



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

UMA REVISÃO DAS PROPRIEDADES DA CONVECÇÃO NA REGIÃO TROPICAL DA AMÉRICA DO SUL: VARIABILIDADE E ANÁLISE DE TENDÊNCIA

**RELATÓRIO FINAL DE PROJETO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA
(PIBIC/INPE/CNPq)**

Lorena Bezerra da Rocha (Unifei, Bolsista PIBIC/CNPq)
E-mail: lore.bezerra.r@gmail.com

Alan James Peixoto Calheiros (LabAC/CoCTE/INPE, Orientador)
E-mail: ajpcalheiros@gmail.com

Sâmia Regina Garcia Calheiros (UNIFESP, Coorientadora)
E-mail: samiarg@gmail.com

Julho de 2019

RESUMO

A precipitação de verão da região tropical da América do Sul está sob influência do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), que se desenvolve devido ao contraste térmico entre região continental e oceânica, dessa forma é de extrema importância estudar sua variação sazonal, distribuição temporal e espacial. Assim, este estudo tem por objetivo analisar as variáveis meteorológicas Radiação de Onda Longa (ROL) e velocidade potencial (χ) em 200 hPa para revisar as propriedades associadas à convecção na região do SMAS, como os padrões de variabilidade e análise de tendência dessas variáveis. Para isso, dados mensais de ROL (NOAA-CIRES/CDC) e de χ em 200 hPa (NCEP/NCAR) foram utilizados para o período de 1979-2016. Aplicando a técnica de Funções Ortogonais Empíricas (EOF, em inglês), foi possível encontrar três modos dominantes de ROL na região de estudo, sendo o primeiro modo explicado por uma configuração de dipolo entre os dois hemisférios, com um padrão equatorialmente antissimétrico de ROL, que representa a resposta sazonal da variável ao ciclo anual da radiação solar, possuindo um ciclo anual bem definido com os maiores sinais no verão e no inverno. O segundo modo foi associado à ZCIT do Atlântico, com ciclo anual também bem definido, porém com maiores amplitudes no período do outono e na primavera. Já o terceiro modo mostra o centro de convecção dominante na região equatorial da América do Sul, possuindo um ciclo semianual bem definido. Para a variável χ em 200 hPa, tem-se que os dois primeiros modos possuem também ciclo anual bem definido, assim como para ROL, sendo que o primeiro modo possui sinal positivo em quase toda a região de estudo, enquanto o segundo apresenta uma configuração de dipolo entre as regiões noroeste e sudeste da América do Sul. O terceiro modo dominante de χ em 200 hPa também possui uma configuração de dipolo Leste-Oeste, com variabilidade interanual na série temporal. Além disso, analisou-se a tendência linear das variáveis meteorológicas pelo teste de Mann-Kendall, e foi observado que todos os modos mostraram uma tendência de aumento, principalmente o PC01 de ROL e PC03 de χ em altos níveis, o qual foi estatisticamente significativo ao nível de significância de 1%. Em seguida, as séries temporais de cada modo de ROL foram correlacionadas com as de χ em 200 hPa, sendo 0,671 para o primeiro modo; 0,014 para o segundo modo e de -0,185 para o terceiro modo, sendo a primeira e a última significativas ao nível de significância de 1%. Vale destacar que a correlação positiva e significativa entre as séries do primeiro modo de ambas as variáveis representa o padrão de atividade convectiva do SMAS. Portanto, espera-se ter contribuído para o maior conhecimento das características associadas à convecção na região da América do Sul tropical, além de fornecer maior embasamento para setores de previsão e análise de variabilidade climática.

Palavras-chave: Radiação de Onda Longa. Velocidade Potencial. Sistema de Monção da América do Sul. Funções Ortogonais Empíricas. Correlação linear de Pearson.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

	<u>Pág.</u>
Figura 3.1 – Esquematisação do regime de Monção através da circulação de Brisas Marítima e Terrestre	3
Figura 3.2 – Climatologia do vento (ms^{-1}) em 900 hPa para: (a) média anual; (b) diferença de janeiro e média anual; (c) diferença de julho e média anual.....	4
Figura 3.3 – Esquematisação dos sistemas atmosféricos que influenciam o SMAO e SMAS	5
Figura 4.1 – Área de estudo para análise da convecção tropical associada ao SMAS....	9
Figura 5.1 – Climatologia mensal de ROL (Wm^{-2}) do período 1979-2016	12
Figura 5.2 – Climatologia sazonal de ROL (Wm^{-2}) do período 1979-2016.....	13
Figura 5.3 – Climatologia mensal de χ ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) em 200 hPa do período 1979-2016	15
Figura 5.4 – Climatologia sazonal de χ ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) em 200 hPa do período 1979-2016	16
Figura 5.5 – Configurações espaciais da EOF de ROL (Wm^{-2}) para a região tropical da América do Sul: a) primeiro modo; b) segundo modo; c) terceiro modo.....	18
Figura 5.6 – Séries temporais da EOF de ROL (Wm^{-2}) para a região tropical da América do Sul: a) primeiro modo; b) segundo modo; c) terceiro modo.....	19
Figura 5.7 – Configurações espaciais da EOF de χ ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) para a região tropical da América do Sul: a) primeiro modo; b) segundo modo; c) terceiro modo.....	21
Figura 5.8 – Séries temporais da EOF de χ ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) para a região tropical da América do Sul: a) primeiro modo; b) segundo modo; c) terceiro modo.....	21

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 5.1 – Teste de North et al. (1982) para os modos de ROL	16
Tabela 5.2 – Teste de North et al. (1982) para os modos de χ em 200 hPa.....	19
Tabela 5.3 – Teste de Mann-Kendall para as séries temporais de ROL e χ em 200 hPa	22
Tabela 5.4 – Correlação linear de Pearson (r) entre os modos da EOF de ROL e χ em 200 hPa	23

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
CDC	<i>Climate Diagnostics Center</i>
CIRES	<i>Cooperative Institute for Research in Environment Sciences</i>
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
EOF	Funções Ortogonais Empíricas
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PC	Componente Principal
PDO	Oscilação Decenal do Pacífico
ROL	Radiação de Onda Longa
SMAO	Sistema de Monção da Ásia Oriental
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

X	Velocidade Potencial
hPa	Hectopascal
D	Divergência
λ_n	Autovalor associado ao modo n
$\delta\lambda_n$	Erro de amostragem de λ_n
N	Número de graus de liberdade
$\Delta\lambda_n$	Diferença entre os autovalores
x_i	Valores associados à série temporal i
x_j	Valores associados à série temporal j
$\text{sen}(x_j - x_i)$	Função sinal
$\text{var}(S)$	Variância do parâmetro S
t_i	Número de dados com valores iguais em determinado grupo
Z_s	Valor dado pelo teste de Mann-Kendall
R	Correlação linear de Pearson
X	Séries temporais de ROL
Y	Séries temporais da velocidade potencial em 200 hPa
A	Nível de significância

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS DO TRABALHO	2
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	2
4. MATERIAIS E MÉTODOS	7
5. ANÁLISES E RESULTADOS	11
5.1 Climatologia de ROL e Velocidade Potencial em 200 hPa	11
5.2 EOF: modos espaciais e séries temporais	16
5.3 Teste de Mann-Kendall	22
5.4 Correlação de Pearson	22
6. CONCLUSÃO	23
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	25

1. INTRODUÇÃO

A precipitação é uma das variáveis meteorológicas mais importantes para a sociedade, e é muito estudada, visto que pode trazer grandes prejuízos tanto para zonas rurais, como destruição de lavouras e pastagem, quanto para zonas urbanas com deslizamento de encostas, enchentes e inundações, promovendo perdas materiais e até mesmo de vidas. O regime de chuvas também é importante para a indústria elétrica, já que podem ocorrer eventos de chuva acima e abaixo da média, alterando o volume dos reservatórios. Dessa forma, faz-se importante o estudo da distribuição temporal e espacial da precipitação.

A América do Sul (AS) está localizada na região tropical do globo, que é caracterizada por reter grande parte da energia que chega ao planeta, isso acontece devido à incidência de raios solares, quase perpendiculares, à superfície, aquecendo-a e liberando calor para as camadas adjacentes da atmosfera, ocasionando processos físicos como a convecção. Assim, o processo de convecção na região tropical da AS é um mecanismo de extrema importância para a formação de nuvens e precipitação.

Grande parte do regime de precipitação da AS pode ser explicado pelo sistema de monção, um sistema atmosférico de grande escala em que é possível notar a reversão da direção dos ventos em baixos níveis, devido ao contraste térmico entre região continental e oceânica durante a transição das estações de inverno e verão. Porém, o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) não apresenta características de reversão da direção dos ventos em baixos níveis, como no leste da Ásia na Índia (TAO e CHEN, 1987), no entanto observa-se aspectos no regime anual pluviométrico como inverno seco e verão chuvoso, que caracterizam um clima monçônico (GAN et al., 2004; GARCIA e KAYANO, 2009a; 2013; GARCIA et al., 2016).

Como o sistema monçônico possui relação com a atividade convectiva da AS, é de extrema importância estudar sua variação sazonal, distribuição temporal e espacial. Com isso, esse estudo tem a finalidade de examinar variáveis meteorológicas, como Radiação de Onda Longa (ROL) e velocidade potencial em altos níveis, para revisar as propriedades do SMAS, além de investigar os padrões de variabilidade e análise de tendência da atividade convectiva na região tropical da AS. Cabe ressaltar que esse

tópico é de extrema importância, pois além da análise da variabilidade climática na região, aspectos associados à mudança do clima também podem ser investigados.

2. OBJETIVOS DO TRABALHO

O objetivo geral desse trabalho é avaliar os campos médios de ROL e velocidade potencial em altos níveis, assim como alguns padrões associados à variabilidade dessas variáveis.

