359,6	1,4
2	13,4	2,0	205,0	-2,5	2	0,0	3,6	-266,2	0,7
3	-25,9	-0,1	-43,2	-1,4	3	-9,8	-0,7	-234,6	-2,1
4	-0,9	0,7	226,4	-0,2	4	-17,1	-0,3	-199,4	-0,2
5	-4,1	1,2	-267,5	0,7	5	-8,3	2,5	-189,4	-0,2
6	-13,4	-5,0	207,8	1,1	6	5,1	0,7	-176,4	-0,6
7	29,9	-0,1	-338,1	0,0	7	-30,7	-0,3	-277,7	-0,6
8	29,6	1,2	496,6	-1,5	8	-3,8	0,2	-16,9	-1,1
9	-0,1	-1,1	125,2	-0,8	9	17,5	-0,4	453,0	-1,1
10	-15,0	1,5	-266,6	1,0	10	-31,3	-0,6	-540,2	-0,2
11	16,8	-3,5	713,8	-2,1	11	1,6	0,7	-218,8	2,8
12	-7,0	2,3	51,7	0,1	12	-9,5	-0,4	-63,4	1,1
13	-28,7	-2,2	-278,9	-1,1	13	6,7	2,8	42,5	-2,6
14	-20,1	-3,1	328,5	-1,4	14	-8,4	-1,0	80,4	1,4
15	9,2	1,1	346,9	0,0	15	4,9	0,3	1,1	-0,4
16	25,1	2,2	256,9	1,8	16	7,0	-1,9	231,0	1,4
17	-19,9	0,9	54,7	1,8	17	6,6	-2,2	590,0	-2,6
18	-20,0	-0,1	403,4	1,8	18	11,9	2,4	7,8	0,5
19	-0,3	4,0	-530,5	1,5	19	-22,4	-1,6	-270,4	2,7
20	10,7	-0,7	-70,1		20	12,6	1,4	478,6	-2,1
21	14,2	-1,2	-0,5	-0,2	21	-20,4	-0,2	110,8	2,8

As células em azul são referentes à fase negativa e as células em rosa à fase positiva.

Fonte: Produção do autor.

A tabela 7.6 mostra o percentual dos casos em cada fase dos índices analisados.

Tabela 7.6 - Percentual sazonal e número de sistemas ocorridos nas fases negativa e positiva para os eventos chuvosos e secos em SON entre 1981-2010.

SON	Chuv	osos	Secos		
	negativa	positiva	negativa	positiva	
TPI	57% (12)	43% (9)	48% (10)	52% (11)	
MAS	52% (11)	48% (10)	57% (12)	43% (9)	
PSA(KA)	38% (8)	62% (13)	52% (11)	48%(10)	
IOS	52% (11)	48% (10)	57% (12)	43% (9)	

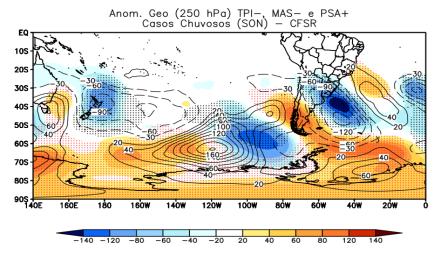
Fonte: Produção do autor.

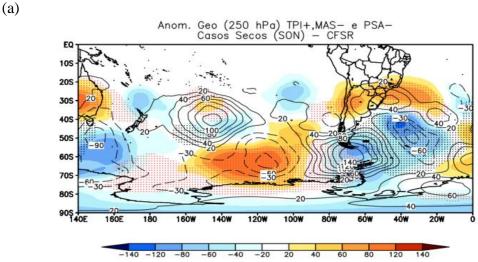
Na tabela 7.6 nota-se que os eventos chuvosos ocorreram em maior número na fase negativa do TPI, do MAS e do IOS e na fase positiva do PSA, embora a diferença do número de casos entre as fases do MAS e IOS seja apenas um, o que indica uma influência maior do TPI e PSA. Para os casos secos, apenas o TPI estava em sua fase positiva no maior número de eventos e os demais na fase negativa. Para essa condição, a diferença entre o número de casos é de um entre as fases para o TPI e PSA, indicando a maior influência do MAS e do IOS. Na primavera o TPI e o PSA encontram-se em fases opostas para a maioria dos eventos chuvosos e secos. Portanto, nos casos com anomalia positiva de chuva tem-se a anomalia de pressão positiva no sul da América do Sul, configuração dada pelo TPI negativo. Como já discutido nas análises de verão, essa alta pressão mais intensa pode estar associada a uma crista mais intensa e a um cavado mais intenso a jusante, e favorecer a ocorrência de mais precipitação. Na maioria dos casos secos a anomalia de pressão no sul da América do Sul é negativa, correspondente ao TPI positivo.

A composição das anomalias de geopotencial em altos níveis, da maioria dos casos de cada índice mostrados na tabela 7.6, é apresentada na Figura 7.23 a-b, para eventos chuvosos e secos. Nos compostos chuvosos, as anomalias sobre a América do Sul associadas aos índices TPI, MAS e PSA estão em fase, e o sinal negativo, indicativo de um cavado está sobre o Sul do Brasil, parte do Uruguai e Argentina (Figura 7.23a). Essa configuração encontra-se um pouco mais ao sul em relação ao verão. Diferente dos meses de DJF, nos eventos secos durante a primavera (Figura 7.23b) há uma ampla área de anomalia positiva de geopotencial nos 3 índices, que se estende desde o Atlântico até o centro-sul do Brasil. Esta anomalia pode ser resultado de uma circulação ciclônica menos intensa, associada a um cavado frontal menos intenso.

Em SON os centros ciclônicos e anticiclônicos dos compostos do PSA (contorno) no Pacífico, nos casos chuvosos, estão mais amplos na primavera que no verão. Neste sentido, pode indicar ondas ligeiramente mais longas. Embora o MAS (pontilhado) esteja na fase negativa tanto nos eventos secos quanto chuvosos, o padrão observado não mostra as anomalias positivas de geopotencial entre 80°S-90°S, nos casos secos. Assim, a configuração é oposta a dos casos chuvosos na região polar.

Figura 7.23 - Anomalia de geopotencial (m) em 250 hPa dos compostos em SON do TPI,MAS e PSA para (a) eventos chuvosos (b) eventos secos.





Os compostos chuvosos estão na fase negativa do TPI e MAS e positiva do PSA e os eventos secos na fase positiva do TPI e negativa do MAS e do PSA. Sombreado: TPI; pontilhado: MAS; contorno: PSA. Contornos a cada 20 mgp. Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

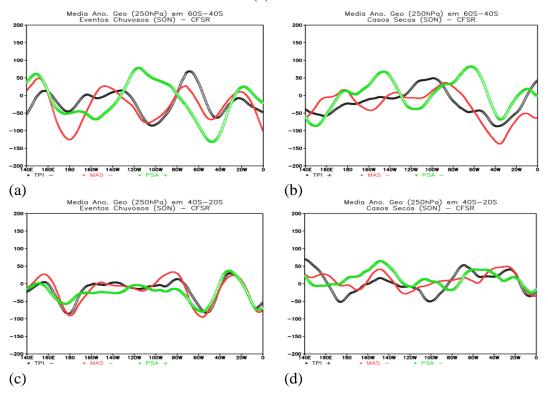
(b)

A média latitudinal das anomalias de geopotencial em altos níveis nas latitudes altas e mais baixas das Figuras 7.23 a-b para os casos chuvosos e secos é mostrada na Figura 7.24. Nota-se que entre 80°W-60°W, no sul da América do Sul há um sinal inverso na anomalia entre o PSA e os índices TPI e MAS, nos eventos chuvosos (Figura 7.24a). Na região do Pacífico, entre 160°W-100°W, o comportamento é semelhante. No entanto, em latitudes mais baixas (Figura 7.24c) o

valor da anomalia atinge o mínimo entre 60°W -50°W e os três índices apresentam o mesmo sinal.

Nos eventos secos, nas latitudes altas (Figura 7.24b) nota-se que os valores máximos sobre o Pacífico são mais altos para o PSA e entre 70°W -60°W, apenas o PSA mostra um sinal positivo e os outros dois índices apresentam sinal negativo. Em latitudes baixas (Figura 7.24d), observa-se sobre grande parte do Atlântico e do continente (entre 40°S-20°S) apenas anomalia positiva para os três índices.

Figura 7.24 - Corte longitudinal da média da anomalia do geopotencial (m) em 250 hPa na primavera (a) eventos chuvosos em 60°S-40°S (b) eventos secos em 60°S-40°S (c) eventos chuvosos em 40°S-20°S (d) eventos secos em 40°S-20°S.



A fase dos índices nos eventos chuvosos é negativa para o TPI, MAS e positiva para o PSA e para os eventos secos a fase é negativa para o MAS, PSA e positiva para o TPI. A linha plotada em preto é o TPI, linha em vermelho o MAS e linha verde o PSA.

Fonte: Produção do autor.

O esquema de categorização dos casos chuvosos e secos (Figura 7.25), mostra nos eventos chuvosos, que dentre os 12 na fase negativa do TPI, 6 estavam na fase negativa do MAS e 4 com PSA positivo. Para os secos, dos 11 eventos na fase

positiva do TPI, 7 estavam na fase positiva do MAS, embora quando se faz o percentual do total, a fase negativa é que tem maioria, como mostrado na tabela 10. Dentre os 7 na fase positiva do MAS, 4 deles estavam com PSA na fase positiva.

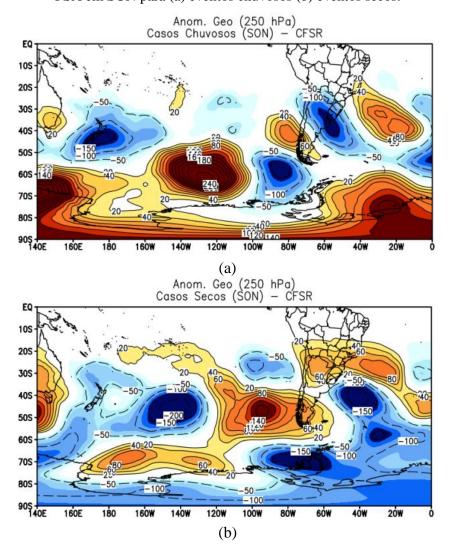
Figura 7.25 - Esquema das fases dos índices de teleconexões associados aos eventos (a) chuvosos e (b) secos em SON.



Fonte: Produção do autor.

As composições dos 4 eventos chuvosos (TPI, MAS negativos e PSA positivo) e dos 4 eventos secos (TPI positivo, NAS positivo e PSA positivo) são apresentadas na Figura 7.26. Principalmente nos eventos chuvosos, o padrão encontrado é similar ao discutido anteriormente, ou seja, a presença de uma anomalia ciclônica no sul do Brasil e um trem de onda desde o sul da Austrália em direção às latitudes mais altas no Pacífico e se curvando sobre a América do Sul em direção ao Atlântico. Nos eventos secos, esse trem de onda é mais zonal e a presença da anomalia anticiclônica sobre o Brasil é evidenciada. A configuração oposta do modo anular também é bem evidente entre os casos chuvosos e secos.

Figura 7.26 - Composição da anomalia de geopotencial (m) em 250 hPa do TPI, MAS e PSA em SON para (a) eventos chuvosos (b) eventos secos.



Anomalia de geopotencial em 250 hPa em mgp (sombreado). Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

7.6. Sumário

Neste capítulo foram calculados os índices de teleconexão a partir da metodologia proposta. A partir destes valores foram feitas análises de correlação entre os índices e a frequência de frentes e também entre os índices e a precipitação e anomalia de geopotencial.

Os índices e os padrões de teleconexão apresentados foram bem identificados nos dados do CFSR. O MCGA embora consiga mostrar os padrões nos campos atmosféricos, subestima de uma maneira geral os valores dos índices.

De um modo geral, foi observado que a análise de correlação não mostrou valores com significância estatística, principalmente sobre a área em estudo, tanto em relação à frequência de frentes frias quanto à anomalia de precipitação. Apenas o TPI nos meses de janeiro e fevereiro mostrou correlação negativa significativa com a frequência de frentes, ou seja, quando o índice é negativo (positivo) foi observado mais (menos) frentes na área em estudo. Em relação à precipitação e o IOS foi observado que na fase negativa do índice há mais chuva na Região Sul, sul de Mato Grosso do Sul, sul e oeste de São Paulo.

Os baixos valores do coeficiente de correlação podem ser justificados devido ao fato deste tipo de análise só avaliar a relação linear entre as duas amostras, no caso, entre os índices e a frequência de frentes e os índices e a precipitação. No entanto, não significa que não há exatamente uma relação entre as variáveis. Outra possível explicação é que nas análises foram utilizados índices que são calculados em valores pontuais de latitude e longitude, conforme explicado no capítulo 4. Os padrões de grande escala podem apresentar variações no seu posicionamento e em determinado dia seus centros poderão não estar exatamente em um ponto de latitude e longitude pré-estabelecido. O tamanho da amostra também pode influenciar o valor do coeficiente e no teste de significância estatística.

No entanto, a correlação dos índices com a circulação em altos níveis, para os eventos de frentes frias, mostrou uma correlação positiva dos índices TPI, MAS e PSA com anomalia de geopotencial no sul e centro-sul do Brasil, ou seja, a fase negativa desses índices favorece a intensificação da circulação ciclônica nessas áreas. Esse padrão não foi observado na primavera.

Portanto, a melhor maneira de analisar a influência dos padrões de teleconexão foi a partir da identificação da fase de atuação de cada índice no dia da ocorrência da frente fria que provocou os eventos chuvosos e secos.

Neste sentido, foi verificado que nos eventos chuvosos, no verão, o padrão apresentado mostra um sinal negativo na anomalia de geopotencial associado ao

cavado frontal sobre parte do Sul e sul de São Paulo e anomalia positiva no sul da América do Sul. A presença da circulação ciclônica anômala pode indicar uma intensificação do cavado associado à frente fria, e a anticiclônica, a intensificação da alta pós-frontal. Este padrão foi coincidente nas fases negativas do TPI, MAS e PSA e consistente com a análise de correlação discutida anteriormente. Nos eventos secos, a anomalia negativa encontra-se deslocada para o oceano e não chega a atuar no centro-sul do Brasil. Por outro lado é observada que a anomalia positiva no sul da América do Sul se estende até o sul do Rio Grande do Sul. Embora na maioria dos casos secos tenha sido observada a fase negativa do PSA, as anomalias associadas ao trem de onda estão em fase com as anomalias apresentadas na fase positiva do TPI e MAS. Logo, tem-se que o posicionamento do cavado e da circulação anticiclônica ao sul desta anomalia ciclônica é um fator importante na ocorrência de extremos de precipitação.

Na primavera, embora também tenha sido observada a anomalia negativa sobre parte do Brasil e positiva no sul da América do Sul nos eventos chuvosos, esta se encontra mais ao sul que nos meses de verão. Nos casos secos, uma ampla área anticiclônica atua no centro-sul do Brasil. O trem de onda é observado em ambos os casos, porém nos eventos chuvosos há um deslocamento com maior curvatura em direção ao Atlântico após a Cordilheira dos Andes.

8 MODOS DE VARIABILIDADE EM CASOS DE SISTEMAS FRONTAIS NA REGIÃO DE ESTUDO

Os modos de variabilidade foram caracterizados através de análises de EOF da anomalia de precipitação e geopotencial para os casos de sistemas frontais ocorridos nos meses de DJF e SON. Estudos no Hemisfério Norte como Jones et al. (2014) e Sumner et al.(1995) também utilizam funções ortogonais empíricas aplicados a casos extremos de precipitação para identificar padrões na precipitação e na circulação atmosférica. Neste capítulo, os dados foram filtrados nas bandas de 30-90 dias, 14-28 dias e 2-10 dias. Também são analisadas a variabilidade de baixa e alta frequência e as características dos distúrbios transientes.