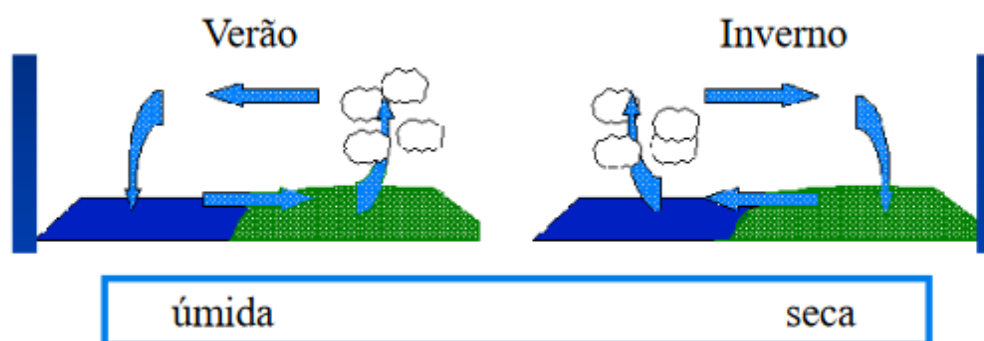
Os objetivos específicos são:

- Obter os dados de ROL e velocidade potencial que serão utilizados, além de realizar ajustes espaciais, visto que não estão com a mesma resolução;
- Aplicar a análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF, em inglês) nos dados;
- Utilizar o teste de Mann-Kendall para analisar possível tendência linear das variáveis;
- Calcular a correlação de Pearson entre os modos de EOF encontrados.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O regime monçônico é definido como a reversão sazonal de ventos dominantes em baixos níveis na faixa tropical do globo, durante a transição das estações de inverno e verão (WEBSTER, 1987). O sistema de monção é conhecido desde 3.000 anos atrás, quando os chineses já sabiam da existência do verão chuvoso e inverno seco no leste da Ásia (ZHISHENG et al., 2015). Halley (1686) fez uma explicação sobre o sistema de monção na Ásia a partir dos mecanismos térmicos de superfície, em relação ao contraste térmico entre continente e oceano. A monção também pode ser definida como uma brisa de grande escala (NOGUÉS-PEAGLE e MO, 1997; CHEN, 2003; GADGIL, 2003) e pode ser exemplificada pela Figura 3.1. Em modelo teórico, Voyeikov (1879, apud GAN et al., 2016, p. 1) associou a variação sazonal da precipitação no Leste Asiático com o sistema de monção.

Figura 3.1 – Esquemática do regime de Monção através da circulação de Brisas Marítima e Terrestre.



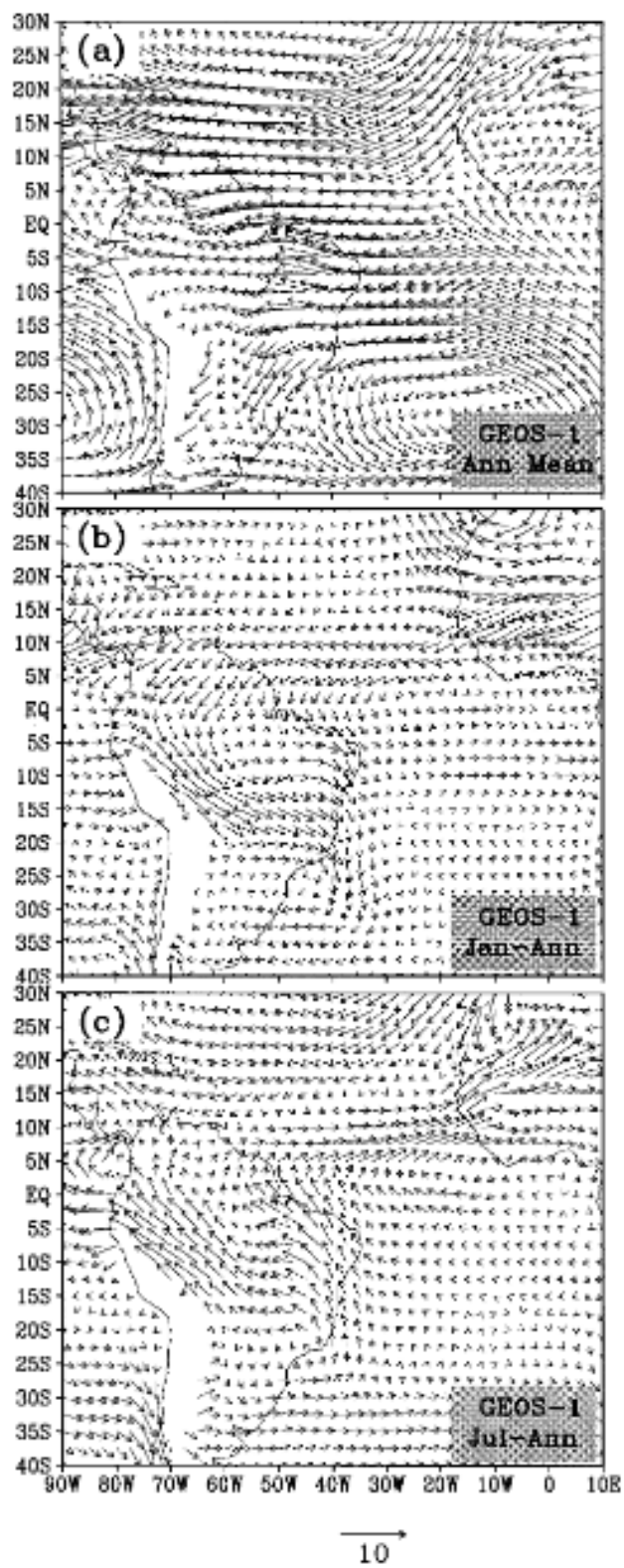
Fonte: Gan (2015).

Com a necessidade de definir as características da circulação de monção, Khromov (1957, apud GAN et al., 2016, p.1) apresentou um índice baseado na mudança da direção do vento e sua frequência, assim foram criados critérios (RAMAGE, 1971):

- A mudança da direção predominante do vento deve mudar em, pelo menos, 120° entre os meses de janeiro e julho;
- A frequência média da direção do vento que prevalece em janeiro e julho deve exceder em 40%;
- O vento resultante médio deve ultrapassar 3 ms^{-1} em algum dos meses.

Porém, de acordo com esses parâmetros, a AS não apresentaria o regime de monção, apenas a Ásia, Austrália e África, apesar de ter aspectos de um clima monçônico, como inverno seco e verão chuvoso. Com o intuito de explicar o motivo da AS apresentar essa característica do regime de monção, Zhou e Lau (1998) mostraram que ao visualizar o vento sazonal em baixos níveis não é possível identificar a reversão do seu sentido, porém é possível observá-la quando é calculada a anomalia do vento em baixos níveis, ou seja, quando a média anual é subtraída do valor sazonal, como pode ser visto na Figura 3.2.

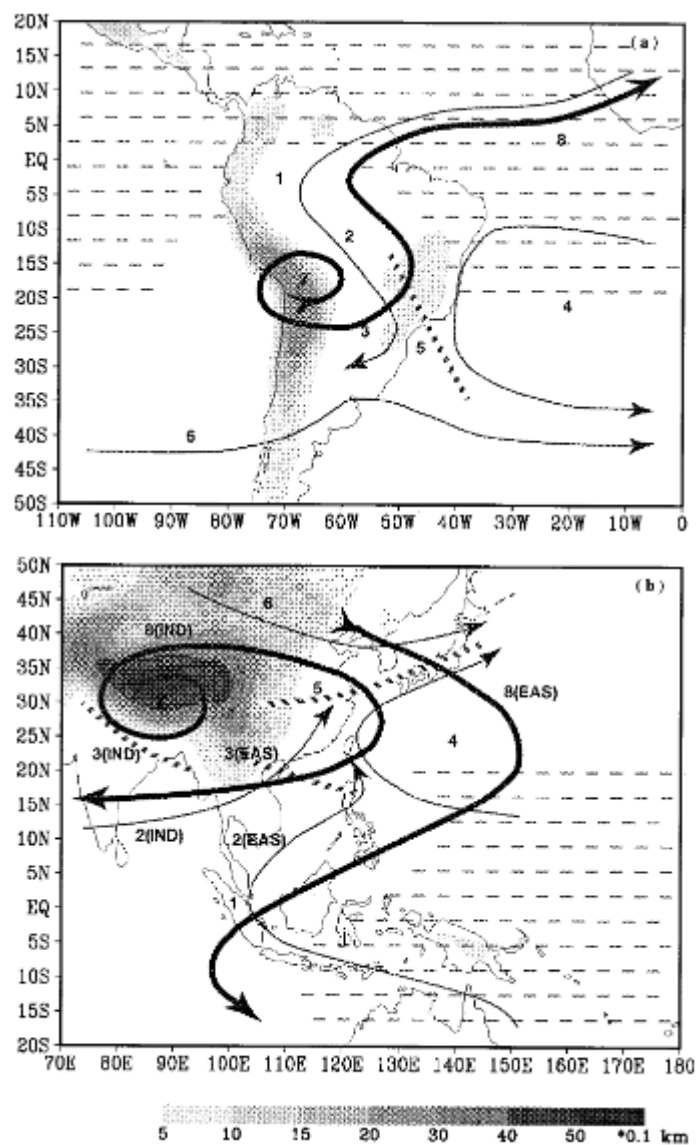
Figura 3.2 – Climatologia do vento (ms^{-1}) em 900 hPa para: (a) média anual; (b) diferença de janeiro e média anual; (c) diferença de julho e média anual.



Fonte: Zhou e Lau (1998).

Ainda no mesmo estudo, Zhou e Lau (1998) identificaram os sistemas atmosféricos que influenciam o Sistema de Monção da Ásia Oriental (SMAO) e SMAS (Figura 3.3) como: 1) escoamento em baixos níveis que cruza o equador; 2) ventos de noroeste vs sudoeste; 3) Baixa do Chaco vs Cavado do Leste da Ásia; 4) altas subtropicais; 5) Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) vs Zona Frontal de Mei-Yu; 6) ventos de oeste de latitudes médias; 7) Alta da Bolívia vs Alta do Tibete e 8) escoamento em altos níveis.

Figura 3.3 – Esquematização dos sistemas atmosféricos que influenciam o SMAO e SMAS.



Fonte: Zhou e Lau (1998).

Existe outro modelo para a definição do sistema de monção, que é a determinação de regiões onde existe uma variação latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), como nos continentes da África, sul da Ásia e norte da Austrália (GAN et al., 2016). Porém na AS, essa variação não é tão grande, contudo, também pode ser considerada uma região sob o regime de monção (ASNANI, 1993). Dessa forma, o autor propôs um critério para definir as regiões da circulação monçônica: a faixa entre a posição de 5° mais a norte da posição norte climatológica da ZCIT até 5° mais ao sul da sua posição sul climatológica. E assim, é possível verificar a ocorrência de monção na África, Ásia e AS.

Assim, ao ter o conhecimento da circulação de monção, diversas metodologias foram elaboradas para estudar a atividade convectiva na AS como indicador de variabilidade intrasazonal. Ao utilizar dados de ROL, Kousky (1988) determinou datas de início e fim da estação chuvosa através de médias calculadas para 73 pântadas. Para as datas do início da estação chuvosa: (a) o valor de ROL precisa ser menor que 240 Wm^{-2} , (b) de 12 pântadas anteriores, pelo menos 10 precisam ter $\text{ROL} > 240 \text{ Wm}^{-2}$ e (c) as 12 pântadas posteriores, pelo menos 10 precisam ter $\text{ROL} < 240 \text{ Wm}^{-2}$. Enquanto para o fim da estação chuvosa: (a) os valores de ROL devem ser maiores que 240 Wm^{-2} e (b) critérios das pântadas opostos ao do início da estação chuvosa.

Com isso, foi observada a intensificação da atividade convectiva na região da Amazônia a partir de setembro em direção ao sudeste do país, e o aumento de ROL, representando o enfraquecimento da convecção, foi observada nos meses de março e abril com migração para a região norte do Brasil, assim foi possível definir uma banda de atividade convectiva com orientação Noroeste-Sudeste, relacionada ao SMAS.

Garcia e Kayano (2009b) estudaram a variabilidade da circulação tropical para o período de 1948-1999, através de diversas variáveis. Uma das variáveis utilizadas foi a velocidade potencial (χ) em 200 hPa, que expressa a divergência em altos níveis da circulação. Utilizou-se o χ -transiente (desvio da média anual do desvio da média zonal) para representar a componente monçônica e os modos monçônicos foram obtidos através da análise de EOF das anomalias mensais em uma faixa do globo (60° N e 40° S). A partir disso, obteve-se dois modos separados: o primeiro modo, mais

energético, que explica a variabilidade multidecenal do SMAS e do Pacífico Oeste, indicando um escoamento convergente anômalo sobre a AS tropical e um escoamento divergente anômalo sobre o Pacífico Oeste antes de 1975, esse modo ocorre por todo ano e é relacionado à dinâmica da Oscilação Decenal do Pacífico (PDO, em inglês); já o segundo modo representa variações interanuais entre algumas regiões, e apresentou similaridades com o modo tropical interanual El Niño – Oscilação Sul (ENOS).

Garcia e Kayano (2010) analisaram as variações sazonais da convecção associada ao SMAS, através de dados de ROL durante os anos de 1979 a 2006. Através da análise de EOF, no domínio de 20° N, 20° S, 80° W e 10°W, foi possível encontrar modos associados à convecção tropical. Assim, três modos dominantes foram encontrados: o modo equatorialmente antissimétrico (associado ao SMAS), o modo ZCIT e o modo equatorialmente simétrico.

Foi encontrado que os dois primeiros modos variam em uma escala anual, evoluindo um para o outro: a convecção relacionada à ZCIT pode ser encontrada no Atlântico Tropical Norte quando a convecção do SMAS começa a aparecer na Amazônia e o enfraquecimento do SMAS começa durante os meses de março e abril, quando a convecção na AS diminui e na mesma época, a ZCIT está na sua posição mais próxima do nordeste do país. O terceiro modo é caracterizado como o modo equatorialmente simétrico, variando em escala semianual, que evolui de forma independente, e pode descrever uma resposta da convecção na faixa tropical da AS, devido à insolação no equador (equinócios), retratando a transição entre as estações seca e chuvosa.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Neste trabalho são utilizados dados de ROL (Wm^{-2}), medidos por satélite de órbita polar, disponibilizados pela *National Oceanic and Atmospheric Administration/Cooperative Institute for Research in Environment Science* (NOAA-CIRES) *Climate Diagnostics Center* (CDC). Esses dados possuem resolução espacial de 2,5°, são utilizados no período 1979-2016 e representam a média diária das passagens durante o dia e noite. Tais médias minimizam os efeitos do ciclo diurno e reduzem as diferenças entre satélites devido aos vários tempos de passagem no

equador (KOUSKY, 1988). As falhas destes dados são preenchidas através de um processo de interpolação espacial e temporal feita por Liebmann e Smith (1996). Cabe ressaltar que esses dados de ROL medidos por satélite podem ser usados como uma boa aproximação para a distribuições de grande escala de nebulosidade na região tropical, uma vez que baixos valores sobre estas regiões, geralmente, indicam atividade convectiva.

Além disso, foram obtidos dados mensais de velocidade potencial (χ ; $\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) em 200 hPa com pontos de grade gaussiana de espaçamento de aproximadamente $1,875^\circ$ em longitude e latitude, para o mesmo período dos dados de ROL, pertencentes ao *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) Reanalysis Project* (KALNAY et al., 1996). A velocidade potencial, de acordo com Lamb (1945), é definida por:

$$D = \nabla^2 \chi \quad (1)$$

em que D é a divergência.

Foi necessário realizar uma interpolação bilinear nos dados de χ para fazer com que essa variável ficasse com a mesma resolução espacial dos dados de ROL, ou seja, $2,5^\circ$ em longitude e latitude. Em seguida, a análise de EOF foi aplicada a ambos os dados para averiguar a variabilidade das variáveis atmosféricas, ROL e χ , na área limitada por 15°N , 30°S , 85°W e 30°W (Figura 4.1), tendo em vista que o foco do estudo é a convecção tropical associada ao SMAS. Esse método foi escolhido para a análise desses campos, já que tal ferramenta pode ser utilizada para reduzir a dimensionalidade dos dados originais e encontrar os padrões que explicam a maior variância à variável.

Além disso, as séries das componentes principais (PCs, em inglês) obtidas com essa análise, fornecem as variações temporais do modo correspondente. Nesse cálculo, foi utilizado o *software* R. No caso de ROL, a diferença para o trabalho de Garcia e Kayano (2010) é que, no trabalho atual, os dados não foram submetidos a nenhum tipo de filtragem.

Figura 4.1 – Área de estudo para análise da convecção tropical associada ao SMAS.



A significância estatística dos modos encontrados pela EOF é avaliada pelo teste proposto por North et al. (1982), em que o modo pode ser estatisticamente significativo se o autovalor associado (λ_n) é bem separado dos autovalores vizinhos, como: $\delta\lambda_{n+1} < \Delta\lambda_{n+1}$ e $\delta\lambda_n < \Delta\lambda_n$, em que $\delta\lambda_n (\sim \lambda_n (2/N)^{1/2})$ é o erro de amostragem de λ_n , N é o número de graus de liberdade e $\Delta\lambda_n (= \lambda_n - \lambda_{n+1})$ é a diferença entre os autovalores. Se dois valores próximos são agrupados, porém bem separados dos vizinhos, então seus respectivos autovetores podem ser combinados e produzir um padrão estatisticamente significativo (GARCIA e KAYANO, 2010).

Em seguida, o método não paramétrico, teste de Mann-Kendall foi utilizado para a análise estatística de possível tendência linear das séries (MANN, 1945; KENDALL, 1975). O teste tem sido empregado em diversos estudos para analisar a tendência e significância de séries temporais hidrometeorológicas (DOUGLAS et al., 2000; YUE et al., 2002; NATIVIDADE et al., 2017). Para realizar o teste, primeiramente é necessário calcular o valor de S dado pela Equação 2:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sen}(x_j - x_i) \quad (2)$$

em que n é o tamanho da série, x_i e x_j são os valores que estão nas séries temporais i e j , e $\text{sen}(x_j - x_i)$ é a função sinal, definida como:

$$\text{sen}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1, & (x_j - x_i) > 0 \\ 0, & (x_j - x_i) = 0 \\ -1, & (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (3)$$

E a variância de S pode ser calculada por:

$$\text{var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^m t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18} \quad (4)$$

em que t_i é o número de dados com valores iguais em determinado grupo e m é o número de grupos contendo esses valores iguais na série de dados em um grupo i .

Desse modo, o teste de Mann-Kendall pode ser estabelecido como:

$$Z_s = \begin{cases} \frac{S-1}{[\text{var}(S)]^{1/2}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{S+1}{[\text{var}(S)]^{1/2}}, & S < 0 \end{cases} \quad (5)$$

onde valores positivos de Z_s indicam a tendência de aumento da magnitude na série temporal da variável estudada e valores negativos, tendência de diminuição.