8.1. Anomalia de precipitação

Foi feita a análise da EOF para a anomalia de precipitação nos eventos selecionados de ocorrência de frentes frias nos meses de DJF e SON de 1981-2010. As séries de entrada dos dados são os valores de precipitação de cada dia em que houve ocorrência de uma frente fria na região de estudo, organizados em ordem decrescente em relação ao volume de chuva. Logo para o verão foram inseridos 244 eventos e na primavera 420 eventos. Os eventos chuvosos e secos selecionados fazem parte dessa série de dados.

Através da Figura 8.1 pode-se observar o comportamento da uma série temporal em função das periodicidades para cada um dos modos da EOF em DJF sem aplicação de filtro. Para esta análise a metodologia seguida foi a mesma descrita em Escobar e Seluchi (2012). Os autores aplicam o método de Análise Espectral (JENKINS; WATTS, 1969) às series dos "factors loadings" de cada uma das três primeiras componentes principais. Neste estudo foi feita a análise espectral através do software Statistica (maiores detalhes do software em: http://documentation.statsoft.com/STATISTICA) para os três primeiros modos.

Nota-se que para as três primeiras EOFs há mais casos com períodos entre 2-10 dias e depois uma frequência grande de casos também com períodos acima de 10 até mais ou menos 25 dias. No entanto, o maior pico da primeira componente é em torno de 15 dias, da segunda aproximadamente 24 dias e da terceira 11 dias. Portanto, optou-se por apresentar as análises em bandas de filtragem que

abrangessem essas escalas de tempo. Deste modo, as anomalias de precipitação foram filtradas em 2 bandas: 2-10 dias e 14-28 dias.

Análise Espectral

0,020

0,020

0,015

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,000

0,00

Figura 8.1 - Análise espectral da série temporal das EOFs.

Fonte: Produção do autor.

A variância explicada por cada modo e em cada faixa de frequência é mostrada na tabela 8.1.

Tabela 8.1 – Porcentagens da variância explicada pelos três modos da EOF durante o verão.

	EOF 1	EOF 2	EOF 3	
Sem filtro	7,1%	4,1%	3,6%	
14-28 dias	11,8%	6,3%	4,2%	
2-10 dias	4,8%	3,7%	3,3%	

Fonte: Produção do autor.

As Figuras 8.2, 8.3 e 8.4 (primeira coluna) mostram o campo da anomalia da precipitação correspondente aos três principais padrões da análise da EOF para os dados sem filtragem e para as duas faixas citadas em que foi aplicado o filtro. A segunda coluna corresponde às séries temporais, ou seja, a amplitude e o sinal do modo mostrado em cada padrão para os meses de DJF. Os pontos em vermelho e verde na série temporal indicam os casos mais chuvosos e mais secos, respectivamente.

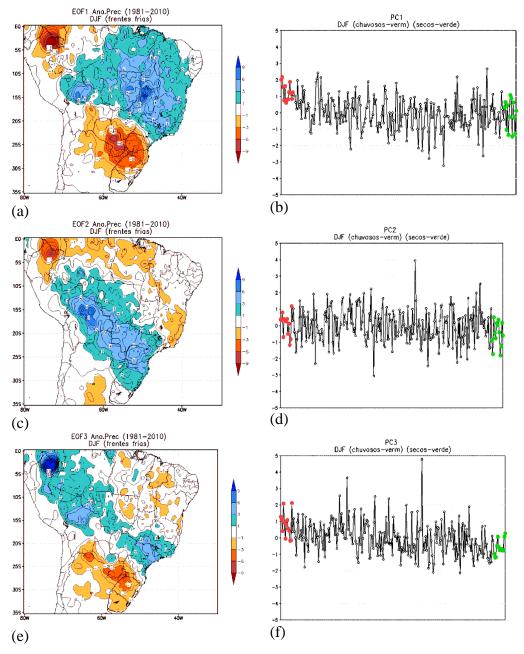
Para os dados sem o processo de filtragem, tanto no primeiro quanto no segundo padrão encontrado (Figura 8.2a e 8.2c) é observado um dipolo no sinal da precipitação. Na outra configuração da precipitação (EOF3, Figura 8.2e), nota-se um "tripolo", com anomalias positivas em parte da Região Sudeste e negativas ao sul e ao norte, para as amplitudes positivas do modo.

Entre o primeiro e o segundo modo a diferença está, principalmente, no sinal da Região Sul e no setor norte do país, o qual abrange o Norte e Nordeste. As anomalias positivas de precipitação da EOF1 são observadas em grande parte da Região Sudeste, no Centro-Oeste, no interior do Nordeste, no Pará e sudeste da Amazônia e anomalias negativas na Região Sul e noroeste da América do Sul. No segundo modo (Figura 8.2c) o sinal positivo se estende desde a Região Sul até São Paulo, parte do Centro-Oeste e sul da Amazônia e o sinal negativo na parte norte do Sudeste e da Região Norte. Nota-se na EOF1 que a intensidade do sinal negativo é bem forte no oeste da Região Sul do Brasil, parte do Paraguai e também no oeste da Amazônia, na Colômbia e no Peru. Cavalcanti et al. (2017) também encontraram essa relação oposta entre precipitação no Sudeste do Brasil e a Amazônia ocidental, além do Sul do Brasil, associada a anomalias no fluxo de umidade.

Observa-se através da amplitude da série temporal, que em DJF o padrão da primeira e da terceira EOF é o que apresenta as maiores amplitudes com sinal positivo, para os eventos chuvosos (pontos em vermelho na série) no Sudeste. O sinal positivo (negativo) da amplitude indica anomalias positivas (negativas) de precipitação sobre essa região. Dentre os casos chuvosos analisados é possível verificar que as amplitudes positivas estão na EOF1 e EOF3. Portanto, nos casos das frentes que provocam mais chuva na área em estudo, são observadas, de um modo geral, um dipolo entre as Regiões Sudeste e Sul e um alinhamento da anomalia positiva de precipitação entre o Sudeste e parte do Norte do Brasil. Esse padrão de déficit de precipitação no Sul e aumento no Sudeste, parte do Centro-Oeste e Norte é a configuração encontrada no verão, característica da ZCAS. Em Mo e Paegle (2001) e também em outros estudos já mencionados no capítulo 6 foi identificado um padrão similar, do dipolo entre a Região Sul e a região da ZCAS. No caso das frentes frias na região sudeste, o dipolo representa a precipitação associada à frente e a falta de precipitação ao sul, associada à alta pós-frontal.

No modo EOF2 a área de estudo está na região de transição no Sudeste. O setor sul tem um sinal e o setor norte sinal contrário. Assim, na maioria dos casos chuvosos as amplitudes positivas indicam mais chuva no setor sul, mas há alguns casos com amplitudes negativas, que indicam mais chuva no setor norte. O mesmo tipo de análise pode ser feito analisando as amplitudes dos casos secos.

Figura 8.2 - Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em DJF sem filtragem: Padrões (coluna à esquerda) e série (coluna à direita) (a-b) EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3.

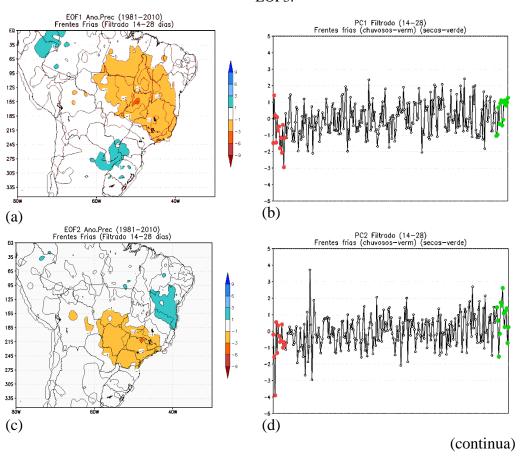


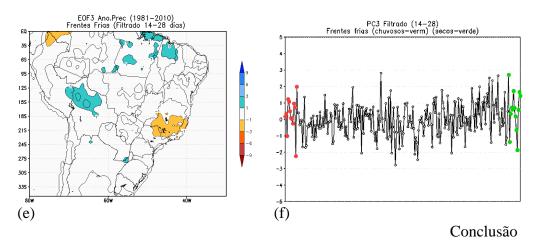
Modos da EOF da anomalia de precipitação em mm. Cores em tons em azul: valores positivos; tons em laranja: valores negativos.

Fonte: Produção do autor.

Na banda de 14-28 dias em DJF, é observado na EOF1 (Figura 8.3a) um sinal mais forte negativamente na parte central do país e sinal positivo apenas no oeste da Região Sul e parte da Colômbia e Peru. Na série temporal, os eventos chuvosos (secos) tem amplitude negativa (positiva) em sua maioria, para esse padrão, o que daria mais chuva (menos chuva) na região de estudo. No segundo modo (Figura 8.3c), o sinal em grande parte do Sudeste é oposto ao observado em parte da Bahia e norte de Minas Gerais. Nesse caso a maioria dos eventos chuvosos (secos) está na fase negativa (positiva), consistente com o padrão que daria mais (menos) chuva na região de estudo. O modo 3 nessa banda de variabilidade (Figura 8.3e) não mostra influência na precipitação na área de estudo. A maioria dos eventos tanto chuvosos quanto secos tem amplitudes positivas, o que daria menos chuva ao norte da região de estudo nos dois extremos. Logo, esse padrão não explica a chuva na área analisada para essa banda de 14-28 dias.

Figura 8.3 - Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em DJF filtrado na banda de 14-28 dias: Padrões (coluna à esquerda) e série (coluna à direita) (a-b) EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3.





Modos da EOF da anomalia de precipitação em mm. Cores em tons em azul: valores positivos; tons em laranja: valores negativos.

Fonte: Produção do autor.

Em alta frequência, com os dados filtrados na banda 2-10 dias, (Figura 8.4a), o padrão mostra um comportamento similar ao dos dados não filtrados (Figura 8.2a), exceto para o setor leste da Região Norte e interior do Nordeste. Em alta frequência também são vistos sinais opostos aos do Sudeste no oeste da região Amazônica e na Região Sul, o que estaria associado a diferenças no fluxo de umidade nos casos chuvosos e secos. Na série temporal (Figura 8.4b), a maioria dos casos chuvosos (secos) tem amplitudes positivas (negativas).

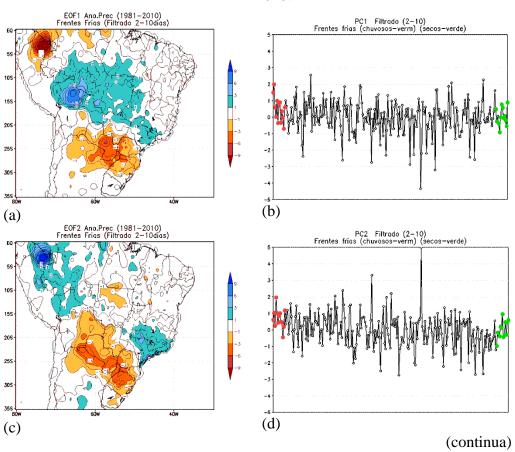
No segundo modo (Figura 8.4c) também é notado um dipolo entre o Sul e Sudeste, porém, diferentemente do primeiro modo, o sinal positivo do padrão se concentra na Região Sudeste e não se estende para noroeste. Nesse modo é observado o mesmo sinal na anomalia de precipitação entre a Região Sudeste e oeste da Região Norte. Na série temporal (Figura 8.4d) a maioria dos casos tanto chuvosos quanto secos apresenta amplitudes positivas. Assim, esse modo parece não ter influência na quantidade de precipitação associada aos sistemas frontais.

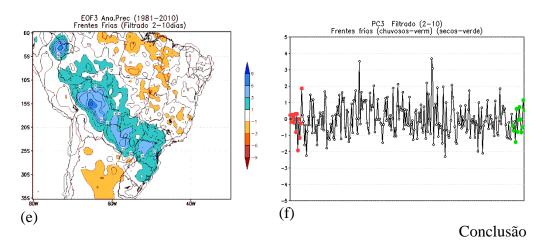
No terceiro modo (Figura 8.4e), o padrão apresenta uma faixa de anomalias positivas se estendendo desde a região sul da Amazônia até o sul do Sudeste e parte da Região Sul. A nordeste desta faixa são vistas anomalias negativas. Na série temporal (Figura 8.4f) a maior parte das amplitudes dos casos chuvosos é negativa, o que daria uma banda com menos chuva ao sul e mais chuva ao norte da região de estudo. Esses parecem ser casos em que o sistema frontal tem uma incursão pelo

interior do continente. Alguns padrões de nebulosidade que indicam essas incursões foram analisados em Andrade (2005). Nos casos secos, há amplitudes positivas e negativas, o que implicaria em casos com anomalias opostas ao norte e ao sul da região de estudo.

Esses modos de variabilidade na precipitação dos sistemas frontais na banda de 2 a 10 dias podem indicar tipos diferentes de frentes, aquelas que organizam convecção em direção à região Amazônica (modo um), aqueles que são mais localizados na região Sudeste (modo 2), e aqueles que se deslocam para o interior do continente (modo 3). Das análises acima conclui-se que as frentes que provocam mais chuva são as representadas pelo modo 1, incluindo a contribuição dos modos 1 e 2 com frequência de 2 a 10 dias.

Figura 8.4 - Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em DJF filtrado na banda de 2-10 dias: Padrões (coluna à esquerda) e série (coluna à direita) (a-b) EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3.





Modos da EOF da anomalia de precipitação em mm. Cores em tons em azul: valores positivos; tons em laranja: valores negativos.

Fonte: Produção do autor.

As análises acima foram feitas também para os meses de SON e a tabela com percentual da variância explicada pelos três primeiros modos é mostrada abaixo.

Tabela 8.2 – Porcentagens da variância explicada pelos três modos da EOF durante a primavera.

	EOF 1	EOF 2	EOF 3	
Sem filtro	7,1%	6,1%	3,2%	
14-28 dias	7,1%	4,9%	3,1%	
2-10 dias	5,2%	3,9%	3,3%	

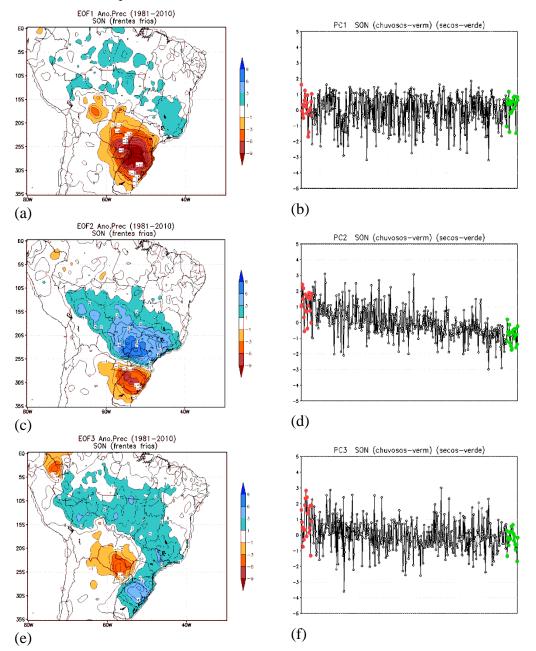
Fonte: Produção do autor.

Em SON, o dipolo na anomalia de precipitação entre o Sul e Sudeste é observado na primeira (Figura 8.5a) e segunda (Figura 8.5c) EOF. Na EOF1, o sinal negativo abrange toda a Região Sul, parte de São Paulo e Mato Grosso do Sul. O sinal positivo é visto sobre grande parte do sudeste, porém a região de estudo fica entre os dois sinais. Na série temporal a maioria dos casos tanto chuvosos quanto secos apresenta amplitudes positivas, indicando que esse modo não influencia na quantidade de precipitação. No EOF2 a área negativa do dipolo se concentra no Rio Grande do Sul e a positiva abrange o resto da Região Sul e a maior parte do

Sudeste, se estendendo para noroeste. Na série temporal é bem destacada a influência deste padrão nos casos chuvosos e secos, que tem a maioria de eventos com amplitudes positivas e negativas, respectivamente. Quando há mais chuva no Sudeste, há deficiência de chuva no Sul. Logo, nos eventos em que há pouca chuva no Sudeste é observada anomalia positiva em parte da Região Sul.