As séries temporais de ROL e de χ em 200 hPa, obtidas pela análise de EOF, foram correlacionadas através da correlação linear de Pearson (Equação 6) para investigar a relação linear entre as variáveis. Os valores de correlação positiva indicam que as séries covariam com relação às suas respectivas médias, assim: valores acima (abaixo) da média em x estão associados aos valores acima (abaixo) da média em y ; já para correlações negativas, valores acima (abaixo) da média em x estão associados aos valores abaixo (acima) da média em y .

$$r(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (6)$$

em que x são as séries temporais de ROL e y , as de velocidade potencial em 200 hPa.

Para verificar a significância estatística das correlações calculadas e da tendência linear das séries temporais, utilizou-se o nível de significância $\alpha = 0,01$.

5. ANÁLISES E RESULTADOS

5.1 Climatologia de ROL e Velocidade Potencial em 200 hPa

A climatologia mensal de ROL para o período 1979-2016 mostra que a convecção tropical possui um ciclo anual associado ao regime monçônico na região, sendo que o início da atividade convectiva pode ser notado em setembro apenas na região noroeste da AS (Figura 5.1). Com o passar dos meses, essa convecção estende-se para a região central e sudeste do continente, sendo que a mesma fica mais intensa e bem configurada nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, indicada pelos menores valores de ROL, indicando maiores índices de convecção e, possivelmente, de precipitação. Nos meses de março, abril e maio, os valores de ROL começam a reduzir no continente e a atividade convectiva migra lentamente para o Hemisfério Norte (HN). Assim, nos meses de junho, julho e agosto, os valores de ROL são maiores que 240 Wm^{-2} na região central da AS, mostrando que não há convecção na região, enquanto a mesma permanece confinada no extremo noroeste do continente. Esse ciclo anual bem definido da convecção e, conseqüentemente, da precipitação, é coerente aos trabalhos anteriores já publicados (GAN et al., 2004; GARCIA e KAYANO, 2009a; 2013; GARCIA et al., 2016).

A climatologia sazonal de ROL para o mesmo período resume a informação da atividade convectiva em estação chuvosa (DJF), estação seca (JJA) e estações de transição (SON e MAM), como pode ser visto na Figura 5.2. Assim, é possível observar que o início da configuração monçônica (ou início da estação chuvosa da região) é notada na primavera (SON), quando os maiores valores de convecção são observados na região noroeste e central do continente, principalmente na Amazônia, Colômbia e Venezuela. No verão (DJF), os menores valores de ROL são observados em grande parte do continente, estando a convecção mais intensa localizada na região central do continente. No outono (MAM), o regime chuvoso sobre a região começa a diminuir e, assim, pode-se observar a migração entre os sistemas monçônicos, do Hemisfério Sul (HS) para o HN. No inverno austral (JJA), o campo de ROL está mais a noroeste da AS, caracterizando a estação seca na região, época em que se observa o deslocamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) para mais próximo do continente.

Figura 5.1 – Climatologia mensal de ROL (Wm^{-2}) do período 1979-2016

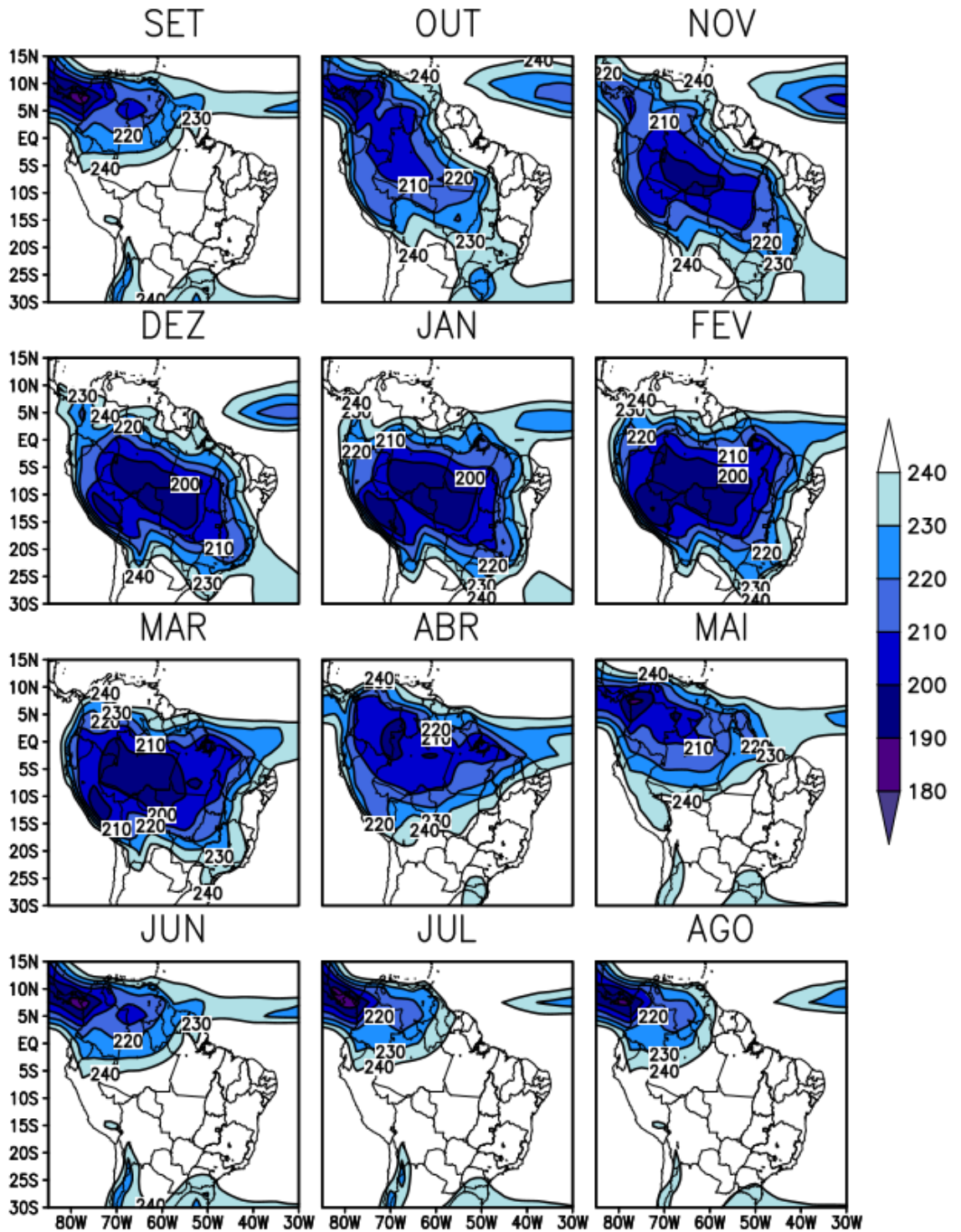
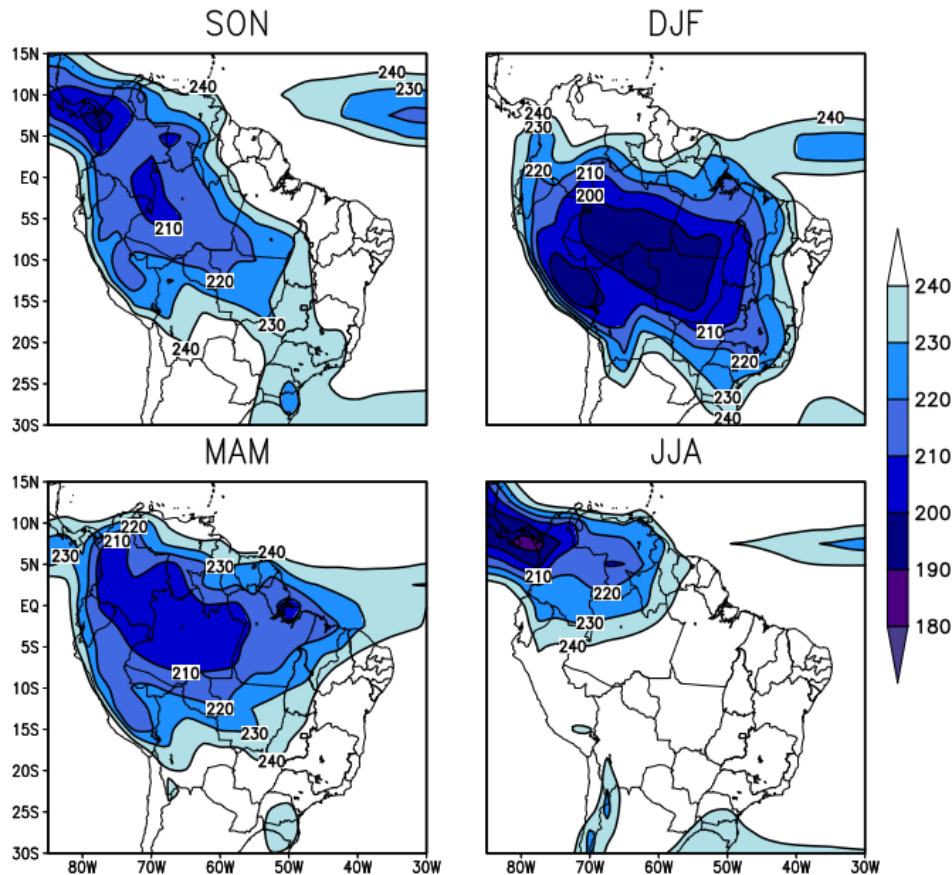


Figura 5.2 – Climatologia sazonal de ROL (Wm^{-2}) do período 1979-2016.



A climatologia mensal de χ em 200 hPa do período de 1979-2016 apresentada na Figura 5.3 está associada à divergência em altos níveis, e assim, está diretamente relacionada à convecção tropical ilustrada pelo campo de ROL (Figura 5.1). O início da atividade convectiva ocorre no mês de setembro, e em outubro, a convecção fica mais intensa sobre o noroeste da AS, sendo que, em novembro, a convecção e, consequentemente, a divergência em 200 hPa fica bem estabelecida em grande parte da região tropical da AS. Com o passar dos meses, essa atividade convectiva estende-se para a região central e sudeste da área de estudo, ficando mais confinada na região central do Brasil nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. Assim, os menores valores de velocidade potencial, associados aos maiores valores de convecção (fatores responsáveis pelo regime de precipitação da região) podem ser vistos na estação chuvosa do continente (Figuras 5.1 e 5.3). Nos meses de março, abril e maio, é possível observar que a divergência em 200 hPa começa a se retrair e migrar para o HN no sentido sudeste-noroeste, enquanto que nos meses de junho, julho e agosto,

essa divergência é confinada no extremo noroeste do continente, assim como observado no campo de ROL, e na região central do continente tem-se ausência de convecção e de divergência em altos níveis, indicativo da estação seca (Figuras 5.1 e 5.3).

A climatologia sazonal de χ , assim como de ROL, mostra o ciclo anual da divergência em altos níveis associada ao sistema monçônico da AS (Figura 5.4). A maior diferença do campo de ROL é que, naquele caso, ambas as estações de transição (SON e MAM) possuíam semelhante configuração espacial (Figura 5.2), o que não pode ser observado no campo de χ em 200 hPa (Figura 5.4). Em SON, os menores valores de χ são observados sobre o noroeste da região, mas com valores de divergência atingindo a região central do continente, o que é indicativo do início da estação chuvosa na região. Em DJF, a atividade convectiva concentra-se sobre a região central do continente, assim como a divergência em altos níveis, associada aos movimentos ascendentes característicos da fase madura da estação chuvosa na região. No outono (MAM), a convecção migra lentamente para o noroeste do continente, havendo diminuição do regime de precipitação na região, enquanto que, no inverno (JJA), tem-se o estabelecimento da estação seca na região, com os valores negativos de velocidade potencial localizados no extremo noroeste da AS.

Figura 5.3 – Climatologia mensal de χ ($\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) em 200 hPa do período 1979-2016.

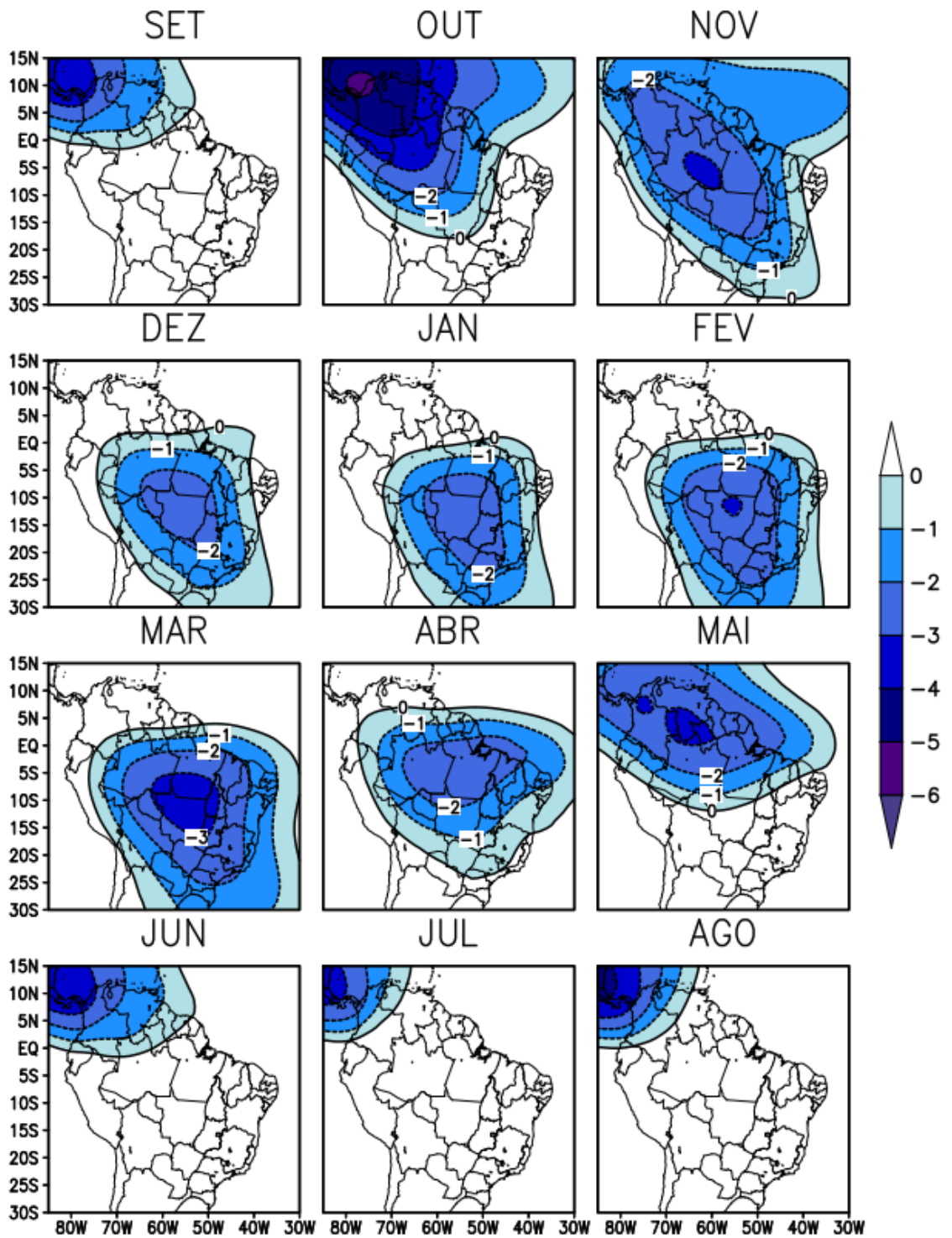
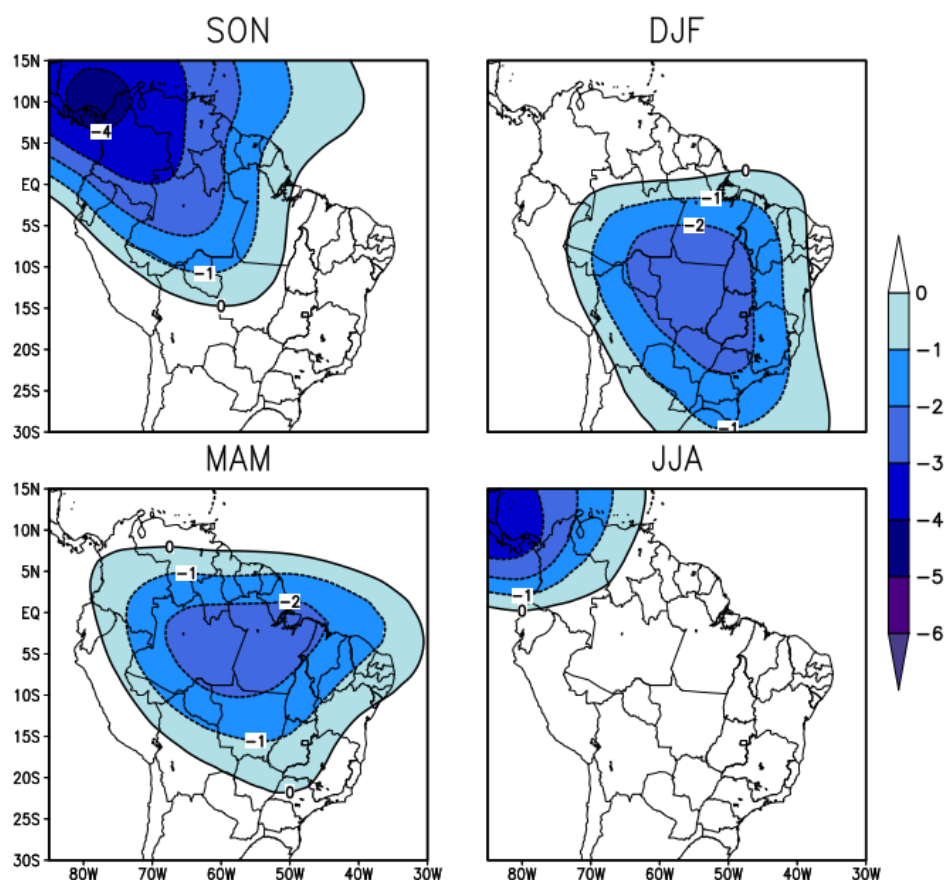


Figura 5.4 – Climatologia sazonal de χ ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) em 200 hPa do período 1979-2016.



5.2 EOF: modos espaciais e séries temporais

Utilizando a técnica estatística multivariada de análise de componentes principais (ou EOF), foi possível encontrar os três modos dominantes de ROL na região tropical da AS. Os modos explicam, respectivamente, 56,5%, 13,3% e 6,4% da variância total desta variável. De acordo com os critérios estabelecidos por North et al. (1982), os modos de ROL encontrados são estatisticamente significativos, visto que seus autovalores associados são bem separados dos autovalores vizinhos (Tabela 5.1).

Tabela 5.1 – Teste de North et al. (1982) para os modos de ROL.