No terceiro padrão (Figura 8.5e) o sinal negativo fica restrito ao oeste da Região Sul e no Paraguai e positivo em outras áreas do país, com um máximo no Rio Grande do Sul. Observa-se através da série temporal que a maioria dos eventos secos possui amplitude negativa, que representaria anomalia positiva de precipitação na região da Bacia do Prata. Essa configuração pode estar associada à atuação de sistemas convectivos de mesoescala que ocorrem nessa região nessa época do ano. Segundo Salio et al. (2007), Velasco e Fritsch (1987), entre outros, há uma predominância de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) nos subtrópicos na primavera e verão. Um dos mecanismos dinâmicos responsáveis pelo transporte de calor e umidade da região amazônica para as regiões preferenciais de formação de sistemas convectivos é o jato de baixos níveis (JBN), o qual começa a ser mais frequente entre a primavera e verão (MARENGO et al., 2004). A maioria dos casos chuvosos possui amplitudes positivas, o que representaria mais chuva nas regiões sudeste e sul.

Figura 8.5 - Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em SON sem filtragem: Padrões (coluna à esquerda) e série (coluna à direita) (a-b) EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3.



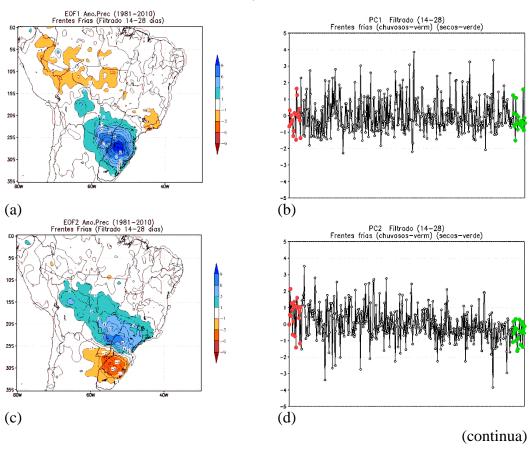
Modos da EOF da anomalia de precipitação em mm. Cores em tons em azul: valores positivos; tons em laranja: valores negativos.

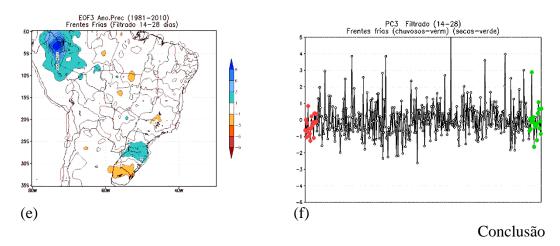
Fonte: Produção do autor.

Em 14-28 dias, a primeira EOF (Figura 8.6a) mostra um padrão semelhante e oposto ao obtido sem filtragem. No entanto, na série temporal (Figura 8.6b) nota-se amplitude negativa para a maioria dos eventos chuvosos e secos, implicando que

este padrão não tem influência na quantidade de precipitação na área de estudo. A segunda EOF (Figura 8.6c) na banda de 14-28 dias tem um comportamento bastante similar aos dados sem filtragem, inclusive com o mesmo sinal do dipolo e mesmo comportamento na série temporal, indicando grande influência desse modo na quantidade de precipitação. No terceiro modo da EOF (Figura 8.6e), não há um sinal de anomalia de precipitação sobre o Sudeste. Assim, nessa banda, esse terceiro padrão não explica os eventos chuvosos e secos.

Figura 8.6 - Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em SON filtrado na banda de 14-28 dias: Padrões (coluna à esquerda) e série (coluna à direita) (a-b) EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3.





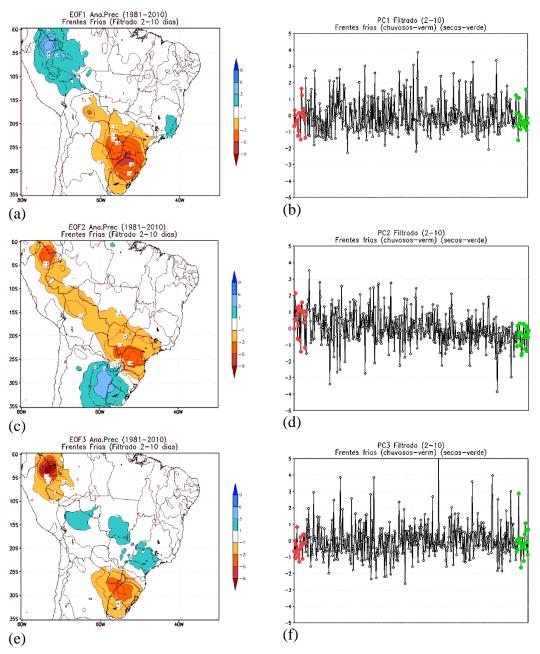
Modos da EOF da anomalia de precipitação em mm. Cores em tons em azul: valores positivos; tons em laranja: valores negativos.

Fonte: Produção do autor.

Em alta frequência, o modo 1 (Figura 8.7a) tem um padrão parecido ao obtido sem filtragem, inclusive com o mesmo sinal nas anomalias, ou seja, positivo no centrosul do Brasil e negativo em parte de Minas Gerais, Rio de Janeiro e sudoeste da Amazônia. Através da série temporal (Figura 8.7b), nota-se que tanto os eventos secos quanto chuvosos tem amplitude negativa em quase todos os casos, também semelhante ao que ocorre sem a filtragem. Como visto, esse padrão não parece influenciar na quantidade de precipitação na região de estudo. O segundo padrão (Figura 8.7c), mostra um sinal negativo alinhado desde Santa Catarina até o Acre, semelhante ao terceiro padrão na alta frequência do verão. Como discutido na seção do verão, esse padrão poderia indicar a presença de frentes que tem uma incursão pelo interior do continente. A terceira EOF (Figura 8.7e) mostra um sinal oposto entre o Sudeste e o sudoeste da Amazônia e sul do Brasil.

Assim, na primavera, os eventos chuvosos tem a contribuição do modo 2 na variabilidade com frequência de 2 a 10 dias.

Figura 8.7 - Modos da EOF e séries temporais ordenada em forma decrescente em função da precipitação para casos de ocorrência de frentes frias em SON filtrado na banda de 2-10 dias: Padrões (coluna à esquerda) e série (coluna à direita) (a-b) EOF1 (c-d) EOF2 (e-f) EOF3.



Modos da EOF da anomalia de precipitação em mm. Cores em tons em azul: valores positivos; tons em laranja: valores negativos.

Fonte: Produção do autor.

8.2. Anomalia de geopotencial

Com o intuito de analisar a variabilidade intrassazonal, sub-sazonal e de alta frequência são mostrados na Figura 8.8 e 8.9 os dois primeiros modos da EOF no campo de anomalia de geopotencial em 500 hPa sem o processo de filtragem, filtrado na banda de 30-90 dias, 14-28 dias e 2-10 dias para os meses de DJF. Na segunda coluna dessas Figuras são mostradas as séries temporais. Os pontos em vermelho e verde na série temporal indicam os casos de ocorrência de frente em que houve precipitação extrema (chuvosos) e fraca (secos), respectivamente.

A tabela 8.3 mostra a variância explicada para cada modo da análise da EOF. Entre o modo 1 e o modo 2 as maiores diferenças na variância são para os dados sem o processo de filtragem e para a baixa frequência na faixa de 30 a 90 dias. Para os demais as variâncias dos padrões de EOF1 e EOF2 estão bem próximas.

Tabela 8.3 - Porcentagens da variância explicada pelos dois modos da EOF durante DJF.

	EOF 1	EOF 2
Sem filtragem	19,7%	6,6%
30-90 dias	26,1%	14,9%
14-28 dias	15,9%	12,5%
2-10 dias	8,9%	8,8%

Fonte: produção do autor

Para os eventos de frentes frias ocorridos em DJF de 1981-2010, o primeiro modo da EOF sem o processo de filtragem (Figura 8.8a) mostra um padrão similar ao modo anular, onde são observadas anomalias com sinais contrários entre a região polar e latitudes médias. As amplitudes mostram sinais positivos e negativos para os dois casos (chuvosos e secos), indicando o modo anular em fases negativas e positivas. Na variabilidade de baixa frequência (banda 30-90) em DJF, a primeira EOF (Figura 8.8c) é caracterizada por sinal negativo em latitudes altas e positivo em latitudes médias, com eventos chuvosos e secos tanto com as amplitudes

positivas quanto negativas. Porém, as maiores amplitudes positivas são dos eventos chuvosos (Figura 8.8d), o que indicaria o modo anular na fase positiva nessa banda intrassazonal.

O segundo modo (Figura 8.9a) tem características do PSA, com o trem de onda partindo do sul da Austrália até o Atlântico Sul. Há amplitudes positivas e negativas para os dois casos (chuvosos e secos), porém há mais casos secos com amplitudes positivas, indicando uma crista amplificada sobre as latitudes médias do Oceano Atlântico, que poderia desintensificar o cavado frontal. Para os casos chuvosos na fase positiva, o cavado sobre o sul da América do Sul poderia intensificar o cavado do trem de ondas de escala sinótica nessa região (Figura 8.9e) e reforçar a crista e cavado corrente abaixo. Para os casos chuvosos na fase negativa, as anomalias no Atlântico poderiam reforçar o cavado frontal.

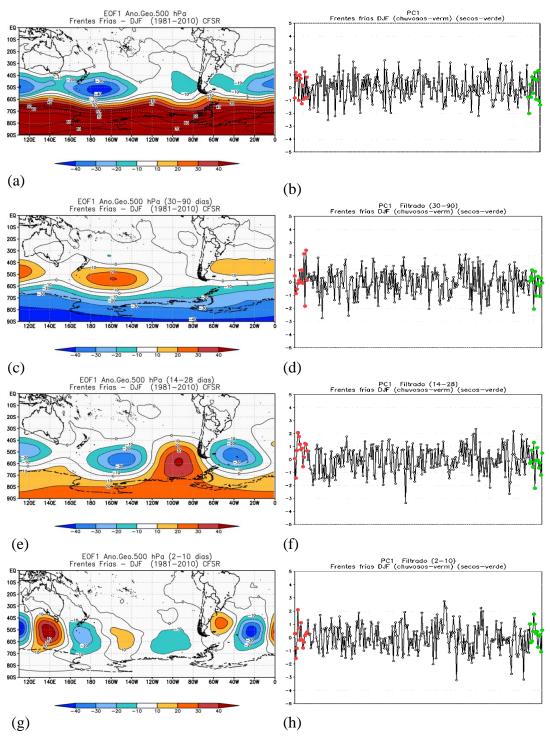
O segundo padrão da EOF filtrada em 30-90 dias para DJF (Figura 8.9c) também mostra o trem de onda, característico do PSA, porém com sinal contrário nas anomalias quando comparado ao obtido sem filtragem (Figura 8.9a) e com o centro sobre o Atlântico em latitudes mais baixas. Porém, nesta escala de variabilidade, a maioria dos casos chuvosos tem amplitudes negativas (Figura 8.9d), o que forneceria um padrão semelhante ao anterior sem filtragem. Portanto, sobre a América do Sul haveria anomalia negativa no extremo sul e positiva sobre o Atlântico. No Pacífico, o sinal também ficaria invertido na anomalia, com centro positivo em aproximadamente 120°W entre 2 centros negativos. Essa configuração é o padrão semelhante ao PSA em sua fase positiva, de acordo com as metodologias do PSA (KA) e PSA (Centro-EOF). No entanto, essa metodologia leva em consideração a latitude e longitude do centro de ação citado no capítulo 4. Logo, os centros observados nesse modo estão deslocados para oeste em relação aos centros considerados na metodologia do PSA (KA). Nos casos secos, há tanto amplitudes negativas, que poderiam intensificar uma crista sobre o Atlântico, quanto positivas, com o cavado de baixa frequência reforçando o cavado frontal deslocado para o oceano, como visto nos compostos secos.

Na banda de 14-28 dias a diferença entre a variância do primeiro EOF e do segundo é da ordem de menos de 1%, como mostrado na tabela 8.3, portanto considera-se que esses dois modos são dominantes. Em DJF, é verificada no Atlântico a

anomalia negativa de geopotencial nos dois modos, porém para a EOF1, este sinal faz parte da configuração do modo anular e para o EOF2 a anomalia faz parte do trem de onda proveniente do sul da Austrália. Em relação à série temporal, 84% dos eventos chuvosos estão inseridos no padrão da EOF1, ou seja, é observada anomalia negativa no Atlântico Sul, próxima ao continente, que poderia reforçar o cavado frontal. Enquanto para os eventos secos a amplitude tem sinal negativo para 69% dos casos, e o padrão seria de uma crista que contribuiria para a desintensificação do cavado frontal.

Em alta frequência também não há diferença significativa na variância entre os dois primeiros modos, o valor é aproximadamente 0,1%. Nesta banda de frequência se enquadram os sistemas frontais. No verão, os centros estão mais ativos no segundo modo (EOF2) e um pouco mais zonais no Pacífico e adquirindo uma curvatura no Atlântico. A série temporal (Figura 8.8h e 8.9h) mostra maiores amplitudes positivas para os eventos chuvosos no modo 2 da EOF, com o cavado frontal em direção ao continente (Figura 8.9g) e no modo 1 para os eventos mais secos, com o cavado frontal deslocado para o oceano (Figura 8.8g). Essas configurações são consistentes com as análises dos compostos.

Figura 8.8 - Modos da EOF de anomalia mensal de altura geopotencial (m) em 500 hPa para casos de ocorrência de frentes frias em DJF: 1º modo (coluna à esquerda) e séries temporais ordenadas em forma decrescente em função da precipitação (coluna à direita) (a-b) sem filtragem (c-d) banda de 30-90 dias (e-f) banda de 14-28 dias (g-h) banda de 2-10 dias.



Modos da EOF da anomalia de geopotencial em 500 hPa em mgp. Cores em tons em azul: valores positivos; tons em laranja: valores negativos.

Fonte: Produção do autor.

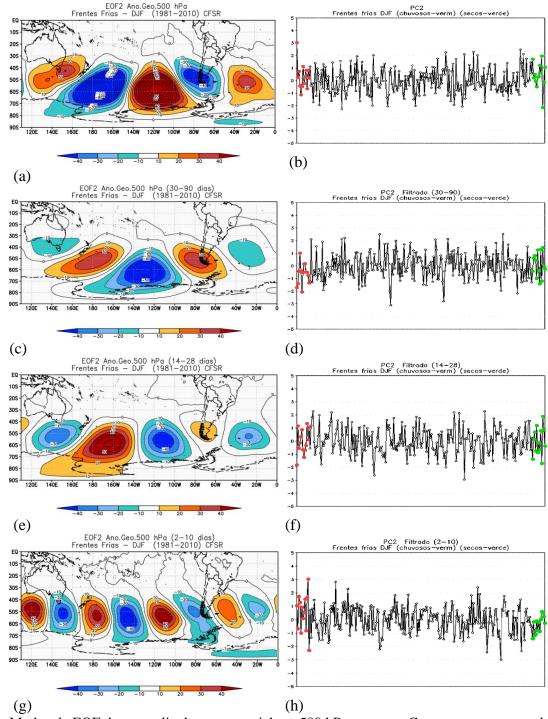


Figura 8.9 - Ídem à Figura 8.8 para o segundo modo da EOF.

Modos da EOF da anomalia de geopotencial em 500 hPa em mgp. Cores em tons em azul: valores positivos; tons em laranja: valores negativos.

Fonte: Produção do autor.

As análises anteriores foram feitas também para os meses de SON e a tabela com percentual da variância explicada pelos três primeiros modos é mostrada abaixo. Assim como nos meses de verão, em SON as maiores diferenças na variância entre

o modo 1 e o modo 2 são para os dados sem o processo de filtragem e para a baixa frequência de 30 a 90 dias. Para os demais as variâncias entre os padrões estão bem próximas.

Tabela 8.4 – Porcentagens da variância explicada pelos dois modos da EOF durante SON.

	EOF 1	EOF 2
Sem filtragem	21,8%	7,1%
30-90 dias	28,9%	16,9%
14-28 dias	16,8%	14,6%
2-10 dias	8,7%	8,3%

Fonte: produção do autor

Nos meses de SON (Figura 8.10) o primeiro modo apresenta uma alternância no sinal da anomalia em latitudes médias e altas latitudes, o que representa o padrão do modo anular, o qual foi observado tanto nos dados não filtrados (Figura 8.10a) quanto na baixa frequência de 30 a 90 dias (Figura 8.10c) e na banda de 14-28 dias (Figura 8.10e). Nas séries temporais do EOF1 sem filtragem (Figura 8.10b) e filtrados na banda de 30 a 90 dias (Figura 8.10d) notam-se amplitudes negativas para a maioria dos casos secos, indicando o padrão do modo anular na fase positiva. Na banda de 14 a 28 há amplitudes positivas e negativas para ambos os casos secos e chuvosos.

Na alta frequência (Figura 8.10g) é notado um trem de onda desde o sul da Austrália (120°E) até o Atlântico Sul (entre 20°W e 0°). Comparando com o EOF1 do verão nesta banda (2-10 dias), as anomalias são mais intensas, principalmente no Pacífico, com os centros deslocados ligeiramente para leste.

Para os dados sem o processo de filtragem no segundo modo (Figura 8.11a) observa-se que há uma alternância do sinal das anomalias de geopotencial, porém a área de abrangência de cada uma delas é maior. Na série temporal os eventos secos e chuvosos apresentam amplitudes parecidas. Para as amplitudes positivas, o padrão do geopotencial em 500 hPa é de uma anomalia negativa no sul da América do Sul

e no Pacífico Oeste, e positiva no Pacífico Central, configuração observada na fase positiva do PSA (KA) e PSA (EOF), semelhante ao mostrado no verão.

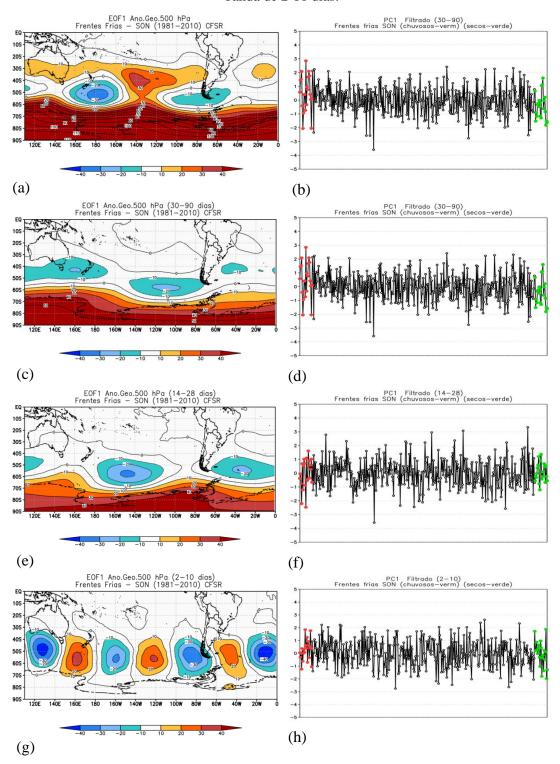
Em baixa frequência, de 30 a 90 dias, a EOF2 (Figura 8.11c) mostra a mesma configuração da análise com os dados sem filtragem, porém com sinal oposto ou seja, padrão da fase negativa do PSA (KA) e PSA (EOF), para as amplitudes positivas. Na análise da série temporal (Figura 8.11d) foi notado que grande parte dos eventos chuvosos tem amplitude negativa, portanto, o sinal é inverso das anomalias, indicando para esses eventos fase positiva do PSA.

Na banda de 14-28 dias em SON, o segundo modo, Figura 8.11e, também apresenta um trem de onda do Pacífico ao Atlântico. Nessa banda de variabilidade não há uma preferência para o sinal das amplitudes, indicando que esse padrão não tem influência na quantidade de precipitação associada aos sistemas frontais na região de estudo.

Na alta frequência, o modo 1 e o modo 2 mostram o trem de onda, porém com defasagem um do outro e anomalias mais fracas sobre o Pacífico Oeste no modo 2. Na série temporal da EOF1 (Figura 8.10h) observa-se que os eventos chuvosos têm mais casos com amplitude positiva e os secos com amplitude negativa. Embora o trem de onda esteja nas latitudes médias, há um centro negativo próximo ao sul da América do Sul que poderia amplificar as cristas e cavados corrente abaixo, associados ao deslocamento do sistema sobre a América do Sul, e intensificar o sistema frontal na região de estudo. Para os casos secos, com amplitude negativa, o sistema frontal se desintensificaria sob a ação de uma crista.

Na EOF2 (Figura 8.11h) a maioria dos casos chuvosos possui amplitudes negativas, o que forneceria anomalias negativas sobre o extremo sul da América do Sul. Nos casos em que há menos precipitação, as amplitudes são positivas, na sua maioria, configurando anomalia positiva no sul da América do Sul e negativa no Atlântico afastada da costa. Comparando o verão e primavera observa-se que o primeiro modo dos meses de SON (Figura 8.10g) está bastante similar com o segundo modo de DJF. Cavalcanti e Kayano (1999) mostraram que esses padrões de alta frequência nos meses de NDJF (novembro, dezembro, janeiro e fevereiro) estão relacionados a sistemas de escala sinóticas, associados aos sistemas transientes.

Figura 8.10 - Primeiro modo da EOF de anomalia mensal de altura geopotencial (m) em 500 hPa para casos de ocorrência de frentes frias em SON: 1º modo (coluna à esquerda) e séries temporais ordenadas em forma decrescente em função da precipitação (coluna à direita) (a-b) sem filtragem (c-d) banda de 30-90 dias (e-f) banda de 14-28 dias (g-h) banda de 2-10 dias.



Modos da EOF da anomalia de geopotencial em 500 hPa em mgp. Cores em tons em azul: valores positivos; tons em laranja: valores negativos.

Fonte: Produção do autor.

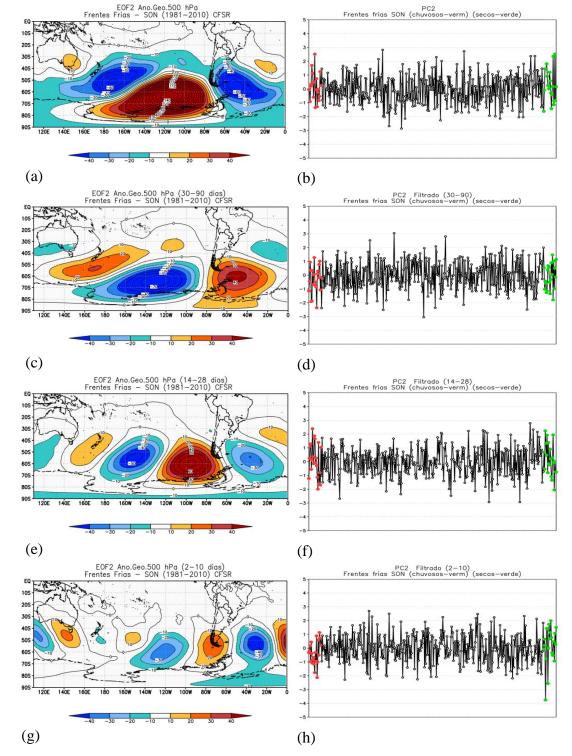


Figura 8.11 - Ídem à Figura 8.10 para o segundo modo da EOF.

Modos da EOF da anomalia de geopotencial em 500 hPa em mgp. Cores em tons em azul: valores positivos; tons em laranja: valores negativos.

Fonte: Produção do autor.

8.3. Variabilidade entre a baixa e alta frequência

Neste ítem é mostrado o comportamento da baixa (30-90 dias) e alta frequência (2-10 dias) nos dados de geopotencial em 250 hPa e da anomalia de ROL. Para essas análises foram considerados os compostos chuvosos e secos para os dados de reanálise e do MCGA. Primeiramente é analisado o comportamento nos meses de DJF e posteriormente em SON.

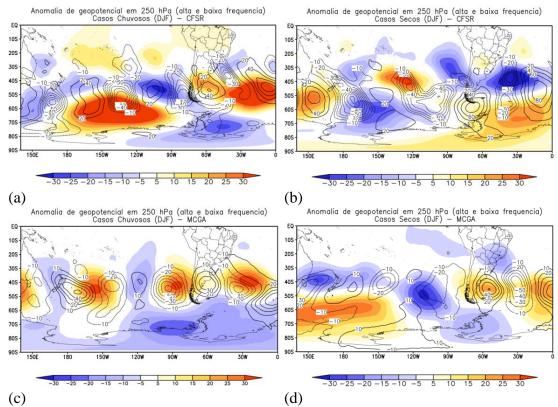
Na figura 8.12 observa-se um trem de onda em alta frequência (contornos) nos dois casos, porém nos casos chuvosos os centros alternados se direcionam do Pacífico para a América do Sul, enquanto nos casos secos se direcionam do Pacífico zonalmente para o Atlântico. Os centros sobre o Pacífico Leste estão em latitudes mais baixas nos casos chuvosos do que nos casos secos e o centro negativo sobre o Atlântico está mais próximo do continente nos casos chuvosos (Figura 8.12a). Essa configuração foi encontrada no segundo modo da análise de EOF para a alta frequência (Figura 8.9g). O modelo representa as mesmas características (Figura 8.12c).

Na banda intrassazonal observa-se uma alternância nas anomalias de altura geopotencial em 250hPa (cores) se estendendo desde a Austrália até o leste da América do Sul, em um padrão do tipo PSA. Nota-se a oposição de fase entre os casos chuvosos e secos, próximo da Austrália, no centro do Pacífico extratropical e no Atlântico. Nos casos chuvosos o centro de baixa frequência sobre o Pacífico é de anomalias positivas, indicando uma crista intensa, e os centros do trem de onda de alta frequência se localizam ao norte dessa crista. Essas características sugerem que os sistemas transientes precisariam se deslocar para latitudes mais baixas devido à presença da crista de baixa frequência. Nos casos secos, o centro de baixa frequência sobre o Pacífico é de anomalias negativas, indicando a presença de um cavado que contribuiria para a passagem dos sistemas transientes nas latitudes mais altas.

Alguns centros da alta frequência estão em fase com a baixa frequência. Nos eventos chuvosos do CFSR (Figura 8.12a) os sinais alternados da baixa frequência sobre o sul e sudeste da América do Sul estão em fase com os centros do trem de onda de alta frequência, intensificando as anomalias e o cavado frontal que se

estende sobre o sul/sudeste do Brasil. A presença de um ambiente favorável na banda de 30-90 dias, pode favorecer a intensificação do sistema transiente. Nos casos secos, o cavado intenso de baixa frequência sobre o Oceano Atlântico está em fase com o de alta frequência, intensificando o cavado frontal deslocado para leste em comparação com os casos chuvosos. O MCGA (Figura 8.12 c-d) subestima as anomalias tanto na alta quanto na baixa frequência para ambos os casos, representando o padrão na alta frequência, mas não o de baixa frequência.

Figura 8.12 - Anomalia de geopotencial (m) filtrado em alta e baixa frequência em 250 hPa do CFSR para os (a) casos chuvosos e (b) casos secos e do MCGA para os (c) casos chuvosos (d) casos secos.



Anomalia de geopotencial na baixa frequência (30-90 dias) em sombreado; Anomalia de geopotencial na alta frequência (2-10 dias) em contorno. Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

As anomalias de ROL na baixa frequência mostram tanto nos casos chuvosos quanto secos um sinal oposto entre a convecção no Brasil e a região da Indonésia (Figura 8.13a). Portanto, nos eventos chuvosos, a convecção sobre a Indonésia é suprimida e nos casos secos a convecção nessa região encontra-se acima do normal

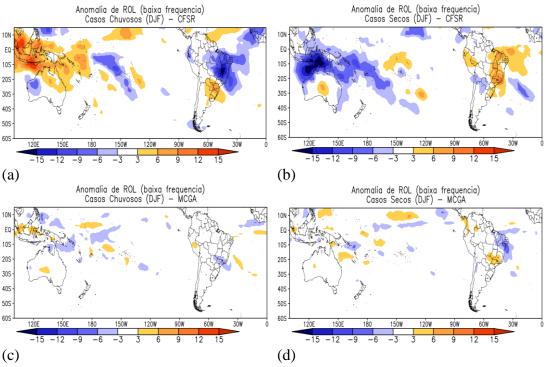
(Figura 8.13b). Nota-se, nos casos chuvosos, o mesmo sinal na anomalia de ROL nas regiões das Zonas de Convergência do Atlântico e do Pacífico. Nos eventos chuvosos é observado também um dipolo sobre a América do Sul. Cunningham e Cavalcanti (2006) encontraram padrões semelhantes ao segundo modo de variabilidade intrassazonal (casos chuvosos) e primeiro modo (casos secos). Nos eventos secos, a anomalia negativa atua, principalmente sobre os oceanos Atlântico e Pacífico, e uma ampla região de subsidência é observada sobre o Brasil.

O MCGA (Figura 8.13 c-d) tem uma tendência a subestimar as anomalias de ROL e não representa a baixa frequência na Indonésia. Meira e Cavalcanti (2010) utilizando outra versão do MCGA encontraram resultado similar na banda de 30-90 dias no verão de 1981-2001. Como já discutido anteriormente, em Cavalcanti et al. (2017), o modelo não representa a influência das anomalias de convecção da Indonésia na precipitação sobre o Sudeste do Brasil, embora simule bem o padrão de dipolo de ROL sobre a América do Sul. A subestimativa da convecção na Indonésia associada ao esquema de convecção pode ser um dos fatores para que o modelo não represente essa influência. Estudos adicionais necessitam ser realizados para essa investigação.

Figura 8.13 - Anomalia de ROL (W/m²) filtrado em baixa frequência do CFSR para os (a) casos chuvosos e (b) casos secos e do MCGA para os (c) casos chuvosos (d) casos secos.

Anomalia de ROL (baixa frequencia)

Anomalia de ROL (baixa frequencia)



Anomalia de ROL em W/m². Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

A energia cinética dos distúrbios transientes é mostrada na Figura 8.14, para 2 dias antes da atuação do sistema frontal e no dia da passagem. A energia cinética sobre o Pacífico sudeste e o Atlântico sudoeste é maior nos compostos chuvosos do que nos secos e se estende sobre o continente (Figura 8.14a) já com 2 dias de antecedência.

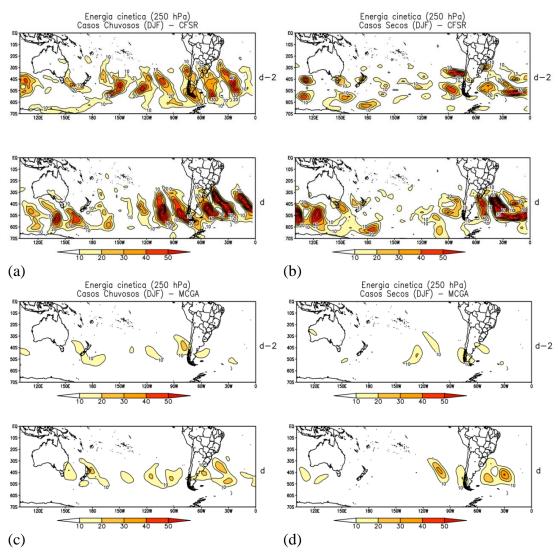
A atividade da onda dos distúrbios transientes pode ser representada pelo vetor E, o qual mostra a propagação da energia. A Figura 8.15 mostra a estrutura horizontal do vetor E (na alta frequência), o qual tem suas componentes horizontais dadas pela média da covariância das perturbações das componentes zonal e meridional do vento, e sua divergência. Regiões de divergência (convergência) dos vetores estão associadas à aceleração (desaceleração) dos ventos de oeste do campo básico (HOSKINS et al., 1983). Nota-se na Figura 8.15 (a-b) sucessivas alternâncias na divergência e convergência do vento, associadas ao escoamento ondulatório. Tanto nos casos chuvosos quanto secos o vetor está direcionado para leste, com

componente para norte, principalmente próximo ao continente sulamericano 2 dias antes. Em Hoskins et al. (1983) e James (1994), análises para perturbações com períodos inferiores a 10 dias, mostram que o vetor E indica interações entre os distúrbios e o escoamento médio, e que há uma aceleração dos jatos de oeste na região dos "storm tracks", quando se faz uma média em um período longo. Na presente análise estão sendo analisados compostos de alguns casos em que o objetivo não é analisar o papel dos transientes no escoamento de grande escala, como nas análises mencionadas. A primeira componente do vetor, que é uma combinação da energia cinética e a anisotropia da onda indica que o vetor aponta para leste quando a onda é mais alongada meridionalmente, o que ocorre no caso de ondas curtas. Na presente análise, o vetor E é maior em latitudes médias e subtropicais e mais intenso nos eventos chuvosos, ou seja, há uma intensidade maior das ondas e dos sistemas transientes.