	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4	EOF5
λ_n	76.440,33	17.982,17	8.608,96	4.536,23	4.031,53
$\delta\lambda_n$	5.062,38	1.190,89	570,14	300,42	267
$\Delta\lambda_n$	58.458,16	9.373,21	4.072,72	504,71	–

O primeiro modo encontrado (Figuras 5.5a e 5.6a) também varia em uma escala anual, assim como o modo equatorialmente antissimétrico de Garcia e Kayano (2010). A EOF1 mostra uma configuração de dipolo entre os dois hemisférios, com um padrão equatorialmente antissimétrico de ROL (Figura 5.5a). Os valores positivos encontram-se sobre toda a AS ao sul do equador e no oceano Atlântico equatorial central. Assim, para PC01 negativos (positivos), vistos na Figura 5.6a, tem-se a presença (ausência) de convecção sobre essa região. A configuração de sinal oposto (valores negativos) é observada no HN. O PC01 mostra um ciclo anual bem definido, com o sinal negativo no período de verão austral e com sinal positivo no período de inverno austral (Figura 5.6a). Logo, tem-se que o padrão encontrado nesse primeiro modo representa a resposta sazonal do campo de ROL à forçante solar, ilustrando a reversão dos padrões de ROL entre o HS e o HN do verão para o inverno e vice-versa. A configuração anti-simétrica do campo de ROL prevalece sobre a região do SMAS, o que é coerente ao trabalho de Murakami e Nakazawa (1985) e ao de Garcia e Kayano (2010), que encontraram um padrão de dipolo relacionado à monção na componente equatorialmente assimétrica de ROL, variando em um ciclo anual bem definido.

A Figura 5.5b ilustra o segundo modo da EOF de ROL e o correspondente PC está na Figura 5.6b. Valores positivos (negativos) são observados ao longo da costa nordeste da AS e no Atlântico equatorial adjacente (ao norte e ao sul dos positivos; Figura 5.5b). A série temporal (PC02) mostra um ciclo anual bem definido, assim como o PC01, mas com as maiores amplitudes negativas no período do outono e positivas no período da primavera (Figura 5.6b). Logo, esse padrão sazonal do campo de ROL é consistente com aquele associado à ZCIT do Atlântico, assim como encontrado no estudo de Garcia e Kayano (2010). De fato, a ZCIT atinge sua posição mais ao norte na primavera e gradualmente se propaga para sul para atingir sua posição mais ao sul no outono (HASTENRATH e HELLER, 1977).

As Figuras 5.5c e 5.6c mostram o terceiro modo da EOF de ROL e o correspondente PC. A EOF3 mostra um padrão quase-simétrico de ROL em relação a 3° N, no qual os valores negativos podem ser notados sobre essa região. Esse padrão se assemelha com o modo semianual equatorialmente simétrico de ROL na região da AS encontrado por Matsumoto e Murakami (2000) e ao modo simétrico achado por

Garcia e Kayano (2010). O PC03 mostra um ciclo semianual bem definido da componente simétrica de ROL, com amplitudes positivas durante outono e primavera e as negativas no verão e no inverno (Figura 5.6c). Portanto, esse modo descreve a resposta semianual da convecção tropical à marcha anual de insolação no equador.

Figura 5.5 – Configurações espaciais da EOF de ROL (Wm^{-2}) para a região tropical da América do Sul: a) primeiro modo; b) segundo modo; c) terceiro modo.

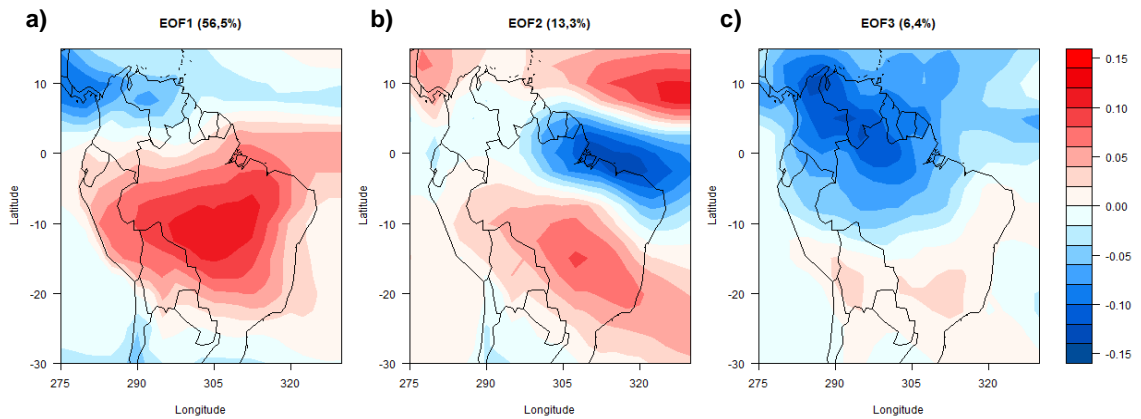
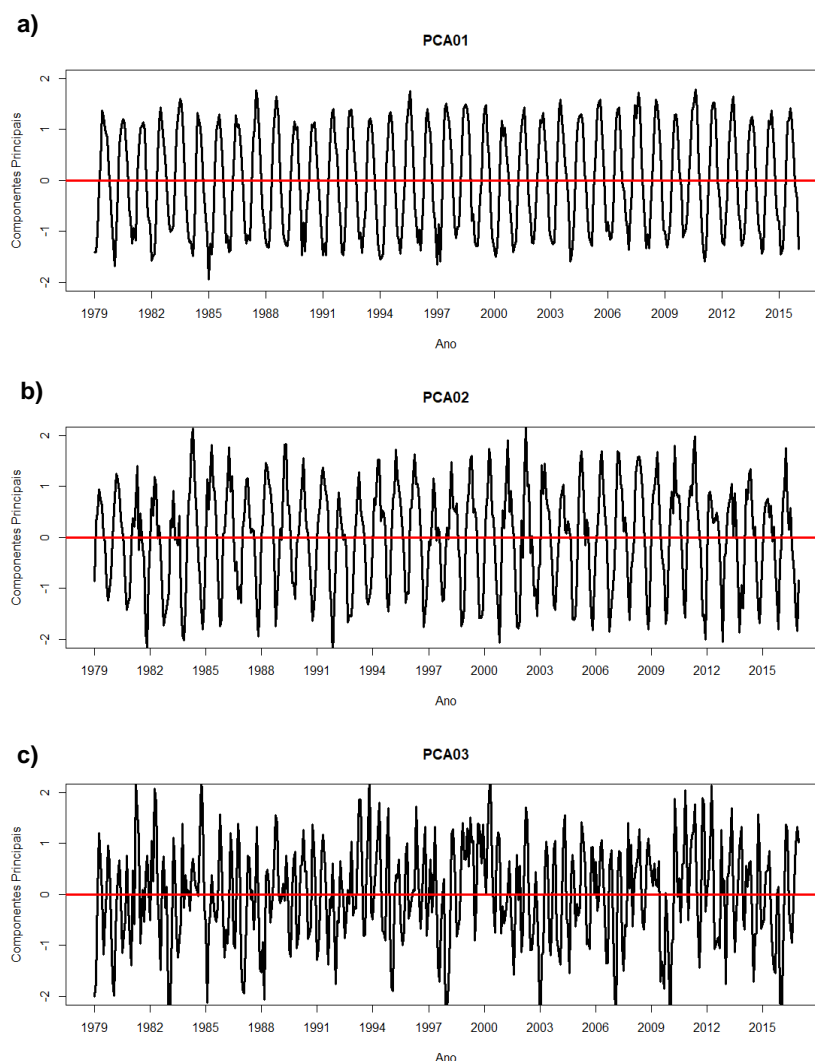


Figura 6 – Séries temporais da EOF de ROL (Wm^{-2}) para a região tropical da América do Sul: a) primeiro modo; b) segundo modo; c) terceiro modo.



Através da mesma técnica, encontrou-se os três modos dominantes de χ em 200 hPa para a região de estudo. Os modos explicam, respectivamente, 68,6%, 22,8% e 4,3% da variância total da velocidade potencial. Realizando o teste de North et al. (1982), foi possível encontrar que os autovalores dos três modos observados são bem separados uns dos outros (Tabela 5.2), em que $\delta\lambda_2 < \Delta\lambda_2$ e $\delta\lambda_1 < \Delta\lambda_1$ (EOF01), $\delta\lambda_3 < \Delta\lambda_3$ e $\delta\lambda_2 < \Delta\lambda_2$ (EOF02), $\delta\lambda_4 < \Delta\lambda_4$ e $\delta\lambda_3 < \Delta\lambda_3$ (EOF03).

Tabela 5.2 – Teste de North et al. (1982) para os modos de χ em 200 hPa.

	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4	EOF5
λ_n	$4,51 \times 10^{15}$	$1,50 \times 10^{15}$	$2,86 \times 10^{14}$	$7,33 \times 10^{13}$	$6,77 \times 10^{13}$
$\delta\lambda_n$	$2,99 \times 10^{14}$	$9,92 \times 10^{13}$	$1,89 \times 10^{13}$	$4,85 \times 10^{12}$	$4,48 \times 10^{12}$
$\Delta\lambda_n$	$3,01 \times 10^{15}$	$1,21 \times 10^{15}$	$2,13 \times 10^{14}$	$5,63 \times 10^{12}$	–

O primeiro modo encontrado (Figuras 5.7a e 5.8a) varia em escala anual, assim como observado nos dois primeiros modos de ROL. A EOF1 (Figura 5.7a) mostra a configuração de um dipolo entre a região sudeste da AS (valores positivos) e o extremo noroeste da área de estudo (valores negativos). Dessa forma, para PC01 negativos (positivos) tem-se ocorrência (ausência) de convecção sobre o continente, e consequentemente, divergência do vento em altos níveis. Na Figura 5.8a, é possível observar que a série temporal mostra um ciclo anual bem definido com sinal negativo (positivo) na estação chuvosa (seca) da região.