A atividade das ondas dos distúrbios transientes (Figura 8.15) mostra a propagação da energia da região do Pacífico em direção ao continente nos casos chuvosos, enquanto que nos casos secos a propagação está localizada ao sul da Austrália, sul da América do Sul e sobre o Atlântico Sul, longe da costa. A propagação de energia no continente pode amplificar o cavado frontal, induzindo a convecção e precipitação na região Sudeste do Brasil. Esses resultados são consistentes com as análises efetuadas com relação à alta frequência no ítem anterior.

O modelo não reproduz a energia cinética (Figura 8.14 c-d) e a atividade das ondas observadas (Figura 8.15 c-d), mas mostra diferenças entre os eventos chuvosos e secos. Nos casos com mais precipitação, o modelo mostra a energia cinética e a atividade das ondas direcionadas para o sudeste do Brasil, enquanto nos casos secos, elas são direcionadas diretamente para o Oceano Atlântico Sul. No entanto, as diferenças não podem ser identificadas dois dias antes, como nas observações.

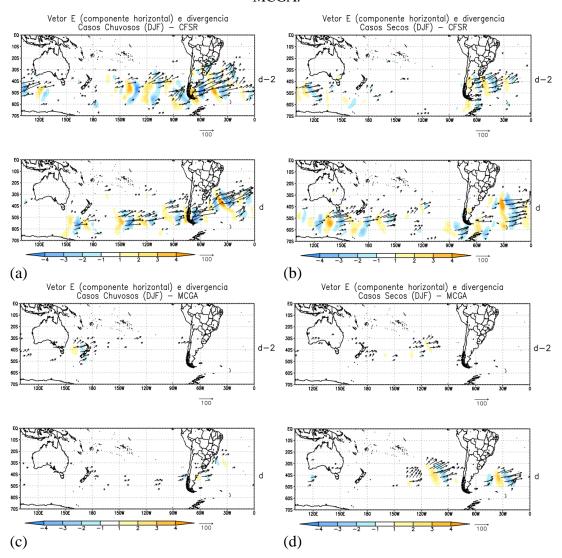
Figura 8.14 - Energia cinética (m²s²) em alta frequência no dia-2 (d-2) e dia do evento (d) para (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA (d) casos secos MCGA.



Energia cinética em m²s⁻² em alta frequência para 2 dias anteriores à passagem do sistema frontal (d-2) e para o dia da passagem do sistema frontal (d). Ao lado de cada figura, as letras d e d-2, correspondem às figuras referentes ao dia do evento e 2 dias de antecedência, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

Figura 8.15 - Vetor **E** e divergência no dia-2 (d-2) e dia do evento (d) para (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA (d) casos secos MCGA.



Vetor **E** e divergência, em alta frequência, para 2 dias anteriores à passagem do sistema frontal (d-2) e para o dia da passagem do sistema frontal (d). Ao lado de cada figura, as letras d e d-2, correspondem às figuras referentes ao dia do evento e 2 dias de antecedência, respectivamente.

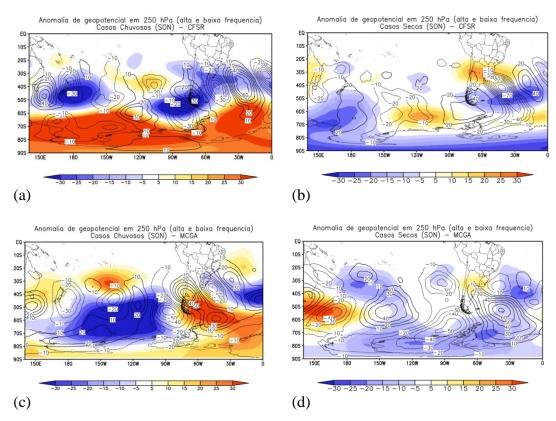
Fonte: Produção do autor.

Em SON (Figura 8.16), a diferença entre os casos chuvosos e secos, pode ser vista nas duas frequências. O padrão na baixa frequência apresenta uma ampla área em latitudes altas com sinal positivo nos eventos chuvosos e negativo nos eventos secos. Os casos chuvosos apresentam o trem de ondas de alta frequência sobre o Pacífico em latitudes médias e direcionado para a América do Sul, enquanto nos

casos secos a configuração sobre o Pacífico não representa um padrão de ondas curtas, padrão que é observado apenas sobre o Atlântico, com os centros mais afastados da América do Sul. Embora ambos os casos chuvosos e secos apresentem uma anomalia negativa sobre o Sul do Brasil, nos eventos que provocam pouca chuva, os sinais da baixa e da alta frequência não estão em fase, como nos casos chuvosos. Portanto, a baixa frequência pode favorecer ou inibir a amplificação do cavado de alta frequência e então provocar eventos com mais ou menos precipitação.

O MCGA também mostra o trem de onda de alta frequência sobre o Pacífico e direcionado para a América do Sul nos casos chuvosos (Figura 8.16c), como observado, com um padrão diferente dos casos secos (Figura 8.16d), que não é semelhante à reanálise.

Figura 8.16 - Anomalia de geopotencial (m) filtrado em alta e baixa frequência em 250 hPa do CFSR para os (a) casos chuvosos e (b) casos secos e do MCGA para os (c) casos chuvosos (d) casos secos.



Anomalia de geopotencial em 250 hPa na baixa frequência (30-90 dias) em sombreado; Anomalia de geopotencial em 250 hPa na alta frequência (2-10 dias) em contorno. Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

Fonte: Produção do autor.

A anomalia de ROL na banda de 30-90 dias mostra um sinal mais fraco em relação ao verão, entre parte do Brasil e a Indonésia, tanto nos eventos secos quanto chuvosos (Figura 8.17 a-b). Sobre a América do Sul, a principal diferença entre os eventos chuvosos e secos é anomalia sobre o Sudeste. Na baixa frequência, nos casos chuvosos, há anomalia negativa com orientação NW-SE, porém menos intensa que em DJF, e um dipolo entre o Sul e a parte Central e Sudeste do Brasil. Nos casos secos há uma oposição no sinal entre a anomalia de ROL no Sudeste e porção oeste da Amazônia, sinais observados nos compostos de anomalia de precipitação dos meses de SON. Em relação ao MCGA, este representa bem o sinal nos casos chuvosos (Figura 8.17c), porém nos eventos secos (Figura 8.17d) o modelo subestima as anomalias.

Anomalia de ROL (baixa frequencia) Casos Secos (SON) — CFSR Anomalia de ROL (baixa frequencia) Casos Chuvosos (SON) — CFSR 105 109 203 209 309 309 403 409 503 509 (a) (b) Anomalia de ROL (baixa frequencia) Casos Chuvosos (SON) — MCGA Anomalia de ROL (baixa frequencia) Casos Secos (SON) — MCGA 109 209 203 309 308 40S 408 50S

Figura 8.17 - Anomalia de ROL (W/m²) filtrado em baixa frequência do CFSR para os (a) casos chuvosos e (b) casos secos e do MCGA para os (c) casos chuvosos (d) casos secos.

Anomalia de ROL em W/m². Cores em tons de azul: valores negativos; tons em laranja: valores positivos.

(d)

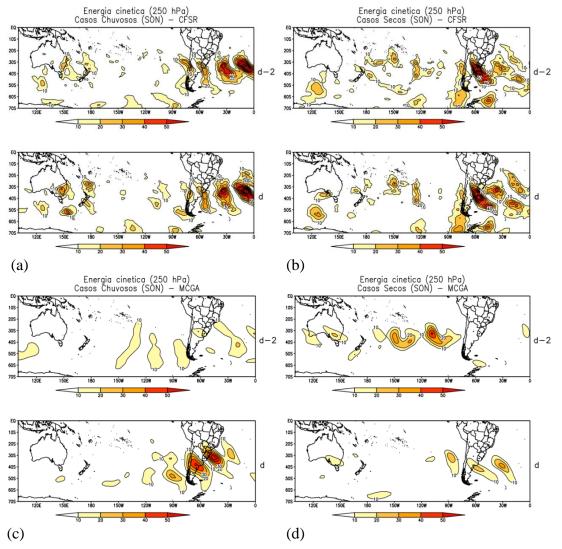
Fonte: Produção do autor.

(c)

Os distúrbios transientes encontram-se mais fracos sobre o Pacífico nos meses da primavera e a propagação da energia é mais intensa a partir da costa oeste do sul da América do Sul (Figura 8.18). Isso é observado tanto nos eventos secos quanto chuvosos e em dois dias antes da atuação da frente, porém a energia cinética é maior no sul do Brasil nos casos secos e maior próximo ao sudeste do Brasil nos casos chuvosos. Como visto nas análises anteriores da alta frequência, os casos secos apresentavam um cavado intenso se estendendo sobre o sul do Brasil, o que reflete na maior energia cinética observada nos casos secos nessa região em comparação com os casos chuvosos. Entretanto, como visto, a ação da baixa frequência reduz (aumenta) a intensidade desse cavado sobre o continente, nos casos secos (chuvosos) resultando em menos (mais) precipitação. Esta análise está consistente com os campos dos compostos na Figura 6.20.

Embora o MCGA subestime a energia cinética dos transientes com 2 dias de antecedência (Figura 8.18b, primeira linha), nos eventos chuvosos no dia do evento (Figura 8.18b, segunda linha), ele mostra uma configuração com máximos sobre a América do Sul.

Figura 8.18 - Energia cinética (m²s⁻²) em alta frequência no dia-2 (d-2) e dia do evento (d) para (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA (d) casos secos MCGA.

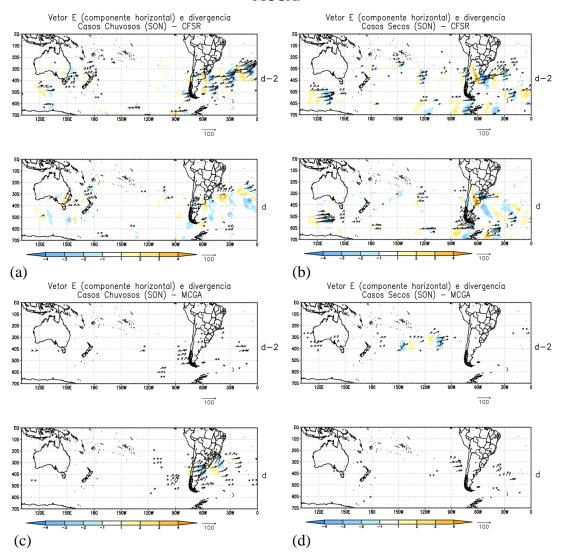


Energia cinética em m²s⁻² em alta frequência para 2 dias anteriores à passagem do sistema frontal (d-2) e para o dia da passagem do sistema frontal (d). Ao lado de cada figura, as letras d e d-2, correspondem às figuras referentes ao dia do evento e 2 dias de antecedência, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

Assim, como não é visto um sinal forte na propagação da energia sobre o Pacífico, a atividade das ondas também é mais fraca (Figura 8.19) e se intensifica no Atlântico com 2 dias de antecedência. Na região da maior intensidade do vetor E, nos casos chuvosos (Figura 8.19a), é observado que há um direcionamento para leste próximo à costa da América do Sul e que depois se propaga para norte já na costa do Sudeste, o que pode favorecer a propagação da energia para latitudes mais baixas. No dia da passagem da frente, nos casos secos (Figura 8.19b, segunda linha) os vetores estão mais intensos direcionados para norte no extremo sul do continente e para leste sobre o sul do Brasil, enquanto nos casos chuvosos (Figura 8.19a, segunda linha) os vetores direcionados para norte estão mais intensos sobre o sul da América do Sul em latitudes mais ao norte do que nos casos secos, e para norte também próximo ao sudeste do Brasil. O MCGA subestima tanto o vetor quanto a divergência (Figura 8.19 c-d), exceto para os casos chuvosos no dia do evento, consistente com o campo da Energia cinética.

Figura 8.19 - Vetor **E** e divergência no dia-2 (d-2) e dia do evento (d) para (a) casos chuvosos - CFSR (b) casos secos - CFSR (c) casos chuvosos - MCGA (d) casos secos - MCGA.



Vetor **E** e divergência em alta frequência para 2 dias anteriores à passagem do sistema frontal (d-2) e para o dia da passagem do sistema frontal (d). Ao lado de cada figura, as letras d e d-2, correspondem às figuras referentes ao dia do evento e 2 dias de antecedência, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

8.4. Sumário

Neste capítulo foi discutida a variabilidade da precipitação e da anomalia de geopotencial nos dados sem aplicação de filtro e filtrados em alta e baixa frequência para DJF e SON, bem como a interação entra a alta e baixa frequência em casos de ocorrência de sistemas frontais sobre a área de estudo.

A variabilidade da precipitação mostrou três principais modos, tendo como característica um dipolo entre a Região Sul e Sudeste e um "tripolo", com anomalias negativas ao sul e ao norte da Região Sudeste do Brasil. Esta configuração foi observada também nas análises de alta frequência.

No verão, dois modos (sem filtragem) distinguem os eventos chuvosos e secos. Esses dois padrões (EOF1 e EOF3) apresentaram o dipolo entre o Sul e Sudeste do Brasil e uma ampla área com anomalia positiva de precipitação se estendendo até a Região Norte. As frentes que provocam mais chuva são as que organizam a precipitação na direção noroeste, representadas pelo modo 1, com a contribuição dos modos 1 e 2 da variabilidade na frequência de 14 a 28 dias.

A primavera também apresentou um padrão de dipolo de precipitação com anomalias inversas entre o Sul e Sudeste, porém com menos intensidade que o verão. Foram verificados também dois principais modos que diferenciam os casos chuvosos e secos. Em um deles (modo2), a anomalia positiva de chuva no Sudeste tem sinal oposto à anomalia no extremo sul do Brasil e o outro (modo3) a anomalia positiva de chuva atua nas Regiões Sul, grande parte do Sudeste, Centro-Oeste e sul Amazônico. Na banda de 14-28 dias a principal configuração para os eventos com extremos chuvosos (modo 2) é similar ao modo 3 obtido sem a filtragem dos dados, o qual contribui para as características dos casos chuvosos e secos.

Nas análises da variabilidade da anomalia de geopotencial para os casos de frentes frias pode-se observar a influência do MAS e também de trens de onda do tipo PSA na baixa frequência tanto no verão quanto na primavera. Na banda de 2 a 10 dias, foram destacados os centros de variabilidade dos sistemas transientes.

No verão, a EOF1 nas análises sem filtrar e na banda de 30 a 90 dias apresentou o modo anular sul, enquanto na banda de 14 a 28 dias foi observada uma ação conjunta do modo anular e do padrão PSA deslocado para leste. As diferenças maiores entre os casos chuvosos e secos são observadas nesse modo 1 na banda de 14 a 28 dias. A EOF2 indicou o padrão tipo PSA nas análises sem filtrar e nas bandas de 30 a 90 dias e 14 a 28 dias. Os casos chuvosos apresentam a influência do modo 2 na banda de 30 a 90 dias, com o cavado sobre o sul da América do Sul, e os casos secos nas análises sem filtrar, com uma crista sobre o Atlântico. A alta

frequência mostra trens de onda mais curta, associadas a sistemas transientes, e os eventos chuvosos estão mais relacionados com o modo 2 (cavado sinótico sobre o Atlântico em direção ao sudeste do Brasil) e os eventos secos relacionados ao modo 1 (cavado sinótico sobre o Atlântico deslocado para leste), condições consistentes com as análises dos compostos obtidos anteriormente.

Na composição de casos chuvosos, na alta e baixa frequência, para o verão, foi verificado que na banda de 30 a 90 dias a anomalia negativa encontra-se ligeiramente mais ao sul (Terra do Fogo) do que na análise dos modos, e é observada também uma anomalia negativa sobre o Atlântico, próximo à costa do Sul/Sudeste do Brasil. Este sinal da baixa frequência encontra-se em fase com a alta frequência. Logo, a presença de um ambiente favorável na banda de 30-90 dias, pode favorecer a intensificação do sistema transiente. Nos eventos secos, as anomalias de baixa e alta frequência estão em fase e mais afastadas da área de atuação da frente em superfície. O padrão de baixa frequência é oposto sobre o Pacífico e Atlântico, entre os casos chuvosos e secos, o que influi no padrão da alta frequência. Nos eventos chuvosos o trem de onda de alta frequência está em latitudes mais baixas do que nos eventos secos.

Além disso, a convecção na baixa frequência, no verão, vista através da anomalia de ROL, indica sinais opostos entre parte do Brasil e a região da Indonésia, que se inverte entre os casos chuvosos e secos. Neste sentido, sugere-se que há um sinal da OMJ que pode também favorecer a convecção na área em estudo. Porém, não foi investigada neste trabalho a relação entre as fases da OMJ e os extremos de chuva associados aos sistemas frontais.

Na primavera, os padrões de modo anular sul e de PSA também são vistos no primeiro e segundo modos, respectivamente, nas análises sem filtrar e nas bandas de 30 a 90 dias e 14 a 28 dias. Porém nessa estação, o padrão conjunto de MAS e PSA é notado no modo 1 sem filtrar. As diferenças maiores entre os casos chuvosos e secos são notadas no primeiro modo filtrado na banda de 30 a 90 dias, com a maioria dos eventos chuvosos na fase negativa do MAS e os casos secos na fase positiva. No modo 2, a maioria dos casos chuvosos mostra o PSA na fase positiva nas análises sem filtrar e na banda de 30 a 90 dias. Na banda de 14 a 28 dias não há preferência de fase para os casos chuvosos e secos. Na banda de alta

frequência a maioria dos casos chuvosos indica anomalias negativas sobre o sul da América do Sul, que poderiam intensificar as cristas e cavados corrente abaixo, intensificando o cavado frontal.

Na composição dos casos chuvosos e secos na alta e baixa frequência, a baixa frequência mostra o modo anular na fase negativa para os eventos chuvosos e a fase positiva para os eventos secos. Nos casos chuvosos, há uma sobreposição do cavado de alta frequência e de baixa frequência sobre o sul do Brasil, reforçando o cavado frontal, e nos casos secos, a anomalia de baixa frequência positiva se sobrepõe à anomalia negativa de alta frequência na costa sul do Brasil, enfraquecendo o cavado frontal.

Em relação à convecção na baixa frequência na primavera, as anomalias na Indonésia e sobre o Sudeste do Brasil são menos intensas que no verão, mas mostram também anomalias opostas entre as duas regiões, e padrões invertidos entre os casos chuvosos e secos.

A energia cinética dos distúrbios de alta frequência, no verão, foi observada até dois dias antes da entrada do sistema frontal e mais intensa nos casos chuvosos. Como a propagação da energia do Pacífico em direção ao sul da América do Sul é mais intensa nos eventos chuvosos isso pode favorecer a amplificação do cavado frontal. Na primavera, não foi notada a propagação de energia sobre o Pacífico, mas foi visto que a energia cinética se intensifica próximo à costa da América do Sul, tanto nos eventos chuvosos quanto secos. Porém, nos casos chuvosos há propagação para norte sobre o continente, enquanto nos casos secos a energia propaga-se para o oceano.

O MCGA de um modo geral subestima as anomalias de geopotencial tanto na baixa quanto na alta frequência. A anomalia de ROL também é subestimada pelo MCGA, embora o modelo reproduza o sinal das anomalias sobre o Sudeste nos casos chuvosos. Em alta frequência, o MCGA subestimou a energia cinética e a atividade dos transientes. Essa deficiência pode estar relacionada com a superestimativa do vento pelo modelo (CAVALCANTI et al. 2002), que implica em superestimativa da Energia cinética e uma subestimativa da Energia Potencial do estado básico, a qual é gerada pelo gradiente de temperatura meridional, seguindo o ciclo de energia

de Lorenz. No processo de instabilidade baroclínica, a energia potencial disponível dos distúrbios transientes pode ser subestimada, decorrente da subestimativa da energia potencial disponível do estado básico. Assim, a energia cinética dos transientes também é subestimada.

9 CONCLUSÃO

O foco deste trabalho foi identificar as diferenças nas configurações atmosféricas de grande escala e regionais entre os sistemas frontais que produzem precipitação extrema (percentis de 5% e 95%) em uma área específica do Sudeste do Brasil e verificar a influência dos padrões de teleconexão usando dados de reanálise CFSR e do MCGA CPTEC/INPE.

Primeiramente foi feita uma climatologia dos sistemas frontais e foi observada maior frequência das frentes frias na primavera e no inverno. O MCGA subestima o número de frentes nessas estações. No período entre 1981-2010 observou-se que há uma tendência no aumento do número de sistemas frontais, no entanto, há uma diminuição no número de frentes que provocam chuvas mais intensas. O modelo não mostra essas tendências.

No verão, as principais diferenças entre os casos chuvosos e secos identificadas nos compostos estão associadas ao posicionamento do centro de baixa pressão associado ao sistema, à intensidade da alta pós-frontal e ao gradiente de temperatura. Um dipolo na anomalia de precipitação entre o Sul e Sudeste do Brasil e o alinhamento NW-SE da convecção foi observado nos eventos chuvosos. Além disso, o forte fluxo de umidade oriundo da Região Amazônica e da borda oeste da Alta subtropical do Atlântico Sul em direção ao Sudeste do Brasil favorece a convergência de umidade na região, contribuindo para a ocorrência de mais precipitação nos casos chuvosos. A presença do ar mais quente e úmido em contraste com o ar frio associado à entrada de um sistema frontal pode favorecer a ocorrência de tempestades mais severas que podem provocar volume significativo de chuva. Em altos níveis, as principais diferenças são as posições do cavado frontal, o qual dá suporte à frente fria em superfície.

Nos casos chuvosos, no verão, este cavado encontra-se amplificado sobre o continente e nos casos secos localiza-se sobre o oceano, condições associadas às diferenças observadas no Oceano Pacífico. A intensificação sobre o continente é provavelmente relacionada à transferência de energia do Oceano Pacífico, onde a atividade das ondas e a energia cinética são maiores do que nos casos secos. Como

essas diferenças podem ser observadas dois dias antes da passagem frontal, elas podem contribuir para prever os casos extremos durante o verão.

Na primavera, as anomalias negativas de geopotencial estão sobre o sul da área de estudo, nos casos chuvosos, associadas ao cavado frontal intenso, e nos casos secos, as anomalias positivas de geopotencial na região, indicam a presença de um cavado frontal fraco. A energia cinética e a atividade das ondas de alta frequência são observadas apenas na costa oeste da América do Sul em direção ao oceano Atlântico, mas se posicionam em latitudes mais baixas nos casos chuvosos do que nos casos secos.

A análise de correlação simultânea entre os índices de teleconexão e a frequência de frentes frias mostrou valores baixos de coeficiente no verão e primavera. Ressalta-se que a baixa correlação se deve a alguns fatores tais como o tamanho da amostra e a metodologia empregada para o cálculo dos índices. No entanto, foram identificadas configurações atmosféricas associadas a teleconexões, em análises de anomalia de geopotencial nos eventos chuvosos e secos. Nos casos em que há mais chuva, no verão, a presença da anomalia ciclônica sobre parte do Sul e Sudeste do Brasil e anticiclônica no sul da América do Sul associada à fase negativa dos índices TPI, MAS e PSA foi um fator importante para intensificar o cavado frontal e possivelmente dar suporte dinâmico para a ocorrência de chuvas intensas. Nos casos secos foi verificado o deslocamento para leste dessas anomalias associadas às fases positivas dos índices TPI e MAS. Na primavera, os casos chuvosos, mostram a presença de uma anomalia ciclônica sobre o Sul do Brasil, e no extremo sul da América do Sul é notada uma anomalia positiva de geopotencial. Nesses eventos, o TPI e o MAS são observados na fase negativa e o PSA na fase positiva. Nos casos secos, todo o Sul e Sudeste do Brasil ficam sob a influência de uma circulação anticiclônica anômala.

Os modos dominantes da precipitação nos eventos chuvosos apresentaram uma alternância de sinal entre as Regiões Sudeste e Sul do Brasil. Além disso, foi notado que as anomalia positivas nos casos chuvosos podem também se estender até o sul da Amazônia. Isso ocorre no verão e na primavera, sendo que em DJF as anomalias são mais intensas. Essa configuração foi notada nos padrões sem filtragem de dados e também na alta frequência, principalmente no verão.

Na primavera, a banda de 14-28 dias mostra um padrão similar ao modo obtido sem a filtragem dos dados, sugerindo a contribuição dessa banda de variabilidade nos casos chuvosos.

Os casos chuvosos e secos, através da análise da EOF do geopotencial, apresentaram modos com características do MAS e do PSA nos dados sem filtragem, na banda de 30-90 dias e também em 14-28 dias. Além disso, o sinal das anomalias do trem de onda, associado ao PSA, que se origina no Oceano Pacífico em direção à América do Sul pode determinar se a precipitação pode ser intensificada ou não. O sinal da baixa frequência em fase com a alta frequência pode favorecer a intensificação dos transientes nos casos chuvosos. Neste caso, a circulação de baixa frequência pode agir como um guia de ondas para os distúrbios transientes.

No verão foi observada anomalia de ROL com sinais opostos entre a Indonésia e parte do Brasil e este sinal se inverte nos casos chuvosos e secos, ou seja, nos casos chuvosos, há menos convecção sobre a Indonésia e, nos casos secos, a região da Indonésia apresenta convecção superior ao normal. Na primavera também foi observada essa alternância de sinal, porém menos intensa que no verão. Neste estudo não foi analisada a OMJ e sua relação com os extremos de precipitação associados aos sistemas frontais, mas sugere-se que pode haver um sinal da OMJ que module os trens de onda nas latitudes extratropicais e os centros anômalos que podem afetar as condições atmosféricas e favorecer a convecção sobre parte do Sudeste do Brasil.

Em relação aos resultados do MCGA, foi notado que o modelo representa as características atmosféricas gerais associadas a um sistema frontal, a convergência de umidade e os fluxos, embora mais fracos que a observação. O modelo superestima o jato em altos níveis e subestima a energia de transientes sobre o Pacífico. Representa o dipolo de precipitação e convecção sobre o Brasil, mas a convecção da Indonésia e do Pacífico Ocidental não é simulada. No entanto, devese afirmar que o comportamento do modelo foi analisado em uma simulação climática e pode não representar todas as características de uma previsão do tempo.

Concluindo, as condições que podem ser monitoradas para contribuir para a identificação de um sistema frontal que pode causar chuvas intensas na área de estudo do Sudeste do Brasil são:

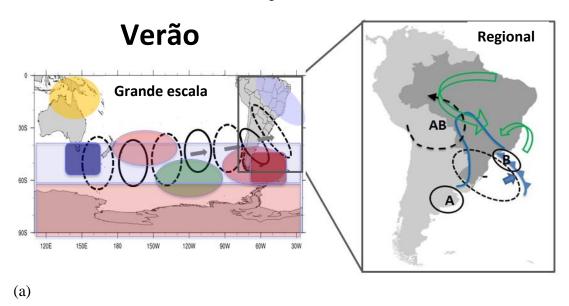
Verão Primavera Fluxo de umidade intenso de noroeste e de leste; Fluxo de umidade proveniente da Alta Subtropical do Atlântico Baixa pressão associada à Sul; frente fria e alta pós-frontal intensas; Baixa pressão associada à Anomalia negativa de frente fria intensa e próxima à geopotencial em altos níveis costa; Regional com inclinação sobre o continente ao sul da área de Anomalia negativa estudo: geopotencial em altos níveis inclinação sobre Cavado em baixos níveis continente ao sul da área de amplificado sobre o interior do estudo: continente, com ventos de sul até o Centro-Oeste do Brasil; Cavado em baixos níveis amplificado sobre o interior do AB concentrada no oeste do continente, com ventos de sul continente; até o centro-sul do Brasil; Trens de onda no Pacífico com anomalias de geopotencial com Trens de onda no Pacífico com uma crista sobre o sul da AS e anomalias de geopotencial um cavado próximo da Austrália com um crista sobre o sul da que tem a contribuição do TPI, AS e um cavado sobre a Nova PSA e MAS na fase negativa; Zelândia e que tem a contribuição do TPI e MAS na Anomalias negativas fase negativa e PSA na fase Grande geopotencial associadas aos positiva; Escala índices estão em fase na região do cavado frontal; negativas Anomalias geopotencial associadas aos Escoamento ondulatório índices estão em fase na ondas curtas sobre o Pacífico; região do cavado frontal; Energia cinética e atividade de ondas de alta frequência com Energia cinética e atividade de grande intensidade ondas de alta frequência sobre direcionadas para a AS; a costa central do Chile em direção ao Atlântico;

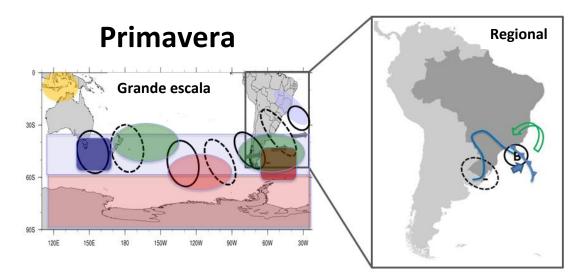
Um modelo conceitual é mostrado na Figura 9.1.

região da Indonésia

Anomalias de ROL negativas na

Figura 9.1: Modelo conceitual para o verão e primavera nos aspectos da grande escala e regional.





(b)
Grande Escala: sombreado em amarelo e azul: anomalias de ROL positiva e negativa, respectivamente; quadrados: sinal do TPI; sequência de contornos sólido e tracejado: anomalias de geopotencial associadas a trens de onda; sombreados em rosa e verde: sinal do PSA; setas: propagação dos distúrbios transientes; retângulo em rosa e azul claro: sinal do MAS.

Regional: setas em verde: fluxo de umidade em baixos níveis; linha em azul: cavado em baixos níveis; AB: Alta da Bolívia; A: alta pressão ao nível médio do mar; B: baixa pressão ao nível médio do mar.

Fonte: Produção do autor.