No segundo modo, também é observada a configuração de um dipolo (Figura 5.7b) e sua respectiva série temporal (Figura 5.8b). Observa-se na EOF2 valores positivos no noroeste da AS, estendendo-se até a região norte do Brasil; além de valores negativos não tão intensos sobre o sudeste do continente (Figura 5.7b). O PC02 também mostra um ciclo anual bem definido (Figura 5.8b), como o PC01, porém com valores positivos no outono (divergência na região noroeste e convergência no sudeste da AS) e negativos na primavera (convergência na região noroeste e divergência no sudeste da AS). Assim, o padrão encontrado nos dois primeiros modos de χ em 200 hPa estão relacionados com a divergência e convergência em altos níveis, além de ter o ciclo anual da atividade convectiva associado ao deslocamento monçônico entre os hemisférios, tendo em vista que os dipolos encontrados nos modos espaciais possuem configuração meridional.

O terceiro modo da EOF de χ em 200 hPa e o respectivo PC são mostrados nas Figuras 5.7c e 5.8c. A EOF3 mostra a configuração de um dipolo zonal quase-simétrico em relação à AS, localizados nos oceanos Pacífico (valores negativos) e Atlântico (valores positivos). O PC03 mostra um ciclo anual, em que amplitudes negativas ocorrem durante a estação de outono e positivas durante a estação de primavera. Assim, no outono, há divergência (convergência) em 200hPa sobre o oceano Atlântico (Pacífico). Na primavera, a configuração é contrária, o que mostra algo associado à circulação Leste-Oeste (ou zonal) na região.

Figura 5.7 – Configurações espaciais da EOF de χ ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) para a região tropical da América do Sul: a) primeiro modo; b) segundo modo; c) terceiro modo.

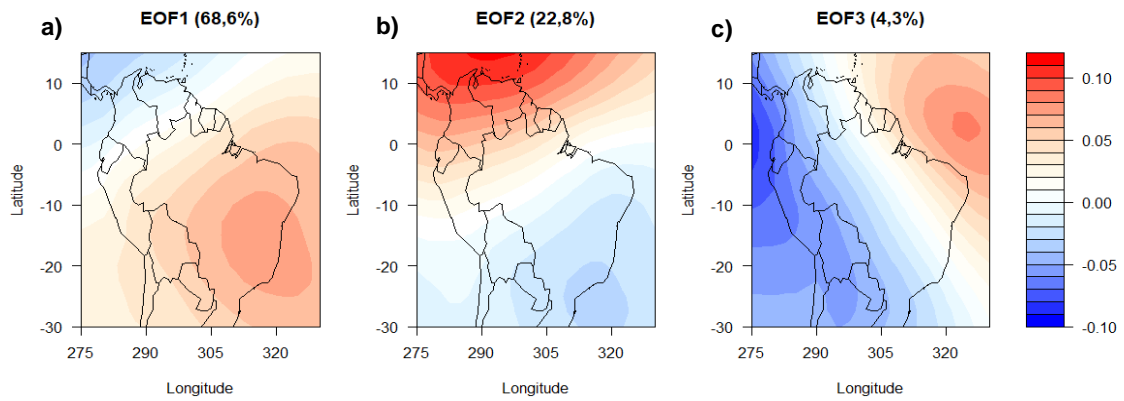
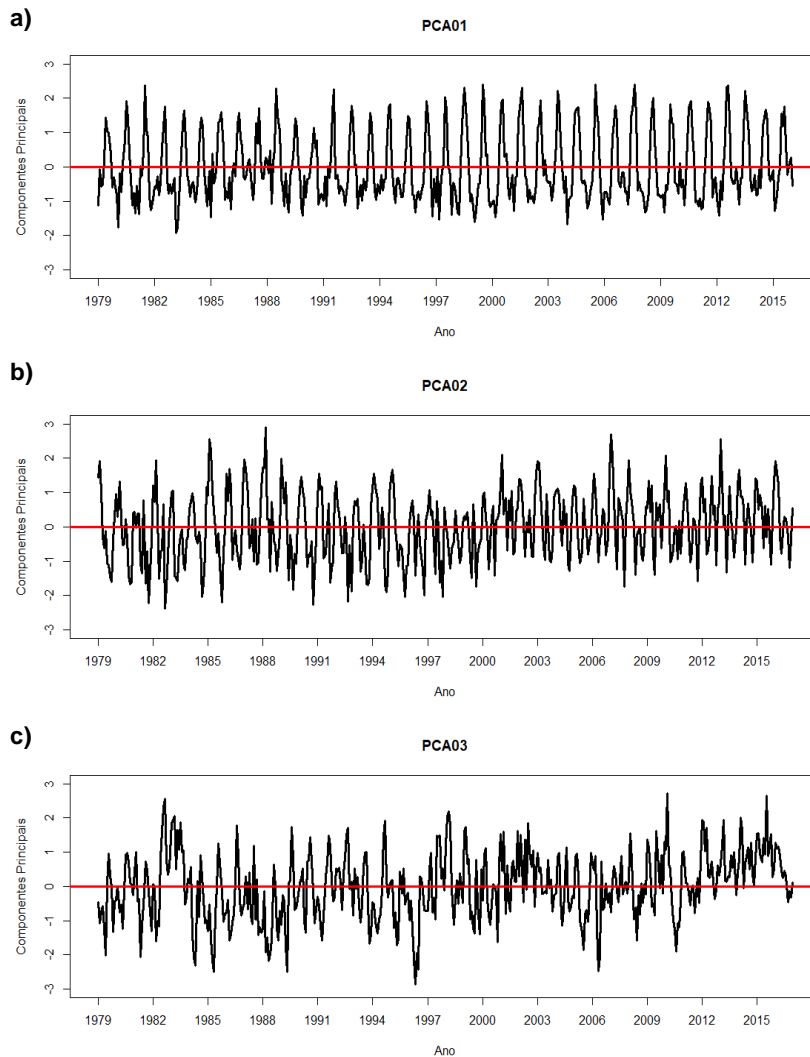


Figura 5.8 – Séries temporais da EOF de χ ($\times 10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) para a região tropical da América do Sul: a) primeiro modo; b) segundo modo; c) terceiro modo.



5.3 Teste de Mann-Kendall

O Teste de Mann-Kendall foi utilizado para analisar a possível tendência linear que pode ser encontrada nas variáveis meteorológicas que estão sendo estudadas. A Tabela 5.1 ilustra os resultados obtidos através das séries temporais de ROL e velocidade potencial em 200 hPa. É possível observar que todos os valores encontrados indicam uma tendência de aumento da magnitude das componentes principais associadas às variáveis, já que são positivos; para tendência de diminuição, os parâmetros deveriam ser negativos.

O parâmetro do Teste de Mann-Kendall para o PC01 de ROL mostra o valor mais alto dentre os encontrados, indicando assim uma maior taxa de aumento nas magnitudes da PC associadas ao padrão equatorialmente assimétrico, relacionado ao dipolo de atividade convectiva entre HN e HS, que caracteriza a monção. Já para χ em 200 hPa, os maiores valores foram encontrados para PC02 e PC03, e nas Figuras 5.8b e 5.8c essa tendência pode ser notada visualmente. O PC03 define o ciclo anual, em que as amplitudes positivas (negativas) ocorrem na primavera (outono), e observou-se uma tendência significativa de aumento.

Desse modo, a taxa de aumento dessas variáveis pode contribuir para as alterações climáticas, que já estão sendo observadas, e ainda interferir nos padrões de precipitação, apesar de apenas uma tendência ser estatisticamente significativa, inferindo no padrão zonal de divergência e convergência em altos níveis do oceano Atlântico e Pacífico.

Tabela 5.3 – Teste de Mann-Kendall para as séries temporais de ROL e χ em 200 hPa.

	PC01	PC02	PC03
ROL	1,2423	0,36941	0,81294
χ	0,85785	3,2398	5,4796*

*Tendência estatisticamente significativa ao nível de significância de 1%

5.4 Correlação de Pearson

As séries temporais de cada modo de ROL foram correlacionadas com as de χ em 200 hPa, como pode ser ilustrado na Tabela 5.2. Para o primeiro modo, encontrou-se o valor de 0,671 sendo uma correlação positiva e significativa, indicando que valores abaixo (acima) da média para ROL estão associados a valores

abaixo (acima) da média para χ em 200 hPa, e, assim, essa correlação positiva mostra que as duas séries temporais associadas à atividade convectiva do SMAS covariam no mesmo sentido. Para o segundo modo, o valor da correlação é de 0,014, mostrando uma correlação positiva fraca, como o valor está próximo a zero, pode-se dizer que não há relação linear entre as variáveis. Por fim, a correlação encontrada, entre os terceiros modos, foi de -0,185, indicando que valores acima (abaixo) da média para ROL estão associados aos valores abaixo (acima) da média de χ em 200 hPa.

Como já discutido na seção sobre os modos da EOF, sabe-se que a EOF3 de ROL está relacionada à convecção tropical nos equinócios e a EOF3 de velocidade potencial em 200 hPa indica um padrão de circulação Leste-Oeste na região tropical da AS, assim não representam o mesmo sistema físico.

Tabela 5.4 – Correlação linear de Pearson (r) entre os modos da EOF de ROL e χ em 200 hPa.

Modos	R
PC01	0,671*
PC02	0,014
PC03	-0,185*

*Correlação estatisticamente significativa ao nível de significância de 1%

6. CONCLUSÃO

A Radiação de Onda Longa e a velocidade potencial em 200 hPa são variáveis importantes para o estudo da atividade convectiva da América do Sul tropical, juntamente à circulação na região do SMAS. Com a técnica de EOF, encontrou-se três modos dominantes de ROL (56,5%, 13,3% e 6,4% de variância total) na região de estudo: o primeiro modo varia em escala anual e possui configuração antissimétrica de ROL sobre a região do SMAS, que também foi encontrado no estudo de Garcia e Kayano (2010); o segundo modo explica o padrão sazonal da ZCIT no Atlântico, em que na primavera, o sistema atinge sua posição mais ao norte e gradualmente se propaga para o sul, atingindo sua posição máxima sul no outono, como explicado por Hastenrath e Heller (1977); já o terceiro modo dominante encontrado mostra um padrão quase-simétrico de ROL, correspondente à resposta semianual da convecção tropical à insolação no equador durante os equinócios.