9.1. Sugestões para trabalhos futuros

- Investigar a influência da OMJ em eventos extremos associados às frentes frias, uma vez que essa oscilação pode modular os centros dos trens de onda sobre o Pacífico.
- 2) Análise do PSA através de outras metodologias, pois a metodologia aplicada neste estudo que calcula o índice através de pontos de latitude e longitude pode não representar bem o padrão, o qual pode ter seus centros deslocados em uma região. Umas das metodologias que poderá ser aplicada posteriormente é a identificação das fases do PSA através das amplitudes dos coeficientes nas análises de EOF.
- 3) Utilizar ferramentas de análise estatística, tais como a análise de máxima covariância para determinar modos dominantes entre os sistemas frontais e as variáveis atmosféricas relacionadas às teleconexões. Nesse tipo de análise é possível encontrar uma relação entre um conjunto de variáveis e a intensidade da precipitação associada às frentes frias.
- 4) Aumentar o número de casos através da mudança no critério de determinação dos eventos extremos para obter uma amostra maior.
- Analisar a contribuição da baixa frequência no monitoramento através de resultados dos modelos de previsão.
- 6) Identificação dos padrões de teleconexão associados aos eventos de frentes frias em resultado de modelo numérico sub-sazonal. Essa identificação dos padrões pode ser feita através de metodologias relacionadas a redes neurais, como Mapas Auto-Organizáveis (Self-Organizing Maps – SOM).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J.; HSU, H. H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 3661–3672, 1995.
- ANDRADE, K. M. Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a **América do Sul**. 2005. 185 p. (INPE-14056-TDI/1067). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005.
- ANDRADE, K. M. et al. Avaliação de mudanças na frequência de sistemas frontais sobre o sul da América do Sul em projeções do clima futuro. **Meteorologica**, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, v. 37, n. 1, p. 15-26, jun. 2012.
- ANDREWS, D. G.; MCINTYRE, M. E. Planetary waves in horizontal and vertical shear generalized Eliassen-Palm relation and mean zonal acceleration. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 11, p. 2031-2048, 1976.
- ASHOK, K. et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research**, v.112, C11007, 2007. doi: 10.1029/2006JC003798
- BARBOSA, H. M.; TARASOVA, T.A.; CAVALCANTI, I. F. A. Impacts of a New Solar Radiation Parameterization on the CPTEC AGCM Climatological Features. **Journal of Applied Meteorology and Climatology,** v. 47, p. 1377–1392, 2008. doi: https://doi.org/10.1175/2007JAMC1760.1
- BARRETT, B. S.; GARREAUD, R. D.; FALVEY, M. Effect of the Andes Cordillera on Precipitation from a Midlatitude Cold Front. **Monthly Weather Review**, v. 137, p. 3092-3109, 2009.
- BARNSTON, A. G.; LIVEZEY, R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 6, p. 1083-1126, 1987.
- BERMAN, A. L; SILVESTRI, G.; COMPAGNUCCI, R. Eastern Patagonia seasonal precipitation: influence of southern hemisphere circulation and links with subtropical South American precipitation. **Journal of Climate**, v. 25, n. 19, p. 6781-6795, 2012.
- BERRY, G.; REEDER, M. J.; JAKOB, C. A global climatology of atmospheric fronts. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 4, 2011.
- BLÁZQUEZ, J.; SOLMAN, S. A. Interannual variability of the frontal activity in the Southern Hemisphere: relationship with atmospheric circulation and precipitation over southern South America. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 7-8, p. 2327-2336, 2016.

- BOMBARDI, R. J; CARVALHO, L. M. V. Variabilidade do regime de monções sobre a região do cerrado: o clima presente e projeções para um cenário com 2xCO² usando o modelo MIROC. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 23, p. 58-72, 2008.
- CAI, M.; MAK, M. Symbiotic relation between planetary and synoptic-scale waves. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 47, n. 24, p. 2953-2968, 1990.
- CARLETON, A. M. Antarctic sea-ice relationships with indices of the atmospheric circulation of the Southern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v. 3, n. 4, p. 207-220, 1989.
- CARLETON, A. M. Atmospheric teleconnections involving the Southern Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, v. 108, n. C4, 2003.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v.15, p. 2377-2394, Sept. 2002.
- CARVALHO V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Persistence, Form, Extreme Precipitation and Relationships with Intraseasonal Activity. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of climate**, v. 18, n. 5, p. 702-718, 2005.
- CARVALHO, L. M. V et al. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate dynamics**, v. 36, n. 9-10, p. 1865-1880, 2011.
- CASTRO, C. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the SACZ. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7., 2003, Wellington, New Zealand. **Proceedings**. AMS, 2003, p. 24-28.
- CATTELL, R. **The scientific use of factor analysis:** in Behavioral and Life Sciences. Plenum Press. New York and London, 1978.
- CATTO, J. L. et al. Relating global precipitation to atmospheric fronts. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 10, 2012.
- CAVALCANTI, I. F. A. Teleconnection patterns orographically induced in model results and from observational data in the austral winter of the Southern Hemisphere. **International Journal of Climatology**, v. 20, p. 1191–1206, 2000.

- CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e influências no brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, 2009. p. 463. ISBN 9788586238925. 1
- CAVALCANTI, I. F. A., CASTRO, C. C. Influências da variabilidade intrassazonal sobre a América do Sul em resultados de uma simulação climática com o MCGA CPTEC/COLA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13. (CBMET)., 2004, Fortaleza, CE. Anais...Rio de Janeiro: SBMET, 2004.
- CAVALCANTI, I. F. A et al. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal Climate**. v.15, n.21, p. 2965-2988, 2002.
- CAVALCANTI, I. F. A. et al. On the opposite relation between extreme precipitation over west Amazon and southeastern Brazil: observations and model simulations. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 9, p. 3606-3618, 2017.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KAYANO, M. T. High-frequency patterns of the atmospheric circulation over the Southern Hemisphere and South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 69, n. 3-4, p. 179-193, 1999.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Climatology of South American cold fronts. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7., Wellington, New Zealand. **Proceedings**...AMS, 2003. P. 121-122. Papel. IBI: <x6e6X3pFwXQZ3DUS8rS5/ycbdC>. (INPE-10220-PRE/5741). Disponível em: <http://ams.confex.com/ams/pdfview.cgi?username=59753>.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes frias no Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no Brasil**. 1. ed., São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463p. cap. 9, p. 135-147
- CAVALCANTI I. F. A.; MÜLLER, G. V.; ANDRADE, K. M.; LONG, M. E. F. Cold air intrusions over southeastern South America GFDL model behavior regarding climate simulations in the 20th century and future projections. **Global and Planetary Change**, v. 111, p. 31-42, 2013.
- CAVALCANTI, I. F. A.; RAIA, A. Lifecycle of South American Monsoon System simulated by CPTEC/INPE AGCM. **Internation Journal of Climatology**. v. 37, n. 51, p. 878–896, 2017. doi: 10.1002/joc.5044.
- CAVALCANTI, I. F. A, SHIMIZU, M.H. Climate fields over South America and variability of SACZ and PSA in HadGEM-ES. American Journal of Climate Change, v. 1, p. 132-134, 2012.
- CELEMIN, A. H. **Meteorologia Prática**. Edición del Autor, Mar del Plata, República Argentina, pp 313, 1984.

- CHAVES, R. R.; CAVALCANTI, I. F. A. Eventos extremos de precipitação sobre o sul do Nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11. (CBMET)., 2000, Rio de Janeiro-RJ. **Anais**...Rio de Janeiro: SBMET, 2000.
- CHAVES, R. R.; NOBRE, P.. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, 2004.
- CLAUD, C. et al. Southern hemisphere winter cold-air mesocyclones: climatic environments and associations with teleconnections. **Climate dynamics**, v. 33, n. 2-3, p. 383-408, 2009.
- COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theor. Appl. Climatol.** v. 71, p. 185–197, 2002.
- COLEMAN, J. S. M; ROGERS, J. C. A synoptic climatology of the central United States and associations with Pacific teleconnection pattern frequency. **Journal of Climate**, v. 20, n. 14, p. 3485-3497, 2007.
- COMPAGNUCCI, R. H.; ARANEO, D.; CANZIANI, P. O. Principal sequence pattern analysis: a new approach to classifying the evolution of atmospheric systems. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 2, p. 197-217, 2001.
- CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 9, p. 1165-1180, 2006.
- DERECZYNSKI, C. P.; OLIVEIRA, J. S.;MACHADO, C. 0. Climatologia da precipitação no município do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n. 1, p. 24-38, 2009.
- DOLIF, G.; NOBRE, C. A. Improving extreme precipitation forecasts in Rio de Janeiro, Brazil: are synoptic patterns efficient for distinguishing ordinary from heavy rainfall episodes? **Amospheric Science Letters**, v. *,2012. doi:<10.1002/asl.385>
- DUCHON, Claude E. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n. 8, p. 1016-1022, 1979.
- DUFEK A. S; AMBRIZZI, T. Precipitation variability in São Paulo State, Brazil. **Theor. Appl. Climatol.** v.93, p. 167-178, 2008.DOI 10.1007/s00704-007-0348-7
- EICHLER, T. P, LONDOÑO, A. C. South American Climatology and Impacts of El Niño in NCEP's CFSR Data, **Advances in Meteorology**, v. 2013, Article ID 492630, 15 pages, 2013. doi:10.1155/2013/492630
- ESCOBAR, G. C. J.; CARVALHO, C. I. Situações meteorológicas associadas a episódios da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). In: CONGRESSO

- ARGENTINO DE METEOROLOGIA, 9, Buenos Aires. Anais... Buenos Aires: Editora, 2005.
- ESCOBAR, G. C. J.; COMPAGNUCCI, R. H.; BISCHOFF, S. A. Sequence Patterns of 1000 hPa and 500 hPa geopotential height fields associated with cold surges in Buenos Aires. **Atmosfera**, v 12, n. 2, p. 69-89, 2004.
- ESCOBAR, G. C. J.; SELUCHI, M. E. Classificação Sinótica dos Campos de Pressão Atmosférica na América do Sul e sua Relação com as Baixas do Chaco e do Noroeste Argentino. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 3, p. 365–375, 2012.
- ESCOBAR, G. C. J.; SELUCHI, M. E.; ANDRADE, K. Classificação Sinótica de Frentes Frias Associadas a Chuvas Extremas no Leste de Santa Catarina (SC). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 4, supl. 1, p. 649-661, 2016.
- FEDOROVA, N.; CARVALHO, M. H. Processos sinóticos em anos de La Niña e de El Niño. Parte II: Zonas Frontais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.15, n.2, p. 57-72, 2000.
- FERRAZ, S. E. T. **Variabilidade intrassazonal no Brasil e Sul da América do Sul**. 2004. 145p. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004. Disponível em:
- ftp://ftp.iag.usp.br/private/adm/katia/teses/aca/d_simone_et_ferraz.pdf. Acesso em 20 jun. 2014.
- FOLEY, J. A.; PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, NA.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v.10, 4, p. 603-628, 1996.
- FORTUNE, M.; KOUSKY, V. E. Two severe freezes in Brazil: precursors and synoptic evolution. **Monthly Weather Review**, v. 111, n.1, p. 181-196, Jan. 1983.
- FOSS, M. Efeitos da orografia do sudeste da América do sul na estrutura dos sistemas frontais. 2016. 225 p. IBI<8JMKD3MGP3W34P/3LURTK8>. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/06.29.18.28-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016. Disponível em: http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LURTK8>. Acesso em: 12 jun. 2017.
- FOSS, M.; CHOU, S. C.; SELUCHI, M. Interaction of cold fronts with the Brazilian Plateau: A climatological analysis. **International Journal of Climatology**. v. 37, n.9, p. 3644-3659, July 2017.
- FRAEDRICH, K.; LUTZ, M. Zonal teleconnections and longitude-time lag correlations of the 500 mb geopotential along 50 S. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 43, n. 19, p. 2116-2126, 1986.

- FREDERIKSEN, J. S.; WEBSTER, P. J. Alternative theories of atmospheric teleconnections and low-frequency fluctuations. **Reviews of Geophysics**, v. 26, n. 3, p. 459-494, 1988.
- FUNATSU, B.M; GAN, M.A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America. **Atmósfera**, p. 91-113, 2004.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, 17, 47–66, 2004.
- GAN M. A.; RAO V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p.1293–1302, 1991.
- GAN, M. A; RAO, V. B. The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 6, p. 1141-1157, 1994.
- GARREAUD, R. D. Cold air incursions over subtropical South America: mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v.128, n.7, p. 2544-2559, July 2000.
- GARREAUD, R. D. The Andes climate and weather. **Advances in Geosciences**, v. 22, n. 22, p. 3-11, 2009.
- GARREAUD, R. D; WALLACE, J. M. Summertime incursions of midlatitude air into tropical and subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 2713–2733, 1998.
- GONG, D.; WANG, S. Antarctic oscillation: concept and applications. **Chinese Science Bulletin**, v. 43, n. 9, p. 734-738, 1998.
- GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic oscillation index. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 4, p. 459-462, 1999.
- GONZALEZ, M.; SKANSI, M., LOSANO, F. A statistical study of seasonal winter rainfall prediction in the Comahue region (Argentina). **Atmósfera**, v. 23, p. 277–294, 2010.
- GOZZO, L.F., DA ROCHA, R.P., REBOITA, M.S.; SUGAHARA, S. Subtropical Cyclones over the Southwestern South Atlantic: Climatological Aspects and Case Study. **Journal of Climate**, v. 27, p. 8543–8562, 2014.
- GRELL, G. A., AND DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, 2002.
- GRIFFIES, M.J.; HARRISON, R. C. PACANOWSKI; ROSATI, A. **Technical guide to MOM4**. GFDL Ocean Group. Technical Report No. 5, 337 pp, 2004.
- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T. Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul. Parte I: El Niño. In: CONGRESSO

- BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10. (CBMET)., 1998, Brasília. **Anais**...Rio de Janeiro: SBMET, 1998.
- GRIMM, A. M. The El Niño Impact on Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263-280, 2003.
- GRIMM, A. M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, v. 22, n.2-3, p. 123-138, 2004.
- GUIA, C. V. F. Análises das características sinóticas das trajetórias dos ciclones extratropicais que atuam na América do Sul e Vizinhanças. 2010. 105 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. (2010).
- HARDY, J. W.; HENDERSON, K. G. Cold front variability in the southern United States and the influence of atmospheric teleconnection patterns. **Physical geography**, v. 24, n. 2, p. 120-137, 2003.
- HARMAN, H. **Modern Factor Analysis**. The University of Chicago Press Chicago, IL, 1976.
- HARNACK, R. P.; APFFEL, K.; CERMAK III, J. R. Heavy precipitation events in New Jersey: Attendant upper-air conditions. **Weather and forecasting**, v. 14, n. 6, p. 933-954, 1999.
- HARSHVARDHAN, R. D.; RANDALL, D. A.; CORSETTI, T. G. A fast radiation parameterization for general circulation models. **Geophysical Research Letters**, 92, 1009-1016, 1987.
- HELFAND, H. M.; JUSEM, J. C.; PFAENDTNER, J.; TENENBAUM, J.; KALNAY, E. The effect of a gravity wave drag parameterization scheme in GLA fourth order GCM forecasts. **Journal of the Meteorological Society of Japan**: Special volume for the WMO/IUGG NWP symposium, Tokyo, Japan, p. 729–742, 1987.
- HERDIES, D. L.; DA SILVA A.; SILVA DIAS M. A. F.; FERREIRA R. N. The moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, Washington-DC, v. 107, n. D20, p. 42-1-42-10, 2002.
- HIRATA, F. E.; GRIMM, A. M.The role of synoptic and intraseasonal anomalies in the life cycle of summer rainfall extremes over South America. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 9-10, p. 3041-3055, 2016.
- HO, M.; KIEM, A. S.; VERDON-KIDD, D. C. The southern annular mode: A comparison of indices. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 16, p. 967–982, 2012.
- HOLTSLAG, A. A. M.; BOVILLE B. A. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. **Journal of Climate**, v. 6, p. 1825-1842, 1992.

- HOSKINS B. J; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 1661–1671, 1993.
- HOSKINS, B. J; HODGES, K. I. A new perspective on the southern hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, p. 4108-4129, 2005.
- HOSKINS B. J.; JAMES I. N.; WHITE G. H. The shape, propagation and meanflow interaction of large-scale weather systems. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n.7, p. 1595-1612, 1983.
- HUTH, R. et al. Classifications of atmospheric circulation patterns. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v. 1146, n. 1, p. 105-152, 2008.
- JAMES I. N. **Introduction to circulating atmospheres**. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, 1994, 422 p.
- JENKINS, J. M; WATTS, D. G. **Spectral Analysis and its applications**. Hodenday series in time series analysis, 2 edicion, San Francisco, Cambridge, London, Amsterdam, 1969.
- JONES, P. D.; SALINGER, M. J.; MULLAN, A. B. Extratropical circulation indices in the Southern Hemisphere based on station data. **International Journal of Climatology**, v. 19, n. 12, p. 1301-1317, 1999.
- JONES, M. R. et al. Objective classification of extreme rainfall regions for the UK and updated estimates of trends in regional extreme rainfall. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 3, p. 751-765, 2014.
- JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. A frequência de fenômenos meteorológicos na América do Sul: uma climatologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11. (CBMET)., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais**...Rio de Janeiro: SBMET, 2002. CD-ROM.
- KALKSTEIN, L. S.; TAN, G.; SKINDLOV, J. A. An evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classification. **Journal of climate and applied meteorology**, v. 26, n. 6, p. 717-730, 1987.
- KALNAY, E.; MO, K. C.; PAEGLE, J. Large-amplitude, short-scale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: Observations and mechanistic experiments to determine their origin. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 43, n. 3, p. 252-275, 1986.
- KAROLY, D. J. Southern hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1239-1252, 1989.
- KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Intraseasonal (30–60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. **Tellus A**, v. 51, n. 3, p. 373-386, 1999.

- KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of the subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 4, p. 813-836, ago. 1992.
- KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 36, n. 6, p. 538-551, 1981.
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus A**, v. 36, n. 5, p. 490-504, 1984.
- KREUTZ, K. J. et al. Sea level pressure variability in the Amundsen Sea region inferred from a West Antarctic glaciochemical record. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 105, n. D3, p. 4047-4059, 2000.
- KUBOTA, P. Y. Variabilidade da energia armazenada na superfície e o seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul. 2012. 309 p. IBI: <8JMKD3MGP7W/3CCP5R2>. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.02.02.42-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. Disponível em: http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CCP5R2. Acesso em: 15 dez. 2017.
- LAU, N. C. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 45, n. 19, p. 2718-2743, 1988.
- 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, p. 656–678, 1997. doi: 10.1175/1520-0469(1997)054<0656:OTOOTB>2.0.CO;2
- LIEBMANN, B., KILADIS, G. N; VERA, C.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. V. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 17, p. 3829–3842, 2004.
- LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 1275-1277, 1996.
- LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P.; FERNÁNDEZ, J. P. R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, n. 1-2, p. 121-135, 2010.
- LIU, Z.; ALEXANDER, M. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections, **Rev. Geophys.**, v. 45, n. 2, RG2005, 2007.
- LORENZO, M. N.; TABOADA, J. J.; GIMENO, L. Links between circulation weather types and teleconnection patterns and their influence on precipitation

- patterns in Galicia (NW Spain). **International Journal of Climatology**, v. 28, n. 11, p. 1493-1505, 2008.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40–50-day tropical oscillation A Review. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 814–837, 1994.
- MAGANA, V.; AMBRIZZI, T. Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. **Atmósfera**, México, v. 18, n. 4, p. 211-235, 2005.
- MARENGO, J.; CORNEJO, A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SEA, W. Cold surges in tropical and extratropical South America: The strong event in june 1994. **Monthly Weather Review**, v. 125, n.11, p. 2759-2786, Nov. 1997.
- MARENGO, J. A et al. Ensemble simulation of regional rainfall features in the CPTEC/COLA atmospheric GCM. Skill and predictability assessment and applications to climate predictions. **Climate Dynamics**, v. 21, p. 459-475, 2003.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.
- MARENGO, J. A. et al. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1-21, 2012.
- MARSHALL, G. J. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalysis, **Journal of Climate**, v.16, p. 4134-4143, 2003.
- MEIRA, G.; CAVALCANTI, I. F. A. Características da convecção associada à variabilidade intrasazonal: comparação entre resultados do Mcga Cptec/Cola e observação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n.4, p. 525-534, 2010.
- MENDES, M. D. et al. Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o oceano pacífico sul: impactos climáticos e mecanismos físicos associados. Revista **Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 2, p. 175-190, 2005.
- MO, K. C. Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. **Journal of Climate**, v. 13, n. 20, p. 3599-3610, 2000.
- MO, K. C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 5, p. 877-902, 1987.
- MO, K. C.; HIGGINS, R. W. The Pacific-South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1581-1596, 1998.

- MO, K. C.; PAEGLE, J. N. The Pacific—South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 10, p. 1211-1229, 2001.
- MO, K. C.; WHITE, G. H. Teleconnections in the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 1, p. 22-37, 1985.
- MÜLLER, G. V. Temperature Decrease in the Extratropics of South America in Response to a Tropical Forcing during the Austral Winter. **Annales Geophysicae**, v. 28, n.1, p. 1-9, 2010.
- MÜLLER, G. V.; AMBRIZZI, T.; NÚÑEZ, M. N. Mean atmospheric circulation leading to generalized frosts in central southern South America. **Theoretical and Applied climatology**, v. 82, n. 1-2, p. 95-112, 2005.
- MÜLLER, G. V.; AMBRIZZI, T. Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. **Climate dynamics**, v. 29, n. 6, p. 633-645, 2007.
- MÜLLER, G. V; COMPAGNUCCI, R.; NUÑEZ, M.; SALLES, A. Surface Circulation Associated with Frosts in the Wet Pampas. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 8, p. 943-961, 2003.
- NAKAMURA, H.; TANAKA, M.; WALLACE, J. M. Horizontal structure and energetics of Northern Hemisphere wintertime teleconnection patterns. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 44, n. 22, p. 3377-3391, 1987.
- NAMIAS, J. Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil1. **Tellus**, v. 24, n. 4, p. 336-343, 1972.
- NASCIMENTO, E. L.; AMBRIZZI, T. The Influence of Atmospheric Blocking on the Rossby Wave Propagation in Southern Hemisphere Winter Flows. **J Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, n. 2, p. 139-159, 2002.
- NIETO-FERREIRA R.; RICKENBACH, T. M; WRIGHT, E. W. The role of cold fronts in the onset of the monsoon season in the South Atlantic convergence zone. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 908–922, 2011.
- NOBRE, P. et al. Modulações da ZCAS pelas temperaturas da superfície do mar no Atlântico Sudoeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais**... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279-291, 1997.

- OLIVEIRA, A. S. Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecção na Amazônia. 1986. 134p. (INPE-4008-TDL/239). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1986.
- PALECKI, M. A.; LEATHERS, D. J. Northern Hemisphere extratropical circulation anomalies and recent January land surface temperature trends. **Geophysical research letters**, v. 20, n. 9, p. 819-822, 1993.
- PEREIRA, N.; RIBEIRO, A.L.; D'INCAO, F. Influência dos Fenômenos ENOS na Ocorrência de Frentes Frias no Litoral Sul do Brasil. **Ciência e Natura**, UFSM, v. 33, p. 91-99, 2011.
- PEZZA A. B.; AMBRIZZI, T. Cold waves in South America and freezing temperatures in São Paulo: Historical background (1888-2003) and case studies of cyclones and anticyclones tracks. **Revista Brasileira de Meteorologia,** v. 20, n. 1, p. 141-158, 2005.
- PEZZA A. B.; AMBRIZZI, T. Dynamical conditions and synoptic tracks associated with different types of cold surge over tropical South America. **International Journal of Climatology**. v. 25, p. 215–241, 2005.
- PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 2-3, p. 205-212, 2001.
- PIERREHUMBERT, R.T. An essay on the parameterization of orographic gravity wave drag. **Proceedings**... Seminar/Workshop on Observation, Theory, and Modeling of Orographic Effects, Vol. 1, Reading, United Kingdom, ECMWF, 251–282, 1986.
- PITTOCK, A. B. Patterns of Climatic Variation in Argentina and Chile-I Precipitation, 1931-60. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 9, p. 1347-1361, 1980.
- QUADRO, M. F. L. Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul. 1994. 97p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994.
- QUADRO, M. F. L.; SILVA DIAS, M. A. F.; HERDIES, D. L.; GONCALVES, L. G. G. Análise Climatológica da Precipitação e do Transporte de Umidade na Região da ZCAS Através da Nova Geração de Reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, p.152 162, 2012.
- RANDEL, W. J.; STANFORD, J. L. The observed life cycle of a baroclinic instability. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 42, n. 13, p. 1364-1373, 1985.

- REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48-55, 2009.
- REBOITA, M. S.; NIETO, R.; GIMENO, L.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; KRUGEL, L. F. Climatological features of cutoff systems in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research**, 115, p. D17104, 2010.
- REVELL, M. J.; KIDSON, J. W.; KILADIS, G. N. Interpreting low-frequency modes of Southern Hemisphere atmospheric variability as the rotational response to divergent forcing. **Monthly Weather Review**, v. **129**, p. 2416–2425, 2001.
- REYNOLDS, R. et al. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 20, n. 22, p. 5473-5496, 2007.
- RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **Journal of Climatology**, v. 6, n. 3, p. 293-335, 1986.
- RICHMAN, M. B.; LAMB, P. J. Climatic pattern analysis of three-and seven-day summer rainfall in the central United States: Some methodological considerations and a regionalization. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 24, n. 12, p. 1325-1343, 1985.
- ROCHA, R. P. da; MORALES C. A.; CUADRA, S. V.; AMBRIZZI, T. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.114, i. D10, 2009.
- ROCHA R.P. DA; REBOITA, M.S.; DUTRA, L. M. M.; LLOPART, M. P.; COPPOLA, E. Interannual variability associated with ENSO: present and future climate projections of Reg CM4 for South America-CORDEX domain. **Climate Change,** v. 125, p. 95–109, 2014. doi: 10.1007/s10584-014-1119-y
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional-scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, p.1606–1626, 1987.
- SAHA, S. et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015-1057, 2010.
- SALIO, P., NICOLINI, M.; ZIPSER, J. Mesoscale convective systems over southeastern South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1290-1309, 2007.
- SAMPAIO, G.; DIAS, P.L.S. Evolução dos Modelos Climáticos e de Previsão de Tempo e Clima. **Revista USP**, n. 103, p. 41-54, 2014.
- SANCHES, M.B. Análise sinótica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando-se a técnica de composição. 2002. Dissertação de Mestrado no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.

- SATYAMURTY, P.; FERREIRA, C. C.; GAN, M. A. Cyclonic vortices over South America. **Tellus**, v. 42A, p. 194-201, 1990. doi: 10.3402/tellusa.v42i1.11870.
- SATYAMURTY, P., NOBRE, C. A., SILVA DIAS, P. L. Topics: South America. **Meteorological Monographs**, v.27, n.49, p.119-139, 1998.
- SEIERSTAD, I. A.; S., D. B.; K., N. G. How useful are teleconnection patterns for explaining variability in extratropical storminess?. **Tellus A**, v. 59, n. 2, p. 170-181, 2007.
- SELUCHI, M.; BEU, C.; ANDRADE, K. M. Características das Frentes Frias Causadoras de Chuvas Intensas no Leste de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 1, p. 25-37, Mar. 2017.
- SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A. Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climatic aspects and examples of intense events. **International Journal of Climatology**, v.20, n.10, p.1167-1190, Aug. 2000.
- SELUCHI, M. E.; SAULO, C. A.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events. **Monthly Weather Review**, v, v. 131, p. 2361-2378, 2003.
- SELUCHI, M. E.; SERAFINI, Y. V.; LE TREUT, H. The Impact of the Andes on Transient Atmospheric Systems: a comparision between observations and GCM results. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 4, p. 895-912, Apr. 1998.
- SHERIDAN, S. C. North American weather-type frequency and teleconnection indices. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 1, p. 27-45, 2003.
- SHERIDAN, S. C.; LEE, C. C. Synoptic climatology and the general circulation model. **Progress in Physical Geography**, v. 34, n. 1, p. 101-109, 2010.
- SHERIDAN, S.; LEE, C. C. Synoptic climatology and the analysis of atmospheric teleconnections. **Progress in Physical Geography**, v. 36, n. 4, p. 548 557, 2012.
- SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; WEI S. R.; HIGGINS, W. An Improved Gridded Historical Daily Precipitation Analysis for Brazil. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 847–861, 2007.
- SILVESTRI, G. E., VERA, C.S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. **Geophys. Res. Lett.** v. 30, n.21, p. 2115-2118, 2003. DOI: 10.1029/2003GL018277
- SIMMONDS, I.; KEAY, K.; BYE., J. A. T. Identification and climatology of Southern Hemisphere mobile fronts in a modern reanalysis. **Journal of Climate**, v. 25, n. 6, p. 1945-1962, 2012.

- SINCLAIR, M. A. Climatology of cyclogenesis for the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 1601-1619, 1995.
- SIQUEIRA, J. R.; MACHADO, L. U. T. Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1754–1766, 2004
- SOLMAN, S. A.; ORLANSKI, I. Subpolar High Anomaly Preconditioning Precipitation over South America. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, p. 1526–1542, 2010. doi:10.1175/2009JAS3309.1
- SOLMAN, S. A.; ORLANSKI, I. Poleward shift and change of frontal activity in the Southern Hemisphere over the last 40 years. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 2, p. 539-552, 2014.
- SOUZA, P.; CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 14, p. 2091-2105, 2009.
- SOUZA, E.B; KAYANO, M. T; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 81, p. 177–191, 2005.
- SUMNER, G.; GUIJARRO, J. A.; RAMIS, C. The impact of surface circulation on significant daily rainfall patterns over Mallorca. **International Journal of Climatology**, v. 15, n. 6, p. 673-696, 1995.
- TALJAARD, J. J. Topics: Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. **Meteorological Monographs**, v.13, n.35, p.129-213, 1972.
- TARASOVA, T. A.; FOMIN, B. A. Solar Radiation Absorption due to Water Vapor: Advanced Broadband Parameterizations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, p. 1947–1951, 2000.
- TEDESCHI, R. G.; CAVALCANTI, I. F. A; GRIMM, A. M. Influences of two types of ENSO on South American precipitation. **International Journal of Climatology**, v.33, p. 1382–1400, 2013. doi:10.1002/joc.3519
- TEDESCHI, R. G.; COLLINS, M. The influence of ENSO on South American precipitation during austral summer and autumn in observations and models. **International Journal of Climatology**, v. 36, p. 618–635, 2016. doi:10.1002/joc.4371
- TEDESCHI, R. G.; GRIMM, A. M; CAVALCANTI, I. F. A. Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 8, p. 2045–2064, 2015. doi:10.1002/joc.4106

TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in Southern Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 598-617, 2007.

THOMPSON, D. W. J., WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, **Journal of Climate**, v. 13, p. 1000–1016, 2000.

TRENBERTH, K. E. Planetary waves at 500 mb in the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 9, p. 1378-1389, 1980.

TRENBERTH, K. E. Storm Tracks in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 2159–2178, 1991.

TRENBERTH, K. F.; MO, K. C. Blocking in the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 1, p. 3-21, 1985.

VAN LOON, H.; JENNE, R. L. The zonal harmonic standing waves in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 77, n. 6, p. 992-1003, 1972.

VASCONCELLOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. **Atmospheric Science Letters**, v. 11, n. 1, p. 21-26, 2010a.

VASCONCELLOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Uma avaliação das previsões do modelo regional eta em alta resolução para dois casos de chuva intensa ocorridos na região da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 4, p. 501-512, Dec. 2010b.

VASCONCELLOS, F. C. A oscilação Antártica-mecanismos físicos e a relação com características atmosféricas sobre a América do Sul/oceanos adjacentes. 2012. 192 p. IBI: <8JMKD3MGP7W/3CPTMAL>. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/10.09.19.33-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. Disponível em: http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CPTMAL>. Acesso em: 05 jun. 2014.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoescale Convective Complexes in the Américas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, D8, p. 959-9613,1987.

VERA, C. S.; VIGLIAROLO P. K. A diagnostic study of cold-air outbreaks over South America. **Montly Weather Review**, *v.*,128, p. 3–24, 2000.

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

VIALE, M.; NORTE, F. A. Strong cross-barrier flow under stable conditions producing intense winter orographic precipitation: a case study over the subtropical central Andes. **Weather Forecast**. v. 24, n. 4, p. 1009–1031, 2009.

WALKER, G. T. Correlation in seasonal variation of weather, (IX.) **Mem. Ind. Meteor**. Dept. 24, 275–332, 1924.

WALKER, G. T.; BLISS, E. W. World weather V. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 4, n..36, p. 53-84, 1932.

WALKER, G. T.; BLISS, E. W. World weather VI. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. IV, n..39, p. 119-139, 1937.

WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the geopotential height fields during the Northern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v.109, n.4, p. 784–812, Apr. 1981.

WALLACE, J. M.; LAU, N. C. On the role of barotropic energy conversions in the general circulation. **Advances in geophysics**, v. 28, p. 33-74, 1985.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**: an introduction. San Diego: Academic Press, 1995.

YARNAL, B. et al. Developments and prospects in synoptic climatology. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 15, p. 1923-1950, 2001.

YU, J.Y.; KIM, S.T. Identifying the types of major El Niño events since 1870. **International Journal of Climatology**, v. 33, p. 2105-2112, 2013.

YUAN, X.; LI, C. Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, v. 113, n. C6, 2008.