Também, foram analisados os três modos dominantes para a velocidade potencial em 200 hPa: o primeiro modo mostra a configuração de um dipolo entre a região sudeste da AS e o extremo noroeste da área delimitada do estudo, com um ciclo anual bem definido, em que apresenta sinal negativo (positivo) na estação chuvosa (seca); o segundo modo foi bem parecido com o primeiro, caracterizando a divergência e convergência em altos níveis relacionados ao ciclo anual do deslocamento da atividade convectiva e monçônica entre os hemisférios; enquanto, o terceiro modo mostra a configuração de um dipolo zonal entre os oceanos Pacífico e Atlântico, com convergência (divergência) em altos níveis, durante o outono, no oceano Pacífico (Atlântico).

Além disso, foi possível analisar a tendência linear de aumento a longo prazo dessas variáveis, através do Teste de Mann-Kendall, que são importantes para as alterações climáticas, encontrando aumento de tendência significativa para o terceiro modo da velocidade potencial em 200 hPa relacionado a uma circulação Leste-Oeste da América do Sul. Através da correlação linear de Pearson (r), foram calculadas as correlações entre as séries temporais de cada modo de ROL com as de velocidade potencial em 200 hPa, e assim o primeiro modo teve uma correlação positiva e significativa, $r = 0,671$, indicando padrões de atividade convectiva relacionada ao regime de monção.

Portanto, com esse trabalho, espera-se ter contribuído para o maior conhecimento das características associadas à convecção na região do SMAS, fornecendo maior embasamento para setores de previsão e análise de variabilidade climática, assim como para a sociedade como um todo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASNANI, G.C. **Tropical meteorology**. Pune: Nobel Printers, 2003. 603 p.

CHEN, T. Maintenance of summer monsoon circulations: A planetary-scale perspective. **Journal of Climate**, v.16, n.12, p.2022-2037, 2003. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0442%282003%29016%3C2022%3AMOSMCA%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 22 jun. 2019.

DOUGLAS, E. M.; VOGEL, R. M.; KROLL, C. N. Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. **Journal of Hydrology**, v. 240, p. 90-105, 2000. Disponível em: <https://cfpub.epa.gov/ncer_abstracts/index.cfm/fuseaction/display/files/fileID/14635>. Acesso em: 23 jun. 2019.

GADGIL, S. The Indian monsoon and its variability. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 31, p. 429-467, 2003. Disponível em: <http://wwwf.imperial.ac.uk/naturalsciences/options/unified_projects/files/projects/184/Gadgil.pdf>. Acesso em: 22 jun. 2019.

GAN, M. A. Sistema de Monção da América do Sul: Variabilidade Intrassazonal e Interanual. 2015. 62 slides. Disponível em: <http://cursos.cptec.inpe.br/~rcursos/Workshop_ZCAS/slides-apresentacoes/WS_ZCAS_MONCAO_2007_Gan.pdf>. Acesso em: 22 jun. 2019.

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**, v. 17, n. 01, p. 47-66, 2004. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0442%282004%29017%3C0047%3ATSAMCA%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 18 jun. 2019.

GAN, M. A.; SANTOS, L. F.; LIMA, J. R. A.; AFONSO, J. M. S.; SILVA, A. B. Monção da América do Sul. *Climanálise*, 2016. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/revista/pdf/30anos/ganetal.pdf>>. Acesso em: 22 jun. 2019.

GARCIA, S.R.; KAYANO, M.T. Determination of the onset dates of the rainy season in central Amazon with equatorially antisymmetric outgoing longwave radiation. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 97, n. 03-04, p. 361-372, 2009a. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s00704-008-0080-y>>. Acesso em: 18 jun. 2019.

GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Relação dos sistemas de monção com as variabilidades tropical interanual e multi-decenal. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 01, p. 69-86, 2009b. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?pid=S0102-77862009000100008&script=sci_abstract&tlng=es>. Acesso em: 22 jun. 2019.

GARCIA, S.R.; KAYANO, M.T. Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 99, n. 01-02, p. 29-38, 2010. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s00704-009-0107-z>>. Acesso em: 22 jun. 2019.

GARCIA, S.R.; KAYANO, M.T. Some considerations on onset dates of the rainy season in Western-Central Brazil with antisymmetric outgoing longwave radiation relative to the equator. **Int. J. Climatol.**, v. 33, n. 01, p. 188-198, 2013. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/joc.3417>>. Acesso em: 18 jun. 2019.

GARCIA, S.R.; CALHEIROS, A.J.P.; KAYANO, M.T. Revised method to detect the onset and demise dates of the rainy season in the South American Monsoon areas. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 126, n. 03-04, p. 481-491, 2016. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s00704-015-1599-3>>. Acesso em: 18 jun. 2019.

HALLEY, E. An historical account of the trade winds, and monsoons, observable in the seas between and near the Tropicks, with an attempt to assign the physical cause of the said winds. **Philosophical Transactions**, v. 16, n. 183, p. 153-168, 1686. Disponível em: <<https://royalsocietypublishing.org/doi/abs/10.1098/rstl.1686.0026>>. Acesso em: 22 jun. 2019.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quart. J. Royal Meteorol. Soc.**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977. Disponível em: <<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49710343505>>. Acesso em: 24 jun. 2019.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, J.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 77, n.03, p. 437-471, 1996. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477%281996%29077%3C0437%3ATNYRP%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 22 jun. 2019.

KENDALL, M. G. **Rank correlation methods**. London: Charles Griffin, 1975. 196 p.

KHROMOV, S. P. Die geographische verbreitung der monsune. **Petermanns Geographische Mitteilungen**, v.101, p. 234-237, 1957.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 03, n. 01, p. 217-231, 1988.

Disponível em:

<http://www.rbmet.org.br/port/revista/revista_artigo.php?id_artigo=394>. Acesso em: 22 jun. 2019.

LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 77, n. 06, p. 1275–1277, 1996. Disponível em:

<https://www.jstor.org/stable/26233278?seq=1#page_scan_tab_contents>. Acesso em: 22 jun. 2019.

MANN, H.B. Nonparametric tests against trend. **Econometrica**, v. 13, n. 03, p. 245-259, 1945. Disponível em: <<https://www.jstor.org/stable/pdf/1907187.pdf>>. Acesso em: 23 jun. 2019.

MATSUMOTO, J.; MURAKAMI, T. Annual changes of tropical convective activities as revealed from equatorially symmetric ROL data. **J. Meteorol. Soc. Japan**, v. 78, n. 05 p. 543-561, 2000. Disponível em:

<https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj1965/78/5/78_5_543/_article/-char/ja/>. Acesso em: 24 jun. 2019.

MURAKAMI, T.; NAKAZAWA, T. Transition from the Southern to Northern Hemisphere summer monsoon. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 09, p. 1470-1486, 1985. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281985%29113%3C1470%3ATFTSTN%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 24 jun. 2019.

NATIVIDADE, U. A.; GARCIA, S. R.; TORRES, R. R. Tendência dos índices de extremos climáticos observados e projetados no Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 04, p. 600-614, 2017. Disponível em:

<http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862017000400600>. Acesso em: 23 jun. 2019.

NOGUÉS-PEAGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during Summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 02, p. 279-291, 1997.

Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0493%281997%29125%3C0279%3AAWADCO%3E2.0.CO%3B2>>. Acesso em: 22 jun. 2019.

NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F.; MOENG, F. J. Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 07, p. 699-706, 1982. Disponível em:

<[https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-](https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281982%29110%3C0699%3ASEITEO%3E2.0.CO%3B2)

[0493%281982%29110%3C0699%3ASEITEO%3E2.0.CO%3B2](https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281982%29110%3C0699%3ASEITEO%3E2.0.CO%3B2)>. Acesso em: 23 jun. 2019.

RAMAGE, C.S. **Monsoon meteorology**. New York: Academic Press, 1971. 296 p.

TAO, S. Y.; CHEN, L. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. **Monsoon Meteorology**, p. 60-92, 1987.

VOYEIKOV, A. I. Regional monsoon climate over East Asia: Amur region, Baikal, Manchuria, Eastern Mongolia, China, Japan etc. **Proc. Imp. Ross. Geogr. Soc.**, v. 15, p. 321-410, 1879.

WEBSTER, P. J. **The elementary monsoon**. New York: Monsoons, 1987.

YUE, S.; PILON, P.; PHINNEY, B.; CAVADIAS, G. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. **Hydrological Processes**, v.16, n. 09, p. 1807-1829, 2002. Disponível em:

<<https://www.pacificclimate.org/~werner/zyp/Yue%20Pilon%20Phinney%20Cavadias%202002%20HP.pdf>>. Acesso em: 23 jun. 2019.

ZHISHENG, A.; GUOXIONG, W.; JIANPING, L.; YOUBIN, S.; YIMIN, L.; WEIJAN, Z.; YANJUN, C.; ANMIN, D.; LI, L.; JIANGYU, M.; HAI, C.; ZHENGGUO, S.; LIANGCHENG, T.; HONG, Y.; HONG, A.; HONG, C.; JUAN, F. Global monsoon dynamics and climate change. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 43, p. 29-77, 2015. Disponível em:

<https://www.researchgate.net/publication/258374639_Global_Monsoon_Dynamics_and_Climate_Change>. Acesso em: 22 jun. 2019.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 05, p. 1020–1040, 1998. Disponível em:

<[https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-](https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0442%281998%29011%3C1020%3ADAMCEO%3E2.0.CO%3B2)

[0442%281998%29011%3C1020%3ADAMCEO%3E2.0.CO%3B2](https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0442%281998%29011%3C1020%3ADAMCEO%3E2.0.CO%3B2)>. Acesso em: 22 jun. 2019.